

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Kasdi Merbah
Ouargla

École Nationale Supérieure
d'Agronomie Alger

Université Ibn Khaldoune,
Tiaret



Projet PNR : ALLUVSOL



Département des sciences agronomiques

ECOLE DOCTORALE SCIENCE DU SOL

Mémoire

En vue de l'obtention du diplôme de :

Magister

En Agronomie

Spécialité : Science du sol

Thème :

Estimation de la rétention en eau dans les sols
alluviaux de l'oasis de Guerrara (région du M'Zab)

Présenté par :

M^{lle} Azzoug Lamia

Soutenu publiquement le : 23 / 01 / 2014

Devant le jury composé de :

M. HALILAT Med Tahar	Professeur	Université de Ghardaïa	Président
M. HAMDIAISSA Belhadj	Professeur	Université de Ouargla	Promoteur
M. DRIDI Bachir	Professeur	ENSA, Alger	Co-Promoteur
M. CHELOUFI Hamid	Professeur	Université de Ouargla	Examineur
M. BOUTOUTAOU Djamel	M.C.A	Université de Ouargla	Examineur
M. DADDI BOUHOUN Mustapha	M.C.A	Université de Ouargla	Examineur

Promotion 2012/2013

« La gestion de l'eau est un formidable laboratoire où s'invente jour après jour et crise après crise la démocratie. Voilà peut-être la raison pour laquelle la question de l'eau n'a pas la place qui lui revient, en pleine lumière, au cœur de la société : l'eau dérange, car l'eau fait débat »

Erik Orsenna

« A l'échelle cosmique, l'eau liquide est plus rare que l'or »

Hubert Reeves

*“When you can measure a thing,
You begin know something about it;
Until you measure it,
Your knowledge remains meagre and unsatisfactory.”*

Dédicace

Cette thèse représente l'aboutissement du soutien et des encouragements que mes parents m'ont prodigué tout au long de ma scolarité..... ✍

*Toutes les lettres ne sauraient trouver les mots qu'il faut...
Tous les mots ne sauraient exprimer la gratitude, l'amour,
le respect et la reconnaissance que je vous porte... ✍*

*A ma sœur Wassila et mon frère Mohammed Amine
Je vous dédie ce travail en témoignage de mon amour et mon attachement...
Votre aide et votre générosité extrêmes ont
été pour moi une source de courage, de confiance et de patience... ✍
Puisse nos fraternels liens se pérenniser et consolider encore.
Je vous aime très fort ... ✍*

*A la mémoire de mes grands-parents.
Le destin ne nous a pas laissé le temps pour jouir ce bonheur ensemble et
d'exprimer tout mon amour pour vous.
Puisse Dieu tout puissant vous accorder sa clémence, sa miséricorde et vous
accueillir dans son saint paradis... ✍*

*A tous les membres de ma grande famille, petits et grands
Veuillez trouver dans ce modeste travail l'expression de mon affection
la plus sincère... ✍*

*A tous mes ami(e)s et tous ceux qui me sont chers.
A eux tous, je souhaite un avenir plein de joie, de bonheur et de succès... ✍*

*A Tous mes enseignants tout au long de mes études.
A tous ceux qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce travail ...*

*A tous ceux ou celles qui me sont chers et que j'ai omis involontairement de
citer... ✍*

Lamia AZZOUG.



Remerciements

*Soyons reconnaissants aux personnes qui nous donnent
du bonheur ; elles sont les charmants jardiniers
par qui nos âmes sont fleuries.*

Marcel Proust

Tant de chemin parcouru depuis mes premiers pas sur la route ayant mené à la réalisation de cette thèse de magistère. Un chemin façonné tantôt par les découragements face aux obstacles, tantôt par le bonheur de les avoir surmontés. Les regards en arrière qui nous demandent si nous avons pris la bonne direction. Ceux portés vers l'avant qui nous confirment la voie choisie. Un chemin incroyablement enrichissant sur le plan scientifique mais aussi humain. Cette route n'a pu en effet être parcourue que grâce à ceux qui m'ont accompagnée et m'accompagnent encore aujourd'hui. Les remerciements en sont qu'une reconnaissance adressée à toutes les personnes ayant contribué à ce que la thèse puisse arriver à son terme dans les conditions qui sont les siennes. Ils sont rédigés dans un moment de doux relâchement intellectuel, sans véritable rigueur ni souci taxinomique, où j'ai laissé au hasard ma mémoire, plus impressionnée par les événements récents, répétés, ou chargés d'émotions, le soin de retrouver ses personnes. Dans un autre état d'esprit, ces remerciements auraient certainement été tout autre, et j'aurais peut-être oublié un des noms qui suivent. Mais j'ai choisi ce moment précis pour les écrire. Mais est-il plus facile d'écrire les remerciements que le contenu principal du manuscrit ? Pas si sûr. . . Allez, je me lance !

Tout d'abord, mes remerciements s'adressent aux personnes qui m'ont proposé le sujet de thèse et qui m'ont encadré tout au long de ces années d'étude ; une mention toute particulière à mon promoteur Monsieur HAMDI-AISSA Belhadj professeur au département des sciences agronomiques à l'université Kasdi Merbah de Ouargla pour sa grande disponibilité, son écoute et son encadrement durant ces années. Son expérience et son aide autant scientifique que physique sur le terrain m'ont été essentielles pour mener à bien ce projet de recherche. Je remercie également mon co-promoteur Monsieur DRIDI Bachir professeur au département de science du sol à l'ENSA d'Alger pour m'avoir accueilli dans son laboratoire. Merci pour ses conseils et encouragements au quotidien et pour la confiance qu'il m'a accordé. J'ai pu ainsi profiter de leurs connaissances et de leurs compétences dans des domaines variés.

Je tiens à exprimer aussi ma profonde gratitude à Monsieur HALILAT Mohammed Tahar professeur et directeur du centre universitaire de Ghardaïa, qui m'a fait l'honneur de présider le jury de ma thèse de magistère.

Je voudrais également remercier Monsieur CHELOUFI Hamid, professeur au département des sciences agronomiques à l'université Kasdi Merbah de Ouargla, ainsi que Monsieur BOUTOUTAOU Djamel et Monsieur DADDI BOUHOUN Mustapha, maitres de conférences au sein du même département qui m'ont également fait l'honneur de participer au jury et d'avoir accepté d'examiner ce travail.

Je remercie tout le personnel du département de sciences du sol de l'ENSA d'Alger particulièrement les techniciens des différents laboratoires ainsi que la bibliothécaire pour le climat dans lequel ils m'ont permis de travailler. Les nombreuses discussions que j'ai pu avoir avec chacun m'ont beaucoup apporté.

Mention spéciale aux quelques amis (es) que j'ai eu la chance d'avoir à mes côtés, qui m'ont épaulée et m'ont permis de me lever motivée, le cœur léger et l'esprit tranquille depuis le début de ma thèse. Très humblement, je voudrais vous dire merci pour votre soutien pendant mes périodes de doute et pour ces multiples encouragements répétés. Vous avez su mettre en musique les paroles de ma composition scientifique.

Je clos enfin ces remerciements en dédiant cette thèse à mes parents qui m'ont soutenue tout au long de ces années de travail ainsi que toutes les personnes aimables et serviables qui ont contribué à mon enrichissement personnel.

À tous ces gens là et ceux que je ne nomme pas, mais qui se reconnaîtront, je vous serais éternellement reconnaissante. Merci.

Voilà, une étape du voyage qui se termine ici et une autre commencera inshallah pour mon doctorat...

Résumé

L'étude des sols d'Algérie particulièrement ceux des régions sahariennes constitue une préoccupation majeure en matière de gestion des terres et des eaux dans les zones arides. La plupart des laboratoires du sol des pays en développement ne disposent pas de matériel pour mesurer la courbe caractéristique d'humidité du sol, ce qui constitue une limitation majeure dans le calendrier d'irrigation.

Dans ce travail, nous proposons sur des échantillons des sols alluviaux prélevés de l'oasis de Guerrara (Dayet El Amied), de mettre en évidence les principales caractéristiques qui influent sur les propriétés de rétention en eau d'une part, et d'établir des fonctions de pédotransfert (FPT) permettant d'évaluer la pertinence de deux équations de régression établies par Rawls et al. (1982) pour prédire la rétention en eau d'autre part.

Les résultats obtenus ont révélé que les propriétés de rétention en eau de ces sols sont fortement influencées par la texture et la matière organique. Cependant, la rétention des argiles s'expliquent par le mode d'assemblage des particules élémentaires d'argile soit à la fois à l'histoire hydrique du sol et à la taille des particules élémentaires d'argile.

L'utilisation des FPT développées à partir de base de données étrangères conduit à des biais de prédiction élevés par rapport à nos FPT. De ce fait, nous confirmons que les FPT présentent un caractère régional et montrent leurs limites lorsqu'elles sont employées hors de leur zone d'origine.

Mots clés : Oasis, Guerrara, Sols alluviaux, Rétention en eau, Fonctions de pédotransfert, Texture, Matière organique, argile, biais.

Abstract

The study of soils in Algeria especially those of the Sahara is a major concern of Land management and water in arid areas. Most laboratories in developing countries do not have equipment to measure the characteristic curve of soil moisture and this is a major limitation in irrigation scheduling.

The aim of this research is to bring out the relationship between the main soil characteristics that involve in the soil water retention from alluvial soils samples taking in the Guerrara oasis (Dayet El Amied) and in the other hand to develop pedotransfer functions (PTFs) for evaluating the suitability of two regression equations developed by Rawls and al. (1982) for predicting soils water retention.

The results obtained had revealed that soil water retention properties of this soils were mostly influenced by the texture and organic matter. However, the retention of clays can be explained by the clay fabric or to both the hydric history of the soil and size of the elementary clay particles.

The use of PTFs developed from the foreigner database lead to a high prediction bias compared with our PTFs. Thus, we confirm that PTFs present a regional character and show their limits when they were employed outside the studied area.

Key words: Oasis, Guerrara, Alluvial soils, Water retention, Pedotransfer functions, Texture, Organic matter, Clay, bias.

ملخص

إن دراسة الأتربة في الجزائر لا سيما تلك في المناطق الصحراوية يشكل مصدر إنشغال كبير في تسيير الأراضي والمياه في المناطق القاحلة. معظم مخابر التربة في البلدان النامية لا تملك أجهزة لقياس ميزات منحى رطوبة التربة، وهذا ما يمثل حدا في جدولة الري.

في هذا العمل ، نقتراح تسليط الضوء على الخصائص الرئيسية التي تؤثر على خصائص الاحتفاظ بالماء في الأتربة الروسية لواحة القرارة (ضاية العميد) من جهة، وإنشاء معادلات التحويل البيدولوجي من جهة أخرى ، لتقييم مدى ملائمة اثنين من المعادلات التي وضعها راولز (Rawls) وآخرون (1983) لتنبؤ الاحتفاظ التربة بالماء.

أظهرت النتائج المحصل عليها أن خصائص الاحتفاظ بالماء في تربة تتأثر بشدة بقوام التربة والمواد العضوية. بينما احتفاظ الطين بالماء يفسر بطريقة تجميع جزيئات الطين الابتدائية والتي تمثل على حد سواء، التاريخ المائي للتربة وحجم الحبيبات الأولية من الطين.

ان استخدام معادلات التحويل البيدولوجي المتقدمة من قاعدة بيانات خارجية يؤدي إلى ارتفاع التحيز. ولذلك ، فإننا نؤكد أن معادلات التحويل البيدولوجي يكون لها طابع إقليمي وتظهر حدودها عندما تستخدم خارج وطنها.

الكلمات المفتاحية :

واحة؛ القرارة؛ الأتربة الروسية؛ الاحتفاظ بالماء؛ معادلات التحويل البيدولوجي؛ القوام؛ المواد العضوية؛ الطين؛ التحيز.

Table des matières

Introduction générale	1
Chapitre I : Facteurs explicatifs de la rétention en eau	6
1. La texture	6
2. La structure	9
3. La matière organique	10
4. La capacité d'échange cationique (CEC)	12
5. Le calcaire.....	13
6. Le climat et l'histoire du sol	13
7. Occupation des sols	16
8. Conclusion.....	17
Chapitre II : Fonctions de pédotransfert.....	18
1. Définition.....	18
2. Les types de FPT et leur élaboration.....	19
2.1. Les Fonctions de Pédotransfert Continues (FPTC).....	22
2.2. Les Classes de Fonction de Pédotransfert (CFPT)	25
3. Validation des fonctions de pédotransfert	28
4. Détermination de la FPT la plus adaptée.....	30
5. Conclusion.....	32
Chapitre III : Présentation du milieu	33
1. Situation géographique de la zone d'étude.....	33
a. Cadre régional	33
b. Cadre local.....	35
2. Contexte géologique	36
2.1. Le créacé supérieur (Cénomonien, Cs)	36
2.2. Le néogène	36
2.3. Le quaternaire continental (qt).....	38
3. Contexte géomorphologique	38
3. 1. Les formations structurales.....	38
3.2. Les formations des versants.....	40
3.3. Les formations superficielles.....	40
3.4. Les encroûtements.....	41
4. Contexte hydrogéologique	41
5. Contexte climatique.....	43

5.1 Précipitation	43
5.2. La température.....	44
5.3. Les vents	44
5.4. L'humidité relative	44
6. Classification climatique	44
6.1. L'indice d'aridité de De Martonne (1926).....	44
6.2. Détermination de la saison sèche (diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausson).....	45
6.3. Quotient pluviométrique et climagramme d'Emberger	45
 Chapitre IV : Méthodologie expérimentale	 47
1. Choix de la zone d'étude.....	47
2. Méthodes d'échantillonnage sur terrain	47
2.1. Prélèvement des échantillons	49
2.2. Détermination de la densité apparente.....	49
3. Caractérisation des sols	50
A. Description du profil.....	51
B. Caractérisation physico-chimique du profil	52
C. Classification pédologique des sols	53
4. Etude des propriétés de rétention en eau des sols	53
5. Analyses physico-chimiques	54
6. Etude statistique et établissement des fonctions de pédotransfert	55
 Chapitre V : Analyse des caractéristiques des sols de Dayet-El Amied et leur relation avec la rétention en eau	 56
1. Caractéristiques et propriétés de l'ensemble des sols étudiés	56
1. 1. Description des paramètres physiques	56
1. 2. Textures de l'ensemble des échantillons	57
1. 3. Description des paramètres chimiques.....	58
2. Mise au point des relations spécifiques des sols étudiés	60
2.1. Matrice de corrélation entre les principales caractéristiques physico-chimiques des sols	60
2.2. Matrice de corrélation entre les principaux paramètres pédologiques des sols étudiés et les teneurs en eau à différents potentiels	63
3. Synthèse des principaux résultats	68
 Chapitre VI : Etablissement de fonctions de pédotransfert.....	 70
1. Présentation des résultats	70
1.1 Fonctions de pédotransfert à pF 0	71
1.2. Fonctions de pédotransfert à pF 1,6	72
1.3. Fonctions de pédotransfert à pF 1,9	73

1.4. Fonctions de pédotransfert à pF 2,5	74
1.5. Fonctions de pédotransfert à pF 3,7	76
1.6. Fonctions de pédotransfert à pF 4,2	77
2. Discussion.....	78
Chapitre VIII : Validation des FPT	84
1. Validation des FPT établies selon modèle (I) de Rawls et al. (1982)	84
2. Validation des FPT et CFPT établies selon modèle (II) de Rawls et al. (1982)	84
3. Synthèse des principaux résultats	85
Conclusion générale	105

Liste des abréviations

A : Argile

A.N.R.H. : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques

C : Carbone organique

CaCO₃ : Calcaire (Carbonate de calcium)

CE : Conductivité électrique

CEC : Capacité d'échange cationique

CFPT : Classes de pédotransfert

CPCS : Commission de Pédologie et Cartographie des Sols

CV. : Coefficient de variation

Da : Densité apparente

EMP : Erreur moyenne de prédiction

ETP : L'écart type de prédiction

FPT : Fonction de pédotransfert

h : Hauteur d'eau

hPa : héccto-pascal

LF : Limon fin

LG : Limon grossier

LT : Limon total

MO : Matière organique

O.N.M. : Office National de Météorologie

pH : Potentiel hydrogène

RU : Réserve utile

SF : Sable fin

SG : Sable grossier

ST: Sable total

WRB : World Reference Base

θ : Teneur en eau volumique

Liste des tableaux

Tableau I. Coefficients de détermination R^2 correspondant à la dimension fractale de surface (Ds) d'échantillons de sol et aux textures classées selon USDA développées par Puckett et al. (1985), Huang et al. (2006) et Fooladmand (2007).	21
Tableau II. Coefficients des régressions multiples et valeurs de R^2 correspondant aux FPT développées par Petersen et al. (1968).	23
Tableau III. Coefficients des régressions multiples et valeurs de R^2 correspondant aux FPT développées par Gupta et Larson (1979) et Rawls et al. (1982).	24
Tableau IV. Réserve en eau utile (RU) et les densités apparentes selon les textures (Jamagne et al., 1977).	26
Tableau VI. Caractéristiques des ensembles d'horizons utilisés pour établir les FPT les plus connues (d'après Bastet et al., 1998).	31
Tableau VII. Données climatiques de la région de Ghardaïa (2002-2012) (O.N.M., 2013).	43
Tableau VIII. Les valeurs du quotient pluviométrique de la région de Ghardaïa pour la période (2002-2012).	46
Tableau IX. Résultats d'analyses physico-chimiques du profil.	52
Tableau X. Variabilité des caractéristiques physiques des échantillons étudiés (n=36).	57
Tableau XI. Textures des sols étudiés (n = 36).	58
Tableau XII. Variabilité des caractéristiques chimiques des échantillons étudiés (n=36).	58
Tableau XIII. Variabilité des teneurs en eau pondérales des échantillons étudiés aux différents potentiels (n=36).	59
Figure 26. Relation entre la densité apparente et la teneur en eau à pF1,6 des sols étudiés (n=36).	66
Tableau XIV. Régressions multiples à pF 0 (n=36).	71
Tableau XV. Régressions multiples à pF 1,6 (n=36).	72
Tableau XVI. Régressions multiples à pF 1,9 (n=36).	74
Tableau VIII. Régressions multiples à pF 2,5 (n=36).	75

Tableau XVIII. Régressions multiples à pF 3,7 (n=36).....	76
Tableau XIX. Régressions multiples à pF 4,2 (n=36).....	77
Tableau XX. Les fonctions de pédotransfert sélectionnées du modèle (I) de Rawls et al. 1982 sans stratification (n = 36).....	82
Tableau XXI. Les fonctions de pédotransfert sélectionnées du modèle (II) de Rawls et al. 1982 sans stratification (n = 36).....	83
Tableau XLII. Validité des FPT modèle (I) de Rawls et al. (1982) pour l'ensemble des sols et prés stratification.	84
Tableau XLII. Validité des FPT modèle (II) de Rawls et al. (1982) pour l'ensemble des sols et prés stratification.	84

Liste des figures

Figure 1. Relation entre la texture et la rétention en eau : A- Courbes de rétention de trois sols de textures différentes. B- Réserve utile en fonction de la texture (l'eau utile a été représentée pour les limons). (Duchaufour , 2004).....	7
Figure 2. Propriétés de rétention en eau des sols argileux et mode d'assemblage des particules d'argile (Bruand et al., 1988).....	8
Figure 3.Évolution de la teneur en eau du sol en fonction de l'apport en matière organique (Foley et Cooperband, 2002).....	11
Figure 4.Variation de la teneur en eau disponible selon la texture	12
et la teneur en carbone (Khaleel et al., 1981).	12
Figure 5. Effet du compactage sur les propriétés	14
hydriques (Richard et al., 2001).....	14
Figure 6. Evolution de l'organisation d'une kaolinite grossière au cours de sa dessiccation... (Tessier, 1984).	15
Figure 7. Le nombre de documents publiés sur les fonctions de pédotransfert à partir de 1991 à 2009 (données de l'ISI Web of Science, récupéré Juin 2010). (McBratney et al., 2011).	20
Figure 8. Schéma de formulation d'une fonction pédotransfert. (Minasny et al., 2008).	20
Figure 9. Présentation générale de la démarche suivie pour estimer les propriétés de rétention en eau combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente (Bruand et al., 2004).....	28
Figure 10. Localisation géographique de la région de Guerrara.....	34
Figure 11. Carte et coupe géologique de la région de Guerrara (S.C.G., 1952 ; Gautier et Gousskov, 1951).....	37
Figure 12. Coupe schématique définissant les deux dalles Hamadiennes avec leurs forme et formations Aiteur et Hamdani .(2006)	39
Figure 13. Coupe hydrogéologique du système aquifère du Sahara septentrional	42

(citée par Moulla et al., 2005).....	42
Figure 14. Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausсен de la région de Ghardaïa (2002-2012).....	45
Figure 16. Plan d'échantillonnage effectué sur la parcelle d'étude.....	48
Figure 17. Représentation de la presse à membrane utilisée pour mesurer la teneur en eau des échantillons de sols étudiés mis à l'équilibre avec un potentiel donné.	54
Figure 18. Textures des échantillons étudiés (USDA).....	57
Figure 19. Relation entre la texture et le calcaire total des sols étudiés (n=36).....	61
Figure 20. Relation entre la texture et la matière organique des sols étudiés (n=36).....	62
Figure 21. Relation entre CEC et la teneur en matière organique des sols étudiés (n=36).	62
Figure 22. Relation entre certaines propriétés physiques des sols étudiés (n=36).....	63
Figure 23. Relation entre la teneur en limons fins et la teneur en eau à pF2,5 des sols étudiés (n=36).	64
Figure 24. Relation entre la teneur en sables fins et la teneur en eau à pF2,5 des sols étudiés (n=36).	65
Figure 25. Relation entre la teneur en matière organique et la teneur en eau à pF4,2 des sols étudiés (n=36).....	66
Figure 27. Relation entre le calcaire total et la teneur en eau à pF0 des sols étudiés (n=36).	67
Figure 28. Relation entre la CEC et la teneur en eau à pF2,5 des sols étudiés (n=36).....	67

Liste des Images

Image 1. Situation géographique de la région de Dayet El Amied (Guerrara) (extraite de Google earth, Juin 2013).....	35
Image 2. Positionnement du profil dans la palmeraie (extraite de Google earth, Juin 2013).	50



Introduction générale



Introduction générale

La conservation et la disponibilité de l'eau en régions arides et semi arides est actuellement au centre des préoccupations de la communauté scientifique. L'eau, est plus que partout ailleurs, une exigence vitale qui conditionne aussi bien la vie domestique que le développement du pastoralisme et des productions agricoles. Les nouveaux objectifs environnementaux impliquent une réactualisation des connaissances sur les propriétés physiques des sols, notamment avec la prise en compte de leur variabilité spatiale aux différentes échelles.

Or, pour décrire le fonctionnement hydrique de la couverture pédologique, il est nécessaire de connaître les propriétés hydriques (rétention en eau, conductivité hydraulique) des horizons qui la composent. Cependant, la détermination de ces propriétés par méthodes expérimentales est généralement longue, coûteuse et difficile. Une alternative a fait l'objet d'un très grand nombre d'études durant ces dernières années et qui consiste à l'estimation de cette propriété à l'aide des fonctions pédotransfert (FPT). Ces outils sont pour l'essentiel des relations statistiques qui lient des caractéristiques du sol aisément accessibles (composition granulométrique, densité apparente, teneur en carbone organique...etc.) à des propriétés du sol difficilement accessibles. Ils constituent ainsi un moyen d'établir un lien entre ce qui est disponible dans les bases de données et les grandeurs nécessaires aux modèles qui décrivent le fonctionnement des sols.

De différentes fonctions de pédotransfert ont été ainsi proposées dans la littérature internationale, notamment celles avec pour objectif de mieux connaître la réserve en eau des sols (Petersen et al., 1968; Reeve et al., 1973 ; Hall et al., 1977 ; Gupta et Larson, 1979 ; Rawls et al., 1982 ; Ratliff et al., 1983 ; Manrique et al., 1991 ; Bruand, 1990). Ces chercheurs ont privilégié les rôles de la texture, de la matière organique et de la densité apparente dans la rétention de l'eau. Cependant, de nombreuses études ont montré l'inadéquation des fonctions de pédotransfert établies à prévoir les propriétés de rétention en eau en dehors des régions dans lesquelles elles sont établies (Arrouays et Jamagne, 1993 ; Li et al., 2007).

De ce fait, les modèles actuellement disponibles, issus de travaux réalisés en Europe ou aux Etats-Unis, ne peuvent être extrapolés aux sols d'Algérie. Par ailleurs, ces dernières années, plusieurs auteurs ont perfectionné les outils de prédiction de la rétention en eau des sols par l'emploi de classes de pédotransfert (CFPT). Celles-ci permettent d'estimer les propriétés hydriques après avoir regroupé et classé les sols selon leurs caractéristiques (Bruand et al., 2002).

Le fait que l'Algérie se situe en grande partie sous climats semi-aride et aride (Emberger, 1955), l'étude des propriétés de rétention en eau n'a pas fait l'objet de travaux conséquents. Les causes en sont nombreuses, notamment l'impossibilité d'effectuer des mesures sur la totalité des sols de notre pays en raison de la diversité et de la complexité des systèmes pédologiques et par conséquent de la lourdeur des moyens à mettre en œuvre pour ce type de mesures ainsi que les coûts engendrés. Donc, le recours à des méthodes palliatives constitue le meilleur moyen d'obtenir des données nécessaires à une utilisation optimale et durable des deux ressources fondamentales de la biosphère que sont l'eau et le sol.

Après avoir analysé les travaux réalisés depuis plus d'une trentaine d'années sur les FPT, notre choix a été porté sur les deux modèles de Rawls et al. (1982) à savoir le modèle (I) et le modèle (II). Un tel choix s'explique par le fait que ces auteurs ont utilisé les résultats disponibles dans une base de données, concernant les sols de 32 états des USA (Etats-Unis) pour la majorité des classes du triangle de l'USDA, sans que le caractère remanié ou non des échantillons soit indiqué. Mais aussi, ils ont fait état de multiples régressions linéaires entre la teneur en eau, à moins de dix potentiels matriciels, et les teneurs en argile, limons, sables, matière organique et la densité apparente, aussi leurs résultats ont donné des valeurs des coefficients de régression allant jusqu'à 0,80 et 0,87 (Mugabe, 2005).

Ce présent travail rentre dans le cadre du programme national de recherche (PNR) qui s'intitule « ALLUVSOL : les sols des milieux alluvionnaires en zones sahariennes : inventaire, organisation spatiale, qualité des sols et approche paléo-écologique », mené par le laboratoire de recherche Biogéochimie des milieux désertiques (Université de Ouargla), et dont l'objectif est l'établissement de fonctions de pédotransfert permettant de prédire les propriétés de rétention en eau des sols de l'oasis de Guerrara (région du M'Zab), à 6 valeurs de potentiels selon les deux modèles de Rawls et al. (1982), tout en opérant par la suite une série de stratification afin d'obtenir des CFPT pour chaque type de sol et améliorer la

prédiction. Ces premiers résultats permettront, dans un premier temps, de répondre aux besoins urgents de données sur la rétention en eau de ces sols, et d'envisager par la suite des recherches plus affinées car mieux ciblées (types de sols) et limitées spatialement.

Organisation de l'étude

L'étude est organisée en trois grandes parties.

- **La première partie** sera consacrée à une revue bibliographique qui fera le point sur l'état des connaissances actuelles dans ce domaine et qui est divisée en deux chapitres.

Dans le premier chapitre les propriétés hydriques des sols seront discutées en relation avec la nature de leurs constituants et leur organisation. Les fonctions de pédotransfert existantes dans la littérature seront présentées par la suite dans le second chapitre de cette partie, en insistant sur leurs concepts, leurs qualités et leurs limites.

- **La deuxième partie** concernera la présentation du contexte de l'étude. Elle comporte deux chapitres.

Dans le premier chapitre, l'étude du milieu naturel, qui comprend l'environnement climatique, géologique, géomorphologique et hydrogéologique sera développée, en réunissant toutes les données récentes et complètes de la région d'étude. Tandis que le second chapitre portera sur l'étude pédologique qui consiste à une identification et une caractérisation des différents types de sols de la parcelle d'étude, mais aussi le matériel et la méthodologie adoptés pour la réalisation de ce travail.

- **La troisième partie** sera consacrée à une synthèse des résultats. Elle comporte trois chapitres.

Le premier chapitre s'intéressera à une étude statistique descriptive des caractéristiques analytiques des 36 sols étudiés, en insistant sur les relations statistiques éventuelles entre les paramètres physiques et chimiques, de même qu'avec la rétention en eau. Par la suite une série d'analyses statistiques de régressions multiples sera effectuée dans le second chapitre, afin d'illustrer l'importance de la contribution des différentes variables du sol vis-à-vis de la rétention en eau, considérée à l'aide des valeurs des coefficients de détermination et de corrélation. Finalement pour conclure, le quatrième chapitre sera consacré à valider le niveau de fiabilité des fonctions de pédotransfert établies selon les deux modèles de Rawls

et al. (1982), en comparant les valeurs des teneurs en eau prédites par les FPT à celles mesurées au moyen de 18 échantillons tests

Enfin, les résultats obtenus, leurs implications et leurs limites feront l'objet d'une synthèse conclusion générale.



Synthèse bibliographique



Chapitre I : Facteurs explicatifs de la rétention en eau

La montée en puissance des préoccupations en matière de gestion des ressources en eau, aussi bien en ce qui concerne les aspects quantitatifs (irrigation, recharge de nappe, etc.) que qualitatifs (entraînement de nitrates, pesticides, etc.), est à l'origine d'une demande sans cesse croissante de connaissances, en particulier des propriétés des sols vis-à-vis de l'eau.

De ce fait, les propriétés de rétention en eau ont fait l'objet d'un très grand nombre d'études durant ces dernières décennies. Ces propriétés étant difficiles à mesurer en raison des exigences en termes de date de prélèvement, de conservation des échantillons et de la lourdeur des protocoles de mesure, des études ont très tôt eu pour objet l'établissement de relations permettant de les estimer à partir de caractéristiques du sol plus aisément accessibles. Ces relations constituent en fait, un ensemble hétérogène d'outils d'estimation de ces propriétés.

Par ailleurs plusieurs facteurs explicatifs de la rétention en eau évoquent un moyen nécessaire pour l'étude visée et qui nous permettra par la suite d'introduire la notion de fonction de pédotransfert.

1. La texture

Divers auteurs (Combeau 1961 ; Combeau et Quantin 1963 ; Charreau 1963 ; Dancette 1973) ont montré qu'il existe des relations entre le taux d'humidité à un pF donné et la texture du sol.

Par ailleurs, les travaux de Gras (1962) ainsi que Dancette et Maertens (1974) ont montré que le pF correspondant à la capacité au champ pour un type de sol déterminé peut être relié à la composition texturale du sol. De même, Duchaufour (1991) admet que généralement c'est la texture du sol qui conditionne principalement les valeurs d'humidités caractéristiques.

De ce fait, les argiles et les autres constituants finement divisés des sols développent une surface spécifique très grande et interagissent très fortement avec l'eau (Biggore, 2000).

La figure 1 montre schématiquement les courbes de rétention de trois sols de textures différentes ainsi que l'évolution de l'humidité à la capacité de rétention et l'humidité au point de flétrissement en fonction de la texture. En effet, on constate que la texture du sol joue un rôle

déterminant sur sa réserve utile : elle est très faible pour les sables, maximale pour les limons et décroît dans les textures argileuses.

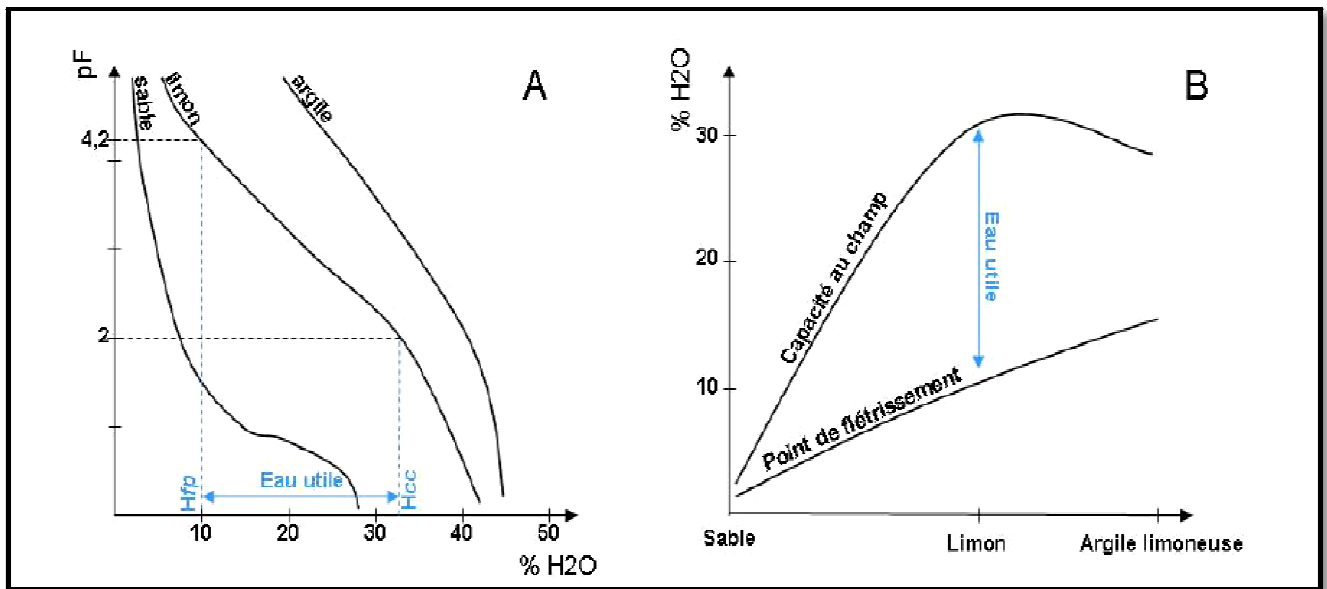


Figure 1. Relation entre la texture et la rétention en eau : A- Courbes de rétention de trois sols de textures différentes. B- Réserve utile en fonction de la texture (l'eau utile a été représentée pour les limons). (Duchaufour , 2004).

Ainsi dans le sol, les particules finement divisées comme les argiles ont la particularité de développer une grande surface spécifique au contact avec l'eau et de posséder une charge électrique superficielle importante. Ces fractions, grâce à leur petite taille (<2 μ m) jouent un rôle privilégié dans la rétention en eau, la structuration des sols, mais aussi dans la rétention et biodisponibilité des éléments chimiques indispensables aux plantes. Cojean et al. (2006), ont constaté que pour une argile donnée, la rétention d'eau dépend essentiellement de la taille des particules et de celles des agrégats, du type de porosité et de l'énergie d'hydratation des cations compensateurs. Aussi, Jerbi (2002) a étudié l'évolution de la rétention d'eau d'une argile purifiée (70 % smectite, 28 % illite et 2 % kaolinite) en fonction du pH. Les résultats montrent que la rétention d'eau atteint un maximum aux alentours de pH 6. L'auteur attribue cela à la présence de contacts attractifs bord-face, qui entraînent une augmentation du volume occupé par les particules argileuses, créant ainsi une nouvelle porosité qui retiendra une quantité d'eau supplémentaire. Lorsque le pH diminue en-dessous de 5, la force ionique du milieu augmente et entraîne l'effondrement des contacts bord-face, ce qui se traduit par une compaction du mélange eau-argile.

Attou (1996) a pu mettre en évidence sur des assemblages compacts argiles-limons la création de ponts d'argile entre les grains de limons. Ainsi, même sur des matériaux fabriqués artificiellement,

à côté de l'assemblage textural, une organisation spécifique de l'argile explique une partie de leurs propriétés physiques (Bigorre ,2000).

De ce qui précède, il apparaît clairement que les propriétés de rétention en eau sont fortement influencées par le mode d'arrangement des particules argileuses, plusieurs auteurs (Tessier, 1984 ; Bruand et al., 1988 ; Bigorre, 2000 ; Al Majou, 2008) ont montré que la nature minéralogique de l'argile avait une grande influence sur les propriétés de rétention en eau surtout au niveau des bas potentiels.

Cependant, Bruand et Zimmer (1992) ont étudié les propriétés de rétention en eau des sols argileux et ont discuté du rôle à la fois de la minéralogie de l'argile et de l'histoire du stress. Aussi, Gaiser et al. (2000) ont étudié l'effet contrasté de la composition minérale de l'argile sur la rétention d'eau pour les sols des régions tropicales semi-arides. Ils ont analysé la rétention d'eau à -33 kPa et -1500 kPa pour 663 horizons provenant du Nord Est du Brésil et du Sud Est du Niger et ils ont montré que la rétention eau des sols contenant l'argile à faible activité ($CEC < 24 \text{ cmol} / \text{kg}$ d'argile) en prédominance diffère considérablement de celle des sols dont l'activité de l'argile est importante. Par ailleurs, lorsque l'on compare des horizons argileux de sols d'origines très différentes, on constate une variation du mode d'assemblage des particules d'argile, de la géométrie des pores qui en résultent et, par voie de conséquence, des propriétés de rétention en eau. Bruand et al. (1988) ont constaté qu'il existe cependant un lien étroit entre la taille des particules élémentaires d'argile, le volume de pores créé par l'assemblage de ces particules et la capacité d'échange cationique des argiles. Les variations de capacité d'échange cationique sont en fait dans le cas étudié la conséquence de variations de taille des particules élémentaire d'argile.

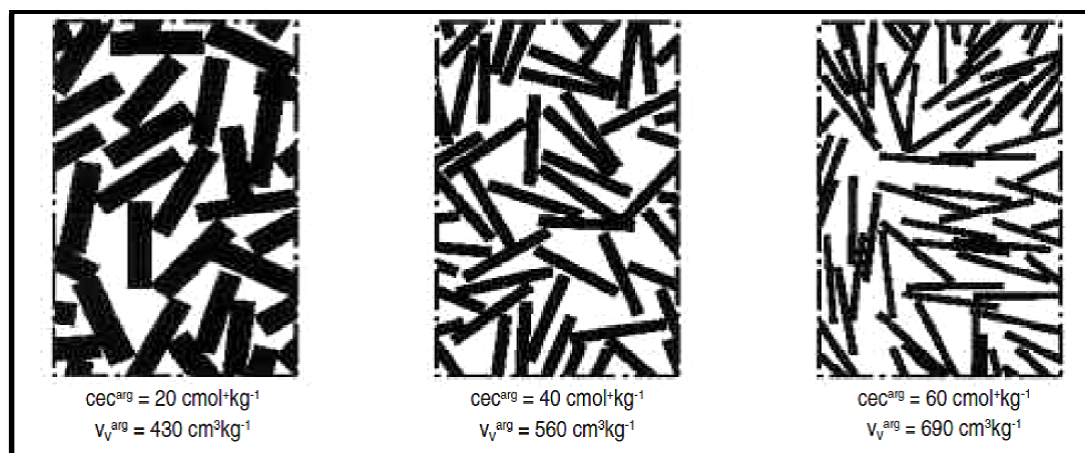


Figure 2. Propriétés de rétention en eau des sols argileux et mode d'assemblage des particules d'argile (Bruand et al., 1988).

