

Table des matières

INTRODUCTION.....	1
CONTEXTE PHYSIQUE	4
1. LOCALISATION	5
2. CLIMAT.....	5
3. TOPOGRAPHIE	7
4. GÉOLOGIE.....	9
5. PÉDOLOGIE.....	9
5.1. CLASSES DE SOL ET CARACTÉRISTIQUES.....	9
5.2. PÉDOGENÈSE ET DIFFÉRENCIATION (MIZOTA ET VAN REEUWIJK, 1989)	12
6. HYDROGRAPHIE	13
HYDROPODÉOLOGIE	14
1. DÉFINITION (LIN & AL., 2005).....	15
2. APPLICATION	16
3. CLIMOTOPOSÉQUENCE AU SUD DU VERSANT AU VENT DE LA BASSE-TERRE	17
OBJECTIFS.....	19
MATÉRIEL ET MÉTHODE.....	21
1. SITES D'EXPÉRIMENTATIONS.....	22
2. ÉCHANTILLONNAGE	22
3. CARACTÉRISATION PÉDOLOGIQUE.....	25
3.1. PH.....	25
3.2. CARBONE ORGANIQUE.....	25
3.3. CEC, BASES ÉCHANGEABLES ET ACIDITÉ D'ÉCHANGE.....	25
3.4. ALLOPHANE ET FERRIHYDRITE.....	25
3.5. GRANULOMÉTRIE.....	26
4. RÉTENTION	26
4.1. BAC À SABLE / CHAMBRE À PRESSION.....	27
4.2. PF SUR MOTTE	28
4.3. MODÉLISATION	29
5. CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE	30

5.1.	INFILTROMÈTRE À SUCCION	30
5.2.	MSO ET ÉVAPORATION.....	33
5.3.	CASES DE RUISELLEMENT	36
6.	CARACTÉRISATION CLIMATIQUE.....	37
7.	ANALYSE FACTORIELLE DISCRIMINANTE (FDA).....	38
 RÉSULTATS ET DISCUSSIONS		39
1.	PARAMÈTRES PÉDOLOGIQUES	40
1.1.	ALLOPHANE, FERRIHYDRITE ET MATIÈRE ORGANIQUE	40
1.2.	GRANULOMÉTRIE.....	42
1.3.	CONCLUSION	43
2.	DENSITÉ APPARENTE	44
2.1.	ÉVOLUTION DE LA DENSITÉ APPARENTE AVEC LA SUCCION.....	44
2.2.	RETRAIT	46
2.3.	COUVERTURE, HORIZON ET TYPE DE SOL.....	47
2.4.	POROSITÉ ET PÉDOLOGIE.....	49
2.5.	CONCLUSION	49
3.	RÉTENTION	50
3.1.	MODÉLISATION	50
3.2.	CLASSES DE SOL.....	54
3.3.	MACROPOROSITÉ ET PÉDOLOGIE.....	56
3.4.	PSEUDOSABLES.....	56
3.5.	CONCLUSION	57
4.	CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE	57
5.	CARACTÉRISATION HYDROCLIMATIQUE.....	59
5.1.	LIM	59
5.2.	MINÉRAUX	60
5.3.	CONCLUSION	61
6.	DIFFÉRENCIATION.....	61
6.1.	PÉDOLOGIQUE	61
6.2.	HYDROSTATIQUE	62
6.3.	HYDRODYNAMIQUE	63
6.4.	HYDROSTATIQUE ET HYDRODYNAMIQUE.....	64
6.5.	CONCLUSION	65
 CONCLUSION.....		67
 BIBLIOGRAPHIE		70

Table des figures

Figure 1 : Carte géographique de Guadeloupe. (Magellan Geographix, 1992)	5
Figure 2: Coupe pluviométrique de la Basse-Terre passant par Capesterre-Belle-Eau.....	6
Figure 3 : Carte des isohyètes interannuelles de la Basse-Terre pour une période homogénéisée de 1929 à 1978. (Chaperon & al., 1983).....	7
Figure 4: Relief de la Basse-Terre (Atlas du Parc national de Guadeloupe, 2001).....	8
Figure 5: Distribution des sols dans le Sud de la Basse-Terre (Classification régionale). Transect Est-Ouest de la Basse-Terre entre Baillif et Capesterre. (Dorel, 2001).....	10
Figure 6: Lien entre la séquence minéralogique et la différenciation des sols. (Germeau, 2009, d'après Colmet-Daage et Lagache, 1965)	13
Figure 7 : Infiltromètre à succion (Anonyme, <i>Conductivimètre hydraulique à disques T.R.I.M.S.</i> , 1993).....	31
Figure 8 : Représentation schématique d'une cellule Multistep. (Germeau & Javaux, 2009)	33
Figure 9: Schéma du principe de la modélisation inverse (Lambot et Vanclooster, 2010).....	35
Figure 10: Dispositif expérimental d'une case de ruissellement. (Huynh, 2010)	37
Figure 11: Teneur en allophane suivant le type de sol pour les horizons A (à gauche) et B (à droite).....	40
Figure 12 : Teneur en ferrihydrite suivant le type de sol pour les horizons A (à gauche) et B (à droite).....	41
Figure 13: Teneur en matière organique suivant type de sol pour les horizons A (à gauche) et B (à droite).....	41
Figure 14 : Indice de non-cristallinité suivant le type de sol pour les horizons A (à gauche) et B (à droite).....	42
Figure 15 : Pourcentage d'argile suivant le type de sol pour les horizons A (à gauche) et B (à droite).....	42
Figure 16: Boîtes à moustaches de la densité apparente en fonction du pF pour, de gauche à droite et de haut en bas, Dormoy horizon A (BR 2009), Héry bas horizon B (BR 2009), Malenec bas horizon A (AN 2009), Dumanoir haut horizon B (AN 2009).....	45
Figure 17: Boîtes à moustaches de la densité apparente suivant le pF de Balon horizon A (AP 2011).....	46
Figure 18: Etat du réplicat n°2 de l'horizon de surface de la parcelle Balon à pF 3.....	46
Figure 19 : Boîtes à moustaches de la densité apparente suivant l'horizon des sols brun rouille et des andosols perhydratés par type de couverture du sol. De gauche à droite et de haut en bas, les BR nus (2011), les BR sous bananeraie (2009), les AP nus (2011), les AP sous bananeraie (2009).....	47
Figure 20: Boîtes à moustaches de la densité apparente suivant l'horizon des sols bruns andiques (2009), à gauche, et des andosols (2009), à droite.....	48
Figure 21: Boîtes à moustaches de la densité apparente suivant la classe et la couverture du sol pour l'horizon A, en haut, et l'horizon B, en bas.....	48
Figure 22: Schéma d'une courbe de rétention trimodale.	51
Figure 23: Courbes de rétention simulées et points observés pour les horizons A (en bleu) et B (en rouge) des parcelles (de gauche à droite, de haut en bas) Morvan (BR), Dumanoir haut (AN), Malenec haut (AN) et Razin (AP).....	52
Figure 24: Courbes de rétention simulées et points observés pour les horizons A (en bleu) et B (en rouge) de la parcelle Moïse F (AP).....	53