Ces mêmes auteurs, ont montré que le volume de pore développé par les particules d'argile à une valeur de potentiel donnée, et par conséquent la teneur en eau à cette valeur de potentiel, croît (figure 2) avec la capacité d'échange en raison des variations de taille des particules élémentaires dont elle dépend. En revanche, le volume poral n'est pas apparu lié à la minéralogie des argiles telle que l'on peut la décrire à l'aide de la diffraction des RX. L'analyse détaillée des minéraux argileux a montré que l'histoire des contraintes hydriques apparaît être plus déterminante pour les propriétés de rétention en eau que la minéralogie des argiles (Al Majou, 2008).

Enfin, à priori un sol argileux retient plus d'eau disponible pour la plante qu'un sol sableux. Cependant une variation de la réserve en eau utile (RU) a été relevée au sein d'une même classe de texture (Bruand et al., 1996) en fonction de la mise en place des matériaux. Par conséquent la réserve en eau utile ne peut être basée que sur sa seule texture du sol. Toutefois, la capacité de rétention en eau du sol est aussi dépendante de la quantité de matière organique qu'il contient (Hollis et al., 1977) et de sa structure. Il faut néanmoins considérer ce rôle conjugué car il est variable d'un sol à l'autre, mais aussi d'un potentiel de l'eau à l'autre, sans négliger le poids d'autres facteurs.

2. La structure

Outre la texture du sol, la structure du sol qui détermine la géométrie des pores est essentielle pour la rétention d'eau du sol. Alors que la texture du sol détermine les systèmes de pores matriciels, l'agrégation du sol conduit à un autre système de pores appelés macropores qui contrôlent le maintien de l'eau à de faibles tensions. Il n'existe pas une mesure directe de la structure du sol et son effet sur la rétention en eau des sols, mais la densité apparente est un paramètre mesurable qui reflète l'état structural du sol (Lipsius, 2002). Cependant, une faible densité apparente ne signifiera pas alors obligatoirement un volume de pores élevé et actif pour la rétention d'eau (Bruand et al., 1996 et 2002).

La rétention en eau aux hauts potentiels ainsi que la RU dépendent de la nature des constituants du sol mais aussi de leur organisation (Halitim, 2006). Ainsi, la teneur en eau à la capacité au champ est affectée par la macroporosité et la structure (Sharma et Uehara, 1968), et donc sa mesure est recommandée d'utiliser les mottes de terre naturelle. Cette relation est fortement dépendante de la nature de l'horizon, du type de sol et de son usage. Ainsi, la densité apparente des sols cultivés est supérieure de 4 % en moyenne à celle des sols forestiers. Cela se traduit par une chute moyenne de la réserve utile de 20 % dans les sols cultivés (Bigorre, 2000).

D'autre part, Minasny (2009) a constaté que le remaniement surestime l'humidité à la capacité de rétention pour tous les sols sauf pour le sol texture plus grossière. En revanche, la teneur en eau au point de flétrissement ou -1500 kPa n'est pas très affectée par la structure, comme la plupart de l'eau est maintenue avec les forces d'adsorption, il peut donc être mesuré à l'aide d'échantillons de sol perturbés (Aina et Periaswamy, 1985).

Selon Dec et al. (2008), l'augmentation de la densité apparente non seulement provoque des changements dans la distribution de la taille des pores, mais affecte également la capacité du sol à se rétrécir et à gonfler dans des conditions saturées.

Aussi, les travaux de Tessier (1984) et Bruand (1985) ont montré qu'à un pF donné, la rétention en eau d'un échantillon de sol augmente avec la diminution de la taille des agrégats qui le constituent. De même, ils ont mis en évidence qu'à humidité égale, le gonflement ou le retrait sont liés à la taille des agrégats et en conséquence au volume des vides inter-agrégats. Cette relation entre la densité apparente et la teneur en eau est pertinente pour des sols argileux mais elle ne l'est pas pour les sols sableux et limoneux (Tessier et al., 2006).

Afin de mettre en évidence le rôle de la structure dans la rétention en eau des sols, Bruand et al. (2002) ont proposé des classes de pédotransfert (CFPT) par combinaison de la texture et de la structure. Les résultats obtenus montrent que les CFPT expriment une classification des sols dite «texturo-structurales», elles permettent de tenir compte à la fois de la texture et de l'état structural du sol, ce qui a abouti à une amélioration de la précision des prédictions de rétention en eau des sols.

3. La matière organique

La teneur en matière organique du sol et sa composition affectent à la fois la structure du sol et les propriétés d'adsorption. Ainsi, les effets de matière organique sur la rétention d'eau du sol doivent être comprises et quantifiées. De nombreuses études (Kumar et al., 1985 ; Sommerfeldt et Chang, 1986 ; Martens et Frankenberger, 1992 ; Dridi et Toumi, 1999 ; Illera et al., 1999 ; Aggelides et Londra, 2000) ont montré que l'apport de la matière organique contribue à accroître la teneur en eau dans les sols dont les retentions en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement sont faibles. Ainsi, elle augmente considérablement la rétention hydrique du sol du fait de ses propriétés de mouillabilité et hydrophobie qui modifient la tension superficielle de la solution du sol et son angle de contact avec le substrat (Mormon, 1989).

D'un point de vue agronomique, l'effet bénéfique se mesure par une augmentation de la réserve utile (figure 3). Plusieurs publications (Kumar et al., 1985 ; Morel et al., 1986 ; Giusquiani et al., 1995 ; Dridi et Toumi, 1999 ; Funt et Bierman, 2000 ; Mohavedi et Cook, 2000 ; Foley et Cooperband, 2002) mettent en avant que l'apport de matière organique permet effectivement d'augmenter la réserve utile.

En 1981, dans une étude de synthèse (à partir de 12 travaux différents) faite par Khaleel et al. sur l'effet de l'application de déchets organiques sur les propriétés du sol, relève que l'apport de matière organique pour des sols à texture fine augmente la rétention en eau à la capacité au champ par rapport à celle au point de flétrissement. Quand aux sols à texture grossière, la présence de sable en pourcentage élevé dans le sol produit le contraire.

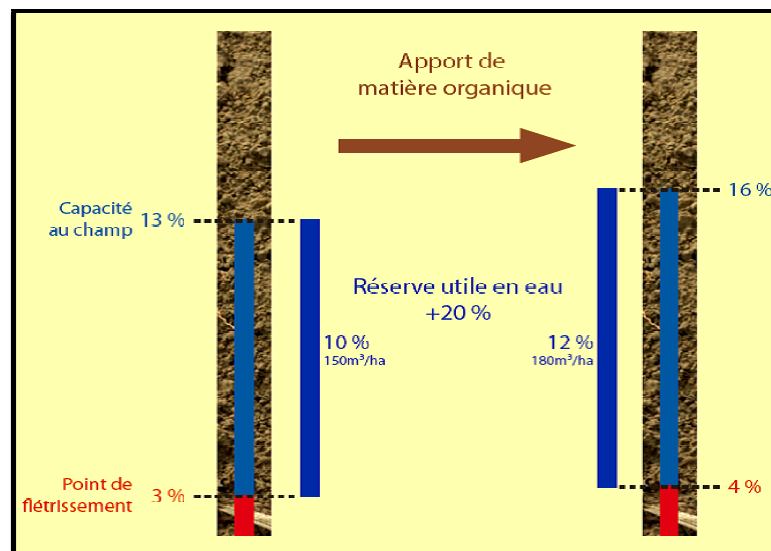


Figure 3.Évolution de la teneur en eau du sol en fonction de l'apport en matière organique (Foley et Cooperband, 2002).

Ces mêmes auteurs ont conclu que cette augmentation (figure 4) est cependant plus prononcée dans les sols à texture grossière (sableux) que dans les sols à texture fine (argileux). Bauer et Black, (1992) aussi ont affirmé que la matière organique affecte la rétention en eau plus dans les sols sableux que dans les sols argileux.

Par ailleurs Rawls et al. (2003) ont relevé que l'effet des variations de la teneur en carbone organique sur la rétention d'eau du sol dépend de la proportion des composantes texturales et la quantité de carbone organique présent dans le sol. Ces auteurs ont constaté qu'à faible teneur en carbone, une augmentation du taux de carbone conduit à une augmentation de la rétention en eau dans les sols grossiers et une diminution dans les sols à texture fine. Tandis qu'à forte teneur

en carbone, une augmentation de cette dernière s'affirme par une augmentation de la rétention en eau pour toutes les textures.

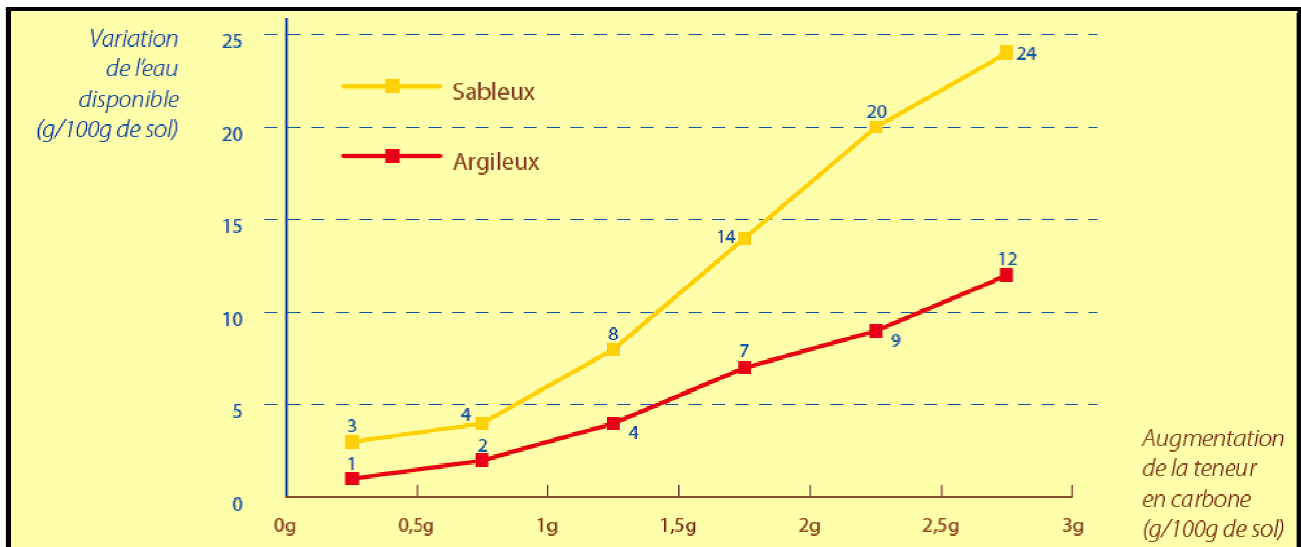


Figure 4. Variation de la teneur en eau disponible selon la texture et la teneur en carbone (Khaleel et al., 1981).

Pour Emerson, (1995) l'augmentation de l'eau utile observée dans des sols sous prairie serait entièrement due à des gels s'apparentant aux polysaccharides.

Cependant, Jouany, (1991) a montré que l'adsorption de quantités très faibles de polymères synthétiques modèles d'acides humiques à la surface d'argiles diminue de manière importante les composantes de l'énergie libre de surface du minéral. Ainsi, aux bas potentiels, les matières organiques deviennent hydrophobes et il est probable que leurs propriétés sont modifiées de façon importante et plus ou moins irréversible après séchage à l'air.

4. La capacité d'échange cationique (CEC)

Il est clair que le potentiel matriciel fait intervenir la surface spécifique des sols et leurs propriétés chimiques. Il serait alors possible d'établir un lien entre la CEC (Capacité d'Échange Cationique qui intègre l'ensemble des charges électriques superficielles des constituants des sols) et le potentiel matriciel d'un sol. De ce fait, il a été montré que la rétention en eau des sols argileux est liée à la capacité d'échange cationique et à la surface spécifique (Tessier et al., 1992). Bruand et Zimmer (1992) ont montré aussi que la CEC peut être considérée comme un estimateur des propriétés de rétention en eau dans les horizons profonds de sols argileux.

Cependant, l'étroitesse de la relation entre l'eau retenue et la CEC augmente lorsque le potentiel de l'eau diminue. Pachepsky et Rawls (1999) ont trouvé que la CEC de la fraction argile peut être un facteur prédictif de la rétention d'eau à -33 et -1500 kPa. En outre, Karathanasis et Hajek (1982) et Lenhard (1984) ont montré que les compositions minéralogiques deviennent un facteur dominant lorsque la teneur en eau à très faible h (soit $<-10^5$ kPa) est étudiée.

La CEC donc est utile pour caractériser le point de flétrissement d'un sol à bas potentiel en eau. En revanche elle ne caractérisera pas la capacité au champ d'un sol, dès lors que ce dernier contient des pores de grandes tailles. C'est alors la densité apparente du sol qui apparaît être le meilleur indicateur de rétention en eau (Tessier et al., 2006).

De ce qui précède, il semble que la CEC peut être utilisée comme un indicateur de l'effet combiné de la teneur en argile et en matière organique. Cependant, il y a peu de rapports démontrant l'estimation des caractéristiques de rétention de l'humidité de la CEC. Une raison à cela est que les mesures de la capacité d'échange de cations ne sont pas aussi simples que l'analyse de la taille des particules du sol.

5. Le calcaire

Le carbonate de calcium dans le sol (CaCO_3) est un constituant qui affecte la courbe de rétention intermédiaire de son énergie d'absorption, ce qui est très différente des autres matériaux du sol. Ainsi, le cation Ca^{2+} joue un rôle majeur dans l'agrégation du fait qu'il est à l'origine de forces d'attraction très fortes sur les sites de surface chargés, et ce dans une large gamme de concentrations de la solution du sol. Les études qui ont examiné les effets de la précipitation du carbonate de calcium sur la réduction de l'espace des pores suggèrent que la rétention d'eau n'est pas affectée de façon significative par les précipitations du carbonate de calcium (Frenkel et al., 1978). Cependant, à partir de la rétention d'eau et les points d'adsorption énergétiques, les carbonates de la taille de l'argile peuvent être traités comme des particules de limon (Soil Survey Staff, 2010). Ceci est confirmé par les résultats de Khodaverdilo et al. (2011) qui suggèrent que l'énergie d'adsorption du carbonate de calcium du sol est plus faible (et donc plus faible en teneur en eau) que d'autres particules de sol ayant approximativement la même taille.

Actuellement, pas de résultats chiffrés sur le rôle de la concentration du calcaire sur la rétention en eau. Par ailleurs, le carbonate de calcium est moins utilisé comme facteur d'estimation de la rétention en eau lorsque la texture du sol est déjà déterminée.

6. Le climat et l'histoire du sol

Les caractéristiques mécaniques d'un sol varient selon sa nature et sa localisation. Ainsi, un même sol peut se comporter différemment selon son histoire énergétique, qu'il soit remanié ou non. Les facteurs climatiques comme le gel ou les alternances humectation-dessiccation sont à même de créer des forces internes "d'auto-compaction".

Selon Tessier et al. (1996), durant la période estivale, les sols ont globalement tendance à ce dessécher. La recharge en eau des sols se produit généralement en automne ou en hiver. Au cours de l'hiver, la teneur en eau à la capacité au champ est généralement atteinte, par la suite, dès que les températures s'élèvent, la transpiration des végétaux participe à la mobilisation de la réserve en eau. Le sol peut se dessécher jusqu'à ce que la plante atteigne son point de flétrissement.

Ainsi, l'apparente diversité des propriétés physiques des sols ne peut être comprise, encore moins maîtrisée, sans un minimum de connaissances de l'action des constituants et leur histoire. Par ailleurs, l'histoire des matériaux, leur mise en place, leur évolution sous l'action des facteurs pédogénétiques et surtout leur réorganisation sous l'action des pratiques culturales modifient intensément la géométrie des assemblages (Richard et al., 2001).

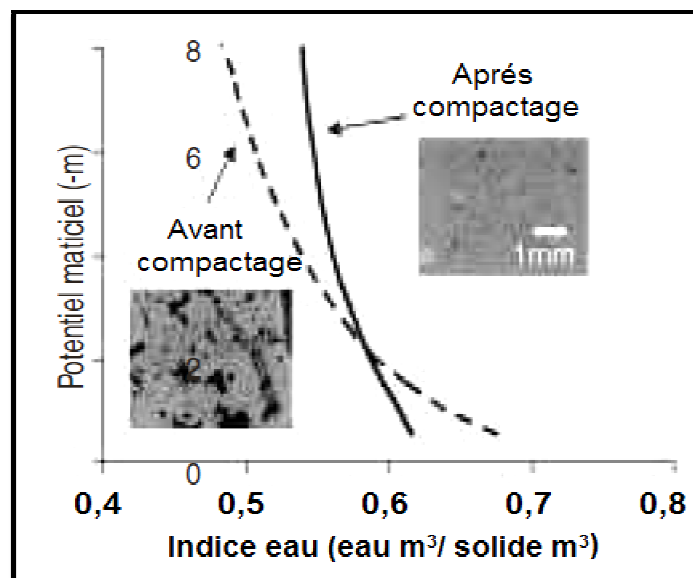


Figure 5. Effet du compactage sur les propriétés hydriques (Richard et al., 2001).

Les interactions sont souvent complexes et il est très difficile en conditions naturelles d'isoler l'effet d'un facteur sur une propriété. Par exemple, la pression mécanique liée au passage d'une roue de tracteur induit, selon les conditions hydriques du moment et la nature du matériau, une modification de l'espace poral. La courbe pointillée (figure 5) présente les données du sol non compacté et la courbe continue celle de l'échantillon compacté. On constate qu'aux potentiels les

plus élevés, l'échantillon non compacté, qui présente une large porosité structurale, retient plus d'eau. Au contraire, pour les potentiels plus faibles, l'échantillon compacté, qui possède plus de pores de petite taille, retient plus d'eau.

Mais l'impact sera d'autant plus conséquent que les facteurs biogéochimiques qui assurent la stabilité structurale auront été préalablement dégradés, cette dégradation pouvant elle-même provenir des mauvaises pratiques antérieures.

La prévision du comportement des argiles ne peut donc pas avoir pour base l'unique étude de leur structure cristalline ni l'étude d'une unique fraction granulométrique donnée (Tessier, 1990). En effet, les argiles conservent en mémoire le passé énergétique qu'elles ont pu subir au niveau de leur micro-organisation. Leur première dessiccation la bouleverse en effet de manière d'autant plus irréversible qu'elle est forte; ceci en permettant l'acquisition d'une texture aux pores plus lenticulaires et aux parois plus épaisses qui ne peuvent alors plus retenir par capillarité d'aussi grandes quantités d'eau qu'initialement (Tessier et al., 2006).

La figure 6 montre l'évolution d'une kaolinite à l'arrangement grossier au cours de sa dessiccation. On constate qu'à 1 kPa les particules sont disposées plutôt face à face tandis qu'à 100 kPa elles sont accolées, ce qui montre que la limite de retrait est atteinte pour cette contrainte.

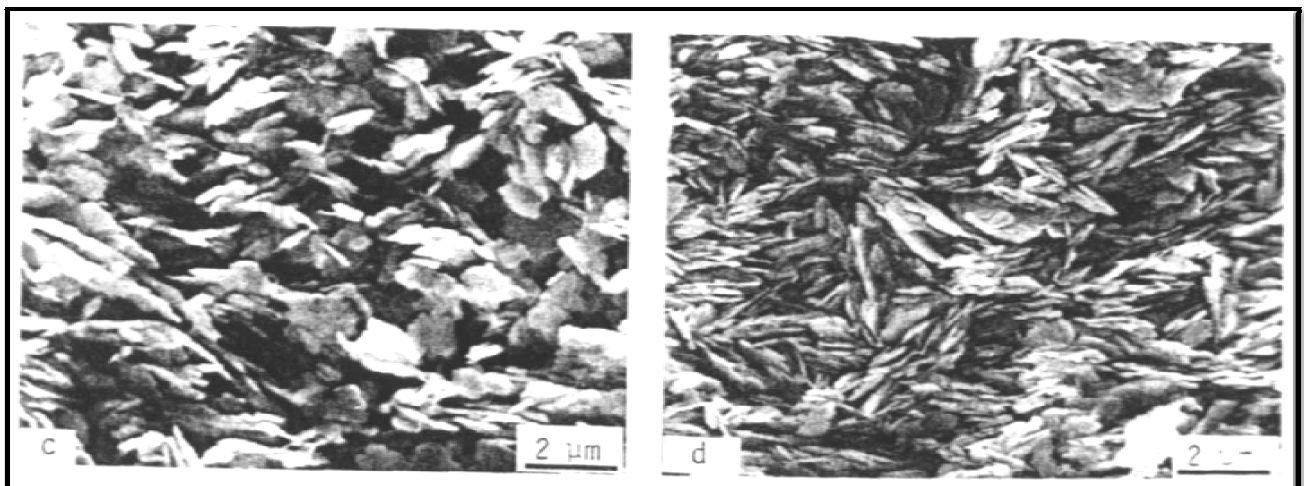


Figure 6. Evolution de l'organisation d'une kaolinite grossière au cours de sa dessiccation (Tessier, 1984).

De même, une alternance de dessiccation-humectation, quelle que soit l'intensité de la dessiccation ne parvient pas à effacer les effets du compactage sur la structure du matériau limoneux et il est irréversible (Grimaldi et Tessier, 1986).

Ainsi, le sol mémorise la contrainte maximum qu'il a subi dans son histoire. La mémorisation des différentes actions climatiques subies dépend du mode de mise en place du matériau (Bigorre,

2000). Les résultats de Bruand et Tessier (2000) montrent que la sensibilité des sols argileux à l'évolution irréversible de leurs propriétés de rétention d'eau et probablement d'autres propriétés physiques augmenterait lorsque la plus grande contrainte effective enregistrée par le sol diminue.

Il convient pour les déterminer d'effectuer toute une série de mesures et d'essais, souvent complémentaires, que ce soit en laboratoire sur des échantillons ou sur le sol en place. Ces mesures permettent d'obtenir les informations nécessaires sur le caractère gonflant des sols et de les situer par rapport au terrain.

7. Occupation des sols

Dès lors que l'on veut faire référence à la réserve utile et à l'évolution de la porosité des sols, il faut tenir compte de l'usage des sols. Toutefois, les littératures traitant l'influence de la structure de la végétation sur les processus hydrologiques sont nombreux (Gash et al., 1980, 1995 ; Liu, 1997 ; Bellot et Escarre, 1998 ; Xiao et al., 1998, 2000 ; Teske et Thistle 2004 ; Murakami, 2006 ; Staelens et al., 2008 ; Miralles et al., 2010) quand à celles traitant l'effet de la végétation sur les propriétés du sol qui contrôle le stockage et la rétention en eau du sol en sont moins (Wang et al., 2008, 2009 ; Zhang et al., 2011).

Lorsque l'on compare des sols forestiers et des sols cultivés, la première différence concerne leurs propriétés physiques. Scott et al., (1989) ont montré que la rétention d'eau est inférieure dans un sol cultivé à un potentiel d'eau donnée par rapport à un sol de prairies naturelles. Ainsi, la couverture forestière influe sur la capacité de rétention d'eau dans les sites forestiers, et à son tour augmente la capacité globale de stockage de l'eau (Lüscher and zürcher, 2003). Sarah (2002) a constaté aussi que les arbustes affectent les propriétés du sol grâce à l'interaction sol-végétation qui a abouti à un taux d'infiltration élevé et une plus grande capacité de rétention d'eau du sol. Zhang et al. (2011) ont par contre trouvé que les écosystèmes forestiers avaient une plus grande capacité de rétention d'eau du sol que les écosystèmes arbustes en raison de leur humus épais.

D'autre part, il est bien connu que les sols cultivés se différencient par une chute de leur teneur en carbone dans les horizons de surface (Balesdent et al., 1998 ; Badeau et al., 1999). En conséquence, Coote et Ramsey (1983) ont révélé des changements significatifs dans le spectre poral et la courbe de rétention d'eau après 35 années de culture. De même, Boivin et al., (1995) ont souligné un certain nombre de changements dans les macropores du profil du sol avec une analyse de la lame mince.

Finalement, de nombreuses études ont souligné qu'il était difficile de déterminer l'importance relative de la couverture végétale, les propriétés du sol et la topographie sur la teneur en eau du sol en raison de leurs influences mutuelles et multiples (Famiglietti et al., 1998 ; Western et al., 1999 ; Lin et al., 2006 ; Penna et al., 2009 ; Wang et al., 2012).

8. Conclusion

De ce qui précède, la compréhension de l'ensemble des facteurs contrôlant la rétention en eau du sol est primordiale dans le but de se limiter dans la prise en compte de tel ou tel caractéristique du sol. De même, si la constitution des sols peut évoluer, d'autres facteurs doivent être intégrés dans l'étude des propriétés physiques comme l'environnement géochimique.

De toute évidence, la modélisation des systèmes eau-sol plus ou moins complexes, est l'une des voies qui s'offrent à la recherche scientifique grâce à l'élaboration et au couplage de modèles. Ainsi, l'emploi de fonctions de pédotransfert afin d'étudier les relations entre les caractéristiques structurales, la teneur en matières organiques et d'autres propriétés relatives au développement des sols semble prometteur comme approche intégratrice du rôle des constituants et de leur organisation à différentes échelles (Kay et al., 1997).

Chapitre II : Fonctions de pédotransfert

Initialement conçues pour remplacer par calcul les données manquantes dans une base de données, les fonctions de pédotransfert (FPT) sont de plus en plus à la mode, probablement à cause de leur aspect mathématique autant que pratique. De plus, ces modèles indiquent depuis une vingtaine d'années que sous l'action d'une augmentation de la quantité de gaz à effet de serre, la température moyenne à la surface du globe doit augmenter d'environ 2°C. Ce qui aura pour effet une augmentation du déficit hydrique du sol et des risques d'appauvrissement des ressources en eau, avec une situation plus accentuée en régions arides (Lebourgeois et al., 2001). Ces données expliquent la situation de déficit hydrique et la sécheresse qui caractérise les régions arides qui est due aux conditions climatiques (Pluie et température) mais où la réserve en eau des sols joue un rôle important. De ce fait, la connaissance de la quantité d'eau stockable dans le sol est donc essentielle tant sur le plan agronomique que sur le plan environnemental. Cependant, ces fonctions, nommées fonction de pédotransfert, ne permettent pas toujours de calculer les propriétés hydrauliques des sols avec une grande précision. Elles ont néanmoins un inconvénient majeur : elles sont développées sur des bases de données d'un nombre limité d'échantillons de sol et leur application n'est par conséquent pas toujours très précise si elles sont utilisées pour des cas où les conditions du sol diffèrent de celles où elles ont été développées (Wösten, et al., 1995).

1. Définition

Dans le domaine de la science du sol, les fonctions de pédotransfert (FPT) sont définies comme étant des outils correspondant à des expressions mathématiques reliant des caractéristiques du sol (composition granulométrique, densité apparente, carbone organique ou matière organique, capacité d'échange cationique,... etc) à une propriété ou à un comportement du sol (rétention en eau, conductivité hydraulique, ...etc).

Le terme de "fonction de pédotransfert" qui souligne l'idée de « traduire les données dont nous disposons en celles dont nous avons besoin » fut introduit par Bouma et van Lanen en 1987. Il s'agit d'une fonction de transfert de l'information appliquée au sol qui s'est généralisée suite au colloque organisé en 1989 à Riverside en Californie (Van Genuchten et Leij, 1992).

Cependant, les FPT ne sont pas exclusivement utilisées pour la prédiction des caractéristiques hydriques du sol. Elles ont été aussi développées pour d'autres propriétés comme la stabilité structurale, le coefficient d'absorption d'un herbicide dans l'horizon de surface ou encore le nombre de jours disponibles pour travailler le sol mais c'est pour les propriétés de rétention en eau que le plus grand nombre de travaux ont été réalisés.

Ainsi, le choix de telle ou telle fonction de pédotransfert doit se faire en étroite relation avec les caractéristiques du jeu de données avec laquelle elle a été établie. Si la fonction a été déterminée dans un contexte très précis, elle sera très efficace dans le même type de contexte, mais pourra s'avérer totalement erronée si on l'utilise dans un contexte différent (Van den Bogaert, 2011).

Aussi, il a été démontré que les FPT issues de bases de données développées aux Etats-Unis ou aux Pays-Bas ne pouvaient pas être utilisées de manière satisfaisante en France car les valeurs estimées s'écartant de manière trop importante des valeurs mesurées (Bastet et al., 1999).

2. Les types de FPT et leur élaboration

La prédiction des propriétés de rétention en eau a été l'objet de très nombreuses études au cours des quarante dernières années (Petersen et al., 1968 ; Renger, 1971 ; Hall et al., 1977 ; Jamagne et al., 1977 ; Gupta et Larson, 1979 ; Rawls et al., 1982 ; De Jong et al., 1983 ; Cosby et al., 1984 ; Puckett et al., 1985 ; Rawls et Brakensiek, 1985 ; Saxton et al., 1986 ; Vereecken et al., 1989) et plus récemment (Bruand et al., 1996 ; Bastet et al., 1999 ; Lilly et al., 1999 ; Minasny et al., 1999 ; Wösten et al., 1999 ; Bigorre et al., 2000 ; Dexter et Bird, 2001 ; Wösten et al., 2001 ; Bruand et al., 2002 et 2003 ; Nemes et al., 2002 et 2003 ; Pachepsky et Rawls, 2003 ; Rawls et al., 2003 ; Tomasella et al., 2003 ; Bruand et al., 2004 ; Morvan et al., 2004 ; Pachepsky et al., 2006 ; Al Majou, 2008 ; Weynants et al., 2009).

De ce fait, le nombre de documents publiés sur les fonctions de pédotransfert n'a cessé d'augmenter chaque année de 1993 à 2008, avec un taux de 3,7% d'articles par an (figure 7).

Ainsi, les FPT ont généralement la forme d'une relation mathématique entre une teneur en eau volumique (θ) ou une teneur en eau massique (W) à une valeur de potentiel donnée et des caractéristiques du sol (Al Majou, 2008). De telles caractéristiques sont le plus souvent la composition granulométrique, la teneur en carbone organique et la densité apparente du sol.

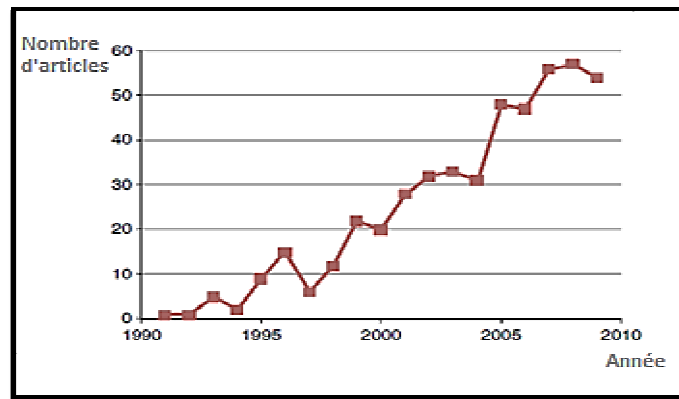


Figure 7. Le nombre de documents publiés sur les fonctions de pédotransfert à partir de 1991 à 2009 (données de l'ISI Web of Science, récupéré Juin 2010). (McBratney et al., 2011).

Cependant, les étapes de l'élaboration ou la formulation d'une fonction de pédotransfert se fait selon le schéma suivant :

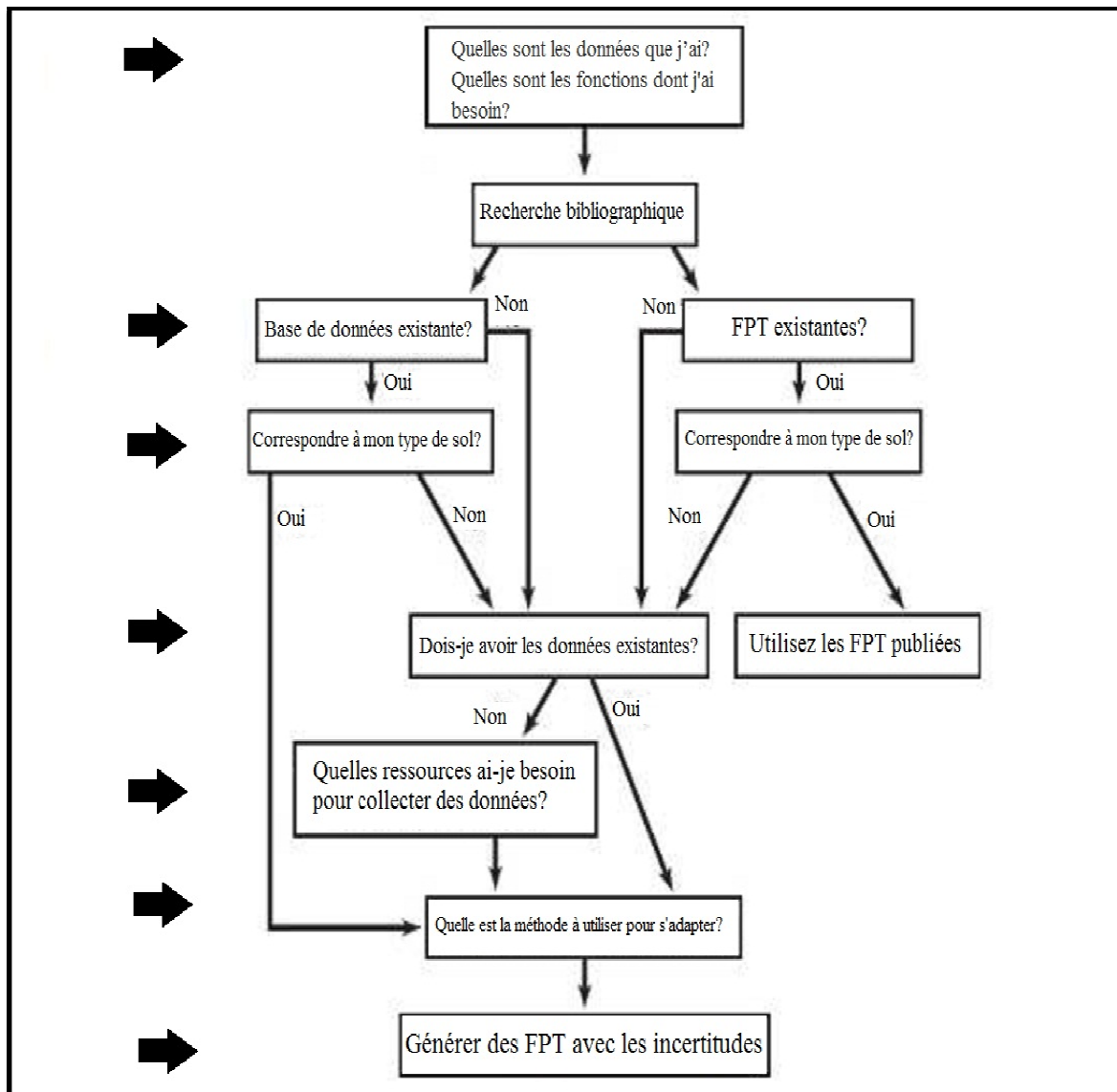


Figure 8. Schéma de formulation d'une fonction pédotransfert. (Minasny et al., 2008).

Selon leur mode d'élaboration, deux types de FPT se distinguent:

- **Les Fonctions de Pédotransfert Continues (FPTC)** : sont des fonctions à proprement parler. Elles permettent une prédiction des propriétés de rétention en eau en rendant compte de façon continue la variation des propriétés du sol. Il s'agit d'équations obtenues par régression multilinéaire, qui permettent de relier les propriétés hydriques des sols à d'autres propriétés plus simples à mesurer (composition granulométrique, teneur en matière organique, densité apparente, ...etc) ou issues d'inventaire de terrain.

- **Les Classes de Fonction de Pédotransfert (CFPT)** : attribuent des propriétés de rétention en eau en regroupant les sols dans des classes de texture et parfois dans des sous-classes (type d'horizon...). Les CFPT sont de simples jeux de valeurs moyennes attribuant à chaque classe une teneur en eau. Ce ne sont pas des fonctions à proprement parler, mais elles sont tout de même considérées en tant que telles.

Il existe par ailleurs des FPT basées sur l'utilisation des réseaux neuronaux artificiels (ANNs) (De Gennes, 1985 ; Tyler et Wheatcraft, 1990 ; Rieu et Sposito, 1991 ; Kravchenko et Zhang, 1998 ; Hunt, 2004 ; Perfect, 2005 ; Cihan et al., 2007) qui appliquent la géométrie afin de pouvoir simuler le comportement hydrique du sol en fonction de différentes hypothèses théoriques de son organisation structurale c'est-à-dire en prenant en compte l'organisation des matériaux en plusieurs niveaux d'agrégation d'éléments solides et de pores.

Tableau I. Coefficients de détermination R^2 correspondant à la dimension fractale de surface (D_s) d'échantillons de sol et aux textures classées selon USDA développées par Puckett et al. (1985), Huang et al. (2006) et Fooladmand (2007).

Reference	Texture	No. of samples	Clay		Θ_{pwp}		D_s		R^2	
			Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
Huang et al. (2006)	Silt loam	1	-	17.6	-	0.114	-	2.803	-	0.963
	Loamy sand	2	3	9.2	0.023	0.032	2.497	2.563	0.942	0.954
	Loam	5	12.2	16.4	0.076	0.104	2.745	2.771	0.99	0.993
	Clay loam	1	-	33.5	-	0.152	-	2.789	-	0.99
	Clay	1	-	45.2	-	0.212	-	2.856	-	0.981
Fooladmand (2007)	Silty clay loam	8	28	39	0.116	0.224	2.835	2.891	0.98	0.999
	Silty clay	2	42	46	0.227	0.23	2.907	2.917	0.982	0.997
	Silt loam	4	12	27	0.147	0.244	2.818	2.876	0.991	0.998
	Sandy loam	2	7	9	0.11	0.146	2.776	2.831	0.996	0.998
	Loamy sand	3	4	6	0.89	0.1	2.761	2.807	0.993	0.996
	Loam	1	-	26	-	0.142	-	2.847	-	0.995
Puckett et al. (1985)	Sandy loam	9	7.8	17.8	0.095	0.219	2.746	2.91	0.933	0.988
	Sandy clay loam	18	20.8	42.1	0.154	0.329	2.799	2.962	0.966	0.994
	Sandy clay	2	35.2	38	0.27	0.283	2.957	2.966	0.984	0.996
	Sand	2	1.4	1.8	0.054	0.058	2.569	2.594	0.936	0.964
	Loamy sand	5	2.3	10.8	0.062	0.136	2.607	2.837	0.897	0.984
	Loam	1	-	13.1	-	0.167	-	2.817	-	0.968
	Clay loam	5	30.4	34.8	0.278	0.332	2.936	2.967	0.936	0.989

L'étude des propriétés hydriques d'un sol fractal concerne principalement la relation $\theta(h)$ entre teneur en eau et pression capillaire.