Figure 25: Courbes de rétention simulées par le modèle hydraulique de Durner pour les sols brun rouille en 2009 (Germeau, sols sous bananeraie) et 2011 (sols nus). À gauche, l'horizon A, à droite l'horizon B.....	54
Figure 26: Courbes de rétention simulées par le modèle hydraulique de Durner pour les sols bruns andiques en 2009 (Germeau, sols sous bananeraie). À gauche, l'horizon A, à droite l'horizon B.....	54
Figure 27: Courbes de rétention simulées par le modèle hydraulique de Durner pour les andosols en 2009 (Germeau, sols sous bananeraie) et 2011 (mêmes sols que Germeau). À gauche, l'horizon A, à droite l'horizon B.....	55
Figure 28: Courbes de rétention simulées par le modèle hydraulique de Durner pour les andosols perhydratés en 2009 (Germeau, sols sous bananeraie) et 2011 (sols nus). À gauche, l'horizon A, à droite l'horizon B.....	55
Figure 29: Fraction de la macroporosité suivant le type de sol pour les horizons A (à gauche) et B (à droite).....	56
Figure 30: Conductivité hydraulique suivant la succion pour les sols brun rouille.....	58
Figure 31: Conductivité hydraulique suivant la succion pour les andosols perhydratés.....	58
Figure 32: Évolution de l'indice de lessivage modifié suivant l'altitude.....	60
Figure 33 : Graphe canonique de l'analyse factorielle discriminante des paramètres pédologiques.....	62
Figure 34: Graphe canonique de l'analyse factorielle discriminante des paramètres de Durner.....	63
Figure 35 : Graphe canonique de l'analyse factorielle discriminante des paramètres hydrostatiques.....	63
Figure 36: Graphe canonique de l'analyse factorielle discriminante des paramètres hydrodynamiques.....	64
Figure 37 : Graphe canonique de l'analyse factorielle discriminante des paramètres hydrauliques.....	64

Table des tableaux

Tableau 1: Caractéristiques des sols du Sud de la Basse-Terre, sur le versant Est d'après les travaux de Colmet-Daage et Lagache (1965) et Dorel (2001).....	11
Tableau 2: Récapitulatif des mesures réalisées en 2008, 2009 et 2011 pour chaque sol.....	24
Tableau 3: Succions appliquées dans le bac à sable, pF's correspondants et temps d'équilibrage.....	28
Tableau 4: Succions appliquées dans la casserole à pression, pF's correspondants et temps d'équilibrage.....	28
Tableau 5 : Suction appliquée, pF correspondant et rayon de pore équivalent.....	32
Tableau 6 : Répartition de la durée de l'expérience du MSO suivant ses différentes phases..	36
Tableau 7: Temps d'application de chaque succion lors de l'expérience du MSO.....	36
Tableau 8 : Interprétation du Leaching Index en terme de pertes.....	38
Tableau 9: Coefficients de corrélation et p-valeurs, globaux et par horizon, entre la porosité et les teneurs en allophane, ferrihydrite et matière organique (MO).....	49
Tableau 10: Paramètres du modèle de Durner par horizon pour chaque parcelle investiguée 2011.....	53
Tableau 11: Tableau de corrélation des paramètres de différenciation des sols.....	66

Introduction

L'archipel de la Guadeloupe se situe sur l'arc insulaire des Antilles. De part sa petite taille et son caractère ilien, ses ressources en eau douce sont limitées. Cette dernière provient majoritairement de cours d'eau, tous situés sur la partie Est (et volcanique) de l'île, la Basse-Terre.

Au sud-est de la Basse-Terre sont cultivées de manière intensive des bananes, ancien pilier de l'économie de l'île, allègrement protégées des mycètes et nématodes par des pesticides notamment organochlorés. Au cours des années 80-90, la culture bananière fut fortement en proie à un nématode, le *Cosmopolites sordidus* ou charançon du bananier. Pour lutter contre ce nuisible, les bananeraies furent traitées au chlordécone, seul produit phytosanitaire organochloré encore autorisé en raison de la découverte de substances polluantes provenant d'autres pesticides de ce type dans les rivières drainant les périmètres exploités.

Au fur et à mesure, le chlordécone chemina à son tour vers les eaux douces de l'île. Cette pollution et la démonstration de son caractère toxique sur les êtres vivants engendrèrent son interdiction en 1993. Aujourd'hui, on le retrouve encore dans les sols traités, à moins de dix centimètres de profondeur. La présence actuelle de chlordécone provient non seulement de sa rémanence mais également de la forte capacité d'échange minéral de ces sols volcaniques qui ralentissent les transferts. On suppose que les fortes concentrations de ce pesticide retrouvées présentement dans les rivières s'expliquent par les flux préférentiels (phénomènes de transport de l'eau et des solutés par des voies privilégiées à une vitesse accélérée au travers d'une fraction particulière du milieu poreux). Une autre hypothèse au sujet des teneurs élevées de chlordécone dans les cours d'eau est que les molécules de pesticides adsorbées sur les particules du sol circulent avec ces dernières lors d'écoulements boueux. Toujours est-il qu'en cas de forte pluie, il est déconseillé aux habitants d'employer l'eau de distribution s'ils sont fournis en eau potable par des captages situés en aval des parcelles traitées.

Très vite, la contamination des eaux douces a été endiguée via des méthodes curatives. L'eau polluée a été diluée et les captages les plus atteints ont été fermés jusqu'à ce que l'eau soit filtrée au charbon actif (piégeant les composés organiques). En guise de prévention, des périmètres de sécurité ont été établis autour des captages. Néanmoins, leur respect est problématique en raison des cultures présentes dans ces périmètres. Une campagne visant à récolter tous les produits polluants et pollués a été menée. Des réflexions sur les pratiques agricoles ont été conduites, aboutissant à diverses mesures agro-environnementales et règlementations en parallèle à l'instauration d'actions de sensibilisation et de formations.

À long terme, il serait intéressant et nécessaire de (mieux) comprendre le comportement hydrique du bassin versant ainsi que du transfert des pesticides afin de répondre à la pollution par des aménagements permettant de limiter leur dispersion. En 2007, Charlier a caractérisé le fonctionnement hydrologique d'un petit bassin versant cultivé de la Basse-Terre. L'extension de ses résultats requiert la connaissance des propriétés hydrodynamiques.

La détermination des caractéristiques hydrodynamiques des sols demande un travail conséquent, non-envisable à l'échelle de toute la zone bananière. Cependant, les caractéristiques pédologiques de ces sols sont connues et largement cartographiées. L'idée de ce mémoire serait donc d'utiliser les paramètres pédologiques pour prédire le

comportement hydrodynamique des sols volcaniques de la Basse-Terre. Ceux-ci présentant une forte différenciation suivant une courte séquence, engendrée par la topographie de l'île et les gradients pluviométriques.

De la sorte, la réalisation de modèles hydrologiques serait facilitée par l'apport du comportement hydraulique du sol via son type pédologique. L'hydropédologie est une discipline qui mêle justement les acquis de la pédologie, de la physique du sol et de l'hydrologie. Son emploi semble tout à fait adéquat pour déterminer les facteurs pédologiques essentiels à la prédiction des paramètres hydrodynamiques.

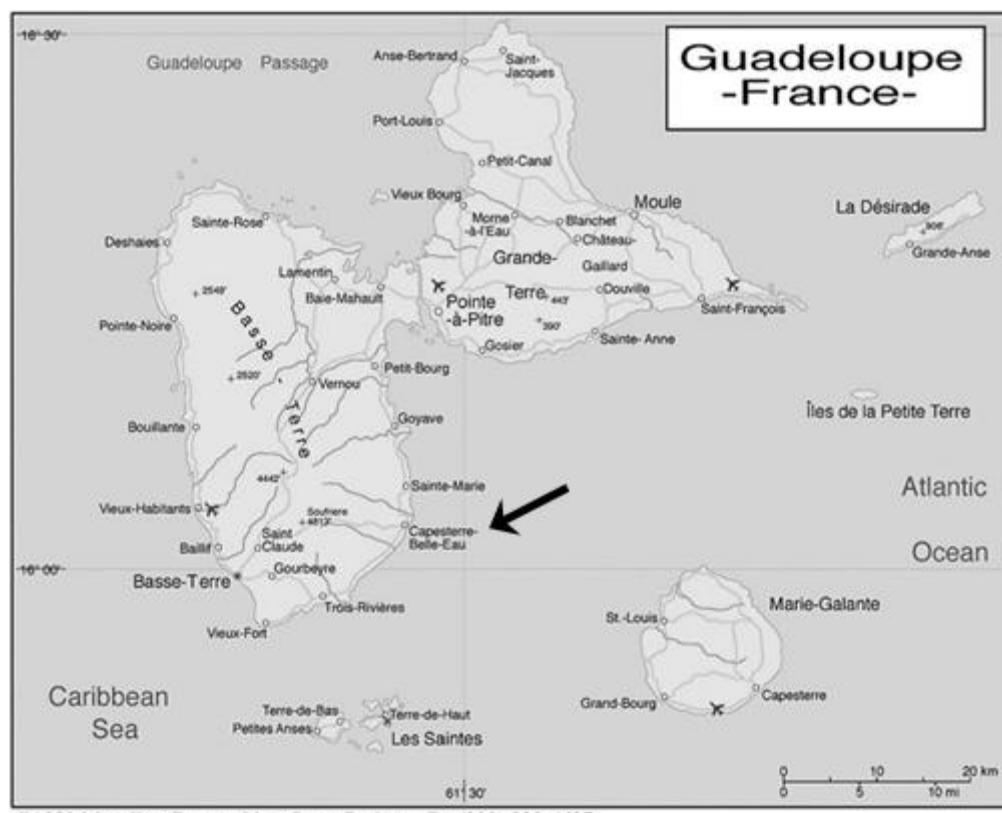
Ce travail se décrit en six parties. Les caractéristiques physiques ainsi que la pédogenèse de sols volcaniques de Guadeloupe sont d'abord détaillées. On fait ensuite le point sur la discipline émergente qu'est l'hydropédologie et on réalise l'état des connaissances au sujet de la zone étudiée. Le troisième axe présente les objectifs concrets du mémoire. On arrive alors à la description du matériel et des méthodes usitées pour mener à bien ces objectifs. Enfin, les résultats sont exposés et discutés avant d'aboutir à la conclusion générale.