Récemment, il a été démontré (tableau 1) que les combinaisons appropriées de particules les plus fines (par exemple l'argile et les limons) pourraient augmenter le nombre de sites accessibles aux molécules d'eau d'où l'augmentation également de la rétention d'eau au point de flétrissement permanent (Ghanbarian-Alavijeh et Millan, 2009).

En général, les méthodes basées sur des réseaux neuronaux artificiels (ANNs) ont aidé à ce que la performance des fonctions de pédotransfert soit plus marquée surtout en terme de l'écart quadratique moyen ou Root Mean Square Error (RMSE) (Vereecken et al., 2010).

Nous allons passer en revue dans ce qui suit quelques FPT disponibles dans la littérature afin de déterminer celle qui est la plus adaptée à notre contexte d'étude.

2.1. Les Fonctions de Pédotransfert Continues (FPTC)

• Premières études

Salter et Williams (1965) et Salter et al. (1966) sont parmi les premiers à avoir quantifié l'influence de la composition granulométrique et de la teneur en carbone organique sur la réserve en eau (RU) utile des sols britanniques. Après analyse par régression, ces auteurs proposent la FPT suivante :

$$RU = 1,5 - (0,012 Sg) + (0,0123 Sf) + (0,302 CO)$$

Avec : Sg, teneur en sable grossier et Sf, teneur en sable fin ; CO, taux de carbone organique.

Petersen et al. (1968) par la suite procèdent à une analyse par régression multiple de l'humidité à la capacité au champ θ_{330} et au point de flétrissement θ_{15000} afin d'en déduire RU ($RU = \theta_{330} - \theta_{15000}$).

Ils proposent les FPT suivantes :

$$\theta_{330} = f + (b \cdot A) + (c \cdot Li) + (d \cdot CO) + (e \cdot Da)$$

$$\theta_{15000} = f' + (b' \cdot A) + (c' \cdot Li) + (d' \cdot CO) + (e' \cdot Da)$$

Avec A, Li, CO, les taux respectifs de l'argile, des limons, du carbone organique ; Da, la densité apparente du sol. Les coefficients b, c, d, e et f ainsi que b', c', d', e' et f', sont des coefficients déterminés par régression multilinéaire (tableau 2).

Cependant, la fraction limoneuse utilisée dans cette FPT est comprise entre 2 et 60 µm en Grande-Bretagne et non entre 2 et 50 µm comme dans le système international.

Tableau II. Coefficients des régressions multiples et valeurs de R² correspondant aux FPT développées par Petersen et al. (1968).

FPT	Horizon	Coeff	Potentiel matriciel (hPa)													
			-40	-50	-70	-100	-200	-330	-400	-600	-1000	-2000	-4000	-7000	-10000	-15000
Petersen et al. (1968)	A	b	-	-	-	-	-	0,288	-	-	-	-	-	-	-	0,296
		c	-	-	-	-	-	0,242	-	-	-	-	-	-	-	0,170
		d	-	-	-	-	-	0,206	-	-	-	-	-	-	-	0,184
		e	-	-	-	-	-	-0,432	-	-	-	-	-	-	-	-0,261
		R ²	-	-	-	-	-	0,34	-	-	-	-	-	-	-	0,20
	B	b	-	-	-	-	-	0,189	-	-	-	-	-	-	-	0,622
		c	-	-	-	-	-	0,213	-	-	-	-	-	-	-	-
		d	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,224
		e	-	-	-	-	-	-0,552	-	-	-	-	-	-	-	-
		f	-	-	-	-	-	-0,245	-	-	-	-	-	-	-	-
	R ²	-	-	-	-	-	0,48	-	-	-	-	-	-	-	0,41	
	C	b	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,775
		e	-	-	-	-	-	-0,89	-	-	-	-	-	-	-	-
		f	-	-	-	-	-	-0,513	-	-	-	-	-	-	-	-
		R ²	-	-	-	-	-	0,83	-	-	-	-	-	-	-	0,60

• Les FPT de Gupta-Larson et de Rawls

Gupta et Larson (1979) ainsi que Rawls et al. (1982) accroissent encore le nombre de valeurs de h pour lesquelles θ peut être estimée à l’aide de FPT. Ils proposent ainsi des FPT pour 12 valeurs de h variant de -40 hPa à -15000 hPa. Comme pour les travaux antérieurs, les FPT ont été établies à la suite d’analyses par régression multiple.

De ce fait, les FPT établies par Gupta et Larson (1979) sont de la forme :

$$\theta = b Sa + c Li + d Ar + e MO + f Da$$

Avec Ar, Li, Sa, MO, les taux respectifs de l’argile, des limons, des sables et de matière organique.

Cependant, Rawls et al. (1982) propose en fait trois 3 modèles de FPT :

- Des FPT (modèle I) établies par régression multiple à partir de la composition granulométrique, la teneur en matière organique et la densité apparente et qui présentent une ordonnée à l’origine non nulle à la différence de celles établies par Gupta et Larson (1979) :

$$\theta = a + b Sa + c Li + d Ar + e MO + f Da \quad (\text{modèle I})$$

D'un autre point de vue, la variabilité expliquée par les FPT (tableau 3) de Gupta et al. (1979) établies à partir de 43 échantillons est supérieure à 90%, par contre celles établies par Rawls et al. (1982) à partir de 2500 échantillons n'expliquent que 34 à 76% de variabilité.

- Des FPT (modèle II) prenant en compte la composition granulométrique, la teneur en matière organique, la densité apparente et la teneur en eau à - 330 hPa (θ_{330}) :

$$\theta = a + b Sa + c Li + d A + e Mo + f Da + h (\theta_{330}) \quad (\text{modèle II})$$

- Enfin, des FPT (modèle III) prenant en compte la composition granulométrique, la teneur en matière organique, la densité apparente et la teneur en eau à - 330 hPa (θ_{330}) ainsi que celle à - 15000 hPa (θ_{15000}).

$$\theta = a + b Sa + c Li + d A + e Mo + f Da + h (\theta_{330}) + g (\theta_{15000}) \quad (\text{modèle III})$$

Tableau III. Coefficients des régressions multiples et valeurs de R^2 correspondant aux FPT développées par Gupta et Larson (1979) et Rawls et al. (1982).

FPT	Horizon	Coeff	Potentiel matriciel (hPa)												
			-40	-50	-70	-100	-200	-330	-400	-600	-1000	-2000	-4000	-7000	-10000
Gupta et Larson (1979)	$10^3 b$	7,053	-	5,678	5,018	3,89	3,075	-	2,181	1,563	0,932	0,483	0,214	0,076	-0,059
	$10^3 c$	10,242	-	9,228	8,548	7,066	5,886	-	4,557	3,62	2,643	1,943	1,538	1,334	1,142
	$10^3 d$	10,07	-	9,135	8,833	8,408	8,039	-	7,557	7,154	6,636	6,128	5,908	5,802	5,766
	$10^3 e$	6333	-	6,103	4,966	2,817	2,208	-	2,191	2,388	2,717	2,925	2,855	2,653	2,228
	$10^3 f$	-321,2	-	-296,6	-242,3	-187,8	-143,4	-	-92,76	-57,59	-22,14	-2,04	15,3	21,45	26,71
	R^2	0,90	-	0,92	0,92	0,93	0,93	-	0,93	0,93	0,94	0,93	0,91	0,90	0,90
Rawls et al. (1982) Modèle I	$10^3 a$	789,9	-	713,5	411,8	312,1	257,6	-	206,5	34,9	28,1	23,8	21,6	20,5	26
	$10^3 b$	-3,7	-	-3	-3	-2,4	-2	-	-1,6	-	-	-	-	-	-
	$10^3 c$	-	-	-	-	-	-	-	-	1,4	1,1	0,8	0,6	0,5	-
	$10^3 d$	-	-	1,7	2,3	3,2	3,6	-	4	5,5	5,4	5,2	5	4,9	5
	$10^3 e$	10	-	-	31,17	31,4	29,9	-	27,5	25,1	20	19	16,7	15,4	15,8
	R^2	0,34	-	0,55	0,66	0,74	0,76	-	0,76	0,76	0,65	0,70	0,65	0,65	0,64
Modèle II	$10^3 a$	627,5	-	482,9	410,3	300	239,1	-	181,4	141,7	98,6	0,64	42,9	30,9	-
	$10^3 b$	-4,1	-	-3,5	-3,1	-2,4	-1,9	-	-1,5	-1,2	0,90	-0,6	-0,4	-0,3	-
	$10^3 e$	23,9	-	-10,7	26	23,5	21	-	17,8	15,1	11,6	8,5	6,2	4,9	-
	$10^3 h$	-80	-	250	410	610	720	-	800	850	900	930	940	950	-
	R^2	0,32	-	0,55	0,65	0,79	0,85	-	0,88	0,92	0,94	0,96	0,96	0,98	-
Modèle III	$10^3 a$	182,9	-	888,8	61,9	31,9	-	-	13,6	-3,4	-4,3	-3,8	-2,7	-1,9	-
	$10^3 b$	-	-	-0,3	-0,2	-0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	$10^3 e$	-24,6	-	-10,7	-6,7	-	-	-	-	2,2	2,6	2,6	2,4	2,2	-
	$10^3 f$	-37,6	-	-	-	-	-	-	-9,1	-	-	-	-	-	-
	$10^3 g$	1890	-	1530	1340	1010	-	-	660	520	360	240	160	110	-
	R^2	0,59	-	0,82	0,90	0,98	-	-	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	-

Lorsque les auteurs prennent en compte θ_{15000} , puis à la fois θ_{15000} et θ_{330} , la proportion de variabilité expliquée augmente. Ces fonctions comptent parmi les FPT les plus utilisées dans la littérature scientifique (Bastet et al., 1998 ; Morvan et al., 2004 ; Al Majou, 2008).

• Les FPT de Bastet (1999)

Il s'agit d'une FPT établie à partir d'une base de données composée d'environ 600 horizons provenant de sols issus du Bassin parisien et de la région Languedoc-Roussillon.

Ainsi, Bastet (1999) a établi des équations de régression multiple pour 6 valeurs de potentiel : -10, -33, -100, -330, -1000, -3300 et -15000 hPa. Il a utilisé comme caractéristiques du sol les teneurs en argile (Ar), limon (Li) et carbone organique (CO) ainsi que la densité apparente (Da).

Suivant les échantillons, les densités apparentes ont été mesurées sur des cylindres d'environ 1000 cm³ ou sur des mottes de dimension centimétrique. Bastet (1999) a assimilé les densités apparentes mesurées sur mottes à celles de l'horizon mesurées à l'aide de cylindres.

En effet, son étude portant surtout sur des horizons profonds, la différence entre les valeurs obtenues par les 2 approches est faible (Bruand et al., 2002).

Cependant, les FPT permettent d'estimer la teneur en eau massique (W) sont de la forme :

$$W = a + b (Ar) + c (Li) + d (CO) + e (Da) \quad (\text{modèle I})$$

Testée sur des sols du Bassin parisien (Oise) (Morvan et al., 2004), les FPT surestiment légèrement (toutes textures confondues) les teneurs en eau volumiques à pF=4.2 et à pF=2.

Le modèle II de Bastet (1999) a été établi suite à une classification des sols par classe de texture.

2.2. Les Classes de Fonction de Pédotransfert (CFPT)

• Les CFPT de Jamagne et al. (1977)

Les valeurs de θ proposées par Jamagne et al. (1977) pour le point de flétrissement et la capacité au champ des sols en fonction de leur texture constituent en fait des classes de pédotransfert, concept apparu plus tard dans la littérature. Cependant, ces CFPT ont clairement été établies dans le but d'estimer des RU pour chaque classe du triangle des textures. Mais aussi une valeur de densité apparente moyenne des horizons correspondants permettant de transformer les valeurs d'humidité massique (W) en humidité volumique (θ) et donc d'obtenir la RU (tableau 4).

Il s'agit d'un ensemble de classes de pédotransfert établies à partir de sols du département de l'Aisne en France, elles représentent cependant les premières études ou applications agronomiques des classes de fonctions de pédotransfert (CFPT). Ces dernières ont été utilisées à de très nombreuses reprises en France et le sont encore fréquemment aujourd'hui.

Il a été montré que l'utilisation des CFPT de Jamagne et al. (1977) conduit à des valeurs plus faibles que celles proposées pour les textures argileuses (ALO, AL et A) et les textures limono-argileuses (LA, LAS et LSA), que ce soit pour les horizons A ou pour les horizons E, B et C. En revanche pour les textures sableuses (S et SL) et limoneuses (LM, LMS et LS), les valeurs obtenues sont plus élevées (Bruand et al., 2002).

Tableau IV. Réserve en eau utile (RU) et les densités apparentes selon les textures (Jamagne et al., 1977).

Texture	Humidité % à la CC	Humidité % à la PF	Eau utile %	Densité apparente	RU
					mm/cm de sol
S	8	3	5	1,35	0,70
SL	12	5	7	1,40	1,00
SA	19	10	9	1,50	1,40
LLS	15	7	8	1,50	1,20
LS	19	9	10	1,45	1,55
LMS	20	9	11	1,45	1,65
LSA	22	11	11	1,50	1,65
LAS	24	12	12	1,45	1,80
LL	17	8	9	1,50	1,40
LM	23	10	13	1,35	1,80
LA	27	13	14	1,40	2,00
AS	33	22	11	1,55	1,70
A	37	25	12	1,45	1,85
AL	32	19	13	1,40	1,90
Séd.	29	18	11	1,50	1,65
ALO	38	25	13	1,30	1,70

Ces résultats s'expliquent par le fait que les mesures d'humidité ont été faites sur des échantillons de sols préalablement séchés et tamisés à 2mm. Or, on sait maintenant que les mesures des propriétés hydriques des sols doivent être effectuées sur des échantillons non remaniés sous peine de modifier leur structure et donc leur capacité de rétention en eau (Bruand et al., 2004).

• Les CFPT de Bruand et al. (2002)

Ces CFPT ont été élaborées à partir de la base de données SOLHYDRO (gérée par l'unité de Sciences du Sol de l'INRA d'Orléans) qui comprend 219 horizons des sols du Bassin parisien dont 58 horizons A, 161 horizons E, B et C mais aussi couvrant la quasi-totalité du triangle texture

français, excepté les textures LL et LLS, pour lesquelles aucune classe de pédotransfert n'est proposée. Il s'agit de CFPT permettant d'estimer θ pour 7 valeurs de potentiel ($pF=1$, $pF=1.5$, $pF=2$, $pF=2.5$, $pF=3$, $pF=3.5$ et $pF=4.2$) en fonction de la seule appartenance des sols à des classes de texture (modèle I), ou de l'appartenance des sols à des classes combinant texture et densité apparente à l'échelle de mottes de dimensions centimétriques (modèle II). En faisant apparaître 2 à 5 valeurs de densité apparente sur mottes pour chaque classe de texture, Bruand et al. (2002) généralisent la prise en compte de la composition du sol (composition granulométrique) et de sa structure (densité apparente). Pour rappel ces CFPT ne sont pas des fonctions de pédotransfert au sens habituel puisqu'il ne s'agit pas de relations mathématiques établies par régression. Il s'agit en revanche de classes de pédotransfert telles que définies dans précédemment.

Cependant, les CFPT ont été testées à deux reprises (Bruand et al., 2002 ; Morvan et al., 2004) sur des jeux de données indépendants issus de sols du Bassin parisien. Bruand et al. (2002) ont montré que pour toutes les textures confondues, les CFPT sous-estiment légèrement les humidités pondérales que ce soit à $pF=2$ ou à $pF=4$. Tandis que Morvan et al. (2004), en confrontant les CFPT à un jeu de données composé de sols issus du Val D'Oise, sont arrivés à une conclusion similaire mettant en évidence une légère sous-estimation des humidités volumiques.

• Les CFPT de Bruand et al. 2004

Tout comme les CFPT de Bruand et al. de 2002, elles sont issues de la même base de données et fondées sur le triangle de texture de l'Aisne à 15 classes. Il s'agit de CFPT permettant d'estimer directement l'humidité volumique pour 7 valeurs de potentiel variant de -10 hPa à -15000 hPa.

Dans un premier temps, des CFPT texturales qui n'utilisent que la texture selon le triangle avaient été proposées après avoir réparti les horizons en deux ensembles, les horizons A d'une part et les horizons E, B et C, d'autre part.

Dans un second temps, des teneurs en eau volumiques ont été proposées en utilisant les CFPT texturo-structurales qui utilisent à la fois la texture et la densité apparente de l'horizon après avoir réparti comme précédemment les horizons en deux ensembles, les horizons A d'une part et les horizons E, B et C d'autre part. Un ensemble de 340 horizons a été utilisé pour établir les CPT dont 58 horizons A, L et 217 horizons E, B et C.

La démarche suivie par Bruand et al. (2004) pour estimer les propriétés de rétention en eau en combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente est illustrée à l'aide de la figure 9.

Finalement, ces CFPT ont été testées (Al Majou et al., 2005) sur 42 horizons appartenant à des sols de départements voisins de la Seine-et-Marne (Loiret, Eure-et-Loir, Cher). Elles fournissent des prédictions de teneurs en eau volumiques qui sont légèrement surestimées (entre 0,5 et 0,7 %).

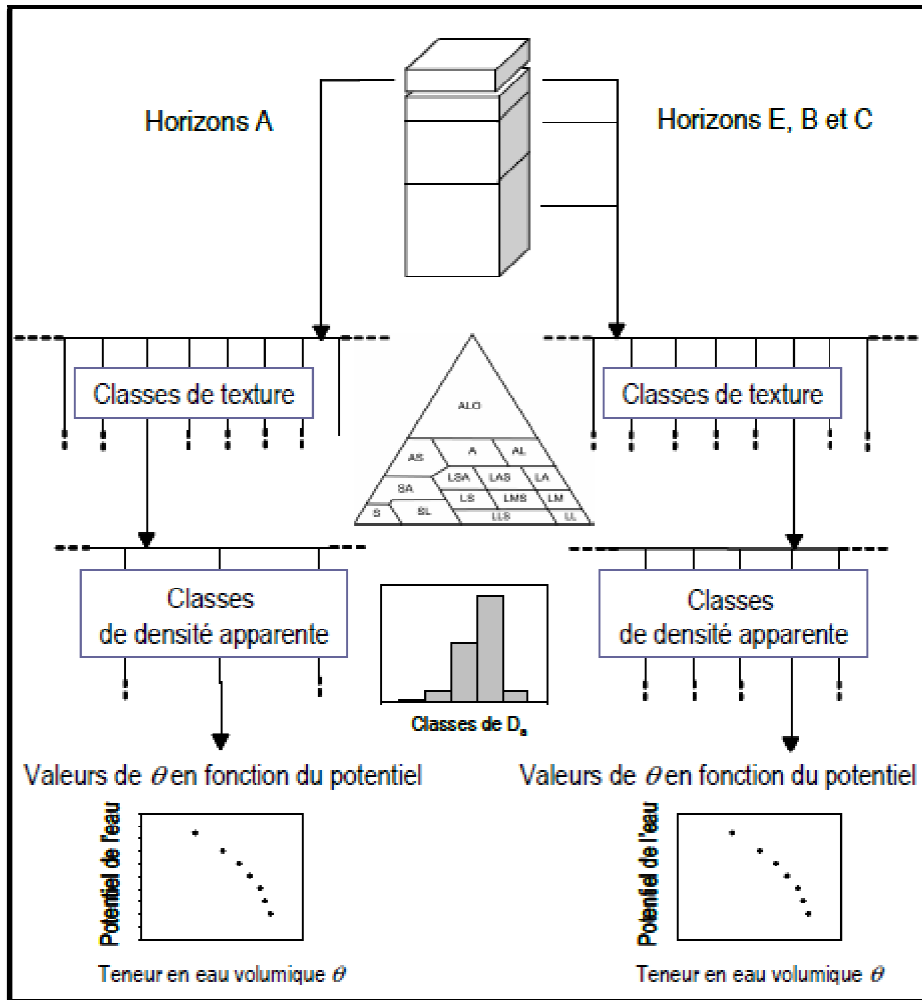


Figure 9. Présentation générale de la démarche suivie pour estimer les propriétés de rétention en eau combinant le type d’horizon, sa texture et sa densité apparente (Bruand et al., 2004).

Par ailleurs, les CFPT étant issue de la base de données SOLHYDRO montrent qu’aucunes valeurs d’humidité ne sont proposées pour les textures A, LLS et LL en ce qui concerne les horizons de surface et pour les textures LS, LLS et LL, en ce qui concerne les horizons de subsurface.

3. Validation des fonctions de pédotransfert

Si les études ayant pour but l’établissement des FPT sont très nombreuses dans la littérature, celles ayant pour objectif de quantifier leur précision d’estimation sont en revanche plus rares.

Plusieurs travaux (Williams et al., 1992 ; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Kern, 1995 ; Bastet et al., 1999 ; Cornelis et al., 2001 et Wösten et al., 2001) ont cherché récemment à évaluer l'efficacité d'un certain nombre de FPT. Ceux-ci ont eu pour objet de discuter leur capacité à estimer avec plus ou moins de justesse les teneurs en eau mesurées pour des échantillons tests d'horizons de sols. Les caractéristiques de ces travaux sont présentées dans le tableau 5.

Tableau V. Caractéristiques des travaux de test de validation de FPT.

Auteurs	Origine des sols	Nombre d'horizons	Potentiels testé	FPT testées
Williams <i>et al.</i> (1992)	Oklahoma (USA)	366	-100 hPa -330 hPa -600 hPa -1000 hPa -15000 hPa	Gupta et Larson (1979) Rawls <i>et al.</i> (1982) Ahuja <i>et al.</i> (1985) Gregson <i>et al.</i> (1987)
Tietje et Tapkenhinrichs (1993)	Allemagne	1079	-1 hPa -60 hPa -300 hPa -15000 hPa	Husz (1967) Renger (1971) Gupta et Larson (1979) Arya et Paris (1981) Rawls <i>et al.</i> (1982) Pachepasky <i>et al.</i> (1982) De Jong <i>et al.</i> (1983) Cosby <i>et al.</i> (1984) Puckett <i>et al.</i> (1985) Rawls et Brackensiek (1985) Nicolaeva <i>et al.</i> (1986) Saxton <i>et al.</i> (1986) Tyler et Wheatcraft (1989) Vereecken <i>et al.</i> (1989)
Kern (1995)	Etats Unis	3666	-100 hPa -330 hPa -600 hPa -15000 hPa	Gupta et Larson (1979) Rawls <i>et al.</i> (1982) De Jong <i>et al.</i> (1983) Cosby <i>et al.</i> (1984) Saxton <i>et al.</i> (1986) Vereecken <i>et al.</i> (1989)
Wösten <i>et al.</i> (2001)	Oklahoma (USA)	n.p	-330 hPa -15000 hPa	Petersen <i>et al.</i> (1968) Hall <i>et al.</i> (1977) Gupta et Larson (1979) Oosterveld et Chang (1980) Pachepsky <i>et al.</i> (1982b) Rawls <i>et al.</i> (1982) Rawls <i>et al.</i> (1983) Puckett <i>et al.</i> (1985) Beke et McCormic (1985) Rawls et Brackensiek (1985) Saxton <i>et al.</i> (1986) Vereecken <i>et al.</i> (1989) Baumer (1992) Williams <i>et al.</i> (1992) Campbell et Shiozawa (1992) Rajkai et Varallyay (1992) Canarache (1993) Bell (1993) Bruand <i>et al.</i> (1994) Tomasella et Hodnett (1998)

Ainsi, l'évaluation des FPT se fait essentiellement par une comparaison des valeurs prédites par les FPT à celles mesurées (Vereecken et Herbst, 2004 ; Pachepsky et al., 2006). Leur fiabilité est estimée par le calcul de l'erreur moyenne (EM) et de l'écart-type de prédiction qui lui est rattaché (ETP) (Van Alphen et al., 2001) :

- L'erreur moyenne de prédiction (EMP) qui n'est autre que EM (Bastet et al., (1999), Bruand et al., (2003) :

$$EM = \frac{1}{n} \sum (\theta_p - \theta_m)$$

Avec n, nombre d horizons ; θ_p , la teneur en eau volumique prédite par les FPT et θ_m , la teneur en eau volumique mesurée.

- L'écart type de prédiction (ETP) :

$$ETP = \left\{ \frac{1}{n} \sum [(\theta_p - \theta_m) - EMP]^2 \right\}^{1/2}$$

De ce fait, la prédiction est d'autant moins biaisée que EM est proche de zéro. Donc, lorsque la moyenne des EM est positive, les FPT surestiment θ , alors que si elle est négative, celles-ci la sous-estiment.

ETP est l'écart-type de prédiction, il permet d'estimer la précision de l'estimation (EM). Cette dernière est d'autant plus précise que l'ETP est proche de zéro.

EM et ETP peuvent être exprimés par θ (teneur en eau volumique) ou par W (teneur en eau pondérale).

4. Détermination de la FPT la plus adaptée

La majeure partie de ces publications s'accordent sur un point que les FPT possèdent des domaines de validité en dehors desquels les valeurs estimées sont imprécises et biaisées.

D'après Vauthier (2011), si une FPT a été déterminée dans un contexte précis de pédogénèse et/ou de matériau parental elle sera précise et peu biaisée si on l'utilise dans le même pédoclimat. Inversement, employée dans un contexte différent, elle conduira à des estimations potentiellement biaisées. En revanche, si une FPT a été établie à partir d'un grand nombre de sols

différents couvrant de larges territoires et des conditions pédoclimatiques variées, elle sera utilisable sur une vaste zone et sur une grande diversité de sols, mais elle sera alors peu précise.

Les résultats de validation obtenus par Williams et al. (1992) montrent clairement que les FPT qui prennent en compte à la fois les caractéristiques de constitution et la teneur en eau à -330 et -15000 hPa conduisent à une estimation moins biaisée et une précision plus élevée que celles qui ne prennent pas en compte des points de la courbe de rétention en eau.

Rawls et al. (1982) aboutissent à la même conclusion en utilisant 2500 échantillons de sols américains de toute nature (tableau 6) pour discuter la validité des FPT basées sur trois niveaux de régression (modèles I, II et III).

Tableau VI. Caractéristiques des ensembles d'horizons utilisés pour établir les FPT les plus connues (d'après Bastet et al., 1998).

Auteurs	Nombre d'horizons	Origine des sols	Etat des échantillons
Petersen et al. (1968a)	1267	E.U.	Remanié/non remanié
Petersen et al. (1968b)	401	E.U.	Remanié/non remanié
Renger (1971)	450	D	Non remanié
Hall et al. (1977)	825	G.B.	Non remanié
Gupta et Larson (1979)	43	E.U.	Remanié
Rawls et al. (1982)	2541	E.U.	Non précisé
De Jong et al. (1983)	64	CAN	Remanié
Cosby et al. (1984)	1448	E.U.	Non précisé.
Puckett et al. (1985)	42	E.U.	Non remanié
Rawls et Brackensiek (1985)	n.p.	E.U.	Non précisé
Saxton et al. (1986)	0	-	-
Vereecken et al. (1989)	182	B	Non remanié

Ainsi, la prise en compte de θ_{330} et θ_{15000} améliore la qualité des estimations, et la proportion de variabilité expliquée est de 34 à 76 % avec les FPTC appartenant au modèle I, alors qu'elle est de 59 à 98 % avec celles appartenant au modèle III (Al Majou, 2008).

Les valeurs de EM associées aux trois niveaux de régression (modèles I, II et III) proposés par Rawls et al. (1982) diminuent lorsque l'on passe du modèle I qui n'utilise pas θ_{330} et θ_{15000} au modèle III qui utilise θ_{330} et θ_{15000} .

Néanmoins, selon Mugabe, (2005), les équations de Rawls et al. (1982) ont été développées sur des sols renfermant une large gamme de teneurs en argile (en moyenne 18% et la gamme allant de 0,1 à 94%), en limons (moyenne de 26% et la gamme est de 0,1 à 93%) et en sables (moyenne de 56% et la gamme est de 0,1-99%).

Or, les sols de Dayet-El Amied figurent dans les gammes de cette composition granulométrique suivantes; argile (moyenne de 22,4% et la gamme varie de 10,6-28,5%), limons (moyenne de 43,72% et la gamme est de 33,11-63,46%) et sables (en moyenne 32,51% et la gamme est de 24,86-47,02%).

Encore, les FPT développées par Rawls et al. (1982) ont été établies en utilisant de données renseignant plusieurs milliers d'horizons alors que les FPT de Gupta et Larson (1979) ont porté sur un nombre restreint d'horizons.

Finalement, L'examen de cette littérature permet difficilement de trancher. Néanmoins il apparaît que les fonctions sont d'autant plus performantes qu'elles ont été développées pour une aire géographique donnée. Citons Rawls pour les USA, Vereecken et Renger pour l'Allemagne.

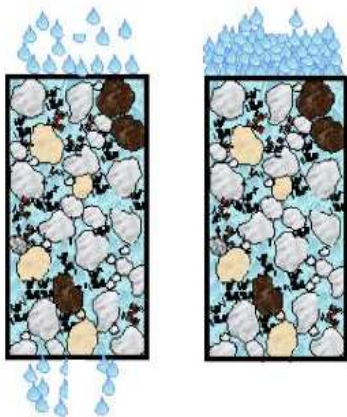
5. Conclusion

Les recherches ces quarante dernières années ont conduit au développement de formalismes mathématiques de plus en plus sophistiqués pour l'établissement des fonctions pédotransfert. Ce développement s'est poursuivi sans que l'on s'attache à préciser en parallèle la validité des FPT proposées, tant sur le plan de la précision et du biais des estimations auxquelles elles conduisaient, que sur celui des sols pour lesquels elles pouvaient être utilisées. Cependant, pour estimer les propriétés de rétention en eau, la tendance actuelle consiste à complexifier les FPT sans, semble-t-il se préoccuper beaucoup de la qualité des estimations auxquelles on aboutit.

Par ailleurs, pour Bouma (1989), les fonctions de pédotransfert sont des fonctions mathématiques, qui permettent de déduire des propriétés complexes du sol (capacité de rétention). Il faut dire aussi que la valeur maximale que peut prendre la réserve utile du sol est également un paramètre d'entrée nécessaire à l'établissement de modèles permettant de prédire le comportement des produits phytosanitaires dans les sols et ainsi d'orienter les pratiques agricoles afin de réduire l'impact de l'agriculture sur l'environnement (Weber, 2010).



Matériels et méthodes d'étude



Chapitre III : Présentation du milieu

Dans ce chapitre nous décrivons brièvement le contexte global de la région étudiée à savoir les données géographiques, géologiques, géomorphologiques, hydrogéologiques et climatiques. Le résultat de cette synthèse bibliographique est présenté dans ce qui suit.

1. Situation géographique de la zone d'étude

a. Cadre régional

La ville de Ghardaïa est située dans la région du M'Zab au centre du Sahara septentrional à environ 600 Km au Sud de la capitale Alger, occupant ainsi une position centrale reliant les Hauts Plateaux avec le Sahara. Elle est limitée par (figure 10) :

- La Wilaya de Laghouat (200 Km) au Nord;
- La Wilaya de Djelfa (300 Km) au Nord Est;
- La Wilaya de Ouargla (200 Km) à l'Est;
- La Wilaya de Tamanrasset (1470 Km) au Sud;
- La Wilaya d'Adrar (400 Km) au sud-Ouest;
- La Wilaya d'El Bayadh (350 Km) à l'Ouest.

Ses coordonnées géographiques sont 3° 40' 38" de longitude Est et 32° 29' 14" de latitude Nord et son altitude est de 530 m.

Elle couvre une superficie de 86 105 Km². Elle est caractérisée par des plaines dans le Continental Terminal des régions ensablées, la Chebka et l'ensemble de la région centrale. Les escarpements rocheux et les oasis déterminent le paysage dans lequel sont localisées les villes de la pentapole du M'Zab et autour duquel gravitent d'autres oasis : Berriane, El Guerrara, Zelfana, Metlili et beaucoup plus éloignée au sud les oasis de Hassi El Fhel et d'El Goléa.

Notre travail s'est déroulé dans la commune de Guerrara, qui se situe à environ 120 km au Nord-est de Ghardaïa, à la latitude 32° 50', longitude 4° 30' et à une altitude de 300 m. Sa superficie est de 2600 km² (Djili, 2004). Le mot Guerrerra signifie dans la langue Arabe : vaste dépression en forme de cuvette où pousse une végétation (Dubief, 1953).

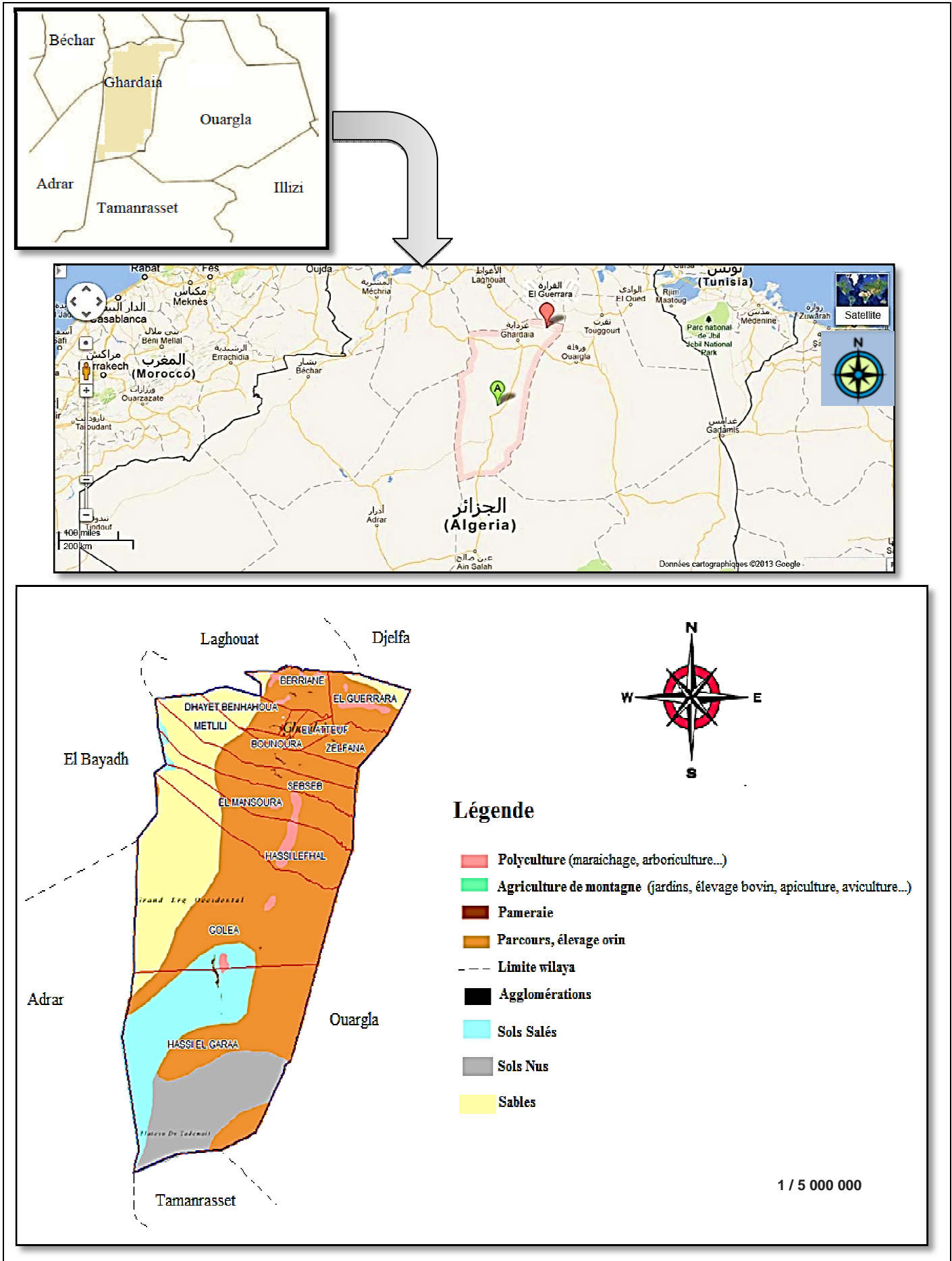


Figure 10. Localisation géographique de la région de Guerrara.

Elle est limitée (figure 10) au nord par la Daïra de Messaad (wilaya de Djelfa), à l'est par la Daïra d'El hadjira (wilaya de Ouargla), à l'ouest par les Dairas de Berriane et Bounoura, et au sud par les Dairas de Zelfana et la Commune d'El Atteuf.

b. Cadre local

La parcelle d'étude est une palmeraie située au niveau de Dayet-El Amied. Cette dernière est représentée par les coordonnées $32^{\circ} 46' 27''$ N et $4^{\circ} 31' 26''$ E et se situe au sud de l'ancienne palmeraie et de la ville de Guerrara. Elle s'étale sur les alluvions d'Oued Zegrir.

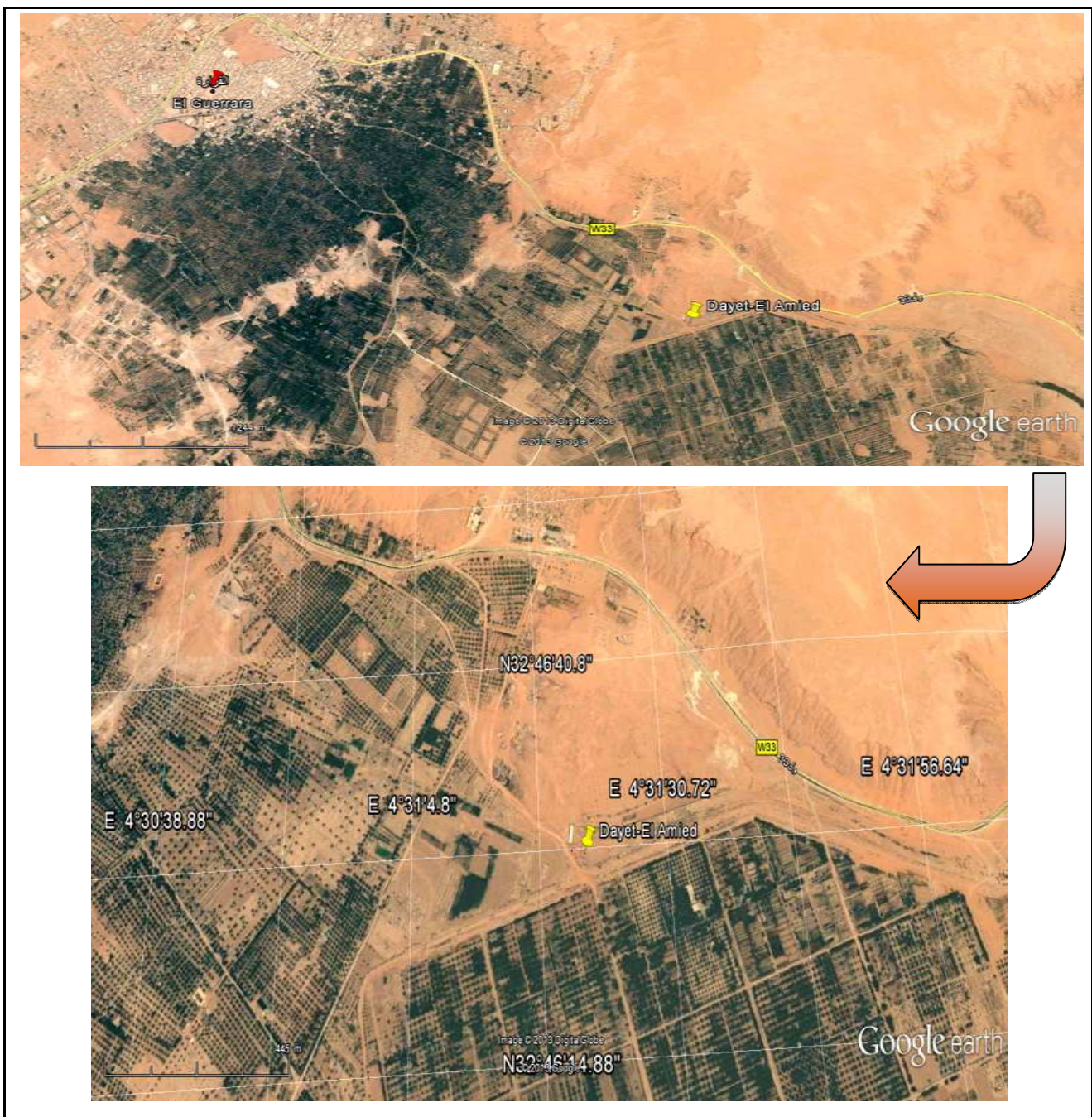


Image 1. Situation géographique de la région de Dayet El Amied (Guerrara) (extraite de Google earth, Juin 2013).