Contexte physique

1. Localisation

Positionné entre l'équateur et le tropique du Cancer, l'archipel guadeloupéen (1780 km²) se situe sur l'axe insulaire des Petites Antilles. Sur l'axe externe, on retrouve la Grande-Terre (590 km²), île plate à large recouvrement calcaire tandis que l'axe interne comporte l'autre île principale de la Guadeloupe, la Basse-Terre (848 km²). Cette dernière, plus jeune, est exclusivement volcanique. Le volcan de La Soufrière y est orienté NNO-SSE et culmine à 1467 m.

La zone étudiée dans ce mémoire correspond au Sud-Est de la Basse-Terre (voir figure 1), sur les territoires de la commune de Capesterre-Belle-Eau. Les paragraphes suivants décriront essentiellement la Basse-Terre.



©1992 Magellan Geographix™ Santa Barbara, CA (800) 929-4627

Figure 1 : Carte géographique de Guadeloupe. (Magellan Geographix, 1992)

2. Climat (Chaperon & al., 1983 ; Atlas du Parc national de Guadeloupe, 2001)

La Guadeloupe bénéficie d'un climat tropical, c'est-à-dire chaud et humide. En moyenne, la température y est de 25°C, l'humidité relative vaut 75 %, l'évaporation égale 1200 mm/an et l'insolation annuelle égale environ 2700 h. Bien que ces paramètres varient suivant l'altitude, leur amplitude annuelle en un lieu est faible. Les saisons sont d'ailleurs davantage marquées par la pluviuosité que par les variations de température. De janvier à juin, s'étend la

saison sèche ou « carême ». La saison humide ou « hivernage » se déroule de juillet à décembre.

Les contrastes pluviométriques (illustrés à la figure 3) proviennent de l'insularité au sein de mers chaudes, de l'altitude et de l'orientation des versants par rapport aux vents dominants.

Par effet de continentalité, les masses d'air passant au-dessus des terres se réchauffent à leur base. Leur instabilité augmente et de gros nuages convectifs générateurs d'averses se forment. À une altitude supérieure à 200 m au-dessus du niveau de la mer, ce phénomène est insignifiant comparé à l'effet de Foehn (ou orographique). De fait, les Alizés de secteur Est en provenance de la zone subtropicale atlantique sont chargés en humidité. Lorsque les masses d'air traversent de front la chaîne montagneuse, l'ascendance de l'air engendre la condensation de la vapeur d'eau par refroidissement et par conséquent une augmentation des précipitations proportionnelle à l'altitude sur le versant dit « au vent ». De l'autre côté du relief, sur le versant « sous le vent », la masse, vidée en partie de son eau, se réchauffe plus vite en redescendant. Les précipitations diminuent alors rapidement suivant que l'on s'éloigne des sommets tandis que la température augmente. C'est pourquoi, à une même altitude, la pluviosité est plus importante sur le versant oriental (« au vent ») et la température est plus élevée sur le versant occidental de l'île (voir figure 2).

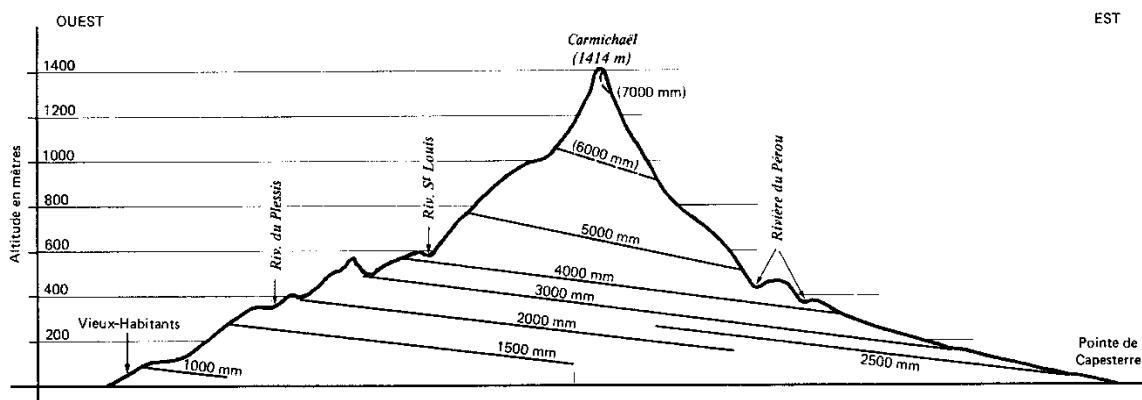


Figure 2: Coupe pluviométrique de la Basse-Terre passant par Capesterre-Belle-Eau.

Entre 2500 et 7000 mm tombent sur le versant au vent. Son gradient moyen vertical de la pluviométrie vaut 420 mm/1000 m. Chaperon et al (1985) ont caractérisé la relation pluviométrie annuelle moyenne (p [mm])-altitude (h [m]) pour chaque versant de la Basse-Terre.

$$\begin{array}{lll} \text{Versant au vent} & p = 2368 + 5.65 \times h & \text{avec } r^2=0.94 \\ \text{Versant sous le vent} & p = 577 + 6.10 \times h & \text{avec } r^2=0.97 \end{array} \quad [1] \quad [2]$$