Elle est limitée (image 1) :

- Au Nord par la voie routière (Guerrara-El Hdjira) et quelques collines ;
- A l'Est par une ancienne palmeraie et une digue de 1000 m de longueur ;
- Au Sud par des formations dunaires, des buttes témoins (Garas) et des sols du Mio-Pliocène ;
- A l'Ouest par les glacis du Mio-Pliocène (Hacini et al., 2007).

2. Contexte géologique

Après la lecture de la carte géologique de l'Algérie à une échelle de 1/500 000 (S.C.G, 1952) ainsi que la coupe Ouest-est et le log stratigraphique (figure 11), on constate que la région de Guerrara est constituée des formations géologiques suivantes :

2.1. Le crétacé supérieur (Cénomonien, Cs)

Il occupe la partie occidentale du bassin versant d'Oued Zegrir (la zone de Bled Bouaicha au Nord-ouest de Guerrara) et affleure sous forme de fenêtres à quelques kilomètres à l'Ouest de Guerrara. Cette formation, qui caractérise une grande partie de la région de la Chebka de Mzab, est constituée d'une double dalle claire, dure, de calcaires plus ou moins dolomitiques parfois pétries de coquilles marines (Fabre, 1976).

2.2. Le néogène

Suite à l'intensité des agents érosifs, la dépression de Guerrara s'est formée dans un dépôt de Continentale Terminale daté du Pontien (Mio-Pliocène (mp)). D'après la description de Djili (2004), ce sont des formations détritiques récentes qui occupent les dépressions de l'Atlas Saharien, et qui s'étendent largement au Sud. Elles sont rattachées au Miocène supérieur et au Pliocène, sans que l'on puisse établir une discrimination exacte. Cependant, ce sont, en majeure partie, des produits d'altérations superficielles, rubéfiés (argile et terre argilo-sableuses plus ou moins mêlées de fragments anguleux) que l'on ne saurait assimiler à des galets fluviaux.

Quant au Pliocène continental, il constitue tout le reste du terrain Tertiaire et correspond à des dépôts lacustres formés de calcaire blanchâtre, vers Bled El Mehasser. Il couvre les formations Miocène du Continental Terminal connu sous le nom de « Dalle Hammadienne ».

D'une manière générale, cette formation calcaire, avec phénomènes superficiels de corrosion et de décalcification, s'étend principalement dans la région des Dayas (S.C.G, 1939).

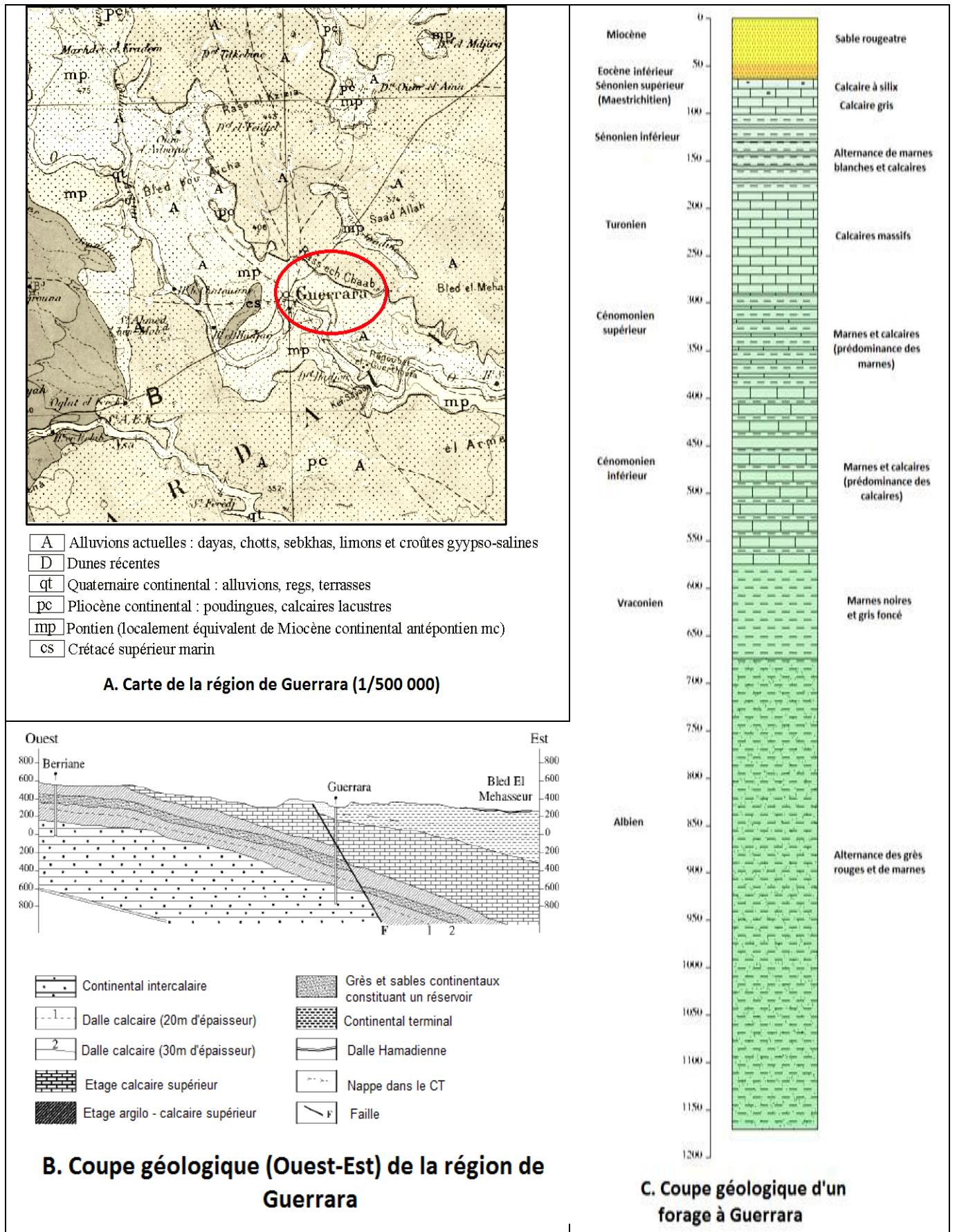


Figure 11. Carte et coupe géologique de la région de Guerrara (S.C.G., 1952 ; Gautier et Gouskov, 1951).

2.3. Le quaternaire continental (qt)

Le Quaternaire apparaît surtout sous forme de dépôts alluvionnaires au niveau du lit d'Oued Zegrir et des dépressions fermées (Dayas).

3. Contexte géomorphologique

Lelubre (1952) admet que, s'il y est une région du globe, où les formes de relief sont particulièrement nettes et visibles, c'est bien le Sahara et si les processus morphogénétiques (vent, eau...etc.) à l'œuvre dans ce milieu sont caractéristiques, rien n'est étonnant à ce que les formes qui en résultent le soient aussi. Or, le travail réalisé par Aiteur et Hamdani (2006) sur la géomorphologie de la région de Guerrara (figure 12) a permis de distinguer plusieurs ensembles morphologiques, à savoir :

3. 1. Les formations structurales

• Les Hamadas

Ce sont des plateaux rocheux à topographie très monotone, souvent plate à perte de vue (Monod, 1992). D'après Aouam (2007), ils se définissent par des calcaires gréseux et des grés et se réduisent en deux dalles Hamadiennes légèrement inclinées vers le Sud-est. Ces dernières se terminent par des fronts aux talus entaillés dans des grés gypseux en pente forte et très tendues surplombés par des corniches abruptes. Ces dalles Hamadiennes sont à une dénivellation de 75 m sur une distance qui varie de 2 à 3 Km.

• Les Garas

Ce sont des buttes témoins en forme de champignon ; des plateaux tabulaires isolés par l'érosion et couronnés par une table de roche dure (Capot-Rey et al, 1963). Elles constituent un vrai piège de sables éoliens sur leurs versants Sud avec des dunes qui sont formés à leurs dépend.

Nous citons à titre d'exemple les garas de l'Amied qui présentent une altitude moyenne de 340m. Ces gours sont encore un théâtre des jeux d'érosion hydroéolienne.

• Les Dayas

Ce sont des petites dépressions circulaires, résultant de la dissolution locale des dalles calcaires ou siliceuses qui constituent les Hamadas (Ozenda, 1991). Elle présente une évolution morphologique particulière de petite taille au stade naissant, elles s'accroissent avec le temps, devenant de plus en plus irrégulières et encaissées (Taïbi et al, 1999).

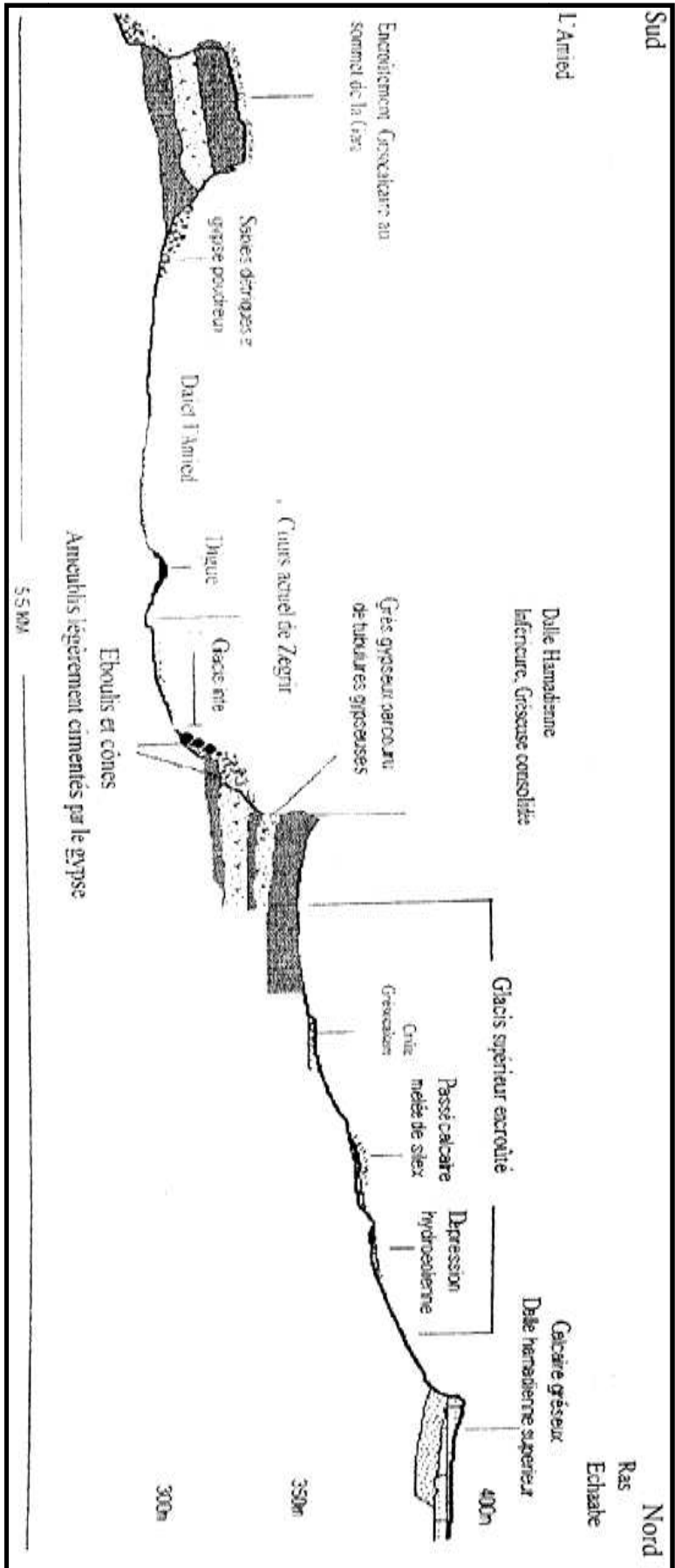


Figure 12. Coupe schématique définissant les deux dalles Hamadiennes avec leurs forme et formations Ateur et Hamdani

Il existe deux types de Dayas à citer dans la région de Guerrara :

- Des Dayas isolées sur le plateau et du Glacis.

Des Dayas liées au réseau d'Oued Zegrir, comme zones d'épandage fermées (Dayet Ben feïlah à l'Est du Guerrara), ou possédant un exutoire prolongeant ainsi le lit d'oued (Dayet El Ameid).

Il faut dire que la région des Dayas par sa richesse floristique offre par excellence les meilleures zones de parcours.

3.2. Les formations des versants

• Les Glacis

Ce sont des formes de relief non structural, consistant en une surface plane et peu inclinée (quelques degrés). La zone de Guerrara se caractérise par tout un système de glacis, qui s'emboîtent dans les deux dalles Hamadiennes. Cependant ils sont interrompus parfois en endroit par les Dayas.

• Les Cônes d'éboulis

Il s'agit des éboulis de pente qui ont été ameublies par le phénomène de gélifraction et de thermoclastisme qu'ils ont subis. Le ruissellement à son tour leur a conféré un aspect de cône d'éboulis complexe. Cependant leur remplissage est essentiellement sablo-limoneux issu des formations gréseuses.

3.3. Les formations superficielles

• Glacis supérieurs

Les formations sont essentiellement sablo-limoneuses à graveleuses. Elles sont tapissées de couverture caillouteuse qui leurs confère un aspect de Reg. L'épaisseur est considérable tandis que la couleur est blanche pale comme elle parait sur les images satellitaires. Ce qu'est dû sans doute aux cailloutis calcaires.

• Glacis du golf de Guerrara (Amied)

Les formations dépassent 14 m d'épaisseur avec une couleur rougeâtre. La texture est sablo-limoneuse et les surfaces sont légèrement parsemées de nodules de grés, mise à part les glacis de Drin qui marquent une formation sablo-limoneuse mêlée à du gypse poudreux.

3.4. Les encroûtements

• Croûtes grésocalcaires

Elles sont situées au Nord de la palmeraie de Guerrara et également à Saguiet El Djanain. Elles apparaissent sous la forme de dépôts béchiques constitués de nodules de grés cimentés par le calcaire. Elles sont d'une épaisseur variant de quelques centimètres à 1 mètre en aval des glaciaires supérieurs de Ras Echaabe.

• Croûtes gypseuses

Elles se trouvent au dessous des dépôts sableux entrecroisées et grésifiées. Elles sont de couleur beige claire à l'affleurement et blanchâtre en coupe. On outre elles sont assez compactées à leurs parties supérieures, mais souvent pulvérulentes en dessous. L'épaisseur de la formation varie de 25 cm à Saguiet El Djanain au Nord et 1m à Dayet ben Feileh au Sud-est.

4. Contexte hydrogéologique

Au Sahara septentrional, le bassin sédimentaire constitue un vaste bassin hydrogéologique d'une superficie de 780 000 Km², avec un maximum d'épaisseur de 4000 à 5000 m (Castany, 1982).

Selon Latrech (1997), ce grand bassin comporte deux vastes aquifères profonds et superposés, relativement indépendants en Algérie à savoir le Continental Intercalaire (CI) et le Complexe Terminal (CT).

Sur le plan local, les études de Cornet et Gouscov (1952) et Guendouz (1985) ont mis en évidence la présence de deux nappes souterraines : celle du Continental Intercalaire et celles du Complexe Terminal, dont on distingue quatre grandes nappes.

- La nappe du Continental Intercalaire (CI) ou nappe Albienne (figure 13) ; se repère à environ 500 à 900 m de profondeur. Elle est constituée de formations détritiques (sable, grès, argile) avec un passage dolomitique attribué à l'Aptien. La recharge du Continental Intercalaire se fait indirectement par les pluies au piémont de l'Atlas Saharien en faveur de l'Accident Sud Atlasique (A.N.R.H, 1999)

- Le Complexe Terminal (CT) ; plutôt au sommet (figure 13), c'est un ensemble assez peu homogène. Il inclue des formations carbonatées du Crétacé supérieur et des épisodes détritiques du Tertiaire, principalement du Miocène (Busson, 1970 ; Fabre, 1976), néanmoins il comprend :

- La nappe phréatique superficielle ou alluviale qui est une nappe alimentée par les crues d'Oued Zegrir. Sa profondeur est variable selon la saison, 0,4 à 6 m en période de hautes eaux et de 10 à 35 m en période des basses eaux. Actuellement, le niveau piézométrique est toujours élevé, car les agriculteurs exploitent peu cette nappe, en revanche, ils utilisent les eaux d'Albien, souvent avec des excès et des pertes importantes, ajoutant à ceux-ci les crues d'Oued Zegrir qui parfois se produisent par cycle biennal ou annuel (Djili, 2004).

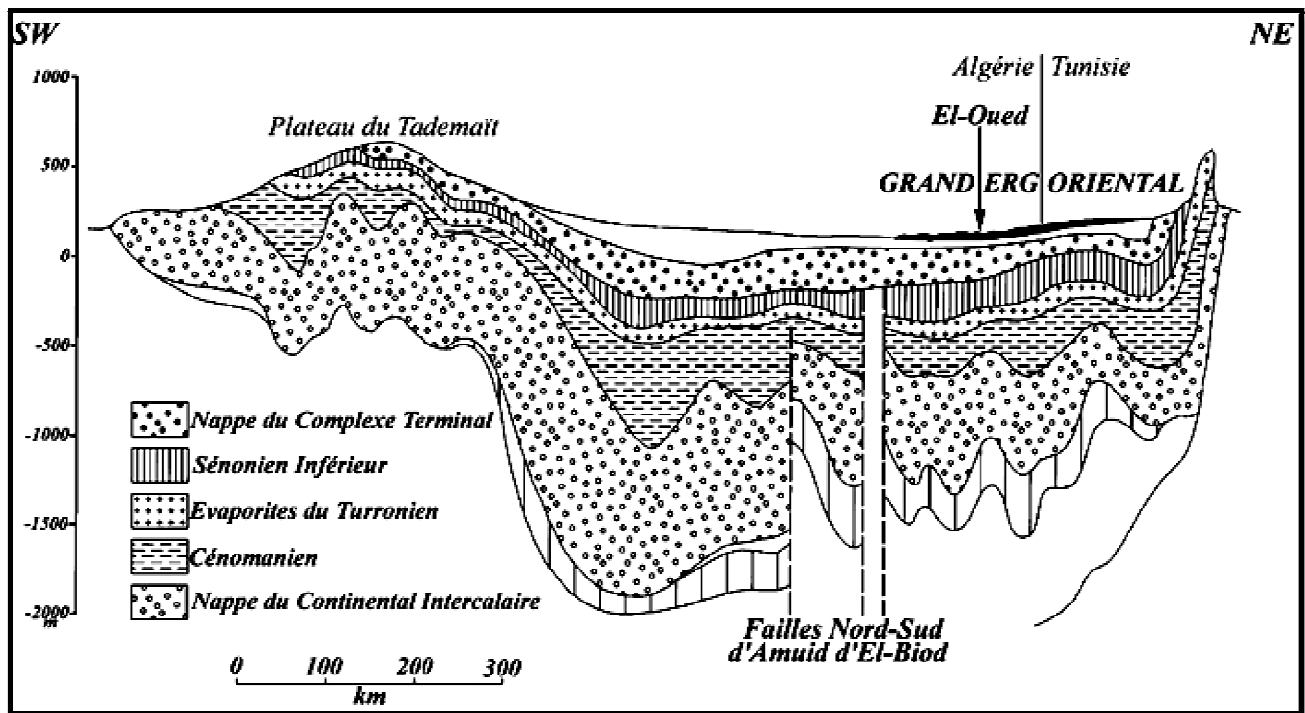


Figure 13. Coupe hydrogéologique du système aquifère du Sahara septentrional
(citée par Moulla et al., 2005).

- La nappe du Mio-Pliocène et Eocène qui se localise dans la partie Est de Guerrara. Cette dernière est constituée d'une nappe du Mio-Pliocène sableux d'une épaisseur moyenne de 125 m et d'une nappe d'Eocène à calcaire blanc fin moyen avec une épaisseur de 100 m. Le niveau statique est estimé à 123 mètres du sol.
- La nappe du Sénonien carbonaté qui est en continuité hydraulique avec la nappe de Mio-Pliocène. De ce fait, l'ensemble des formations aquifères (Mio-Pliocène, Eocène et Sénonien) peut être exploité jusqu'à une profondeur de 430 m environ.
- La nappe de Turonien carbonaté qui caractérise la partie Ouest de Guerrara et dont l'épaisseur est de 74 m tandis que la profondeur est de 500 m.

5. Contexte climatique

Vu le manque de données climatiques sur la région de Guerrara, nous avons travaillé sur les données de la station de Ghardaïa, considéré comme la plus proche de la région d'étude.

Ainsi, pour étayer les caractéristiques climatiques de cette dernière, nous avons recueillis auprès de l'Office National de la Météorologie (O.N.M) des données relatives à la station de Ghardaïa pour une période de 10 ans. Ces deniers serviront de documents de base pour notre étude.

Le tableau suivant résume les moyennes mensuelles des différents paramètres climatiques mesurées pour la période (2002-2012).

Tableau VII. Données climatiques de la région de Ghardaïa (2002-2012) (O.N.M., 2013).

Mois	Précipitations (mm)	Température moyenne (°C)	Vitesse moyenne des vents (m/s)	Humidité relative (%)
Janvier	15,9	11,1	3,2	53
Février	1,7	13,5	3,5	43,7
Mars	17	17,3	3,8	38,1
Avril	8,2	21,6	4,4	34
Mai	1,9	26,1	4,2	28,3
Juin	8,6	31,6	3,6	24,1
Juillet	3,3	35,5	3,2	20,5
Août	9,1	34,3	3,0	24,7
Septembre	21,2	28,8	3,0	35,2
Octobre	14,4	23,4	2,7	43,2
Novembre	15,3	16,8	2,8	48,9
Décembre	3,5	12,2	3,3	53,2
Moyenne	*120	22,6	3,3	37,2

* : Cumul annuel

5.1 Précipitation

Les précipitations sont caractérisées par leur faible importance quantitative, cependant les pluies torrentielles sont rares.

L'analyse des hauteurs mensuelles de pluie (tableau 7), fait ressortir une pluie interannuelle de 120 mm et un maximum en mois de mars qui est de 17 mm tandis qu'un minimum se produisant en mois de juillet avec 3,3 mm. Toutefois, Il faut noter que ces valeurs mensuelles peuvent fortement varier d'une année à l'autre (Dubief, 1953).

Cette insuffisance de pluie Sahariennes est accompagnée d'une irrégularité très marquée du régime pluviométrique et d'une variabilité interannuelle considérable, ce qui accentue la sécheresse (Ozenda, 1991).

5.2. La température

La lecture du tableau 7 indique une température moyenne annuelle de 22,6 °C, le mois le plus chaud étant juillet avec une moyenne de 35,5°C, alors que le mois de janvier est le plus froid avec une moyenne de 11,1°C.

5.3. Les vents

Malgré les apparences, le Sahara n'est pas un pays venteux, mais un pays où, par suite de sa dénudation, on ressent le plus facilement le vent (Dubief, 1952). Les effets du vent sont partout sensibles et se traduisent par le transport et l'accumulation du sable, le façonnement des dunes, la corrosion et le polissage des roches et surtout l'accentuation de l'évaporation (Monod, 1992).

La vitesse des vents reste relativement faible (tableau 7), elle présente une moyenne annuelle de 3,3 m/s avec un maximum noté au mois d'avril (4,4 m/s) et un minimum au mois d'octobre (2,7 m/s). Notant que les vents dominants sont de direction NW (Seltzer, 1946).

5.4. L'humidité relative

L'humidité de l'air est très faible. La moyenne annuelle est de 37,2 % pour la période (2002-2012). Elle varie sensiblement en fonction des saisons de l'année. En effet, pendant l'été, elle chute jusqu'à 20,5 % au mois de juillet, sous l'action d'une forte évaporation et des vents chauds ; alors qu'en hivers elle s'élève et atteint une moyenne maximale de 53,2 % au mois de décembre.

6. Classification climatique

6.1. L'indice d'aridité de De Martonne (1926)

En se basant sur les paramètres précipitations et température De Martonne propose la formule suivante :

$$A = \frac{P}{T + 10}$$

Avec :

P, précipitation moyenne annuelle (mm) et T, température moyenne annuelle (°C).

De ce fait, l'indice d'aridité de la région de Ghardaïa pour la période (2002-2012) est de 3,7 ce qui permet de la classer comme zone aride.

6.2. Détermination de la saison sèche (diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausсен)

Le diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausсен sert particulièrement à mettre en évidence la période de sécheresse et son intensité dans une région donnée.

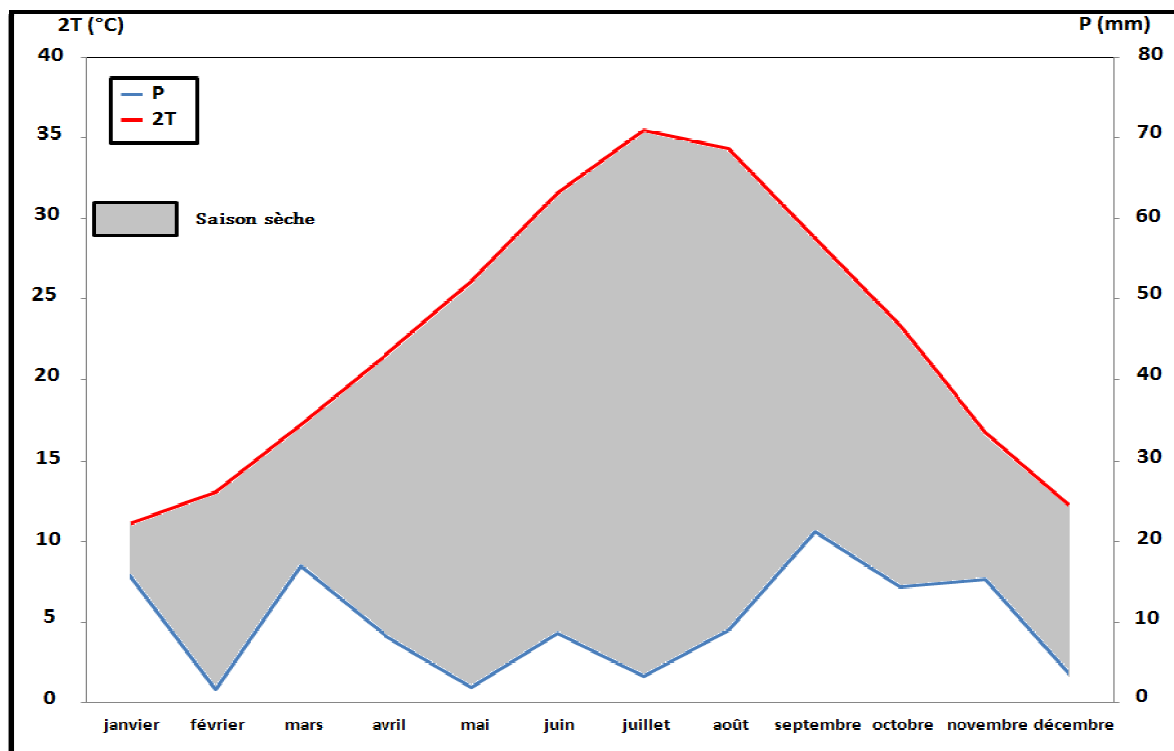


Figure 14. Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausсен de la région de Ghardaïa (2002-2012).

Ainsi, la figure 14 révèle une saison sèche (saison où les précipitations sont égales ou inférieures au double de la température) qui s'étale sur les 12 mois de l'année.

6.3. Quotient pluviométrique et climagramme d'Emberger

Stewart (1969) a proposé une version simplifiée du quotient d'Emberger pour le climat méditerranéen et a obtenu la formule suivante :

$$Q_2 = 3,43 P / (M - m)$$

Avec :

P, précipitation moyenne annuelle (mm) ; M, moyenne des maxima du mois le plus chaud (°C) et m : moyenne des minima du mois le plus froid (°C).

Les valeurs du tableau suivant nous permettent de situer la région de Ghardaïa dans l'étage bioclimatique Saharien à Hiver tempéré (figure 15).

Tableau VIII. Les valeurs du quotient pluviométrique de la région de Ghardaïa pour la période (2002-2012).

Station	Précipitation annuelle (mm)	M (°C)	m (°C)	Q ₂
Ghardaïa	120,01	41,76	6,04	11,52

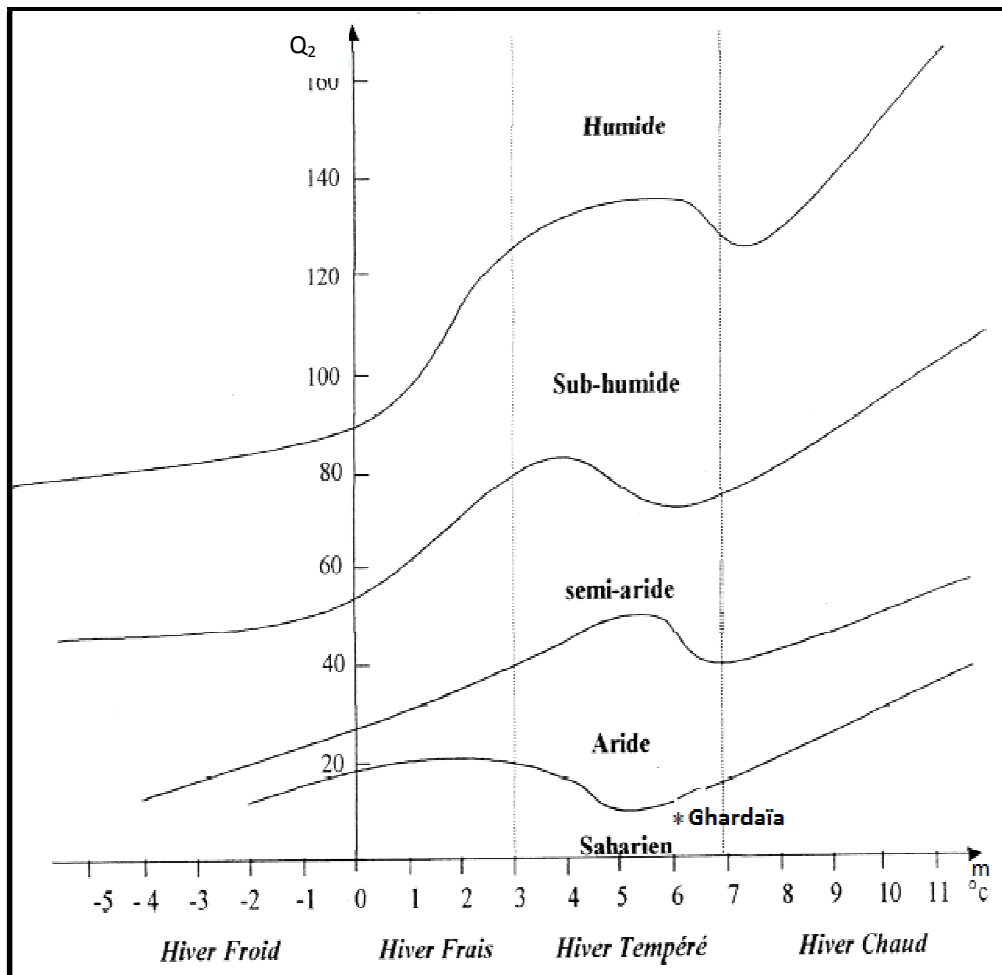


Figure 15. Climagramme pluviométrique d'Emberger de la région de Ghardaïa pour la période (2002-2012).

En résumé, la zone étudiée se caractérise par un climat aride à hiver tempéré avec une saison sèche de 12 mois.

Chapitre IV : Méthodologie expérimentale

Dans ce chapitre, nous présentons les méthodes d'analyses utilisées pour caractériser les sols étudiés ainsi que celles pour mesurer ses propriétés de rétention en eau. Néanmoins, nous discuterons plus spécialement de plusieurs aspects des sols dont l'intérêt est apparu important pour l'étude visée, à savoir les conditions d'échantillonnage du sol.

1. Choix de la zone d'étude

L'objectif de ce travail consiste à étudier les propriétés de rétention en eau des sols de Dayet El Amied et de développer des fonctions de pédotransfert permettant de prédire les propriétés de rétention en eau à partir des caractéristiques de constitution (composition granulométrique, taux de matière organique, densité apparente, calcaire total et capacité d'échange cationique), puis par la suite valider ces fonctions.

Cependant, la localisation de Dayet El Ameid d'une part, dans le lit d'oued Zegrir et d'autre par, à côté des buttes témoins et des formations dunaires, fait que cette zone est soumise à deux types d'apport à savoir ; l'apport alluvial d'oued Zegrir déposant des dépôts alluvionnaires lors de son passage ainsi que l'éolien prenant son origine les dunes d'obstacle situées au sud de la Daya. Pour cela le choix s'est porté sur une palmeraie dont les caractéristiques sont relativement homogènes et qui représente les sols de cette région, afin de mieux cerner la rétention d'eau d'un sol alluvial en région aride.

2. Méthodes d'échantillonnage sur terrain

Concernant l'échantillonnage des sols, la méthode de travail s'est appuyée d'abord sur une caractérisation morphologique, suivant les recommandations de Maignien (1969) et de Baize et Jabiol (1995), d'un profil réalisé à l'intérieure de la palmeraie représentant ainsi les sols de la parcelle.

Par la suite, une fois la description faite, un plan d'échantillonnage (figure 16) a été réalisé selon un quadrillage systématique en se référant aux anciens arbres du palmier dattier comme repères.

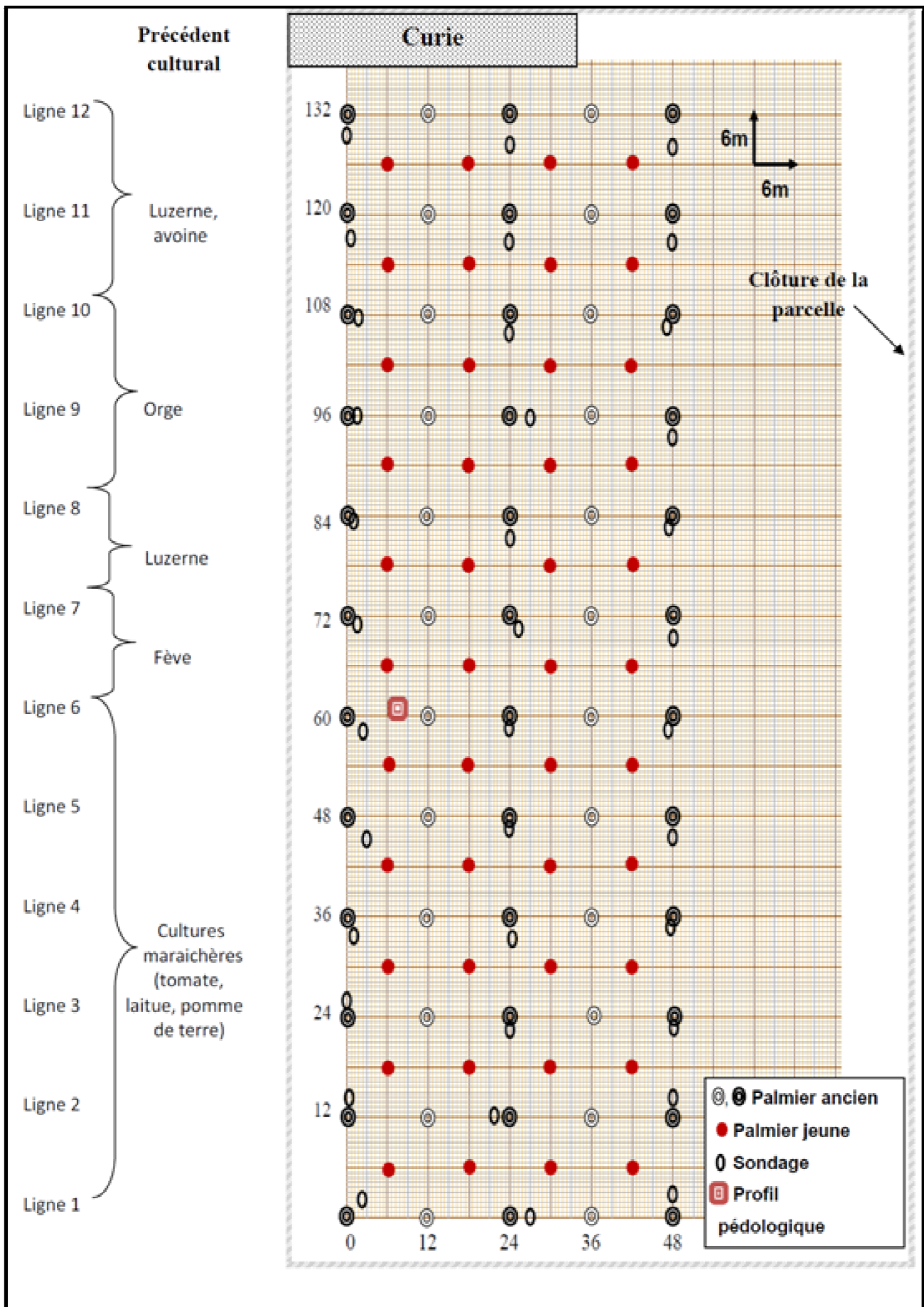


Figure 16. Plan d'échantillonnage effectué sur la parcelle d'étude.

2.1. Prélèvement des échantillons

L'échantillonnage s'est déroulé au début de la période hivernale (décembre) lorsque les sols étaient en conditions hydriques proches de la capacité au champ. Un lot de 36 échantillons perturbés de sols a été ainsi récolté des horizons de surface de même que ceux des trois horizons du profil décrit, afin de faire l'objet des analyses de caractérisation physiques et chimiques.

De ce fait, chaque échantillon de sol a été mis dans un sac en plastique qui porte un code relatif à un point sur le plan d'échantillonnage ou à l'horizon pour lequel il se rattache.

2.2. Détermination de la densité apparente

Dans le but d'intégrer l'influence de la structure du sol sur la rétention en eau notamment aux potentiels élevés, les densités apparentes ont été déterminées directement sur le terrain (photo 1) à une humidité proche de la capacité au champ (pF 2,5), en employant des cylindres de 22 à 30 cm³ de volume, qui sont enfoncés verticalement dans les horizons de surface puis retirés et égalisés de chaque côté soigneusement.



Photo 1. Les différentes étapes représentant la mesure de la densité apparente (D_a) des horizons de surface sur le terrain.

Par la suite, la valeur de la densité apparente est calculée après passage à l'étuve à 105 C° pendant 24 heures à l'aide de la relation suivante :

$$D_a = M_s / V_c$$

Avec : M_s , masse de sol séché à 105°C contenu dans le cylindre ; V_c : volume du cylindre ($\pi \cdot R^2 \cdot h$; R, rayon du cylindre et h, hauteur du cylindre).

3. Caractérisation des sols

La caractérisation des sols de la palmeraie de Dayet El Amied, vise la détermination des principales propriétés physiques et chimiques, suivi d'une classification des sols. Pour ce, le profil réalisé à l'intérieure de la parcelle d'étude a fait l'objet d'une description détaillée et d'un échantillonnage suivi d'analyses au laboratoire. Le positionnement du profil à l'intérieure de la palmeraie est donné par l'image 2.



Image 2. Positionnement du profil dans la palmeraie (extraite de Google earth, Juin 2013).

A. Description du profil

- Localisation : Commune : Guerrara, lieu-dit : Dayet El Amied.
- Coordonnées : X= 32° 46' 12,4".
Y= 4° 31' 43,3".
Z= 299m.
- Date de description : 26 décembre 2011.
- Topographie : plane (< 5%)
- Matériau parental : Grés.
- Conditions climatiques : temps ensoleillé avec un peu de vent ;
- Utilisation et occupation : phoeniculture, arboriculture (grenadier, figuier), horticulture.
- Irrigation : par aspersion.



Photo 2. Profil pédologique réalisé.

- H₁ (0 – 20 cm) : frais, 7,5YR4/6 (brun foncé) à l'état humide, limoneux fin argileux, structure grumeleuse (0,5 à 2 cm), peu compacte, très nombreuses racines de culture fourragère, pas d'éléments grossiers, très vive effervescence à l'HCL. La transition est diffuse (photo 2.a).
- H₂ (20 - 55 cm) : frais, 7,5YR4/6 (brun foncé) à l'état humide, limono-argileux, présence de quelques taches de concentration de sable de couleur 7,5YR5/8 (brun vif) à l'état humide et qui représentent 2 à 5 %, structure massive, peu compacte, présence de racines du palmier dattier, pas d'éléments grossiers, vive effervescence à l'HCL. La transition est nette (photo 2.b).
- H₃ (> 55 cm) : frais, 7,5YR5/8 (brun vif) à l'état humide, limono-sableux, structure continue, meuble, racines de palmiers moins nombreuses (photo 2.b), vive effervescence à l'HCL.

B. Caractérisation physico-chimique du profil

Les résultats des analyses physiques et chimiques des sols du profil sont représentés dans le tableau suivant :

Tableau IX. Résultats d'analyses physico-chimiques du profil.

Profondeur (cm)		0-20	20-55	> 55
Caractéristiques				
Granulométrie	A (%)	28,4	30,1	12,9
	LF (%)	49,8	29,8	14,9
	LG (%)	6,2	15,3	7,0
	SF (%)	14,3	23,7	63,4
	SG (%)	1,4	1,4	2,6
	Classe texturale	SILTY CLAY LOAM	CLAY LOAM	SANDY LOAM
Matière organique	C (%)	1,0	0,2	0,2
	MO (%)	1,6	0,3	0,4
Solution du sol	pH	7,8	7,9	7,8
	CE (dS/m)	0,9	0,6	0,4
CaCO ₃ total (%)		16,2	14,3	10,3
CEC (Cmol ⁺ /Kg)		10,8	9,8	4,6
Complexe adsorbant	Ca ²⁺ (meq/100g)	9,2	8,3	3,6
	Mg ²⁺ (meq/100g)	0,8	0,8	0,4
	K ⁺ (meq/100g)	0,4	0,4	0,3
	Na ⁺ (meq/100g)	0,4	0,3	0,3

L'observation du tableau 9 et la photo 2 révèle que le profil présente une stratification d'horizons limoneux fins argileux et limono-argileux à limono-sableux avec une absence quasi totale d'éléments grossiers et un début de structuration dans l'horizon superficiel. Cette alternance témoigne d'une succession de périodes humides et de périodes sèches. Cependant, les limites entre les deux premiers horizons sont peu distinctes, car la stratification des alluvions est largement effacée, ce qui indique probablement une pédogenèse pré-dépositionnelle.

La matière organique dans le sol est faible, néanmoins la teneur la plus élevée est estimée dans l'horizon superficiel avec 1,6 %.

La teneur en calcaire dans le sol suit la variation de la texture et elle est légèrement proportionnelle à la teneur du sol en limons. En effet, la valeur la plus élevée est de 16,2 % dans le premier horizon limoneux, alors que la plus faible (10,2 %) correspond au troisième horizon plutôt sableux.

Le sol est non salin pour tous les horizons, la conductivité électrique varie entre 0,4 et 0,9 dS/m, tandis que le pH est légèrement à moyennement alcalin et varie entre 7,8 et 7,9.

L'analyse de la capacité d'échange cationique montre qu'elle varie avec la texture. Elle est très faible dans les horizons sableux (4,6 Cmol⁺/Kg) et moyenne dans les horizons limoneux à argileux. En effet, cette faible teneur peut s'expliquer par la nature minéralogique des argiles et les teneurs en matière organique.

Le complexe adsorbant est saturé le long du profil (100%) par les ions Ca⁺².

C. Classification pédologique des sols

WRB-FAO : Fluvisol aridique calcarique.

4. Etude des propriétés de rétention en eau des sols

Les propriétés de rétention en eau des sols ont été déterminées au laboratoire sur des échantillons de sols perturbés. Après saturation par capillarité avec de l'eau distillée durant 24 h, cinq valeurs de potentiel matriciel variant de -40 hPa à -15000 hPa ont été appliquées en drainage au moyen de la presse à membrane de Richards (1954). Or, la teneur en eau est mesurée après 24 heures de mise en équilibre (figure 17), puis séchage à l'étuve à 105°C pendant 24h.

Cependant, le potentiel hydrique lié à l'humidité caractéristique à la capacité au champ devrait être adapté en fonction de la texture moyenne du sol ou de l'horizon considéré lors de l'utilisation

d'échantillons remaniés : pF 2 pour les sables, pF 2,5 pour les limons et pF 3 pour les argiles (Bruand et al., 1996).

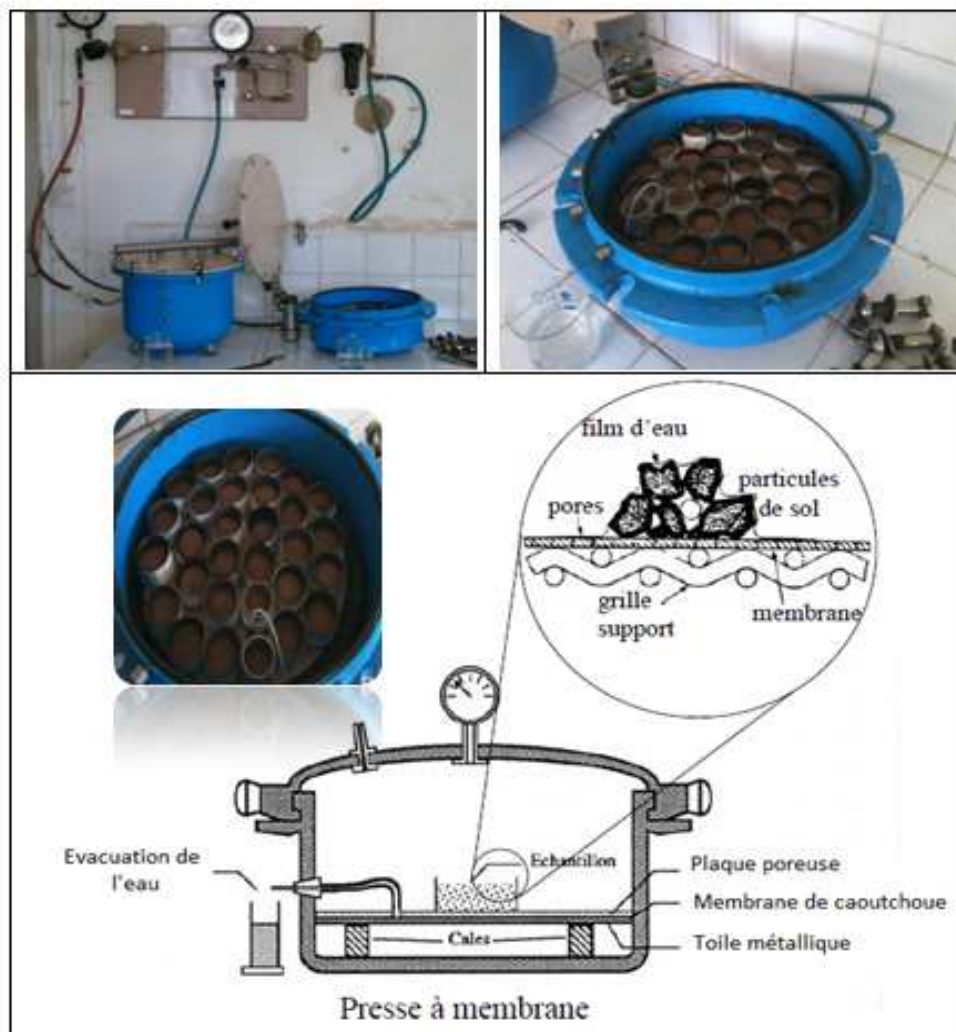


Figure 17. Représentation de la presse à membrane utilisée pour mesurer la teneur en eau des échantillons de sols étudiés mis à l'équilibre avec un potentiel donné.

5. Analyses physico-chimiques

Les analyses physiques et chimiques ont été effectuées sur des échantillons séchés à l'air ambiant et tamisés à 2mm. Il a été procédé à une analyse granulométrique selon la méthode internationale à la pipette de Robinson, après une destruction de la matière organique et une dispersion des particules élémentaires.

Concernant le pH et la conductivité électrique (CE) réalisés uniquement sur les échantillons du profil, ils ont été obtenus dans une suspension de terre fine dans de l'eau distillée avec respectivement un rapport de 1/2,5 et 1/5.

Le taux de calcaire total a été déterminé avec le calcimètre de Bernard et le dosage du carbone organique a été fait selon la méthode Anne pour l'ensemble des échantillons.

La CEC a été mesurée selon la méthode Bower qui s'appuie sur une série d'agitations suivies de centrifugations et dont les étapes sont les suivantes : l'échantillon est d'abord saturé en ions sodium avec une solution d'acétate de sodium à pH 8,2, puis on procède à une élimination de l'excès de sodium par un lavage à l'alcool éthylique, ensuite à son échange par une solution d'acétate d'ammonium à pH 7. Le dosage des bases échangeables est fait seulement sur les échantillons du profil pour la caractérisation.

6. Etude statistique et établissement des fonctions de pédotransfert

Les résultats obtenus ont fait l'objet d'étude de matrices de corrélation et de traitements statistiques descriptifs (moyenne, maximum, minimum, médiane, 1^{er} quartile, 3^{ème} quartile, l'écart type et le coefficient de variation) au moyen du logiciel Statistica (version 7.1) sur les caractéristiques physiques et chimiques des 36 sols étudiés ainsi que leurs teneurs en eau à différents pF.

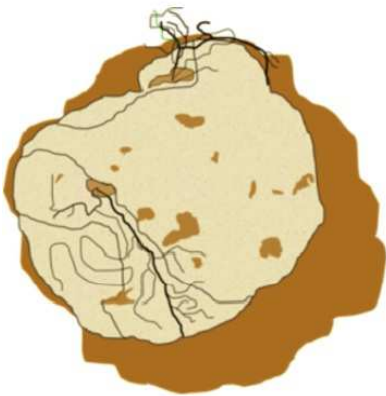
Par ailleurs, les fonctions de pédotransfert ont été établies par régressions multiples entre la rétention en eau aux différents potentiels et les caractéristiques de constitution. La démarche adoptée consiste à introduire les caractéristiques des sols dans les équations de régressions, et à analyser l'amélioration obtenue sur le coefficient de détermination (R^2) et le coefficient de corrélation (r).

Dans une deuxième étape, les échantillons ont été regroupés selon leur texture puis en fonction de leur densité apparente et enfin selon les deux paramètres cités précédemment à la fois. Par la suite, des fonctions de pédotransfert ont été développées pour chaque groupement de sols.

Au final, pour discuter la validité des fonctions de pédotransfert proposées, nous avons utilisé deux types de critères : l'erreur moyenne de prédiction (EMP) ainsi que l'écart type de prédiction (ETP).



Résultats et discussion



Chapitre V : Analyse des caractéristiques des sols de Dayet-El Amied et leur relation avec la rétention en eau

1. Caractéristiques et propriétés de l'ensemble des sols étudiés

A travers les statistiques élémentaires à savoir les matrices de corrélation et les statistiques descriptives (moyenne, médiane, maximum, minimum, écart type et les quartiles) portées sur l'ensemble des sols étudiés, nous allons discuter dans ce chapitre la variabilité des paramètres pédologiques retenus. Il s'agit de la granulométrie, la densité apparente, la matière organique, le calcaire total, la CEC et les teneurs en eau à différents point de pF. Afin de parfaire le fonctionnement hydrique de ces sols de même que la rétention en eau, il est nécessaire de qualifier l'ensemble des propriétés physico-chimiques de ces sols qui permettent d'améliorer sensiblement la qualité des fonctions pédotransfert.

1. 1. Description des paramètres physiques

Les traitements statistiques des données physiques sont portés dans le tableau 10, lequel illustre une importante variabilité de la composition granulométrique des différents échantillons. Ainsi, les teneurs en argile varient de 10,6 % à 28,5 % avec une moyenne de 22.4 %, celles des limons fins et des sables fins relativement importantes varient de 27,1 % à 62,4% et de 22% à 39% avec une moyenne de 37.1 % et 27.9 % respectivement, quant aux limons grossiers et sables grossiers nettement faibles, elles varient de 1,1 % à 15,6 % et de 1,7 à 8,3% avec une moyenne de 6.6 % et 4.6 % respectivement.

Le tableau 10 indique aussi que 25 % des échantillons ont des taux en argile, limons fins, limons grossiers, sable fins et sable grossier inférieurs respectivement à 20,5 %, 32,9 %, 3,9 %, 24,3 % et 2,7 %. Alors que 75% des échantillons, en ces mêmes fractions, ont des taux supérieurs respectivement à 25 %, 40,5 %, 8,2 %, 30,4 % et 6,8 %. Les plages de variations sont de 17,9 % pour les argiles, de 35,3 % pour les limons fins, de 14.6 % pour les limons grossiers et de 17,1 % pour les sables fins. Ainsi, une distribution variée de ces différentes fractions granulométriques, présume un comportement hydrique des sols distinct.

Tableau X. Variabilité des caractéristiques physiques des échantillons étudiés (n=36).

	Granulométrie					Da
	A (%)	LF (%)	LG (%)	SF (%)	SG (%)	
Moyenne	22,4	37,1	6,6	27,9	4,6	1,4
Médiane	23,01	36,3	6,2	27,7	4,1	1,4
Minimum	10,6	27,1	1,1	22	1,7	1,1
Maximum	28,5	62,4	15,6	39	8,3	1,7
1 ^{er} Quartile	20,5	32,9	3,9	24,3	2,7	1,3
3 ^{ème} Quartile	25	40,5	8,2	30,4	6,8	1,5
C.V. %	15,8	38,5	12,9	16,6	4,3	0,02
Ecart-type	3,97	6,2	3,6	4,1	2,1	0,1

S’agissant des densités apparentes, celles-ci sont comprises entre un minimum de 1,1 et un maximum de 1,7 avec un écart-type très bas, ainsi qu’une moyenne de 1,4 et de faibles variations. L’intervalle de variations des densités apparentes est de 0,7. Celle-ci traduit la porosité des sols et par conséquent leur propriété de rétention en eau aux hauts potentiels.

1. 2. Textures de l’ensemble des échantillons

La représentation des résultats de la granulométrie sur le triangle textural de l’USDA (figure 18) indique que les échantillons sont répartis sur trois classes texturales limoneuses, limon fin et limono-argileuses, ce qui dénote le caractère limoneux des sols étudiés.

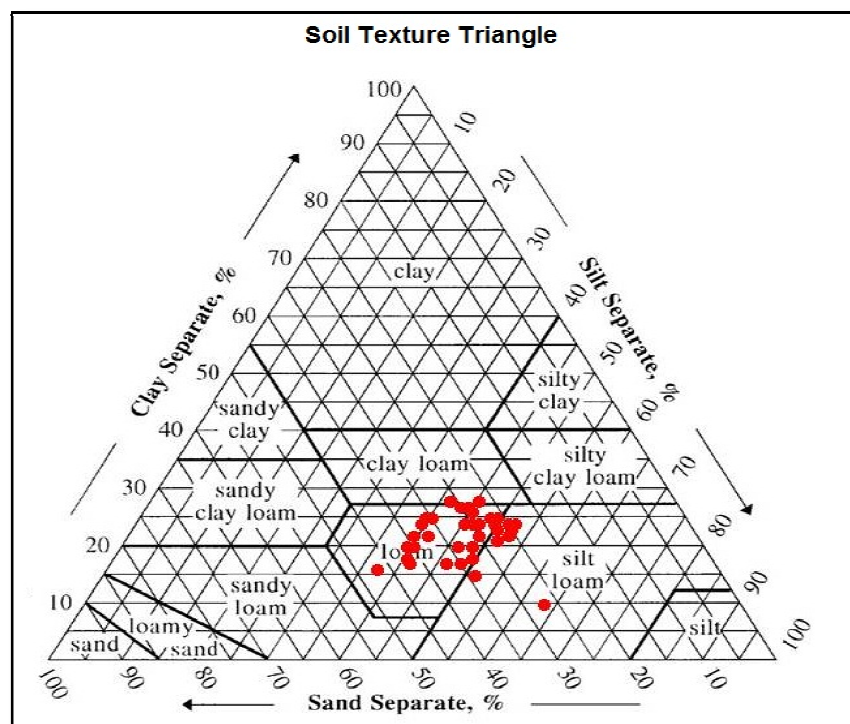


Figure 18. Textures des échantillons étudiés (USDA).

La variabilité par classe de texture de l'ensemble des échantillons étudiés éclairée dans le tableau 11 montre que sur les 36 échantillons de sol étudiés, la dominance de la classe des sols limoneux est plus marquée et représente 72,2 % de l'ensemble des échantillons, alors que les sols de texture limon fin et limono-argileuse occupent le reste, à des taux relativement semblables à savoir 16,7 % et 11,1 % respectivement.

Tableau XI. Textures des sols étudiés (n = 36).

Texture	Nombre	Taux par rapport à l'ensemble (%)
Limoneuse (L)	26	72,2
Limon fin (Lf)	6	16,7
Limono-argileuse (La)	4	11,1
Total	36	100

1. 3. Description des paramètres chimiques

Le tableau 12 synthétise la diversité des caractéristiques chimiques des sols étudiés.

Tableau XII. Variabilité des caractéristiques chimiques des échantillons étudiés (n=36).

	MO (%)	CaCO ₃ (%)	CEC (Cmol/kg)
Moyenne	1	12,5	6,8
Médiane	1	12,5	6,3
Minimum	0,4	8,5	4,1
Maximum	1,8	15,2	10,1
1 ^{er} Quartile	0,7	11,3	5,4
3 ^{ème} Quartile	1,3	13,9	8,6
C.V. %	0,1	3,1	3,4
Ecart-type	0,3	1,8	1,8

Les résultats obtenus montrent que les teneurs en MO des sols étudiés varient de 0,4 % à 1,8% avec une moyenne de 1 %. Ces faibles teneurs en MO s'expliquent par le fait des températures élevées de la région d'étude, l'une des particularités du climat chaud et aride. Selon Lal (2004), les teneurs en matière organique des sols sont en relation étroite avec la pluviométrie et les températures ; les sols des forêts tropicales sont les plus riches en MO, alors que les sols désertiques sont les plus pauvres. Aussi, des chercheurs qui se sont penchés sur l'activités biologique des sols des régions arides ont souligné leur faible teneur en matière organique

(Blanchart et al., 2007). De ce fait, la teneur en matière organique d'un sol sous climat aride est très faible et son activité biologique est très limitée alors que l'évapotranspiration en particulier en été est extrêmement élevée (Abdal, 2002).

Les teneurs en CaCO₃ varient de 8,5 % à 15,2 % avec une moyenne de 12,5 %. En effet ces sols sont influencés beaucoup plus par les apports d'origine alluviale liés à l'écoulement de l'oued, et qui reflètent des périodes pluvieuses qui ont touchées le bassin versant de l'oued Zegrir. Ce qui confère à ces sols un faciès cationique marqué par la dominance du calcium, du fait de la nature des roches parcourus par les eaux d'Oued Zegrir, qui sont généralement calcaires (Khemgani, 2010)

Concernant la capacité d'échange cationique, elle est assez faible et varie dans un intervalle de 4.1 et 10.1 Cmoles / kg de terre, avec une moyenne de 6,8 Cmoles / kg de terre. Cela s'explique par la nature minéralogique de cette fraction, semblable à celle donné par Hamdi Aissa (1995) pour la région d'Ouargla et confirmé par Aouam (2007) pour la région de Guerrara. Il s'agit d'argiles primaires (halloysite, palygorskite, Kaolinite, illite) héritées du matériau parental gréseux du Mio-Pliocène.

L'analyse de ces résultats indique que ces sols sont faiblement à modérément calcaires et présentent des teneurs en matière organique faibles ainsi qu'une CEC faible.

1. 4. Description des teneurs en eau à différents potentiels sur l'ensemble des sols

Tableau XIII. Variabilité des teneurs en eau pondérales des échantillons étudiés aux différents potentiels (n=36).

Potentiel matriciel (hPa)	0	40	80	330	5000	15000
Moyenne	56,4	43,2	37,6	33,0	29	27,1
Médiane	56,6	43,8	36,1	32,7	29,1	26,9
Minimum	46,1	34,3	31,4	26,5	21,3	20,6
Maximum	63,3	56,2	53,7	40,5	39	35,2
1^{er} Quartile	53,6	39,7	35,1	32,1	26,2	25,1
3^{ème} Quartile	59,9	46,4	38,1	34,8	31,2	29,4
C.V. %	20,3	21,1	23,1	7,2	12,5	10,4
Ecart-type	4,5	4,6	4,8	2,7	3,53	3,23

W en (%).

L'observation du tableau 13 suggère les remarques principales suivantes :

- Quel que soit le pF considéré, les teneurs en eau sont moyennes et varient modérément pour les hauts potentiels ($CV > 15\%$) et faiblement pour les bas potentiels ($CV < 15\%$). C'est-à-dire que les teneurs moyennes décroissent brutalement entre le pF0 et le pF1,9 puis diminuent très progressivement jusqu'au pF4,2. Cela est en relation avec la texture de ces sols qui est principalement fine.
- L'humidité pondérale à la capacité de rétention (pF 2,5) de l'ensemble des sols, varie entre une valeur minimale de 26,5 % et une valeur maximale égale à 40,5 %, la moyenne étant de 33 %. Quant à l'humidité au point de flétrissement permanent (pF 4,2), sa moyenne est de 27,1 % et varie entre une valeur minimale de 20,6 % et une valeur maximale de 35,2 %.
- A saturation, 25 % des échantillons ont des teneurs en eau inférieures à 53,6%, et 75 % ont des teneurs en eau supérieures à 59,9 %. A 330 hPa, 25 % des échantillons ont des humidités inférieures à 32,1 %, alors que 75 % ont des humidités supérieures à 34,8%. Enfin, à 15000 hPa, 25 % des échantillons ont une teneur en eau inférieure à 25,1%, et 75 % ont une teneur en eau supérieur à 29,4 %.

2. Mise au point des relations spécifiques des sols étudiés

2.1. Matrice de corrélation entre les principales caractéristiques physico-chimiques des sols

A ce niveau, nous recherchons les relations statistiques éventuelles entre les paramètres analytiques physiques et chimiques pour l'ensemble des échantillons (36). Ces dernières sont représentées dans la matrice du tableau 1 porté dans l'annexe 1 ainsi que les courbes de régressions linéaires.

L'analyse de la matrice ainsi que la figure 19 révèle que les teneurs en calcaire total sont corrélées positivement avec les taux d'argile ($r = 0,53$) et les taux de limon fin ($r = 0,47$). Par contre la relation est très fortement négative entre le taux de sable fin et la teneur en calcaire total ($r = -0,80$). On peut déduire de ces fortes corrélations que l'origine des argiles et des limons est différente de celle des sables. D'après Djili (2004), Il s'agit de limon d'origine allochtone érodé et transporté par les crues d'Oued Zegrir, qui reflète les caractéristiques des formations géologiques des régions traversée (Crétacé supérieur). La datation au ^{14}C montre que les premiers dépôts seraient antérieurs à 12000 ans, et se seraient poursuivis jusqu'à nos jours (Doufene, 2012).

L'édification de ce bassin sédimentaire correspond donc à une succession de phases tantôt plus humides, tantôt plus arides. De ce fait, le calcaire contenant dans ces sols est dû probablement à un héritage et non à une lixiviation verticale ou latérale, car en zones arides les carbonates de calcium sont moins mobilisés (Djili et Daoud, 2000).

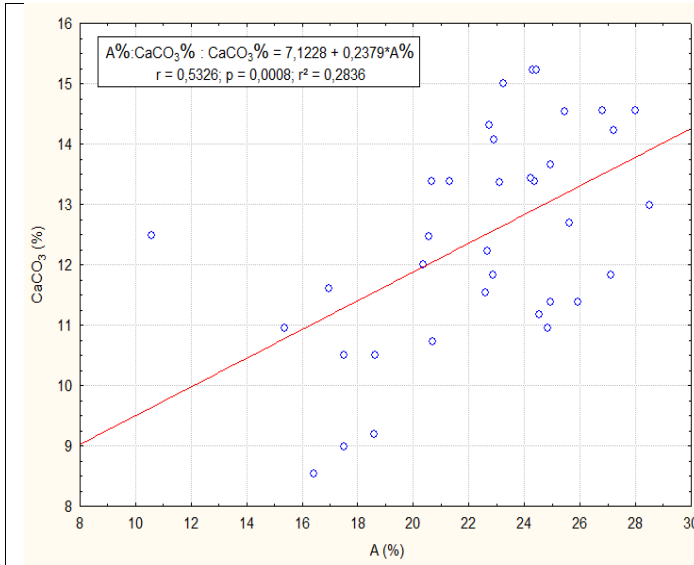


Figure 19-a. Relation entre le taux d'argile et la teneur en calcaire total.

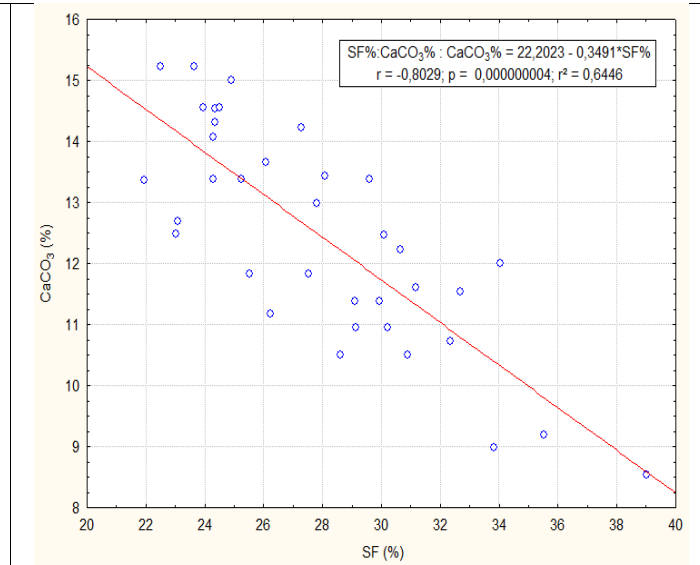


Figure 19-b. Relation entre le taux de sable fin et la teneur en calcaire total.

Figure 19. Relation entre la texture et le calcaire total des sols étudiés (n=36).

Par ailleurs, les teneurs en matière organique (figure 20) sont proportionnelles aux taux de limon fin ($r = 0,44$) et inversement proportionnelles aux taux de sable fin ($r = -0,35$). Quiroga et al. 1996 ont relevé une corrélation positive et significative entre la teneur en matière organique et les particules de limon ($<50 \mu\text{m}$).

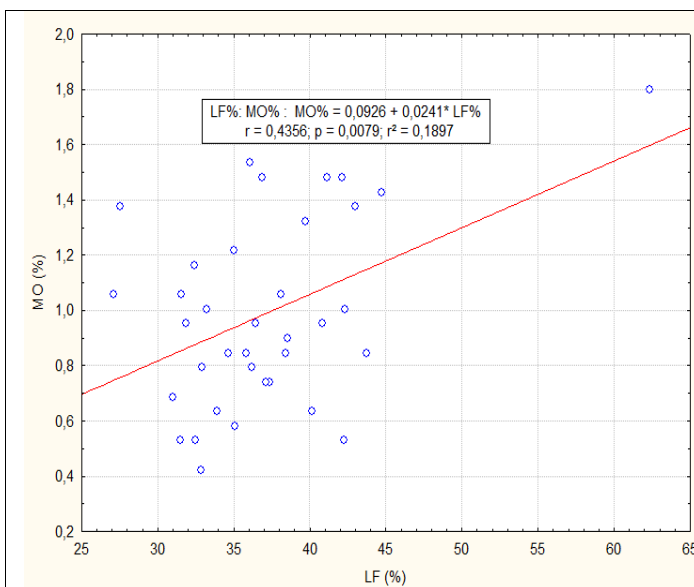


Figure 20-a. Relation entre le taux de limon fin et la teneur en matière organique.

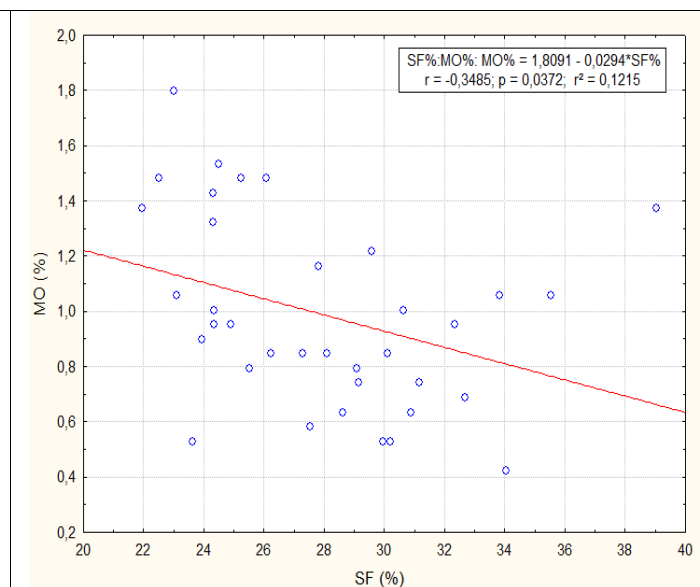


Figure 20-b. Relation entre le taux de sable fin et la teneur en matière organique.

Figure 20. Relation entre la texture et la matière organique des sols étudiés (n=36).

Aussi, les sols limoneux ont une grande fragilité constitutive, du fait de leur texture, et les matières organiques y sont le principal agent agrégeant (Le Bissonais et Arrouays, 1997; Tessier et al., 1998). En outre, de nombreuses études en Afrique de l'Ouest ont montré que la teneur en matière organique dans les horizons de surface du sol dépend de la texture du sol (Jones, 1973; Boissezon, 1973; Feller et al, 1991).

Cependant, la matière organique représente aussi une corrélation positive et hautement significative (figure 21) avec la CEC ($r = 0,50$; $p = 0,002$). Sa contribution à la CEC du sol peut varier entre 25-90% (Stevenson, 1994), selon le type de sol, mais la plupart des études ont observé une contribution entre 30-60% (Tsutsuki, 1993; Loveland et Webb, 2003) et 40-50 % (Thompson et al., 1989 ; Haynes et Naidu, 1998).

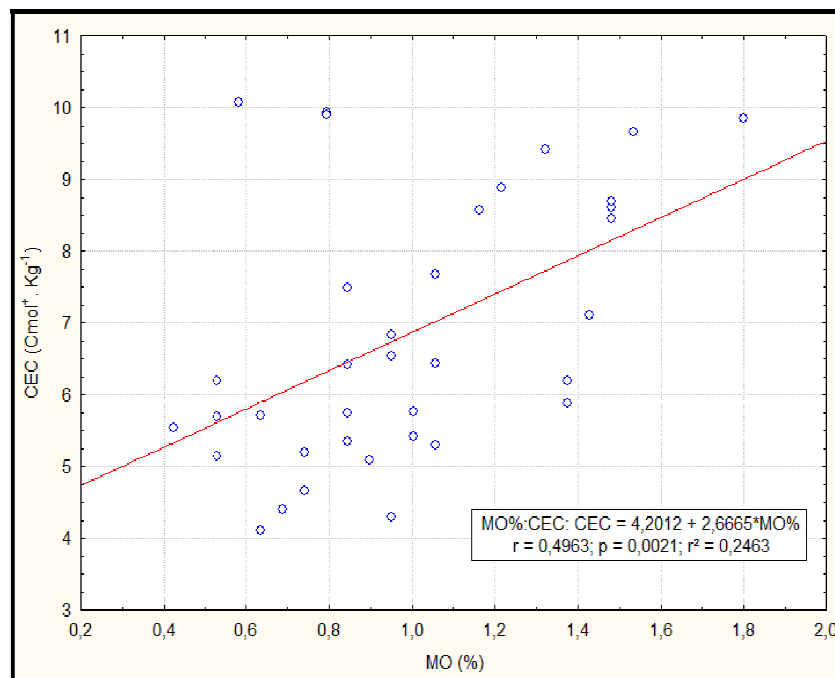


Figure 21. Relation entre CEC et la teneur en matière organique des sols étudiés (n=36).

L'observation aussi de la matrice démontre une relation négative et hautement significative ($r = - 0,5$; $p < 0,01$) entre les taux d'argile et la densité apparente (figure 22-a) et une relation positive et hautement significative ($r = 0,45$; $p < 0,01$) entre les teneurs en sable et la densité apparente. L'effet de la teneur en sable sur la densité apparente du sol s'est révélé être supérieur à celui des autres propriétés du sol (Aşkin et Özdemir, 2003). Les sols argileux ont tendance à avoir une plus faible densité apparente que les sols sableux. Quand à la relation entre les taux de

calcaire total et la densité apparente illustrée dans la figure 22-b, elle est négative et hautement significative ($r = -0,5$; $p < 0,01$).

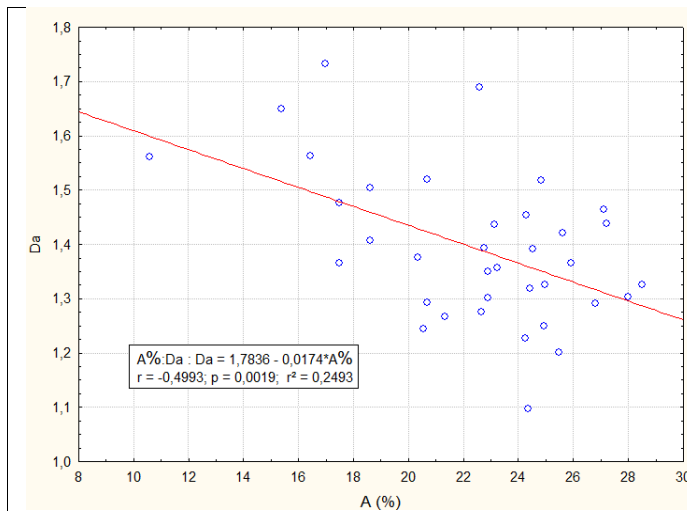


Figure 22-a. Relation entre le taux d'argile et la densité apparente.

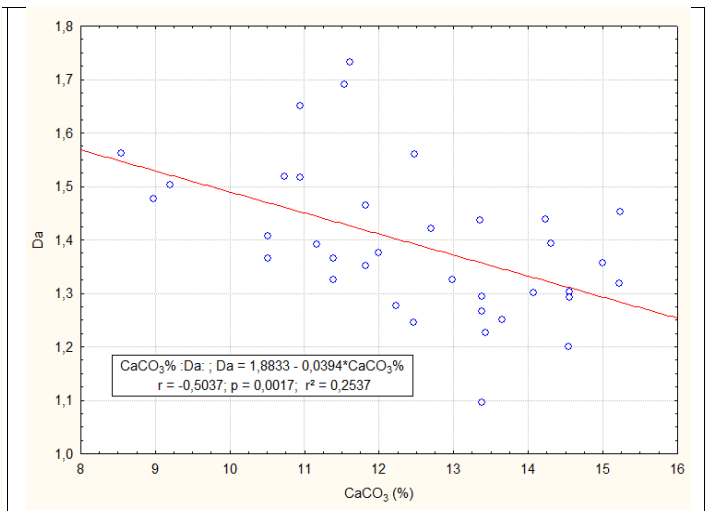


Figure 22-b. Relation entre la teneur en calcaire total et la densité apparente.

Figure 22. Relation entre certaines propriétés physiques des sols étudiés (n=36).

Toute fois, Il a été observé que la densité apparente est dépendante de la nature du calcaire et de la salinité du sol ainsi que son acidité et son alcalinité (Pravin et al., 2013).