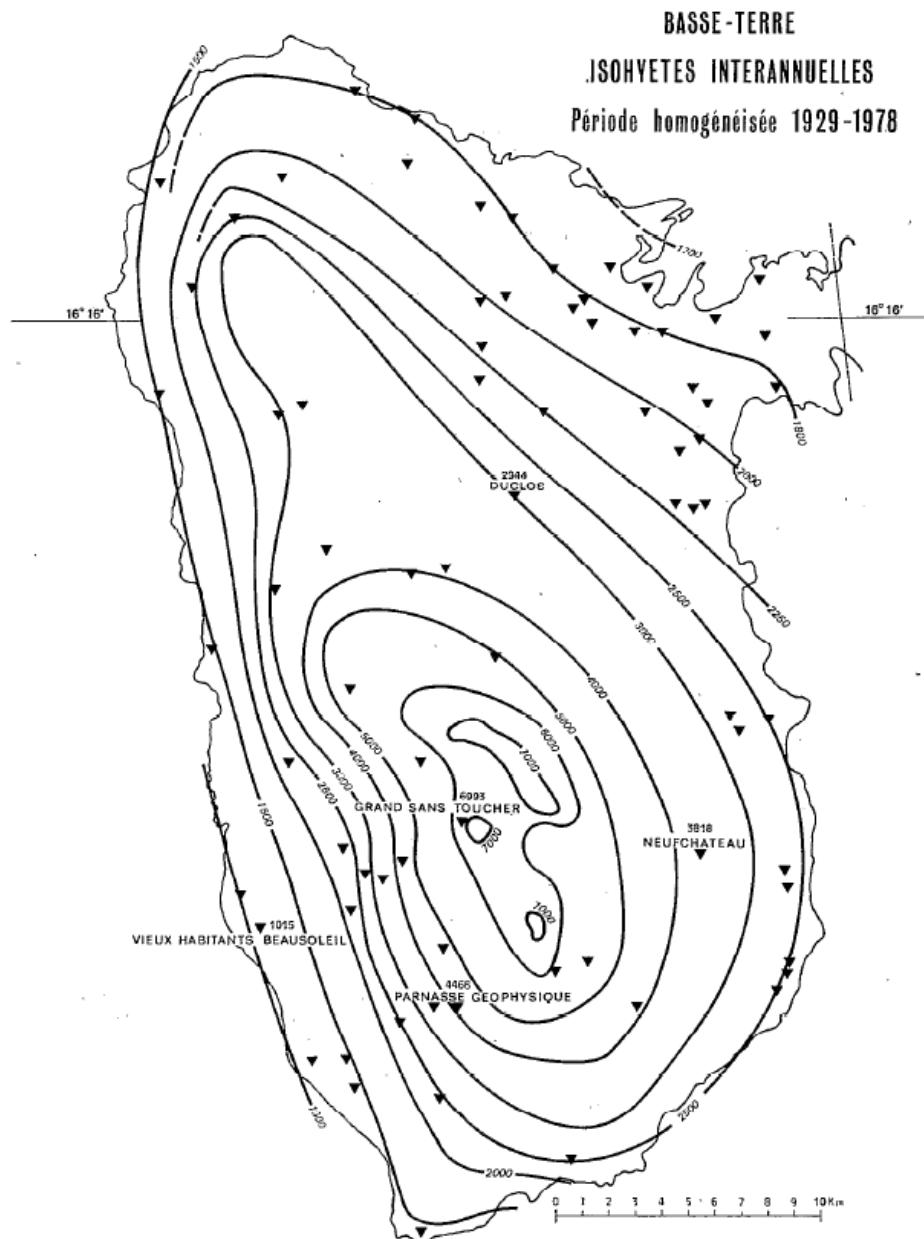


Figure 3 : Carte des isohyètes interannuelles de la Basse-Terre pour une période homogénéisée de 1929 à 1978. (Chaperon & al., 1983)

3. Topographie

La Basse-Terre présente un relief dissymétrique marqué. Une topographie fortement pentue au Sud et à l'Ouest (plus de la moitié des terrains ont une pente supérieure à 20%) fait plonger la chaîne montagneuse dans la mer. Au Nord et à l'Est, une plaine littorale plus ou moins plane alternant avec des piémonts plus vallonnés joue le rôle de transition entre

Contexte physique - Topographie

l'océan et le massif montagneux (Atlas du Parc national de Guadeloupe, 2001; Dorel, 2001). Son point culminant (1467 m) se situe au niveau du volcan de la Soufrière.