2.2. Matrice de corrélation entre les principaux paramètres pédologiques des sols étudiés et les teneurs en eau à différents potentiels

L'analyse statistique de la matrice de corrélation entre les caractéristiques des sols étudiés et leurs teneurs en eau à différents pF (tableau 2, annexe 1), révèle l'existence de :

- Corrélations négatives entre le taux d'argile et les humidités aux potentiels matriciels : pF1,6 ($r = -0,43$) qui sont hautement significatives ; pF1,9 ($r = -0,60$) qui sont très hautement significatives et pF4,2 ($r = -0,37$) qui sont plutôt significatives. Cette relation théoriquement devrait être positive, elle est dans notre cas négative. Les raisons probables d'un tel résultat seraient que la fraction argileuse de ces sols n'est pas constituée d'argile minéralogique pure. D'après Doufene (2012) les sols de la région de Guerrara représentent des traits texturaux observés sous forme d'accumulations limoneuses et argileuses (siltanes et argilanes) mais aussi des minéraux argileux tels que l'Halloysite et la Xanthopyllite présents autour des vides et des grains de quartz. Cela explique que l'argile dans ces milieux arides n'est pas systématiquement minérale mais plutôt granulométrique et ne participent pas à la rétention en eau du point de vue chimique, ce qui affaiblirait davantage cette relation. Il faut savoir aussi que l'oasis de Guerrara est plantée dans les plaines inondables par les crues occasionnelles d'Oued Zegrir permettant l'apport et la formation de sols alluviaux (Khemgani, 2010). Tessier (1984) et Tessier et al. (1992) ont étudié

les propriétés de rétention d'eau des argiles et ont démontré que leur rétention à un potentiel d'eau donnée est étroitement liée au mode d'assemblage des particules élémentaires composant la phase argileuse, à l'histoire hydrique du sol et à la taille de ces particules élémentaires. L'analyse détaillée des minéraux argileux faite par Al Majou (2008) a montré que l'histoire des contraintes hydrique apparaît être plus déterminante pour les propriétés de rétention en eau que la minéralogie des argiles. Ce qui a été démontré aussi par Bruand et Tessier (2000) pour les horizons qui s'assèchent peu en été en raison de leur régime hydrique du sol et qui sont développés sur des sédiments récents, il a constaté qu'il n'y a aucune relation entre les propriétés de rétention d'eau de l'argile et leurs caractéristiques. De tels horizons sont des sédiments plus faiblement consolidés que les horizons du sous-sol et l'histoire du stress hydrique règne sur les caractéristiques d'argile pour expliquer sa rétention d'eau.

- Des corrélations positives sont observées aussi entre le taux des limons fins et les humidités aux potentiels : pF3,7 ($r = 0,41$) qui sont significatives et aussi pF2,5 ($r = 0,45$) (figure 23) et pF4,2 ($r = 0,45$) qui sont plutôt hautement significatives. Plusieurs études ont démontré que l'eau disponible augmente avec la teneur en limon (Kapilevich et al., 1987; Agrawal, 1991). De même, Abrol et al. (1968) ont montré que le pourcentage de limon dans le sol est le facteur qui régit la distribution de la taille des pores et par lesquels il a une forte influence sur l'augmentation de la capacité de rétention d'eau disponible. Geroy et al. (2011) ont aussi constaté dans leurs travaux récents que la fraction importante des limons contenue dans les sols des pentes orientées au nord du bassin versant semi-aride au sud-ouest de l'Idaho (USA) augmente considérablement la capacité de stockage de l'eau du sol.

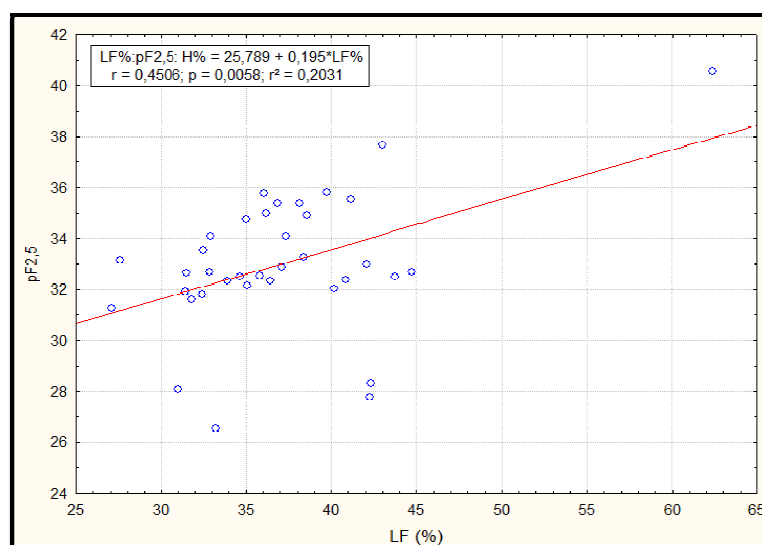


Figure 23. Relation entre la teneur en limons fins et la teneur en eau à pF2,5 des sols étudiés (n=36).

- Quant aux taux de sable on observe des corrélations négatives avec les humidités aux potentiels pF0 ($r = -0,44$) qui sont hautement significatives et pF2,5 ($r = -0,38$) (figure 24) qui sont significatives. Selon Bruand et al. (2005), les sols sableux conservent peu d'eau à des potentiels élevés et la teneur en eau diminue rapidement avec le potentiel de l'eau. De plus, les travaux de Epebinue et Nwadialo (1994) ont également rapporté l'existence d'une corrélation négative significative entre la teneur en eau à la capacité de rétention et le taux des sables.

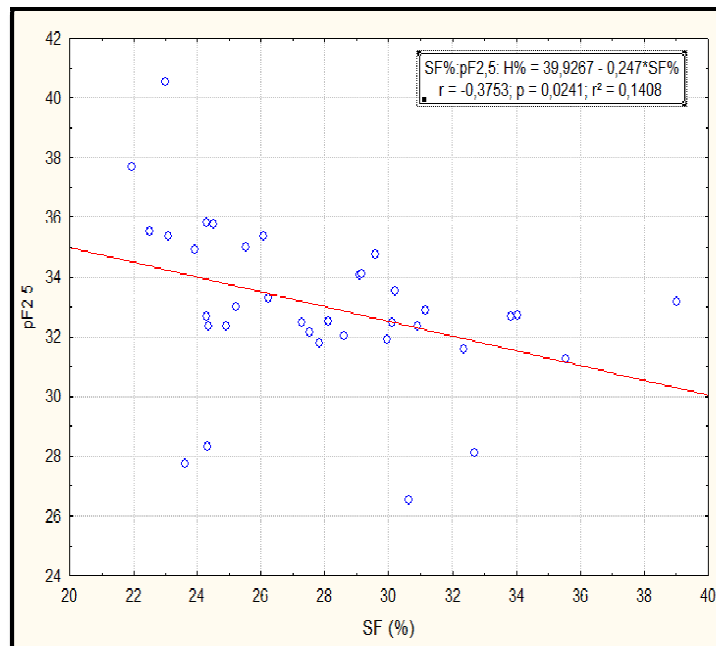


Figure 24. Relation entre la teneur en sables fins et la teneur en eau à pF2,5 des sols étudiés (n=36).

- Des corrélations positives sont observées entre la matière organique et les teneurs en eau aux potentiels matriciels : pF0 ($r = 0,40$) et pF1,9 ($r = 0,37$) qui sont significatives; pF2,5 ($r = 0,53$) qui sont très hautement significatives; pF3,7 ($r = 0,47$) et pF4,2 ($r = 0,45$) (figure 25) qui sont hautement significatives. D'après une étude de synthèse faite par Koull et Halilat (2012) portant sur l'effet de deux amendements organiques (fumier bovin et ovin) sur la rétention d'eau des sols de la région d'Ouargla en tenant compte de la nature de la MO, de sa dose et du temps, la matière organique accroît la capacité de rétention de ces sols avec les apports organiques tout particulièrement le fumier ovin. De son côté De Jong (1983) a travaillé sur des échantillons de sol perturbé et a constaté que l'augmentation de la teneur en matière organique accroît significativement la teneur en eau à tous les potentiels. Des observations similaires ont été faites par plusieurs autres auteurs (Jamison et Kroth, 1958; Petersen et al, 1968; Riley, 1979; Ambroise et al., 1992; Kern, 1995).

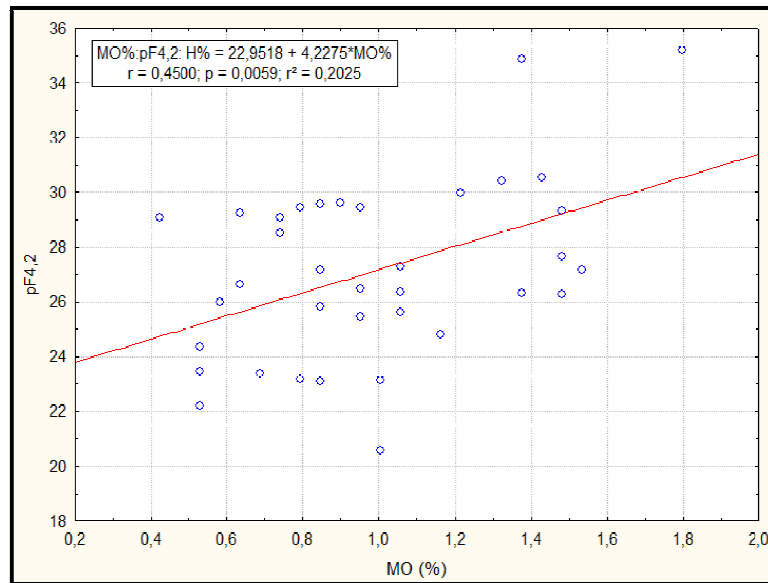


Figure 25. Relation entre la teneur en matière organique et la teneur en eau à pF4,2 des sols étudiés (n=36).

- La densité apparente est corrélée négativement et significativement avec les humidités au potentiel pF0 ($r = -0,35$) (figure 26), positivement et significativement au pF1,6 ($r = 0,37$). Reeve et al. (1973) ont constaté qu’au niveau de l’horizon A, la teneur en eau ont tendance à augmenter avec la diminution de la densité apparente. De même Hall et al. (1977) et Gupta et Larsen (1979) démontrent qu’il existe un effet décroissant de la densité apparente sur la rétention en eau avec la diminution du potentiel.

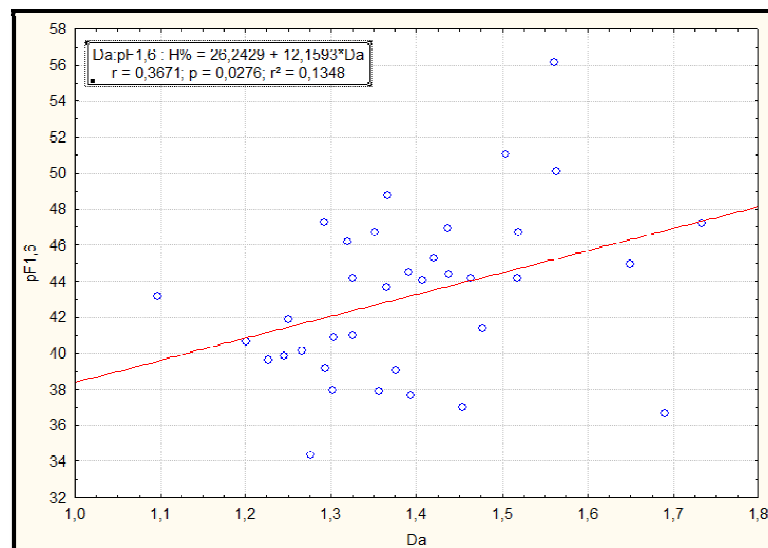


Figure 26. Relation entre la densité apparente et la teneur en eau à pF1,6 des sols étudiés (n=36).

- Concernant le taux de calcaire total, des corrélations positives et significatives (figure 27) sont observées à saturation ($r = 0,33$) mais aussi négatives et significatives avec les humidités aux

potentiels matriciels : pF1,6 ($r = -0,42$) et pF1,9 ($r = -0,34$). Abrol et al. (1968) ont déclaré que la teneur en carbonate de calcium, en particulier présents dans les sols dans les zones arides et semi-arides, devraient être pris en compte lorsque les valeurs disponibles en eau sont estimés à partir du facteur texture. De même, il est a été reconnu que la teneur en carbonate de calcium influences sur les propriétés de rétention d'humidité du sol (Walczak et al, 2006).

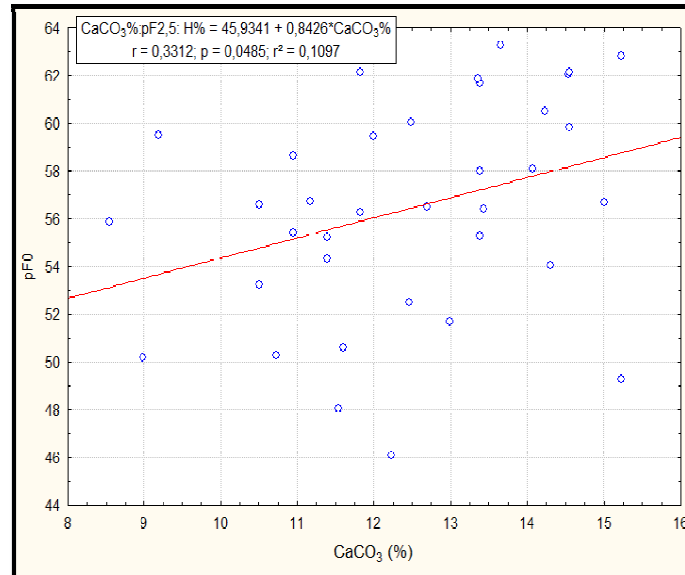


Figure 27. Relation entre le calcaire total et la teneur en eau à pF0 des sols étudiés (n=36).

- Enfin, des corrélations sont aussi observées entre la capacité d'échange et les humidités à saturation ($r = 0,42$) et qui sont significatives ainsi qu'avec les humidités (figure 28) à la capacité de rétention ($r = 0,52$) et qui sont très hautement significatives. Gupta et al. (1983) ont constaté de même que la capacité d'échange cationique présente une corrélation significative avec la rétention d'eau à -33 et -1500 kPa dans les sols du nord-ouest l'Inde.

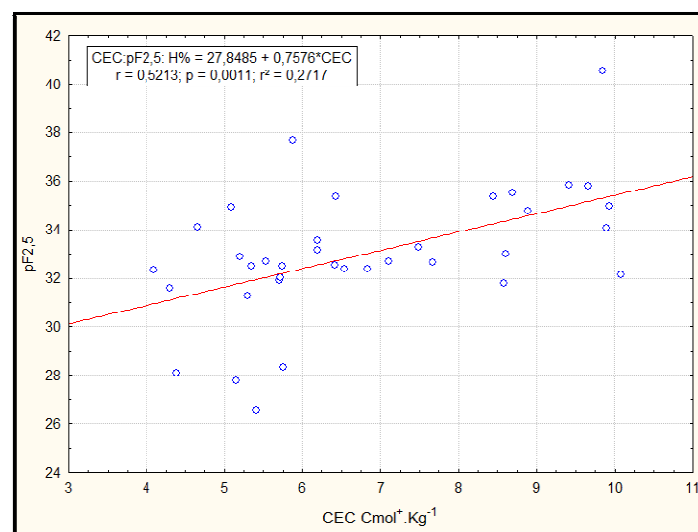


Figure 28. Relation entre la CEC et la teneur en eau à pF2,5 des sols étudiés (n=36).

3. Synthèse des principaux résultats

L'examen des résultats obtenus confirme que les propriétés de rétention en eau des sols de Dayet-El Amied sont fortement influencées par la texture notamment la teneur en limons fins, la matière organique, la densité apparente mais aussi la capacité d'échange cationique. Ces paramètres agissent différemment selon le potentiel.

Ainsi, aux hauts et moyens potentiels, la rétention en eau est due essentiellement aux limons fins et à la matière organique. Ces résultats sont en accord avec plusieurs autres œuvres (Salter et Williams, 1967; Shaykewich et Zwarich, 1968; Rivers et Shipp, 1972; Hollis et al., 1977 ; Hudson, 1994; Wall et Heiskanen, 2003). De plus, les travaux récents de Dharumarajan et al. (2013) sur les sols limoneux de la plaine basse alluviale Indo-Gangétique en Inde, arborent que les limons fins et la matière organique sont les facteurs dominants qui régissent leur capacité en eau disponible, et aussi la rétention en eau de ces sols à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent augmente avec l'augmentation de ces deux paramètres. D'autre part, aux bas potentiels, l'eau est retenue par la microporosité développée par l'assemblage des particules argileuses et la matière organique. Rawls et al. (2003) montrent que le carbone organique joue un rôle important dans la définition de la rétention d'eau à -1500 kPa dans les sols à texture fine à savoir la limoneuse.

Toutefois, la densité apparente révèle l'existence d'une relation inversement proportionnelle entre la rétention en eau à saturation tandis que proportionnelle aux hauts potentiel ($pF_{1,6}$). A ce niveau d'énergie, Il est clair que les échantillons les plus denses sont ceux qui retiennent le moins d'eau. Ceci confirme les résultats de Reeve et al. (1973), selon lesquels il existe une corrélation négative entre la densité apparente et la teneur en eau au point de saturation alors qu'aux fortes succions la corrélation entre la densité et l'humidité est inversée vu que la surface disponible devient déterminante pour la rétention plutôt que l'espace poreux disponible.

Néanmoins, l'effet du calcaire total aux hauts potentiels ne paraît pas négligeable tout particulièrement à saturation. Khodaverdilo et Homae (2004) ont constaté que les carbonates de calcium diminuent la rétention d'eau à ces niveaux d'énergie, du fait qu'ils aient la taille de l'argile, donc ils se comportent comme les limons.

Enfin, la CEC des sols étudiés démontre une influence sur la rétention d'eau à saturation et à la capacité de rétention bien qu'elle soit relativement faible. Arrouays et Jamagne (1993) ont étudié les propriétés de rétention en eau des sols limoneux et ont enregistré une corrélation positive entre la teneur en eau à la capacité au champ ou au point de flétrissement permanent et la CEC.

De même, Tessier et al. (1999) ont montré que la CEC peut être considéré comme un paramètre déterminant de la quantité et la nature des fractions $< 2\mu\text{m}$ dans un sol.

Chapitre VI : Etablissement de fonctions de pédotransfert

1. Présentation des résultats

Les propriétés de rétention en eau des sols représentent un maillon essentiel pour la compréhension et la modélisation du comportement hydrique des sols. Or, il existe de multiples fonctions pédotransfert citées dans la bibliographie (Bastet et al., 1998).

Le choix dans notre étude a été porté sur les deux modèles proposés par Rawls et al. (1982) à savoir le I et II. Ces modèles présentent l'avantage d'une certaine simplicité des paramètres pédologiques. Ils sont les plus cités dans la littérature et prennent en considération des échantillons de sol remaniés (Laurent et Rossignol, 2004).

La première approche suivie dans cette étude consiste à faire une analyse statistique (régression multiple) afin d'établir une série d'équations à partir des modèles cités précédemment pour estimer la teneur pondérale en eau (W %) à six valeurs de potentiel matriciel (0, -40, -80, -330, -5000 et -15000 hPa) sur l'ensemble des échantillons de sol remaniés sans tenir en compte d'aucune stratification. Par la suite analyser l'amélioration obtenue sur le coefficient de détermination (R^2) et le coefficient de corrélation (r). Cependant, la relation signalée antérieurement par de nombreux auteurs, entre le taux d'humidité à un pF donné et la teneur en éléments fins à savoir l'argile n'a pas été vérifiée sur les sols étudiés. Pour cela, on a pris compte en premier lieu, deux variables indépendantes à savoir l'argile (A) et la matière organique (MO) puis par la suite le reste des variables indépendantes étudiées. Le choix de ces deux variables a été fait selon les résultats précédents des corrélations faites avec les teneurs en eau à différents potentiels pour édifier les différentes FPT. Aussi, les sols des régions arides sont constitués partiellement de débris de quartz et de calcaire inférieurs à $0,2 \mu\text{m}$, ces derniers étant considérés comme fraction argileuse lors des analyses granulométriques (Dridi et Dilmi, 2011).

1.1 Fonctions de pédotransfert à pF 0

Les régressions multiples à saturation obtenues sont toutes significatives au seuil de 5 %, le coefficient de corrélations varie de 0,44 à 0,79. On observe qu’il augmente avec l’introduction successive des différents paramètres (tableau 14).

En effet, l’équation qui relie la rétention en eau à pF0 et le taux d’argile ainsi que celui de la matière organique présente un coefficient de corrélation égal à 0,44. Cette combinaison explique donc à elle seule 19 % de la variation.

L’introduction des limons fins tout seul indique que 22 % de variation est expliquée par la relation 2, alors que l’introduction de l’ensemble des limons totaux dans la relation 3, indique 31 % de variabilité expliquée. Ces résultats montrent en évidence que les limons contribuent à l’amélioration des relations établies en raison de leur rôle dans les structures grossières.

Tableau XIV. Régressions multiples à pF 0 (n=36).

Variable dépendante (Y)	Variable indépendante (x _i ...x _n)	Equations	R ²	r	Signification	N°
pF 0	A%, MO%	Y = 0,226 A% + 5,238 MO% + 46,194	0,19	0,44	*	1
	A%, MO%, LF%	Y = 0,27 A% + 4,286 MO% + 0,143 LF% + 40,833	0,22	0,47	*	2
	A%, MO%, LF%, LG%	Y = 0,415 A% + 4,842 MO% + 0,25 LF% + 0,441 LG% + 30,183	0,31	0,56	*	3
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%	Y = 0,243 A% + 4,515 MO% + 0,109 LF% + 0,36 LG% - 0,227 SF% + 46,454	0,31	0,56	*	4
	A%, M O%, LF%, LG%, Da	Y = 0,331 A% + 4,476 MO% + 0,232 LF% + 0,423 LG% -3,517 Da + 38,13	0,32	0,56	*	5
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%, W ₃₃₀	Y = 0,463 A% + 1,285 MO% + 0,122 LF% + 0,345 LG% +0,074 SF% + 1,183 W ₃₃₀ - 3,147	0,63	0,79	***	6
	CEC	Y = 49,4419 + 1,0215 CEC	0,17	0,42	**	7
	CEC, LF%	Y = 0,902 CEC + 0,129 LF% + 45,471	0,20	0,45	*	8
	CEC, LT%	Y = 0,927 CEC + 0,199 LT% + 41,401	0,24	0,49	*	9

*Significative ; **Hautement significative ; ***Très hautement significative.

Toutefois, l’ajout des sables fins à l’équation 4 semble n’avoir aucun poids sur la qualité de la prédiction. Par ailleurs, l’intégration de la densité apparente dans la relation 5 contribue à

l'augmentation de la variabilité expliquée de seulement 1 %, Cela semble logique du fait qu'à ce niveau l'essentiel de l'eau est retenu dans la macroporosité du sol.

L'addition de la valeur du calcaire total n'affecte pas la rétention d'eau à ce niveau d'énergie et se révèle être statistiquement non significative.

Les relations 7, 8 et 9 montrent que la CEC, substituée à l'argile et à la matière organique, maintient un coefficient de corrélation de niveau plus au moins équivalent, ce qui laisse supposer que l'essentiel des propriétés de ces caractéristiques est exprimé par ce paramètre à pF0.

Enfin, l'introduction de la teneur en eau à la capacité de rétention (W_{330}) dans l'équation 6 fait grimper la variabilité expliquée de 31 % à 63 %, le coefficient de corrélation de 0,56 et 0,79 et rend la relation statistiquement très hautement significative. Ces résultats concordent avec ceux de Rawls et al. (1982), ils confirment l'amélioration de la qualité des prédictions apportée par l'introduction de W_{330} .

1.2. Fonctions de pédotransfert à pF 1,6

Les résultats présentés dans le tableau 15 montrent une amélioration progressive de r avec l'introduction successive des variables indépendantes. La valeur minimale de r correspond à 0,49 et la valeur maximale correspond à 0,75. Toutes les relations représentées sont statistiquement significatives.

Tableau XV. Régressions multiples à pF 1,6 (n=36).

Variable dépendante (Y)	Variable indépendante ($x_1...x_n$)	Equations	R ²	r	Signification	N°
pF 1,6	A%, MO%	$Y = 2,891 \text{ MO\%} - 0,47 \text{ A\%} + 50,853$	0,24	0,49	*	1
	A%, MO%, LF%	$Y = 3,19 \text{ MO\%} - 0,483 \text{ A\%} - 0,045 \text{ LF\%} + 52,536$	0,24	0,49	*	2
	A%, MO%, LF%, Da	$Y = 4,114 \text{ MO\%} - 0,274 \text{ A\%} - 0,008 \text{ LF\%} + 9,472 \text{ Da} + 32,29$	0,29	0,54	*	3
	A%, MO%, LF%, LG%, Da	$Y = 4,489 \text{ MO\%} - 0,179 \text{ A\%} + 0,051 \text{ LF\%} + 0,229 \text{ LG\%} + 10,351 \text{ Da} + 24,871$	0,32	0,56	*	4
	A%, MO%, LF%, LG%, W_{330}	$Y = -0,448 \text{ MO\%} - 0,431 \text{ A\%} - 0,173 \text{ LF\%} + 0,055 \text{ LG\%} + 1,195 \text{ W}_{330} + 19,867$	0,57	0,75	***	5

*Significative ; **Hautement significative ; ***Très hautement significative.

La combinaison argile et matière organique reste un bon estimateur de la rétention en eau des sols de Dayet-El Amied, en effet la variabilité expliquée par l'équation 1 à pF1,6 est de 24 %.

Cela se traduit par une nette amélioration par rapport au potentiel précédent. Ainsi la variabilité expliquée passe de 19 % à 24 % et le coefficient de corrélation passe de 0,44 à 0,49.

S'agissant des limons fins, leurs poids est nul dans la rétention en eau à pF1,6, leur introduction à la relation statistique 2 n'améliore pas la qualité de la prédiction.

Par ailleurs, la densité apparente contribue à l'augmentation de la variabilité expliquée de 5 % et l'apport des limons grossiers seuls ne donne pas de résultats significatifs mais sa combinaison avec la densité améliore la variabilité de 3 %.

Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par Quentin et al., (2000), ils ont conclu qu'après la texture, la densité apparente apparaît comme une grandeur déterminante pour estimer correctement les propriétés de rétention en eau.

L'addition des sables fins à la relation 4 est statistiquement non significative. Aussi, la substitution de l'argile et de la matière organique par la CEC n'a pas d'effet significatif à ce potentiel.

Enfin, l'ajout de la variable explicative W_{330} tend à augmenter la variabilité expliquée par l'équation 6 ainsi que le coefficient de corrélation. En effet, la variabilité expliquée et le coefficient de corrélation augmentent à des valeurs de l'ordre de 57 % et de 0,75 respectivement. Plusieurs études ayant montré que la prédiction des propriétés de rétention en eau est significativement améliorée dès lors que l'on prend en compte un ou plusieurs points de la courbe de rétention en eau (Al Majou, 2008)

1.3. Fonctions de pédotransfert à pF 1,9

Les résultats de prédiction à pF 1,9 traduisent des corrélations significatives au seuil de 0,05. Le niveau des corrélations est plus élevé en comparaison à celui déterminé aux potentiels précédents.

Ainsi, l'analyse du tableau 16 montre un coefficient de corrélation variant de 0,67 à 0,76. L'effet de la combinaison argile et matière organique sur la rétention en eau est très hautement significatif, le coefficient de corrélation s'améliore nettement par rapport à celui obtenu à pF0 et à pF1,6. Tandis que 45 % de la relation 1 est expliquée par l'assemblage de ces deux paramètres.

Hollis et al. (1977) ont constaté que la teneur en matière organique est la variable la plus influente du sol pour estimer la teneur en eau à -5 kPa voisin de pF ~ 1,7. Cependant, la contribution des limons fins et des limons grossiers dans les équations 2 et 3 respectivement apparaît nulle.

Tableau XVI. Régressions multiples à pF 1,9 (n=36).

Variable dépendante (Y)	Variable indépendante (x _i ...x _n)	Equations	R ²	r	Signification	N°
pF 1,9	A%, MO%	Y = 4,021 MO% - 0,678 A% + 48,839	0,45	0,67	***	1
	A%, MO%, LF%	Y = 4,332 MO% - 0,693 A% - 0,047 LF% + 50,587	0,45	0,67	***	2
	A%, MO%, LF%, LG%	Y = 4,468 MO% - 0,657 A% - 0,02 LF% + 0,109 LG% + 47,963	0,45	0,67	***	3
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%	Y = 5,006 MO% - 0,375 A% + 0,211 LF% + 0,242 LG% + 0,374 SF% + 21,205	0,46	0,68	**	4
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%, Da	Y = 5,961 MO% - 0,079 A% + 0,359 LF% + 0,341 LG% + 0,557 SF% + 6,645 Da - 6,932	0,48	0,70	**	5
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%, W ₃₃₀	Y = 2,686 MO% - 0,255 A% + 0,195 LF% + 0,215 LG% + 0,540 SF% + 0,809 W ₃₃₀ - 9,804	0,58	0,76	***	6

*Significative ; **Hautement significative ; ***Très hautement significative.

D'autres parts, l'introduction des sables fins et de la densité apparente dans les équations de régressions 4 et 5, produit une augmentation respective de la variabilité expliquée de 1 % et de 2 %, et une amélioration respective du coefficient de corrélation de 0,01 et de 0,02; tandis que la relation s'affaiblit statistiquement et devient seulement hautement significative.

De plus, l'addition du calcaire total à la relation 4 est statistiquement non significative contrairement au potentiel précédent. Pareillement, le remplacement de l'argile et de la matière organique par la CEC n'a pas d'effet significatif.

Quant à l'ajout de la variable W₃₃₀ dans l'équation 6, il conduit à une augmentation de la variabilité expliquée et du coefficient de corrélation de l'ordre de 12 % et de 0,08 respectivement et rend la relation statistiquement très hautement significative. Ceci correspond aux résultats trouvés précédemment au pF1,6.

1.4. Fonctions de pédotransfert à pF 2,5

A ce niveau d'énergie, les relations sont encore plus serrées (tableau 17) par rapport aux pF précédents, l'addition des différentes variables explicatives améliore la qualité de la prédiction et montre un coefficient de corrélation qui varie de 0,53 à 0,77.

La relation statistique entre la rétention en eau et les teneurs en argile et en matière organique montre que ces deux paramètres expliquent seulement 28 % de la variabilité. La valeur des limons

fins intégrée à la relation statistique 2 améliore la prédiction de 6%. Aussi, l'examen des coefficients de corrélations montre que les limons grossiers et les sables fins ont un effet sur la rétention en eau des sols et présentent un poids similaire égal à 1%. L'addition de la valeur de la densité apparente à la relation statistique 5 n'a pas apporté de changement au coefficient de corrélation, ce qui explique le poids nul de cette variable dans la rétention en eau à la capacité au champ.

Tableau VIII. Régressions multiples à pF 2,5 (n=36).

Variable dépendante (Y)	Variable indépendante (x ₁ ...x _n)	Equations	R ²	r	Signification	N°
pF 2.5	A%, MO%	Y = 3,816 MO% - 0,064 A% + 30,717	0,28	0,53	**	1
	A%, MO%, LF%	Y = 3,03 MO% - 0,028 A% + 0,118 LF% + 26,29	0,34	0,58	**	2
	A%, MO%, LF%, LG%	Y = 3,159 MO% + 0,005 A% + 0,143 LF% + 0,102 LG% + 23,824	0,35	0,59	**	3
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%	Y = 2,778 MO% - 0,194 A% - 0,021 LF% + 0,008 LG% - 0,265 SF% + 42,78	0,36	0,60	*	4
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%, Da	Y = 2,67 MO% - 0,228 A% - 0,038 LF% - 0,004 LG% - 0,285 SF% - 0,752 Da + 45,963	0,36	0,60	*	5
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%, W ₁₅₀₀₀	Y = 1,632 MO% - 0,046 A% - 0,059 LF% - 0,020 LG% - 0,188 SF% + 0,494 W ₁₅₀₀₀ + 26,614	0.60	0.77	***	6
	CEC	Y = 27,8485 + 0,7576 CEC	0.27	0.52	***	7
	CEC, LF%	Y = 0,628 CEC + 0,143 LF% + 23,42	0,37	0,61	***	8
	CEC, LT%	Y = 0,684 CEC + 0,159 LT% + 21,416	0,39	0,62	***	9

*Significative ; **Hautement significative ; ***Très hautement significative.

De même, l'addition de la teneur en eau au point de flétrissement permanent (W₁₅₀₀₀) comme variable explicative entraîne une augmentation du coefficient de corrélation de l'ordre de 24 %. Ainsi, l'introduction de cette variable améliore fortement la qualité de la prédiction à ce potentiel. Enfin, l'emploi de la CEC aux potentiels moyens en remplacement de l'argile et de la matière organique a également un effet plus marqué qu'au pF0 sur la qualité des régressions. Surtout en présence des limons fins et des limons totaux où la variabilité expliquée passe de 34 % et 35 % à 37 % et 39 % respectivement. Soit une augmentation de 3 % et 4 % avec les limons. De ce fait, ce résultat confirme celui trouvé par Nourbakhsh et al. (2004) concernant les sols de la région aride

d'Ispahan en Iran, où ils ont constaté que la CEC était un facteur plus important pour estimer la rétention à la capacité au champ que la teneur en argile et la matière organique.

1.5. Fonctions de pédotransfert à pF 3,7

Les équations de régressions à ce niveau sont également toutes significatives au seuil de 0,05 ; comme aux pF précédant, sauf en ce qui concerne le paramètre CEC. Mais aussi, la variabilité expliquée est plus faible par rapport au niveau d'énergie précédent.

Ainsi à la lecture des résultats du tableau 18, il ressort que la combinaison argile et matière organique entraîne un déclin de r par rapport au pF2,5 qui passe de 0,53 à 0,51. Tandis que la variabilité expliquée baisse aussi de 2 %. Bigorre, (2000) a souligné qu'aux bas potentiels, les mécanismes de rétention en eau des matières organiques sont moins clairs qu'aux hauts potentiels.

L'effet de l'addition de la valeur des limons fins se manifeste par l'augmentation de la variabilité expliquée de 4 %. Ainsi, le poids de cette caractéristique est faible (r= 0,55) par rapport au pF à la capacité de rétention. Aussi, l'ajout des limons grossiers et des sables fins aux relations statistiques 3 et 4 respectivement, n'apporte qu'un changement de l'ordre de 1 % à la variabilité. Ces résultats suggèrent une faible contribution de ces deux variables indépendantes à la rétention en eau à pF 3,7.

Tableau XVIII. Régressions multiples à pF 3,7 (n=36).

Variable dépendante (Y)	Variable indépendante (x _i ...x _n)	Equations	R ²	r	Signification	N°
pF 3,7	A%, MO%	Y = 4,316 MO% - 0,187 A% + 28,964	0,26	0,51	**	1
	A%, MO%, LF%	Y = 3,464 MO% - 0,147 A% + 0,128 LF% + 24,162	0,30	0,55	**	2
	A%, MO%, LF%, LG%	Y = 3,351 MO% - 0,177 A% + 0,106 LF% - 0,09 LG% + 26,33	0,30	0,55	*	3
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%	Y = 3,685 MO% - 0,002 A% + 0,25 LF% - 0,007 LG% + 0,232 SF% + 9,711	0,31	0,56	*	4
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%, Da	Y = 3,537 MO% - 0,037 A% + 0,244 LF% + 0,228 SF% - 1,572 Da + 13,141	0,31	0,56	*	5
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%, W ₃₃₀	Y = 1,309 MO% + 0,155 A% + 0,259 LF% - 0,020 LG% + 0,446 SF% + 0,852 W ₃₃₀ - 25,790	0,57	0,76	***	6

*Significative ; **Hautement significative ; ***Très hautement significative.

Contrairement au cas précédent, le calcaire total n’améliore pas la variabilité expliquée dans l’équation 5 comparée à la 3. Et encore son introduction dans la relation 4 c’est-à-dire avec les sables fins, est statistiquement non significative. On peut conclure qu’à cette valeur de potentiel, la rétention en eau des sols ne dépend pas de ce paramètre.

Par ailleurs, l’introduction de la teneur en eau à la capacité de rétention (W_{330}) à l’équation 6 rend la relation statistiquement très hautement significative et révèle de nouveau son maintien encore à une part importante dans l’amélioration de la qualité des prédictions (26%).

1.6. Fonctions de pédotransfert à pF 4,2

La totalité des relations sont significatives entre la teneur en eau et les différentes caractéristiques du sol sauf pour la variable calcaire total. En effet, le coefficient de corrélation croît avec l’intégration progressive des variables explicatives dans les FPT, il passe ainsi de 0,47 à 0,77.

Tableau XIX. Régressions multiples à pF 4,2 (n=36).

Variable dépendante (Y)	Variable indépendante ($x_1...x_n$)	Equations	R ²	r	Signification	N°
pF4,2	A%, MO%	$Y = 3,556 \text{ MO\%} - 0,262 \text{ A\%} + 29,511$	0,29	0,54	**	1
	A%, MO%, LF%	$Y = 2,639 \text{ MO\%} - 0,22 \text{ A\%} + 0,138 \text{ LF\%} + 24,346$	0,35	0,59	**	2
	A%, MO%, LF%, LG%	$Y = 2,778 \text{ MO\%} - 0,184 \text{ A\%} + 0,164 \text{ LF\%} + 0,11 \text{ LG\%} + 21,693$	0,36	0,60	**	3
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%	$Y = 2,519 \text{ MO\%} - 0,319 \text{ A\%} + 0,053 \text{ LF\%} + 0,046 \text{ LG\%} - 0,18 \text{ SF\%} + 34,574$	0,36	0,60	*	4
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%, Da	$Y = 1,826 \text{ MO\%} - 0,535 \text{ A\%} - 0,055 \text{ LF\%} - 0,026 \text{ LG\%} - 0,313 \text{ SF\%} - 4,827 \text{ Da} + 55,01$	0,38	0,61	*	5
	A%, MO%, LF%, LG%, SF%, W_{330}	$Y = 0,550 \text{ MO\%} - 0,175 \text{ A\%} + 0,069 \text{ LF\%} + 0,041 \text{ LG\%} + 0,014 \text{ SF\%} + 0,724 \text{ W}_{330} + 3,353$	0,59	0,77	***	6
	CEC, LF%	$Y = 0,209 \text{ CEC} + 0,217 \text{ LF\%} + 17,637$	0,22	0,47	*	7
	CEC, LT%	$Y = 0,293 \text{ CEC} + 0,243 \text{ LT\%} + 14,522$	0,25	0,50	**	8

*Significative ; **Hautement significative ; ***Très hautement significative.

L’observation des résultats (tableau 19) permet de mettre en évidence la contribution (29%) de l’argile et matière organique une fois encore à la rétention en eau à ce niveau de potentiel. Ce qui

confirme les résultats de Rawls et al. (2003) qui ont indiqué que l'effet de la matière organique est important que se soit aux hauts ou aux bas potentiels. Par ailleurs, l'effet des limons fins et des limons grossiers est marqué par rapport aux hauts potentiels. Leurs valeurs intégrées aux relations statistiques 2 et 3 améliorent la prédiction de 6% pour les limons fins et de 1% pour les limons grossiers avec un coefficient de détermination de 0,59 et 0,60 respectivement.

Le rôle de limon sur le contrôle de la teneur en eau au bas potentiels hydriques est bien documenté (Manrique et Jones, 1991).

On remarque aussi que l'effet de la densité apparente est affirmé à ce niveau d'énergie contrairement aux deux précédents, l'augmentation de la variabilité expliquée et du coefficient de corrélation est respectivement de 2 % et 0.01. D'après Petersen et al. (1968), à pF_{4,2}, le maximum de variabilité de la rétention d'eau est expliqué par l'argile excepté pour les classe Limono-argileux et Argilo-limoneux pour les quelles c'est la densité apparente qui domine. Quand aux sables et les limons selon ces mêmes auteurs, ils ont d'avantage de poids dans l'estimation de la RU pour les sols à texture grossière (Sablo-limoneux, Limono-sableux et Limoneux). Cependant, la densité qui explique le volume total des vides est mieux valorisé avec une stratification texturale (Bruand et al., 2002).

Quant à la fraction granulométrique SF, son apport n'améliore pas les corrélations, mais plutôt affaiblie statistiquement la relation 4 et la rend seulement significative.

Toutefois, la relation 6 qui intègre la variable W_{330} devient statistiquement très hautement significative. Son poids explique 59% de la variabilité expliquée et le coefficient de corrélation passe d'une valeur de 0,60 à 0,77 soit une augmentation de 0.17. Cela confirme l'effet marqué de ce paramètre sur la rétention d'eau quel que soit le niveau d'énergie.

Enfin, l'introduction de la CEC en remplacement de l'argile et la matière organique dans les calculs a montré les limites de ce paramètre. En effet, cette dernière ne représente pas de corrélation significative à elle seuls, mais avec l'intégration des limons fins ainsi que les limons totaux dans l'équation 7 et 8 respectivement, la relation devient statistiquement significative à hautement significative avec des variabilités expliquées de 22 % et 25% et des coefficients de corrélation de 0,47 et 0,50 respectivement. Nourbakhsh et al., (2004) ont révélé que 87% de la rétention en eau au point de flétrissement pourrait s'expliquer par les variations des limons et la CEC.

2. Discussion

A la lecture des résultats obtenus en cette phase d'étude (sans stratification), il ressort qu'au fur et à mesure que les variables explicatives sont introduites dans les équations de régressions, la qualité de la prédiction de la rétention en eau, renseignée par la valeur du coefficient de corrélation r (ou par le coefficient de détermination R^2), aux différentes valeurs de potentiels s'est améliorée. Aussi, les régressions multiples montrent que les caractéristiques du sol ont des effets variables sur la teneur en eau des sols selon les valeurs des potentiels.

➤ **Aux hauts potentiels (0 à 80 hPa)**

- En fonction des teneurs en argile et en matière organique le coefficient de corrélation varie de 0,44 à 0,67 soit une variabilité expliquée de 19 % et 45 %. De ce fait, l'arrangement des particules argileuses en plus de la matière organique paraît comme paramètre primordial dans la rétention en eau à ces niveaux d'énergie. En effet, l'argile favorise l'apparition des micropores et des mécanismes qui génèrent les forces capillaires. En outre, l'argile augmente la surface spécifique de la matrice du sol donc l'adsorption de l'eau (Hillel, 1998). Etant donné que le coefficient de régression de l'argile est négatif pour toutes les FPT établis et au niveau de tous les potentiels sauf à saturation. Cela laisse à penser que le climat aride marque la nature des argiles de nos sols. Ces dernières régissent la rétention en eau uniquement du point de vue granulométrique et non minéralogique. En effet, la mémorisation des différentes actions climatiques subies dépend du mode de mise en place du matériau. Les dépôts fluviatiles semblent plus sensibles aux diverses contraintes que les dépôts éoliens (De Crécy, 1981). Par ailleurs, Chenu (1993) a souligné que certaines fractions organiques, comme les polysaccharides ont des propriétés d'hydratation importantes aux hauts potentiels. En outre, il est bien connu que la matière organique a un effet sur la structure du sol, elle peut, de ce fait, accroître la macro et la mésoporosité du sol ainsi que la porosité totale (Bigorre, 2000).

- Pareillement, l'addition des limons fins et des limons grossiers est marquée seulement à pF0 étant donné que la variabilité expliquée a augmenté de seulement de 3 % et de 9 % respectivement. Tandis que leurs effets sur la rétention à pF1,6 et pF1,9 sont négligeables. D'après Razzaq et al., (1994), la teneur en limon contribue nettement au pourcentage d'eau disponible.

- L'effet des sables fins sur la rétention en eau des sols est testé par leur introduction dans les équations de régressions précédentes. En effet, le coefficients de corrélation obtenu à pF1,9 est de 0,68 soit une amélioration de la variabilité expliquée de 1%. Cette faible affinité vis-à-vis de l'eau peut s'expliquer par la formation de macrospores en présence de cette fraction.

- À ce niveau, la structure du sol joue en effet un rôle dans la rétention en eau, même s'il reste cependant limité. En conséquence, l'addition de la densité apparente aux équations fait varier les coefficients de corrélation de 0,56 à 0,70 et la variabilité expliquée de 1 % à 5 %. Ces différences ont été considérées comme un résultat de différences dans la rétention d'eau intra-agrégats et inter-agrégats (Guber et al., 2003).

- Il faut aussi souligner que lorsque la CEC remplace l'argile et la matière organique dans les équations de régressions, les coefficients de corrélation obtenus sont toujours les moins élevés, parfois les relations établies sont non significatives au seuil de 5%. Tessier et al. (1999) estiment que la structure du sol est par essence très changeante aux hauts potentiels, la CEC, donnée physico-chimique, est d'un poids relativement faible dans la rétention de l'eau.

- Cependant, les modèles intégrant la teneur en eau à la capacité de rétention (W_{330}) tend à augmenter la variabilité expliquée ainsi que le coefficient de corrélation. En effet, le coefficient de détermination varie de 0,57 à 0,63 et le coefficient de corrélation de 0,75 à 0,79 selon le pF. D'après Rawls et al. (1982), la prise en compte de W_{330} et W_{15000} améliore la qualité des estimations. Cependant, W_{330} et W_{15000} ne peuvent pas être considérées comme des caractéristiques de constitution du sol aisément accessibles (Morvan et al., 2004).

➤ Aux potentiels moyens (330 hPa)

- A ce niveau d'énergie, les équations de régressions obtenues montrent que l'argile et la matière organique une fois encore ont un effet sur la rétention en eau révélé par les coefficients de détermination et de corrélation qui sont de l'ordre de 0,28 et 0,53 respectivement.

- Ainsi, les FPT établies à ce potentiel intégrant d'autres variables explicatives à savoir les limons fins, les limons grossiers et les sables fins montrent un coefficient de corrélation compris entre 0,58 à 0,60. De ce fait, l'introduction de ces variables a engendré une amélioration de la variabilité expliquée de 1 % à 6 %.

- Cependant, les résultats montrent que la densité apparente n'a pas d'effet sur la rétention en eau des sols à pF2,5. Ces résultats ne sont pas conformes à ceux de Bigorre (2000) ou cet auteur estime que ce paramètre est très fortement corrélé avec l'humidité à la capacité au champ. Cependant, il semblerait que les mesures des propriétés hydriques aient été réalisées sur des échantillons de sols reconstitués (perturbés), de ce fait, ce remaniement a modifié le volume et la géométrie de l'espace poral.

- D'autre part, l'introduction de la teneur en eau au point de flétrissement permanent (W_{15000}) comme variable explicative illustre encore une augmentation de la variabilité expliquée et le coefficient de détermination et de corrélation qui passent de 0,36 à 0,60 et de 0,60 à 0,77 respectivement. Il faut dire que ces fonctions de pédotransfert peuvent être intéressantes dans la mesure où on dispose préalablement de ces teneurs en eau.

- Finalement, il semble que la CEC peut être utilisé comme un indicateur de l'effet combiné de la teneur en argile et en matière organique à ce potentiel. En effet, elle joue un rôle à ce niveau d'énergie et entraîne l'augmentation r et R^2 tout particulièrement en présence des limons fin et des limons totaux comme variables explicatives. Ainsi, la variabilité expliquée passe respectivement de 34% et 35% à 37% et 39%. D'après Foth et Ellis (1997), la CEC du sol reflète à la fois la qualité de la matière organique du sol et la teneur en argile.

➤ Aux bas potentiels (de 5000 à 15000 hPa)

- La relation entre la teneur en eau et la teneur en argile et en matière organique montre que la variabilité expliquée est comprise entre 26 % et 29 % (r varie de 0,51 à 0,54). Ces résultats montrent que ces deux variables expliquent également une part de la rétention en eau, particulièrement à pF4,2. A ce sujet, Bigorre et al. (2000), ont montré qu'aux bas potentiel (à 15000 hPa), la prise en compte de l'argile et du carbone organique explique 90 % de la variabilité de la rétention de l'eau, ces mêmes auteurs indiquent que les matières organiques et les argiles possèdent à 15000 hPa, des propriétés d'hydratation propres et additives.

- L'addition des limons fins aux premières équations fait varier le coefficient de corrélation de 0,55 à 0,59. Ce qui est conforme aux résultats obtenus par Cornet (1980), cet auteur a enregistré une élévation de r après l'introduction des LF dans les équations de régressions. Ainsi, la proportion de la variabilité expliquée apportée par les limons fins varie de 4 % à 6 %.

- L'effet des limons grossiers suite à leur introduction dans les équations de régression est nul à pF3,7, néanmoins marqué par une augmentation de la variabilité de 1 % à pF4,2. Ces résultats montrent donc que les limons grossiers ont un effet plus au moins négligeable sur la teneur en eau aux bas potentiels.

- Pareillement, l'amélioration des estimations des teneurs en eau apportée par les sables fins est aussi quasiment nulle aux bas potentiels. Son poids est juste exprimé à pF3,7 avec une augmentation du R^2 de 0,01.

- La variabilité expliquée aux bas potentiels par les modèles établis, suite à l'introduction de la densité apparente comme variable explicative est marquée de 2% à pF4,2 par contre elle reste nulle à pF3,7. Ces résultats obtenus ne correspondent pas à ceux trouvés par Bruand et al. (2002) où l'influence de la densité apparente est négligeable aux bas potentiels, car à hauts potentiels, elle exprime l'état structural des sols. Cependant, Zhang et al. (2012) ont constaté que les changements dans le type de végétation peuvent largement influencer l'accumulation du carbone et la densité apparente du sol. Une fois ces propriétés sont modifiées, les caractéristiques hydrauliques du sol vont changer, conduisant ainsi à différentes capacités de stockage en eau du sol (Wang et al., 2013)

- Cependant, comme dans les hauts potentiels, la relation obtenue en intégrant la CEC comme variable explicative en substitution à l'argile et la matière organique est non significative. Cependant, son addition aux limons fins à pF4,2 n'améliore pas le coefficient de corrélation, celui-ci est compris entre 0,47 et 0,50 soit une chute de la variabilité expliquée entre 11% et 13%. Ce paramètre physico-chimique continue actuellement de faire l'objet de travaux de recherche afin d'étudier l'opportunité de l'utiliser comme facteur fiable d'estimation de la rétention en eau à différents potentiels (Tessier et al., 1999).

- Conformément aux résultats obtenus par Rawls et al. (1982) relatifs à l'influence de la variable explicative W_{330} , ce paramètre a été introduit dans les calculs, les relations obtenues montrent un coefficient de corrélation presque voisin pour ces deux niveaux d'énergie et varie de 0,76 à 0,77.

Finalement, à l'issue de cette analyse de données par régressions multiples, les équations retenues sont celles qui correspondent à deux valeurs particulières qui sont utilisées pour calculer la réserve en eau utile à savoir la teneur en eau à la capacité au champ et celle au point de flétrissement permanent (tableau 20 et tableau 21). Ce sont celles qui comportent les 6 variables explicatives en utilisant conjointement les deux modèles de Rawls et al. (1982).

Tableau XX. Les fonctions de pédotransfert sélectionnées du modèle (I) de Rawls et al. 1982 sans stratification (n = 36)

pF	FPT (modèle I)	R ²	r
pF 2.5	$W = 2,67 \text{ MO\%} - 0,228 \text{ A\%} - 0,038 \text{ LF\%} - 0,004 \text{ LG\%} - 0,285 \text{ SF\%} - 0,752 \text{ Da} + 45,963$	0,36	0,60
pF 4.2	$W = 1,826 \text{ MO\%} - 0,535 \text{ A\%} - 0,055 \text{ LF\%} - 0,026 \text{ LG\%} - 0,313 \text{ SF\%} - 4,827 \text{ Da} + 55,01$	0,38	0,61

Tableau XXI. Les fonctions de pédotransfert sélectionnées du modèle (II) de Rawls et al. 1982 sans stratification (n = 36)

pF	FPT (modèle II)	R ²	r
pF 2.5	W = 1,632 MO% - 0,046 A% - 0,059 LF% - 0,020 LG% - 0,188 SF% + 0,494 W ₁₅₀₀₀ + 26,614	0.60	0.77
pF 4.2	W= 0,550 MO% - 0,175 A% + 0,069 LF% + 0,041 LG% + 0,014 SF% + 0,724 W ₃₃₀ + 3,353	0.59	0.77

Chapitre VIII : Validation des FPT

En référence à des travaux similaires portant sur d'autres régions du monde (Van Alphen et al., 2001 ; Bruand et al., 2002), nous avons entrepris dans ce dernier chapitre la validation des FPT au moyen d'échantillons tests afin de calculer l'erreur moyenne de prédiction (EMP %) et l'écart type de prédiction (ETP %) pour l'ensemble des sols. De ce fait, un ensemble de 18 échantillons de sols de la même région que ceux utilisés pour l'établissement des FPT a été constitué afin de comparer la qualité des prédictions effectuées avec les FPT et les CFPT selon les deux modèles (I et II) proposés par Rawls et al. (1982).

1. Validation des FPT établies selon modèle (I) de Rawls et al. (1982)

Tableau XLII. Validité des FPT modèle (I) de Rawls et al. (1982) pour l'ensemble des sols et prés stratification.

Horizons	n	EMP (%)		ETP (%)	
		330 hPa	15 000 hPa	330 hPa	15 000 hPa
Toutes textures réunies sans stratification					
Ensembles des horizons	36	-0,16	0,26	-0,05	-0,18

Les FPT du modèle (I) de Rawls et al. (1982) sous-estiment légèrement la teneur en eau aux potentiels moyens tandis qu'elles la surestiment aux bas potentiels pour l'ensemble des sols étudiés. Ainsi, l'erreur moyenne passe de -0,16 % à 330 hPa à 0,26 % à 15000 hPa. La précision, quant à elle, augmente (diminution de l'ETP) lorsque le potentiel augmente (tableau 42).

2. Validation des FPT et CFPT établies selon modèle (II) de Rawls et al. (1982)

Tableau XLII. Validité des FPT modèle (II) de Rawls et al. (1982) pour l'ensemble des sols et prés stratification.

Horizons	n	EMP (%)		ETP (%)	
		330 hPa	15 000 hPa	330 hPa	15 000 hPa
Toutes textures réunies sans stratification					
Ensembles des horizons	36	6,35	0,29	0,17	-0,31

L'intégration de W_{330} ou W_{15000} selon le potentiel dans le modèle (II) apporte une augmentation de la prédiction plus marquée (6,35 %) au potentiel 330 hPa, tandis que légère (0,26 %) à 15000 hPa pour l'ensemble des sols.

3. Synthèse des principaux résultats

La validation des FPT a mis en évidence que les biais de prédiction obtenus avec les différentes FPT sont dans leurs majorités faibles à très faibles. Les FPT et CFPT sous-estiment la rétention en eau pour l'essentiel des potentiels. Les biais de prédiction sont nettement plus importants lorsque l'on passe des FPT du modèle (I) aux FPT du modèle (II).

De la synthèse de ces résultats il ressort que les FPT présentent un caractère régional, elles sont d'autant plus précises quand on les utilise dans la même région où elles ont été développées en premier. De ce fait, il semble que la proximité géographique, les conditions de pédogenèse et le matériau parental sont des éléments à prendre en compte pour apprécier l'aptitude potentielle des FPT à estimer avec précision les propriétés de rétention en eau.



Conclusion générale

Bilan et perspectives

Conclusion générale

Nous avons pour objectif d'analyser les propriétés de rétention des sols alluviaux de l'oasis de Guerrara par l'établissement des fonctions pédotransfert, contribuant ainsi à la connaissance des sols sahariens.

La démarche a consisté à mettre en relation sous forme mathématique, les caractéristiques du sol et les teneurs en eau à six potentiels pour l'ensemble des sols étudiés. Par la suite, des traitements statistiques ont été réalisés à deux potentiels critiques correspondant aux teneurs en eau à la capacité au champ (330 hPa) et au point de flétrissement permanent (15000 hPa).

Les calculs montrent qu'au fur et à mesure que les caractéristiques des sols sont introduites dans les équations de régressions, la qualité de l'estimation de la rétention en eau à différentes valeurs de potentiels est améliorée. Par ailleurs, les caractéristiques du sol ont des effets variables sur la teneur en eau selon les valeurs des potentiels.

Ainsi, pour les variables argile et matière organique, le coefficient de corrélation est plus élevé aux hauts potentiels (0,67), la prise en compte de la matière organique (MO) a amélioré la rétention en eau à ce niveau d'énergie, ce résultat est en accord avec les travaux de Emerson (1995) et Hudson (1994), qui mettent en relief le rôle de la matière organique à ces niveaux d'énergie. Cependant, les limons fins introduits comme variable explicative améliorent la prédiction essentiellement aux bas potentiels. De ce fait, les fractions fines expliquent la plus grande proportion de l'eau fixée par le sol. L'argile et les limons fins sont d'un poids élevé dans la rétention en eau, en effet, leur texture fine ainsi que la microporosité qui en découle, conditionnent l'énergie de rétention en eau, cette énergie est d'autant plus grande que les pores sont de petite taille. Ces résultats sont en accord avec ceux cités dans plusieurs travaux (Bruand et al. ; 2002; Faure, 1978).

Par ailleurs, la structure du sol exprimée par la densité apparente est d'un poids négligeable dans la rétention en eau. Cependant, les données présentées dans cette étude montrent clairement qu'il est nécessaire de déterminer les propriétés de rétention d'eau sur des échantillons non perturbés, prélevés lorsque le sol est proche de la capacité au champ. En effet, les variations de la

densité apparente rendent compte à la fois des variations de teneur en argile et du volume poral développé par l'argile (Bruand et al., 1988 ; Bruand et Zimmer, 1992).

Les résultats relatifs à la relation entre la CEC et la teneur en eau, indiquent que ce paramètre physico-chimique ne peut être considéré dans notre cas comme un prédicateur de qualité aux bas potentiels lorsque qu'il se substitue à l'argile et la matière organique. Tandis que la prise en compte du calcaire total améliore seulement la rétention aux potentiels moyens.

L'influence des limons grossiers et des sables fins vis-à-vis de la rétention en eau est moyennement négligeable selon le pF étudié, en effet, la macroporosité engendrée par leur présence est défavorable à la rétention en eau.

Par ailleurs, nous avons relevé que plusieurs études ont montré que la prédiction des propriétés de rétention en eau est significativement améliorée dès lors que l'on prend en compte un ou plusieurs points de la courbe de rétention en eau (W_{330} et W_{15000}). Or, l'utilisation de ces points est en quelque sorte en contradiction avec le concept même de FPT. En effet, si l'on utilise des FPT, c'est pour éviter d'avoir à mesurer des propriétés de rétention en eau.

Cependant, les conditions de prélèvement des échantillons peuvent être considérées de telle sorte que la teneur en eau lors du prélèvement peut être considérée comme étant une valeur approchée de celle à la capacité au champ ou celle au point de flétrissement.

Les résultats obtenus ont montré que l'utilisation de ces points dans notre étude conduisait à des prédictions de qualité supérieure à celles enregistrées avec des prédicateurs dérivés de la composition granulométrique, avec la teneur en carbone organique et la densité apparente, quelle que soit la complexité des FPT développées. Cependant, le meilleur résultat en termes de d'estimation pour le modèle (II), semble être enregistré après stratification en fonction de la texture et de la densité apparente.

Par ailleurs, l'étude de validation a montré que les FPT (modèle I) sous-estiment légèrement la teneur en eau aux potentiels moyens tandis qu'elles la surestiment aux bas potentiels pour l'ensemble des sols. Les biais de prédiction sont très faibles et la précision de la prédiction est assez bonne. Les validations effectuées sur les équations obtenues pour l'ensemble des sols étudiés selon le modèle (II), montrent une surestimation marquée de la teneur en eau par les fonctions de pédotransfert aux potentiels moyens.

Plus globalement, il ressort de cette étude la nécessité de considérer pour chaque type de fonction de pédotransfert proposé quel est effectivement l'accroissement de la qualité des

prédictions ainsi que la nature des sols pour lesquels ces fonctions de pédotransfert peuvent s'appliquer. Le caractère régional des FPT a montré leurs limites lorsqu'elles sont employées hors de leur zone d'origine. Il est en effet important de souligner que si la FPT a été déterminée dans un contexte particulier (pédogenèse, matériau parental,...etc.), elle sera très précise si on l'utilise dans le même contexte. Mais, dans un contexte différent, elle conduira à des estimations totalement erronées. Par ailleurs, si la FTP a été déterminée sur un grand nombre d'horizons de sols différents, couvrant de larges territoires et des contextes agropédoclimatiques variés, elle sera utilisable sur des sols très variés mais sera en revanche moins précise.

Au terme de ce travail, nous estimons qu'il serait utile de réaliser un ensemble de mesures sur des échantillons non perturbés et sur des sols représentatifs à l'échelle régionale afin de constituer une base de données. Cette dernière pourra conduire au développement des FPT qui relie la teneur en eau des sols à différentes valeurs de potentiels, et doit être un support essentiel dans les prises de décisions et dans toutes les études portant sur les sols.

Enfin, cette étude n'est qu'une première ébauche dans la prédiction de la rétention en eau des sols de l'Algérie, particulièrement pour ceux de l'oasis de Guerrara. D'autres travaux de recherches peuvent être envisagés pour la réalisation des fonctions de pédotransfert pour chaque contexte agropédoclimatique de notre pays. Aussi, il apparaît aujourd'hui essentiel de conserver à l'esprit que la prise en compte de la texture et de la densité apparente grâce uniquement à des classes en constitue une illustration simple. Il y a sans doute bien d'autres possibilités dans ce domaine.



Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Abdal M., Suleiman M., Al-Ghawas S., 2002. Variation Of Water Retention In Various Soils Of Kuwait. Archives of Agronomy and Soil Science, V. 48, pp. 25-30.
- Abrol I.P., Khosla B.K., Bhumbra D.R., 1968. Relationship of texture to some important soil moisture constants. Geoderma, V. 2, pp. 33 -39.
- Aggelides S.M., Londra P.A., 2000. Effects of compost produced from town wastes and sewage sludge on the physical properties of a loamy and a clay soil. Bioresource Technology, V. 71, n. 3, pp. 253-259.
- Agrawal R.P., 1991. Water management in sandy soils by compaction. Soil and Tillage Research, V. 19, pp. 121-130.
- Aina P.O., Periaswamy S.P., 1985. Estimating available water holding capacity of Western Nigerian soils from soil texture and bulk density, using core and sieved samples. Soil Science, V. 140, pp. 55–58.
- Aiteur T., Hamdani A., 2006. Essai de cartographie géomorphologique en milieu aride, Cas de Guerrara. Mémoire Ing, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger (USTHB) ,64p.
- Al Majou H., 2008. Étude et prédiction des propriétés de rétention en eau des sols : Prise en compte de la composition et de l'état structural du sol. Thèse de Doctorat de l'université d'Orléans, 265p.
- Al Majou H., Bruand A., Nicoulaud B., Duval O., Dupont J., 2005. Premiers résultats de validation des classes de pédotransfert établies à partir de la base de données SOLHYDRO 1.0. Étude et Gestion des Sols, V. 12, pp. 221-228.
- Ambroise B., Reutenauer D., Viville D., 1992. Estimating soil water retention properties from mineral and organic fractions of coarse-textured soils in the Vosges mountains of France. In: Van Genuchten M.Th., Leij F.J., Lund L.J., (Eds.), Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. University of California, Riverside, California, pp. 453-462.
- A.N.R.H., 1999. Rapport d'agence Nationale des ressources hydriques en 1999, 46p.
- Aouam H., 2007. Etude minéralogique et micro morphologique de sols alluviaux de la région de Guerrara (W. Ghardaïa). Thèse de Magister, El-Harrach, Institut National Agronomique, Alger, 101p.
- Arrouays D., Jamagne M., 1993. Sur la possibilité d'estimer les propriétés de rétention en eau de sols limoneux lessivés hydromorphes du Sud-Ouest de la France à partir de leurs caractéristiques de constitution. C. R. Acad. Agric. Fr., V. 79, n. 1, pp. 111-121.
- Aşkin T., Özdemir N., 2003. Soil bulk density as related to soil particle size distribution and organic matter content. Agriculture, V. 9, pp. 52-55.

- Attou. F., 1996. Etude expérimentale d'assemblages squelette-argile. Apport à la compréhension du comportement physique des sols. Thèse de Doctorat de l'université d'Orléans, 230p.
- Badeau V., Dambrine E., Walter C., 1999. Propriétés des sols forestiers français : résultats du premier inventaire systématique. *Etude et Gestion des Sols*, V. 6, n. 3, pp. 165-180.
- Baize D., Jabiol B., 1995.- Guide pour la description des sols. Collection techniques et pratiques. INRA, Paris, 375p.
- Balbino, L.C., Bruand, A., Brossard, M., Grimaldi, M., Hajnos, M., Guimarães, M.F. 2002. Changes in porosity and microaggregation in clayey Ferralsols of the Brazilian Cerrado on clearing for pasture. *European Journal of Soil Science*, V. 53, pp. 219–230.
- Balesdent J., Besnard E., Arrouays D., Chenu C., 1998. The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence. *Plant and Soil*, V. 201, pp. 49-57.
- Bastet G., 1999. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert : développement de nouvelles approches. Thèse de Doctorat de l'université d'Orléans, 214p.
- Bastet G., Bruand A., Quentin P., Cousin I., 1998. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : Une analyse bibliographique. *Etude et Gestion des Sols*, V. 5, pp. 7-30.
- Bastet G., Bruand A., Voltz M., Bornand M., Quétin P., 1999. Performance of available pedotransfer functions for predicting the water retention properties of french soils. In : *Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Media*, Riverside, California, October 22-24, 1997, ed.. Van Genuchten M.Th., Leij F.J., Wu L., pp. 981-991.
- Bauer A., Black A.L., 1992. Organic carbon effects on available water capacity of three soils textural groups. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, V. 56, pp. 248-254.
- Bellot J, Escarre A. 1998. Stemflow and throughfall determination in a resprouted Mediterranean holm-oak forest. *Annals of Forest Science*, V. 55, pp. 847–865.
- Bigorre F., 2000, Influence de la pédogénèse et de l'usage des sols sur leurs propriétés physiques. Mécanismes d'évolution et éléments de prévision. Thèse Vandoeuve-lès- Nancy, Université Nancy 1, 145p.
- Bigorre F., Tessier D. et Pedro G., 2000. How clay and organic matter contribute to water retention properties. Significance of CEC and surface area of soils. *C.R. Acad. Sci. Paris - Earth Planet. Sci.*, V. 330, n. 4, pp. 245-250.
- Blanchart E., Albrecht A., Bernoux M., Brauman A., Chotte J.L., Feller C., Gany F., Hien E., Manlay R., Masse D., Sall S., Villenave C., 2007. Organic matter and biofunctioning in tropical sandy soils and implications for its management. In 'Management of Tropical Sandy Soils for Sustainable Development. Proceedings of the International Conference on the Management of Tropical Sandy Soils, Khon Kaen, Thailand, Nov. 2005, pp. 224-241. FAO Regional Office for Asia and the Pacific, Bangkok.
- Boissezon P., Boissezon P. de, Moureaux C., Bocquel G., Bachelier G., 1973. Les sols ferrallitiques. *ORSTOM*, Paris, V. 4, pp. 9-66.

- Boivin P., Brunet D, Gascuel C., Zante P., Ndiaye J.P., 1995. Les sols argileux de la région de Nianga-Podor : répartition, caractéristiques, aptitude et risques de dégradation sous irrigation. In Nianga, laboratoire de l'agriculture irriguée dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal, ORSTOM, coll. Colloques et Séminaires, Paris, France, pp. 67-81.
- Bouma J., 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Advances in Soil Science*. V. 9, pp. 177- 213.
- Bouma J., Van Lanen H.A.J., 1987. Transfer functions and threshold values : from soil characteristics to land qualities. pp 106–111. In: Beek K.J., Burrough P.A., McCormack D.E., (eds.), *Proc. ISSS/SSSA Workshop on Quantified Land Evaluation Procedures*. Int. Inst. for Aerospace Surv. and Earth Sci., n. 6, .Enschede, The Netherlands.
- Bruand A., Tessier O., Baize O., 1988. Contribution à l'étude des propriétés de rétention d'eau des sols argileux : importance de la prise en compte de l'organisation de la phase argileuse. *C. R. Acad. Sc. Paris*, V. 307, n. 2, pp. 1937-1941.
- Bruand A., 1990. Improved prediction of water-retention properties of clayey soils by pedological stratification. *J. Soil Sci.*, V. 41, pp. 491-497.
- Bruand A., 1985. Contribution à l'étude de la dynamique de l'organisation de matériaux gonflants. Application à un matériau provenant d'un sol argilo-limoneux de l'Auxerrois. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VII, 226p.
- Bruand A., Duval O., Cousin I., 2004, Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à partir de la base de données SOLHYDRO: Une première proposition combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente. *Etude et Gestion des Sols*, V. 11, pp. 323–334.
- Bruand A., Duval O., Gaillard H., Darthout R., Jamagne M., 1996. Variabilité des propriétés de rétention en eau 228 des sols : importance de la densité apparente. *Etude et Gestion des Sols*, V. 3, n. 1, pp. 27-40.
- Bruand A., Hartmann C., Lesturgez G., 2005. Management of Tropical Sandy Soils for Sustainable Agriculture: A holistic approach for sustainable development of problem soils in the tropics. *International Congress on Management of Tropical Sandy Soils for Sustainable Agriculture*, Khon Kaen Thaïlande.
- Bruand A., Pérez Fernández P., Duval O., Quélin P., Nicoullaud B., Gaillard H., Raison L., Pessaud J.F., Prud'Homme L., 2002. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols : Utilisation de classes de pédotransfert après stratification texturale et texturo-structurale. *Etude et Gestion des Sols*, V. 9, pp. 105-125.
- Bruand A., Pérez Fernández P., Duval O., 2003. Use of class pedotransfer functions based on texture and bulk density of clods to generate water retention curves. *Soil Use and Management*, V. 19, pp. 232-242.
- Bruand A., Tessier D., 2000. Water retention properties of the clay in soils developed on clayey sediments : Significance of parent material and soil history. *European Journal of Soil Science*, V. 51, pp. 679 - 688.

- Bruand A., Tessier D., Baize D., 1988, Contribution à l'étude des propriétés de rétention en eau des sols argileux : importance de la prise en compte de l'organisation de la phase argileuse. C.R. Académie des Sciences, Paris, V. 307, n. 2, pp. 1937-1941.
- Bruand A., Zimmer D., 1992. Relation entre la capacité d'échange cationique et le volume poral dans les sols argileux : incidence sur la morphologie de la phase argileuse à l'échelle des assemblages élémentaires. C.R. Acad. Sci, Paris, V. 315, n. 2, pp. 223-229.
- Buckman H.O., Brady N.C., 1960. The nature and properties of soils. 6th edition, Macmillan, New York. Macmillan Publishing Company, Houndmills, UK, 567p.
- Busson G., 1970. Le Mésozoïque Saharien (Part 2). Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens, V. 2, 810 p.
- Callot G., Chamayou H., Maertens C. ; Salsac L., 1982. Les interactions sol-racine : incidence sur la nutrition minérale. Ed. INRA, Paris, 325p.
- Capot-Rey R., Cornet A., Blaudin De Thé B., 1963. Glossaire des termes géographiques et hydrogéologiques. Ed. I.R.S Univ. d'Alger, pp. 44-45.
- Castany G., 1982. Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Edition DUNOD, Paris. 233p.
- Charreau C., 1963. Dynamique de l'eau dans deux sols du Sénégal. Agronomie Tropicale, V. 19, pp. 63 -120.
- Chenu C., 1993. Clay- or sand-polysaccharide associations as models for the interface between microorganisms and soil : water related properties and microstructure. Geoderma, V. 56, pp. 143-156.
- Cihan A, Perfect E, Tyner J S. 2007. Water retention models for scale-variant and scale-invariant drainage of mass prefractal porous media. Vadose Zone J., V. 6, pp. 786-792.
- Cojean R., Audiguier M., Cui Y.J, Delage P., Geremew Z., Grambin C., Laribl S., 2006. Synthèse bibliographique sur l'aptitude des sols argileux au retrait-gonflement. Rapport Armines-Centre de Géosciences réalisé pour le projet « Aléa et risque sécheresse », Fondation MAIF, 99p.
- Combeau A., Gautier M.J., 1961. Observations sur certains facteurs de la rétention d'eau par le sol pour diverses valeurs remarquables du pF - Application de quelques types de sols tropicaux. Cahier ORSTOM, série pédologie, 22p.
- Combeau A., Quantin P., 1963. Observations sur la capacité au champ de quelques sols ferrallitiques : Rapprochement avec les courbes pF humidité. Science du sol, V. 1, pp. 1-7.
- Concaret J., Crécy J. De, Guyot J., Perrey C., Trouche G., 1981. Drainage agricole. Théorie et pratique. Chambre régionale d'agriculture de Bourgogne, 509p.
- Coote D.R., Ramsey J.F., 1983. Quantification of the effects of over 35 years of intensive cultivation on four soils. Canadian Journal of Soil Science. V. 63, pp. 1-14.
- Cornelis W.M., Ronsyn J., Meirvenne M.V., Hartmann R., 2001. Evaluation of pedotransfer functions for predicting the soil moisture retention curve. Soil Science Society of America Journal. V. 65, pp. 638-48.

- Cornet A., Gouscov N., 1952. Les eaux de Crétacé inférieur continental dans la Sahara algérien (nappe dite "Albien"). In: "La géologie et les problèmes de l'eau en Algérie", 19ème. Congrès géologique international, Tome II, 30p.
- Cornet A., 1976. - Observations préliminaires sur les propriétés physiques et le bilan, hydrique des sols dans les écosystèmes étudiés. ORSTOM, Dakar, 18p.
- Cornet A., 1980. Observations on water retention capacity and its relationships with pF values and texture in sandy soils of northern Senegal. Cahiers ORSTOM, Biologie, V.42, pp. 53-59.
- Cosby B.J., Hornberger G.M., Clapp R.B., Ginn T.R., 1984. A statistical exploration of the relationship of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. Water Resources Research, V.20, n. 6, pp. 682-690.
- Dancette C., 1973. Principales études de l'IRAT au Sénégal, portant sur les caractéristiques hydriques et hydrodynamiques des sols et sur leurs aptitudes à l'irrigation. Agronomie Tropicale, V. 28, pp.887-893.
- Dancette C., Maertens C., 1974. Méthode d'estimation de la capacité au champ pour l'eau à partir du pF 3. Science du Sol, V. 3, pp.165-171.
- De Crécy J., 1981. Dynamique structurale, histoire du matériau, in: Concaret J., De Crécy J., Guyot J., Perrey C., ed, drainage agricole, théorie et pratique. pp. 163-180.
- De Gennes P.G., 1985. Partial filling of a fractal structure by a wetting fluid. In: Adler Fritzsche H., Ovshinsky S.R, eds. Physics of Disordered Materials. Plenum Press, New York. pp. 227-241.
- De Jong R., Campbell C.A., Nicholaichuk W., 1983. Water retention equations and their relationship to soil organic matter and particle size distribution for disturbed samples. Canadian Journal of Soil Science. V. 63, pp. 291-302.
- De Jong, R., 1983. Soil water desorption curves estimated from limited data. Canadian Journal of Soil Science, V. 63, pp. 697 -703.
- Dec D., Dörner J., Becker-Fazekas O., Horn R., 2008. Effect of bulk density on hydraulic properties of homogenized and structured soils. J. Soil Sc. Plant Nutr. V. 8, n. 1, pp. 1-13.
- Dexter A.R., Bird N.R.A., 2001. Methods for predicting the optimum and the range of water contents for tillage based on the water retention curve. Soil Tillage Res, V. 57, pp.203-212.
- DGM H., Reeve A., Thomasson A., Wright V., 1977. Water retention, porosity and density of field soils. Soil survey technical monograph n. 9, Rothamsted Experimental Station, 75p.
- Dharumarajan S., Singh S.K., Bannerjee T., Dipak S., 2013. Water Retention Characteristics and Available Water Capacity in Three Cropping Systems of Lower Indo-Gangetic Alluvial Plain, Soil Science and Plant Analysis, V. 44, pp. 1-28.
- Djili K., Daoud Y., 2000. Influence des hauteurs des précipitations sur la répartition du calcaire et du pourcentage de sodium échangeable dans les sols du Nord de l'Algérie. Sécheresse. V. 11, n. 1, pp 37-43.

- Djili B., 2004. Etude des sols alluviaux en zones arides : cas de la Daya d'El-Amied (région de Guerrara), essai morphologique et analytique. Mémoire Mag. Agro. Université de Ouargla, 81p.
- Dorota D., Dörner J., Becker-Fazekas O., Horn R., 2008. Effect of bulk density on hydraulic properties of homogenized and structured soils. *J. Soil Sc. Plant Nutr*, V. 8, pp. 1-13.
- Doufene S., 2012. Caractérisation micromorphologique et minéralogique des matériaux pédo-sédimentaires des systèmes des Dayas: cas de Dayet El-Amied, Guerrara. Thèse Magister, Université Kasdi Merbah Ouargla, 122p.
- Dridi B., Dilmi A., 2011. Poids des différentes caractéristiques des sols dans l'estimation de leur rétention en eau. *Etude et Gestion des Sols*, V. 18, n. 4, pp. 247-257.
- Dridi B., Toumi C., 1999. Influence d'amendement organiques et d'apport de boues sur les propriétés d'un sol cultivés. I.N.A. El-Harrach, Alger, pp. 7-14.
- Dridi B., Zemmouri S., 2012. Fonctions de pédotransfert pour les vertisols de la plaine de la Mitidja (Algérie) : recherche de paramètres les plus pertinents pour la rétention en eau. *Biotechnol. Agron. Soc. Environ.*, V. 16, n. 2, pp. 193-201.
- Dubief J., 1953. Essai sur l'hydrologie superficielle au Sahara. Alger, Service des études scientifiques, 457p.
- Duchaufour P., 1991. Pédologie : sol, végétation, environnement. Edition 3, Masson, Paris, 189p.
- Duchaufour P., 2004, Introduction à la Science du Sol. 6^{ème} Edition, Dunod, 352p.
- Emberger L., 1955. Une classification biogéographique des climats. *Rec. Trav. Lab. Bot. Géol. Fac. Sci. Montpellier, série Bot.*, V. 7, pp. 3-43.
- Emerson W.W., 1995. Water retention, organic carbon and soil texture. *Australian Journal of Soil Research*, V. 33, pp. 241–251.
- Epebinue O., Nwadiabo B., 1994. Predicting soil water availability from texture and organic matter content for Nigerian soils. *Soil Science and Plant Analysis*, V. 24, pp. 633-640.
- Fabre J., 1976. Introduction à la géologie du Sahara Algérien et des régions voisines. I-La couverture phanérozoïque. Ed. S.N.E.D., Alger, 421p.
- Famiglietti, J.S., Rudnicki J.W., Rodell M., 1998. Variability in surface soil moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. *Journal of Hydrology*, V. 210, pp. 259-281.
- Farlow, S.J., 1984. In: Farlow, S.J. (Ed.), *Self-Organizing Methods in Modeling: GMDH Type Algorithms*. Marcel Dekker, New York, pp. 1-24.
- Faure A., 1978. Comportement des sols au compactage : rôle de l'argile et conséquences sur l'arrangement des grains. Thèse Doctorat en Sciences, Grenoble, 179p.
- Feller C., Fritsch E., Poss R., Valentin C., 1991. Effet de la texture sur le stockage et la dynamique des matières organiques dans quelques sols ferrugineux et ferrallitiques (Afrique de l'Ouest en particulier). *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, V. 26, pp. 25-36.
- Foley B.J., Cooperband L.R., 2002. Paper mill residuals and compost effects on soil carbon and physical properties. *J. Environ. Qual.*, V. 31, pp. 2086–2095.

- Fooladmand H.R., 2007. Measurement of soil specific surface area and its relation to some soil physico-chemical properties. Thèse de recherche (Ph.D), Department of Irrigation, Science and Research Unit of Islamis Azad University, Tehran.
- Foth H.D., Ellis B.G., 1997. Soil fertility. 2nd Ed. Lewis CRC Press LLC., USA, 290p.
- Frenkel H., Hadas A., Jury W.A., 1978. The effect of salt precipitation and high sodium concentration on soil hydraulic conductivity and water retention. *Water Resour. Res.*, V. 14, pp. 217–222.
- Funt, R.C., Bierman P.M., 2000. Composted yard waste improves strawberry soil quality and water relations. *Acta Horticultura* 517, ISHS 2000, pp. 235-240.
- Gaiser T., Graef F., Cordeiro J.C., 2000. Water retention characteristics of sandy soils with contrasting clay mineral composition in semi-arid tropical regions. *Australian Journal of Soil Research*, V. 38, pp. 523-536.
- Gash J H C, Wright I R, Lloyd C R. 1980. Comparative estimates of interception loss from three coniferous forests in Great Britain. *Journal of Hydrology*, V. 48, pp. 89–105.
- Gautier M., Gousskov M.N., 1951. Le forage de Guerrara. Deuxième sondage d'étude et premier grand sondage d'exploitation de la nappe Albiennaise jaillissant dans le Bas- Sahara. *Terre et Eaux*. Alger, pp. 38-42.
- Geroy I J, Gribb M M, Marshall H P, et al. 2011. Aspect influences on soil water retention and storage. *Hydrological Processes*, V. 25, pp. 3836–3842.
- Ghanbarian-Alavijeh B., Millan H., 2009. The relationship between surface fractal dimension and soil water content at permanent wilting point. *Geoderma*, V. 151, p. 224-232.
- Giusquiani P.L., Pagliai M., Gigliotti G., Businelli D., Benetti A., 1995. Urban waste compost: effects on physical, chemical and biochemical soil properties. *J Environ Qual*, V. 24, pp.175–182
- Gras R., 1962. Propriétés physiques du sol et croissance des Pêchers. *Annales Agronomiques*, V. 13, pp.141-174.
- Grimaldi M., Tessier D., 1986. Changements des propriétés de retrait, de gonflement et de rétention d'un matériau limoneux soumis à un compactage dynamique. *Science du Sol*, V. 24, n. 4, pp. 319-336.
- Guber A.K., Rawls W.J., Shein E.V., Pachepsky Y.A., 2003. Effect of soil aggregate size distribution on water retention. *Soil Science*, V. 168, pp. 223-233.
- Guendouz A., 1985. Contribution à l'étude hydrochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara nord-est septentrional, Algérie. Thèse Doctorat 3ème cycle, Univ. Paris-XI, Orsay, France.
- Gupta R.D., Sharma P.D., Acharya C.L., Tripathi B.R., 1983. Water retention characteristics of some soil profiles of north-west India in relation to soil properties under different bio- and climo-sequences. *Journal of Indian Society of Soil Science*, V. 31, pp. 458-63.
- Gupta S.C., Larson W.E., 1979 - Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. *Water Resour. Res.*, V. 15, n. 6, pp. 1633-1635.

- Hacini M., Messen N., Hamdi-Aissa B., Imatoukéne D., Djili B., Djerrab A. et Bouragaa S., 2007. La reconstitution du climat paléolithique à partir des sols alluvionnaires. L'approche sédimentologique, géophysique et géochimique. In CRSTRA, EUR-OPA et Université de Ouargla ed. Journée d'étude sur la datation des enregistrements climatiques en Afrique du nord et des événements hydrologiques et thermique, Ouargla.
- Halitim A., 1988. Les Sols des régions arides d'Algérie. Thèse Doctorat, Alger, l'Office des Publications Universitaires, 384p.
- Halitim S., 2006. Contribution à l'étude de la réserve utile en eau des sols de cédraines dans les Aurès : influence des facteurs édaphiques. Thès. Mag., Univer. De Batna, Algérie, 117p.
- Hall D.G.M., Reeve M.J., Thomasson A.J., Wright V.F., 1977. Water retention, porosity and density of field soils. Soil Survey Tech. Monogr. n. 9, Rothamsted Experimental Station, Harpenden, 75p.
- Hamdi-Aissa B., 1995. Fonctionnement des sols de la cuvette de Ouargla: essai micromorphologique et géochimique. DEA pédologie, Univ. Nancy I, INA-PG, ENSA Rennes, 52p.
- Haynes R.J., Naidu R., 1998. Influence of lime, fertilizer and manure applications on soil organic matter content and soil physical conditions: a review. Nutrient Cycling in Agroecosystems. V. 51, pp. 123-137.
- Hillel D., 1974. L'eau et le sol- Principes et processus physiques. Vander-Éditeur, Louvain, Belgique, 288 p.
- Hillel D., 1998. Environmental Soil Physics. New York, Academic Press, 771p.
- Hollis J.M., Jones R.J.A., Palmer R.C., 1977. The effect of organic matter and particle size on the water retention properties of some soils in the West Midlands of England. Geoderma, V. 17, pp. 225 - 238.
- Huang G. H., Zhang R. D., Huang, Q.Z., 2006. Modeling soil water retention curve with a fractal method. Pedosphere, V. 16, n. 2, pp. 137-146.
- Hudson B.D., 1994. Soil organic matter and available water capacity. Journal of Soil and Water Conservation, V. 49, pp. 189-194.
- Hunt A.G., 2004. Continuum percolation theory for water retention and hydraulic conductivity of fractal soils: estimation of the critical volume fraction for percolation. Adv. Water Resour, V. 27, pp. 175-183.
- Illera V., Walter I., Cuevas G., and Cala V., 1999. Biosolid and municipal solid waste effects on physical and chemical properties of degraded soil. Agrochimica, V. 43, pp. 178-186.
- Jamagne M., Bétrémieux R., Bégon J.C., Mori A., 1977. Quelques données sur la variabilité dans le milieu naturel de la réserve en eau des sols. Bulletin Technique d'Information, n. 324-325, pp. 627-641.
- Jamison V.C., Kroth E.M., 1958. Available moisture storage capacity in relation to texture composition and organic matter content of several Missouri soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., V. 22, pp. 189-192.

- Jerbi L., 2002. Etude des propriétés de filtration statique de l'argile de Berka (Gafsa), Master in Faculty of Sciences of Bizerte, Tunisia.
- Jones, M.J. 1973. The organic matter content of the savanna soils of West Africa. *Journal of Soil Science*, V. 24, pp. 42-53.
- Jouany C., 1991. Surface free energy components of clay-synthetic humic acid complexes from contact-angle measurements. *Clays and Clay Miner*, V. 39, n. 1, pp. 43-49.
- Kapilevich Z.U.A., Pisentsky G.A., Vysochenko A.V., 1987. Specific surface as a basic parameter for evaluating hydromelioration characteristics of mineral soils. *Soviet Soil Science*, V. 19, pp. 68-76.
- Karathanasis A. D., Hajek B. F., 1982. Quantitative Evaluation of Water Adsorption on Soil Clays. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, V. 46, n. 6, pp. 1321-1325.
- Kay, B.D., da Silva, A.P., Baldock, J.A., 1997. Sensitivity of soil structure to changes in organic carbon content: predictions using pedotransfer functions. *Can. J. Soil Sci.*, V. 77, pp. 655–667.
- Kern J.S., 1995. Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Science Society of American journal*, V. 59, pp. 1134 -1141.
- Khaleel R., Reddy K.R., Overcash M.R., 1981. Changes in soil physical properties due to organic waste applications: A review. *J. Environ. Qual*, V. 10, pp.133–141.
- Khemgani M.A., 2010. Caractérisation des sols alluviaux et de la nappe alluviale de l'oasis de Guerrara. Thèse Magister, Université Kasdi Merbah Ouargla, 107p.
- Khodaverdilo H., Homae M., 2004. Pedotransfer functions of some calcareous soils. In: Nicole Whrle N., Scheurer M., Eds, 2004. EuroSoil 2004, V. 10, n. 27, pp. 1-11. International Conference, September 4-12, Freiburg, Germany.
- Khodaverdilo H., HomaeM., Van Genuchten M.Th, Dashtaki S.G, 2011. Deriving and validating pedotransfer functions for some calcareous soils. *Journal of Hydrology, Amsterdam*, V.399, pp. 93–99.
- Koull N., Halilat M.T., 2012. Effets de la matière organique sur les propriétés physiques et chimiques des sols sableux de la région d'Ouargla. 11èmes Journées d'Etude des Sols « le sol face aux changements globaux », Versailles, INRA France, pp. 318-321.
- Kravchenko A., Zhang R., 1998. Estimating the soil water retention from particle-size distributions: A fractal approach, *Soil Sci.*, V. 163, pp. 171–179.
- Kumar S., Malik R.S., Dahiya I.S., 1985. Influence of different organic wastes up on water retention, transmission and contact characteristics of a sandy soil. *Aust. J. Soil Res.*, V. 23, pp.131–136.
- Lal R., 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, V. 123, pp. 1 -22
- Latrech D., 1997. Eaux et sols d'Algérie. Ed .A.N.R.H., Alger, 60p.
- Laurent F., Rossignol J.P., 2004. Sensibilité d'un modèle agro hydrologique à la cartographie des sols : Test d'une méthode basée sur l'indice topographique et la lithologie. *Etude et Gestion des Sols*, V.3, pp.199-218.

- Le Bissonnais Y., Arrouays D., 1997. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility : Application to humic loamy soils with various organic carbon contents. *European Journal of Soil Science*, V. 48, pp. 39-48.
- Lebourgeois F., Granier A., Bréda N., 2001. Une analyse des changements climatiques régionaux en France entre 1956 et 1997. *Annals of Forest Science*, V. 58, pp. 733-754.
- Lelubre M., 1952. Conditions structurales et formes de relief dans le Sahara. Ed: Inst. Rech. Saha., Alger, Tome VIII. pp. 189 -190.
- Lenhard, R.J., 1984. Effects of Clay-Water Interactions on Water Retention in Porous Media. Thèse de doctorat de recherche (Ph.D.) de l'Université d'État de l'Oregon. 145p.
- Li, Y., Chen, D., White, R.E., Zhu, A., and Zhang. J., 2007. Estimating soil hydraulic properties of Fengqiu County soils in the North China Plain using pedo-transfer functions, *Geoderma*, V. 138, pp. 261–271.
- Lilly A., Wösten J.H.M., Nemes A., Le Bas C., 1999. The development and use of the HYPRES database in Europe. In: Van Genuchten M.Th., Leij F.J, eds, Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media. Proceedings of the International Workshop Riverside, California, October 22-24, 1997, pp. 1283-1204.
- Lin H., Bouma J., Pachepsky Y., Western A., Thompson J., Van Genuchten M.Th., Vogel H.J., Lilly A., 2006. *Hydropedology: Synergistic integration of pedology and hydrology*. *Water Resources Research*, V. 42.
- Lipsius K., 2002. Estimating available water capacity from basic soil physical properties- A comparison of common pedotransfer functions. *Studienarbeit*, Department of Geoecology, Braunschweig Technical University, 41p.
- Liu S G. 1997. A new model for the prediction of rainfall interception in forest canopies. *Ecological Modelling*, V. 99, pp. 151–159.
- Loveland P., Webb J., 2003. Is there a critical level of organic matter in the agricultural soils of temperate regions. A review. *Soil and Tillage Research*, V. 70, pp. 1-18.
- Lund F.J., *Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. University of California, Riverside, CA, p. 453–462.
- Lüscher P, Zürcher K. 2003. Flood Protection in Forests. Report of the Bavarian State Institute of Forestry, n. 40.
- Maignien R., 1969. Manuel de prospection pédologique. Doc. ORSTOM, Paris, 132p.
- Manrique L.A., Jones C.A., 1991. Bulk density of soils in relation to soil physical and chemical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, V. 55, pp. 476-481.
- Manrique L.A., Jones C.A., Dyke P.T., 1991. Predicting soil water retention characteristics from soil physical and chemical properties. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, V. 22, pp. 1847-1860.
- Martens D.A., Frankenberger W.T., 1992. Modification of infiltration rates in an organicamended irrigated soil. *Agron. J.*, V. 84, pp. 707–717.

- McBratney A.B., Minasny B., Tranter G., 2011. Necessary meta-data for pedotransfer functions. *Geoderma*, V. 160, pp 627–629.
- McKenzie N.J., Grundy m J., Webster R., 2008. *Guidelines for Surveying Soil and Land Resources*, Csiro Publishing, p. 557.
- Minasny B., 2009. Prediction of the water content at field capacity from disturbed soil samples. *Jurnal Ilmu Tanah dan Lingkungan (Journal des sols et des sciences de l'environnement)*, V. 9, n. 1, pp 1-6.
- Minasny B., McBratney A B., et Bristow K L., 1999. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma*, V. 93, pp 225–253.
- Minasny B., McBratney A. B., Salvador-Blanes S., 2008. Quantitative models for pedogenesis. A review. *Geoderma*, V. 144, pp. 140–157.
- Miralles D.G., Holmes T.R.H., De Jeu, R.A.M., Gash J.H., Meesters, A.G.C.A., Dolman, A.J., 2010. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, V. 7, pp. 8479–8519,
- Mohavedi S.A.R., Cook, H.F., 2000. Influence of municipal waste compost amendment on soil water and evaporation. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, V. 31, pp. 3147-3161.
- Monod T., 1992. Du désert. *Sécheresse*, V. 3, n. 1, pp. 7-24.
- Morel J.L., Guckert A., Nicolardot B., Benistant D., Catroux G., Germon J.C. 1986. Etude de l'évolution des caractéristiques physico-chimiques et de la stabilité biologique des ordures ménagères au cours du compostage. *Agronomie*, V. 6, pp. 693-701.
- Mormon J.L, 1989. Interactions entre sol matière organique et eau Illustration par étude de sites forestiers de la vallée de la Fecht Vosges Haut-Rhin. Thèse de Doctorat Université Louis Pasteur, C.E.R.E.G. Strasbourg, 200p.
- Morvan X., Bruand A., Cousin I., Roque J., Baran N., Mouvet C., 2004. Prédiction des propriétés de rétention en eau des sols d'un bassin versant à l'aide de fonctions de pédotransfert : Influence de la densité apparente et de la teneur en éléments grossiers. *Etude et Gestion des sols*, V. 11, pp. 1-24.
- Moulla A.S., Guendouz A., Reghis Z., Chaid Z., Larbes M., Ouarezki S., Rezka A., 2005. Un aperçu de quelques résultats d'hydrologie isotopique importants obtenus au Sahara algérien. Colloque international sur les ressources en eau souterraines au Sahara, CIRESS, Ouargla, pp. 159-169.
- Mugabe F.T., 2005. Use of the Rawls Pedotransfer Functions for Predicting Soil Water Retention of a Zimbabwean Soil. *Journal of Agronomy*, V. 4, pp. 55-57.
- Murakami S. 2006. A proposal for a new forest canopy interception mechanism: Splash droplet evaporation. *Journal of Hydrology*, V. 319, pp. 72–82.
- Nemes A., Schaap M., Wösten H., 2002. Validation of international scale soil hydraulic pedotransfer functions for national scale applications. 17th world congress of soil science; 14-21 August 2002, Bangkok, Thailand, V. 1, 139p.

- Nemes A., Schaap M., Wösten J.H.M., 2003. Functional evaluation of pedotransfer functions derived from different scales of data collection. *Soil Science Society of America Journal*, V. 67, pp. 1093–1102.
- Nourbakhsh F., Afyuni M., Abbaspour K.C., Schulin R., 2004. Estimation of Field Capacity and Wilting Point from Basic Soil Physical and Chemical Properties. *Arid Land Research and Management*, V. 19, pp. 81-85.
- O.N.M., 2013. Données climatiques de la région de Ghardaïa pour la période 2002-2012.
- Ozenda.P, 1991 : Flore du Sahara. (3ème édition, mise à jour et augmentée). Paris, Editions du C.N.R.S, 622p.
- Pachepsky Y.A, Rawls W.J., 1999, Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, V. 63, pp. 1748-1757.
- Pachepsky Y.A, Rawls W.J., Lin H.S., 2006. *Hydropedology and pedotransfer functions*. *Geoderma*, V. 131, pp. 308– 316.
- Pachepsky Y.A., Rawls W.J., 2003. Soil structure and pédotransfert functions. *Eur. J. Soil Sci.*, V. 54, pp. 443–452.
- Penna, D., Borga, M., Norbiato, D., et Dalla Fontana, G., 2009. Hillslope scale soil moisture variability in a steep alpine terrain, *J. Hydrol.*, V. 364, pp. 311–327.
- Pérez-de-los-Reyes C., Amorós Ortiz-Villajos J.A., García Navarra F.J., Bravo Martín-Consuegraa S., Sánchez Jiménezb C., Chocano Etesona D., Jiménez-Ballestac R., 2011. Changes in water retention properties due to the application of sugar foam in red soils. *Agricultural Water Management*, V. 98, pp. 1834– 1839.
- Perfect E., 2005. Modeling the primary drainage curve of prefractal porous media. *Vadose Zone J.*, V. 4, pp. 959-966.
- Petersen G.W., Cunningham R.L., Matelski R.P., 1968a. Moisture characteristic of Pennsylvania soils: I. Moisture as related to texture. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, V. 32, pp. 271-275.
- Petersen G.W., Cunningham R.L., Matelski R.P., 1968b. Moisture characteristic of Pennsylvania soils: II. Soil factors affecting moisture retention within textural class Silt-Loam. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, V. 32, pp. 866-870.
- Pravin R., Chaudhari Dodha V., Ahire Vidya D., Ahire, Manab C., Saroj M., 2013. Soil Bulk Density as related to Soil Texture, Organic Matter Content and available total Nutrients of Coimbatore Soil. *International Journal of Scientific and Research Publications*, V. 3, pp. 1-8.
- Puckett W.E., Dane J.H., Hajek B.F., 1985. Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. *Soil Science Society of America Journal*, V. 49, pp. 831-836.
- Quentin C., Bréda N., Granier A., Tessier D., 2000. Étude des sols de la forêt de Hesse (Lorraine). Contribution à l'étude du bilan hydrique. *Étude Gestion Sols*, V. 8, pp. 279-292.
- Quentin V., 2011. Estimation des réserves utiles des sols de Seine-et-Marne. Thèse Master 2 en Géosciences - Planètes, Ressources Et Environnement Sols, Université Henri Poincare, 60p.

- Quirk J.P., 1994. Interparticle forces : A basis for the interpretation of soil physical behavior. *Advances in Agronomy*, V. 53, pp. 121-183.
- Quiroga A.R., Buschiazzo D.E., Peinemann N., 1996. Soil organic matter particle size fractions in soils of the semiarid Argentinian Pampas. *Soil Science*, V. 161, pp. 104-108.
- Ratliff L.F., Ritchie J.T., Cassel D.K., 1983. A survey of field-measured limits of soil water availability as related to laboratory-measured properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, V. 47, pp. 750-775.
- Rawls W.J., Pachepsky Y.A., Ritchie J.C., Sobecki T.M., Bloodworth H., 2003. Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma*, V.116, pp. 61–76.
- Rawls, W.J., Brakensiek D.L., 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. p. 293-299. In: *Watershed Management in the Eighties*. Eds. Jones E., Ward T.J., Proceedings of a Symposium ASCE, Denver, Colorado. 30 Apr-2 May 1985. ASCE, New York.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., Saxton, K.E., 1982. Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE*, V. 26, pp. 1747–1752.
- Razzaq A., Hassan A., Abid M., Hannan A., 1994. Water retention characteristics of three soil series (aridisols), *Pakistan Journal of Agricultural Research*, V. 31, pp. 379-382.
- Re Vereecken H., Weynants M., Javaux M., Pachepsky Y.A., Schaap M., Van Genuchten M., 2010. Using pedotransfer functions to estimate the van Genuchten-Mualem soil hydraulic properties. A review. *Vadose Zone Journal*, V. 9, pp. 795-820.
- Reeve M.J., Smith P.D., Thomasson J., 1973. The effect of density on water retention properties of field soils. *European Journal of Soil Science*, V. 24, pp. 355-367.
- Renger M., 1971. The estimation of pore size distribution from texture, organic matter content and bulk density (Die ermittlung der porengrößenverteilung aus der körnung, dem gehalt and organischer substanz und der lagerungsdichte). *Z. Kluturtech. Flurbereinig*, V. 130, pp. 53-67.
- Richard G., Cousin I., Sillon J.F., Bruand A., Guérif J., 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil : influence on unsaturated hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*, V. 52, pp. 49-58.
- Rieu M., Sposito G., 1991. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties: I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, V. 55, pp. 1231–1238.
- Riley H.C.F., 1979. Relationship between soil moisture holding properties and soil texture, organic matter content, and bulk density. *Agricultural Research*, V. 30, pp. 379 - 398.
- Rivers E.D., Shipp R.F., 1972. Available water capacity of sandy and gravelly North Dakota soils. *Soil Science*, V. 113, pp. 74-80.
- S.C.G., 1939. Notice explicative des cartes géologiques au 1/500.000. Alger-Nord. Alger-Sud. *Bult. du Serv. De Cart. Géo. de l'Algérie*, Alger, pp 95-99.
- S.C.G., 1952. Carte géologique d'Algérie. Feuille d'Alger Sud. (1/500.000). S.C.G., Alger.
- Salter P.J., Berry G., Williams J.B., 1966. The influence of texture on the moisture characteristics of soils. III. Quantitative relationships between particle size, composition and available-water capacity. *J. Soil Sci.*, V. 17, n. 1, pp. 93-98.

- Salter P.J., Williams J.B., 1965. The influence of texture on the moisture characteristics of soils. II. Available-water capacity and moisture release characteristics. *J. Soil Sci.*, V. 16, n. 2, pp. 310-317
- Salter P.J., Williams J.B., 1967. The influence of texture on the moisture characteristics of soils : A method of estimating the available-water capacities of profiles in the field. *Journal of Soil Science*. V.18, pp. 174-181.
- Sarah P. 2002. Spatial patterns of soil moisture as affected by shrubs, in different climatic conditions. *Environmental Monitoring and Assessment*, V. 73, pp. 237–241.
- Saxton K.E., Rawls W.J., Romberger J.S., Papendick R.I., 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of America Journal*, V. 50, pp. 1031-1036.
- Scott H.D., Wood L.S., 1989. Impact of crop production on the physical status of a typic albaqualf. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, V. 53, pp. 1819-1825.
- Seltzer P., 1946. *Le climat de l'Algérie*. Ed : Institut de météorologie et de physique du globe, Alger, 218 p.
- Sharma M.L., Uehara, G., 1968. Influence of Soil Structure on Water Relations in Low Humic Latosols: I. Water Retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, V. 32, n. 6, pp.765-770.
- Shaykewich C.F., Zwarich M.A., 1968. Relationships between soil physical constants and soil physical components of some Manitoba soils. *Canadian Journal of Soil Science*, V. 48, pp.199-204.
- Soil Survey Staff, 2010. *Keys to Soil Taxonomy*. 11th ed., USDA National Resources Conservation Service, Washington, DC.
- Sommerfeld, T.G., Chang C., 1987. Soil water properties as affected by twelve annual applications of cattle feedlot manure. *Am. Soc. Soil Sci. J.*, V. 51, pp.7-9.
- Staelens J, de Schrijver A, Verheyen K, et al. 2008. Rainfall partitioning into throughfall, stemflow, and interception within a single beech (*Fagus sylvatica* L.) canopy: influence of foliation, rain event characteristics, and meteorology. *Hydrological Processes*, V. 22, pp. 33–45.
- Stevenson F. J., 1994. *Humus Chemistry. Genesis, composition, reactions*. Hardcover, 512p.
- Stewart P., 1969. Quotient pluviométrique et dégradation de la biosphère. *Bull. soc. Hist. Nat. Afr. du Nord*; Alger, n. 59; 14 p.
- Taïbi A. N. Kemmouche A. Parrot J-F., 1999. Détermination des dynamiques d'évolution morphologique et végétale combinées des "dayas" du piémont sud de l'Atlas saharien (Algérie) par télédétection. *Sécheresse*, V. 10, n. 1, pp. 63-67.
- Teske M E, Thistle H W. 2004. A library of forest canopy structure for use in interception modeling. *Forest Ecology and Management*, V. 198, pp. 341–350.
- Tessier D., 1990. Behavior and microstructure of clay minerals. In: De Boedt M.F., (Ed.), *Soil Colloids and Their Association in Aggregates*. pp. 387–415.
- Tessier D., Biggore F., Bruand H., 1999. La capacité d'échange: Outil de prévision des propriétés physiques des sols. *Compte Rendu d'Académie des Sciences*. Paris, V. 85, n. 2, pp. 37-46.

- Tessier D., Blaise F., Coquet Y., Courbet C., Priem J., Lemaire Y., Trillaud S., 2006. Analyse comparative de politiques de prévention du risque de « sécheresse géotechnique ». Modélisation et visualisation du phénomène. Rapport INRA. 273p.
- Tessier D., Bruand A., Le Bissonnais Y., Dambrine, E., 1998. Chemical and physical properties of soils in France: Spatial context and evolution. *Geologica Carpathica*, V. 6, pp. 121-131.
- Tessier D., Bruand A., Le Bissonnais Y., Dambrine E., 1996. Qualité chimique et physique des sols. Variabilité spatiale et évolution. *Etude et Gestion des sols*, V. 3, n. 4, 229-244p.
- Tessier D., Lajudie A., Petit J.C., 1992, Relation between the macroscopic behavior of clays and their microstructural properties. *Applied Geochemistry*, V. 1, pp. 151-161.
- Tessier, D., Pedro, G., 1987. Mineralogical characterization of 2:1 clays in soils: Importance of the clay texture. In: Schultz L.G., Van Olphen H., Mumpton F.A., eds. *Proceedings of the Van Olphen H., Mumpton F.A.*, pp.78-84.
- Tessier D., 1984. Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse de Doctorat d'état, Université Paris VII, 361p.
- Thompson M. L., Zhang H., Kazemi M., Sandor J.A., 1989. Contribution of organic matter to cation exchange capacity and specific surface area of fractionated soil materials. *Soil Science*, V. 148, pp. 250-256.
- Tietje O., Tapkenhinrichs M., 1993. Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, V. 57, 1088-1095.
- Tomasella J., Pachepsky Y.A., Crestana S., Rawls J., 2003. Comparison of Two Techniques to Develop Pedotransfer Functions for Water Retention. *Soil Sci. Am. J.* 67, 1085-1092.
- Tóth B., Makó A., Guadagnini L., Azzellino A., Guadagnini A., 2008. Grouping of soils according to their soil water retention characteristics. *International Association of Hydrological Sciences*, V. 320, pp. 154-159.
- Tsutsuki, K., 1993. Organic matter and soil fertility. *Obihiro Asia and the Pacific Seminar on Education for Rural Development, Hokkaido*, pp. 1-12.
- Tyler SW., Wheatcraft SW., 1990. Fractal processes in soil water retention. *Water Resour. Res.*, V. 26, pp. 1047- 1054.
- Unger P.W., 1975. Water retention by core and sieved soil samples. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, V. 39, pp.1187 - 1200.
- Van Alphen B.J., Booltink H.W.G., Bauma J., 2001. Combining pédotransfert functions with physical measurements to improve the estimation of soil hydraulic properties. *Geoderma*, V. 103, pp 133-147.
- Van den Bogaert R., 2011. Typologie des sols du bassin versant de la Morcille, caractérisation de leurs propriétés hydrauliques et test de fonctions de pédotransfert. Thèse de Master, AgroParisTech , Université Pierre et Marie curie, 62p.
- Van Genuchten, M.Th. and Leij, F.J., 1992. On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. In: M.Th. Van Genuchten, F.J. Leij and L.J. Lund (Editors), *Indirect Methods for*

- Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. Proc. Int. Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. Riverside, California, 11-13 October 1989, pp. 1-14.
- Vauthier Q., 2011. Estimation des réserves utiles des sols de Seine-et-Marne. Rapport de stage de deuxième année de Master Géosciences, Planètes, Ressources et Environnements, option Sols, Eaux et Environnements, Université Henri Poincaré, 60p.
- Vereecken H., Herbst M., 2004. Statistical regression. In: Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology (Eds Y.A. Pachepsky, W.J. Rawls). Developments in Soil Sci., V. 30, pp. 3-18.
- Vereecken H., Maes J., Darius P., Feyen J., 1989. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. Soil Science, V. 148, pp. 389-403.
- Vereecken H., Weynants M., Javaux M., Pachepsky Y., Schaap M.G., Van Genuchten M.Th., 2010. Using pedotransfer functions to estimate the van Genuchten-Mualem soil hydraulic properties: A review. Vadose Zone Journal, V. 9, pp. 795-820.
- Walczak R.T., Moreno F., Sławiński C., Fernandez E., Arrue J.L., 2006. Modeling of soil water retention curve using soil solid phase parameters. Journal of Hydrology, V. 329, pp. 527-533.
- Wall A., Heiskanen J., 2003. Water-retention characteristics and related physical properties of soil on afforested agricultural land in Finland. Forest Ecology Management, V. 186, pp. 21-32.
- Wang C., Zhao C.Y., Xu Z.L., Wang Y., Peng H.H., 2013. Effect of vegetation on soil water retention and storage in a semi-arid alpine forest catchment. Journal of Arid Land, V. 5, pp. 207-219.
- Wang G.X., Li S.N., Hu, H.C., Li, Y.S., 2009. Water regime shifts in the active soil layer of the Qinghai-Tibet Plateau permafrost region, under different levels of vegetation. Geoderma, vol. 149, 3–4.pp.280-289.
- Wang G.X., Li Y S, Hu H.C., Wang Y., 2008. Synergistic effect of vegetation and air temperature changes on soil water content in alpine frost meadow soil in the permafrost region of Qinghai-Tibet. Hydrological Processes. V. 22, n. 17, pp. 3310-3320.
- Wang, S., Fu, B. J., Gao, G. Y., Yao, X. L., and Zhou, J., 2012. Soil moisture and evapotranspiration of different land cover types in the Loess Plateau, China, Hydrol. Earth Syst. Sci., V. 16, pp. 2883– 2892.
- Weber A., 2010. Elaboration d'un outil de diagnostic des modes de transferts des produits phytosanitaires dans les sols sur le bassin versant de l'Yerres. Rapport de stage de deuxième année de Master Géosciences, Planètes, Ressources et Environnements, Université Henri Poincaré, 27p.
- Western A.W., Grayson R.B., Blöschl G., Willgoose G.R., McMahon T.A., 1999. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. Water Resources Research, V. 35, n. 3, pp. 797–810.

- Weynants, M., Vereecken, H. and Javaux, M., 2009. Revising vereecken pedotransfer functions: Introducing a closed-form hydraulic model. *Vadose Zone Journal*, V. 8, n. 1, pp. 86-95.
- Williams R.D., Ahuja L.R., Naney J.W., 1992 - Comparison of methods to estimate soil water characteristics from soil texture, bulk density and limited data. *Soil Science*, V. 153, n. 3, pp. 172-184.
- Wösten J.H.M., Finke P.A., Jansen M.J.W., 1995. Comparison of class and continuous pedotransfer functions to generate soil hydraulic characteristics. *Geoderma*, V. 66, pp. 227-237.
- Wösten J.H.M., Lilly A., Nemes A., Le Bas C., 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, V. 90, pp. 169–185.
- Wösten J.H.M., Pachepsky Ya.A., Rawls W.J., 2001. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*, V. 251, pp. 123-150.
- Xiao, Q.F., McPherson, E.G., Simpson, J.R., Ustin, S.L., 1998. Rainfall interception by Sacramento's urban forest. *Journal of Arboriculture* V. 24, p235–244.
- Xiao Q.F., McPherson E.G., Ustin S.L., Grismer M.E., Simpson, J.R., 2000. Winter rainfall interception by two mature open-grown trees in Davis, California. *Hydrological Processes* V. 14, pp. 756–784.
- Zhang K.R., Cheng X.L, Dang H, Ye C., Zhang Y., Zhang Q., 2012. Linking litter production, quality and decomposition to vegetation succession following agricultural abandonment. *Soil Biology and Biochemistry*, V. 57, pp. 803-813.
- Zhang W.G., An S.Q., Xu Z., Cui J., Xu Q., 2011. The impact of vegetation and soil on runoff regulation in headwater streams on the east Qinghai- Tibet Plateau, China. *Catena*, V. 87, n. 2, pp. 182–189.



Annexes



Annexe 1

Tableau A-1 : Matrice des corrélations entre les caractéristiques physico-chimiques des sols étudiés (n=36)

A%	r	1										
	p	p=---										
LF%	r	-0,25	1									
	p	p=,144	p=---									
LG%	r	-0,24	-0,38	1								
	p	p=,156	p=,022	p=---								
LT%	r	-0,41	0,82	0,21	1							
	p	p=,013	p=,000	p=,217	p=---							
SF%	r	-0,41	-0,69	0,25	-0,58	1						
	p	p=,014	p=,000	p=,135	p=,000	p=---						
SG%	r	-0,39	-0,58	0,17	-0,51	0,76	1					
	p	p=,019	p=,000	p=,333	p=,001	p=,000	p=---					
ST%	r	-0,42	-0,69	0,24	-0,59	0,97	0,89	1				
	p	p=,010	p=,000	p=,163	p=,000	p=,000	p=,000	p=---				
Da	r	-0,5	-0,13	0,14	-0,05	0,42	0,43	0,45	1			
	p	p=,002	p=,461	p=,402	p=,791	p=,011	p=,009	p=,006	p=---			
MO%	r	-0,14	0,44	-0,25	0,31	-0,35	-0,19	-0,31	-0,25	1		
	p	p=,412	p=,008	p=,140	p=,069	p=,037	p=,260	p=,063	p=,140	p=---		
CaCO3%	r	0,53	0,47	-0,27	0,33	-0,80	-0,83	-0,86	-0,50	0,27	1	
	p	p=,001	p=,004	p=,112	p=,046	p=,000	p=,000	p=,000	p=,002	p=,108	p=---	
CEC (Cmol ⁺ /Kg)	r	0,18	0,27	-0,23	0,15	-0,38	-0,19	-0,33	-0,40	0,50	0,21	1
	p	p=,281	p=,111	p=,185	p=,391	p=,023	p=,269	p=,047	p=,016	p=,002	p=,228	p=---
		A%	LF%	LG%	LT%	SF%	SG%	ST%	Da	MO%	CaCO3%	CEC (Cmol ⁺ /Kg)

Annexe 1

Tableau A-2 : Matrice des corrélations entre les caractéristiques physico-chimiques des et les teneurs en eau à différents potentiels des sols étudiés (n=36)

		pF0	pF1,6	pF1,9	pF2,5	pF3,7	pF4,2
A%	r	0,14	-0,43	-0,60	-0,16	-0,27	-0,37
	p	p=,400	p=,008	p=,000	p=,345	p=,116	p=,026
LF%	r	0,28	0,14	0,21	0,45	0,41	0,45
	p	p=,104	p=,407	p=,215	p=,006	p=,014	p=,006
LG%	r	0,04	0,16	0,14	-0,10	-0,20	-0,02
	p	p=,831	p=,342	p=,414	p=,574	p=,244	p=,902
LT%	r	0,31	0,25	0,31	0,42	0,31	0,47
	p	p=,062	p=,140	p=,066	p=,011	p=,067	p=,004
SF%	r	-0,44	0,09	0,17	-0,38	-0,16	-0,22
	p	p=,007	p=,617	p=,313	p=,024	p=,340	p=,194
SG%	r	-0,35	0,29	0,25	-0,11	-0,06	-0,09
	p	p=,038	p=,089	p=,143	p=,513	p=,720	p=,609
ST%	r	-0,44	0,16	0,21	-0,30	-0,14	-0,19
	p	p=,008	p=,343	p=,219	p=,072	p=,425	p=,275
Da	r	-0,35	0,37	0,32	-0,10	-0,06	-0,06
	p	p=,039	p=,028	p=,055	p=,554	p=,750	p=,739
MO%	r	0,40	0,28	0,37	0,53	0,47	0,45
	p	p=,017	p=,099	p=,025	p=,001	p=,004	p=,006
CaCO3%	r	0,33	-0,42	-0,34	0,09	0,07	0,06
	p	p=,048	p=,012	p=,042	p=,609	p=,693	p=,735
CEC (Cmol/Kg)	r	0,42	0,18	0,04	0,52	0,25	0,23
	p	p=,011	p=,295	p=,828	p=,001	p=,137	p=,172

Annexe 3

Tableau A-3 : Humidité pondérale à différents potentiels des échantillons de validation (n=18).

N°	Teneur en eau pondérale (W %) à différents pF					
	0 hPa	40 hPa	80 hPa	330 hPa	5000 hPa	15000 hPa
1/3	52,87	49,34	47,01	36,45	33,29	29,98
1/5	53,87	48,20	44,64	33,93	31,66	29,70
2/3	53,53	48,59	45,83	36,31	33,71	27,87
2/5	63,38	50,73	46,04	35,92	33,28	32,44
3/5	54,51	47,39	43,90	34,65	31,76	28,00
4/1	64,77	55,55	49,44	35,44	33,20	37,07
5/3	51,98	49,18	46,75	36,73	35,57	28,86
5/5	53,54	50,07	47,84	35,83	32,28	23,99
6/1	46,92	51,01	47,78	38,46	34,89	29,17
6/5	49,19	46,00	43,38	33,65	29,96	30,74
7/1	55,98	50,57	47,59	37,78	35,11	32,13
8/1	51,69	47,19	44,19	35,62	32,01	30,35
9/1	50,25	47,51	45,65	35,96	32,95	25,99
9/5	60,20	51,46	47,80	36,84	34,27	30,40
10/3	54,20	46,14	43,41	33,55	30,78	29,73
11/1	63,30	53,65	50,27	40,83	38,81	31,26
11/3	53,28	48,79	45,78	34,50	32,83	34,77
12/5	57,39	47,50	44,17	32,30	29,15	27,31
12/5	55,9	50,1	46,7	33,2	31,5	26,3