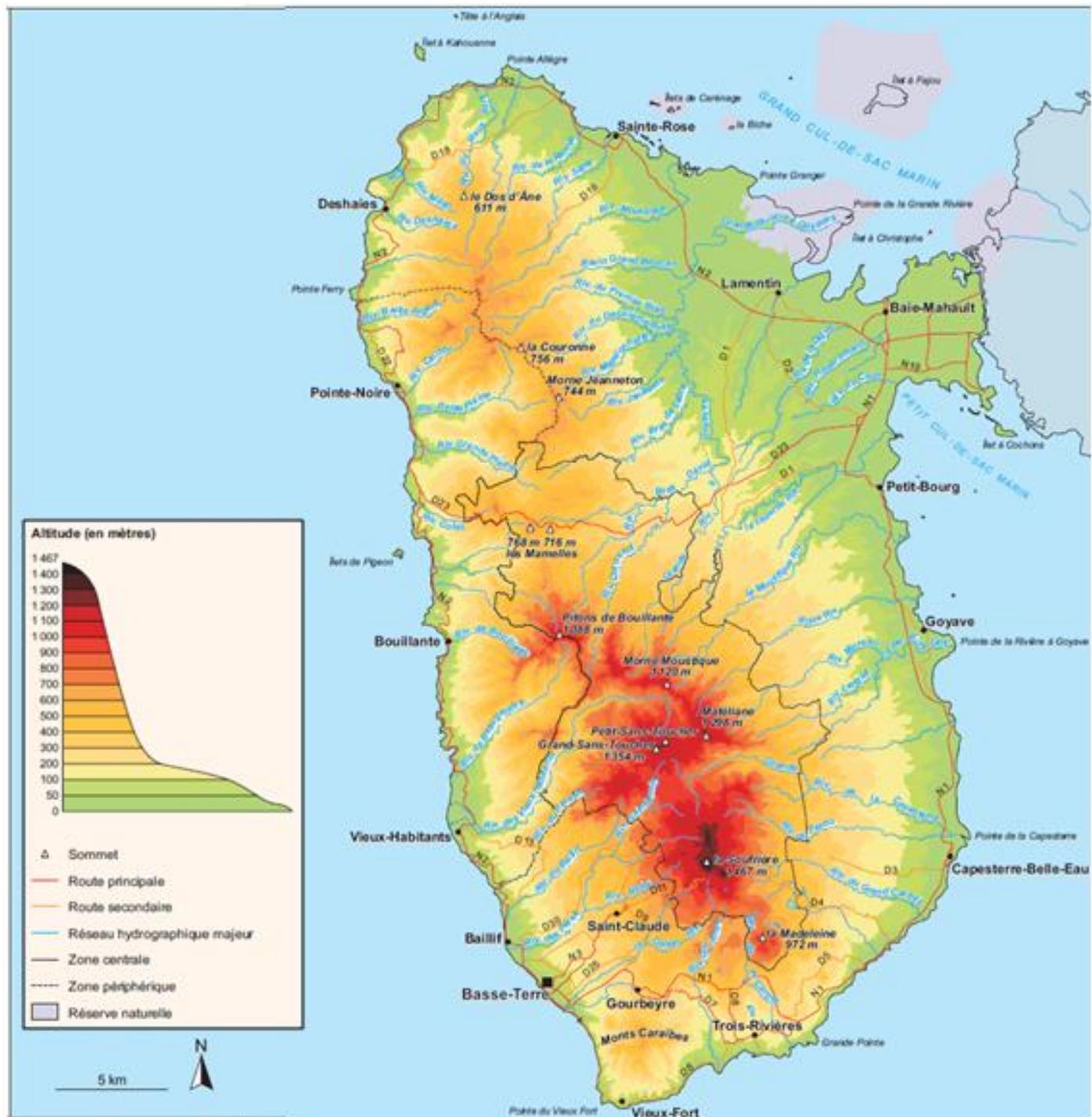


Figure 4: Relief de la Basse-Terre (Atlas du Parc national de Guadeloupe, 2001).

4. Géologie

L'arc interne des Petites Antilles, comportant la Basse-Terre, est actif depuis 22 millions d'années (MA). Il a été créé par la subduction de la croûte océanienne atlantique sous la plaque caraïbe. Les premières terres affleurèrent il y a 11 MA (Atlas du Parc national de Guadeloupe, 2001).

La partie septentrionale de l'île date du Pliocène et du Pléistocène, ses édifices volcaniques montrent une forte érosion. Le relief actuel de la partie sud est principalement dû à l'ère quaternaire et aux deux volcans pélésiens, la Madeleine et la Soufrière (ce dernier est encore actif). La pointe méridionale (Monts Caraïbes) provient d'éruptions subaquatiques du Pléistocène (Westercamp et Mervoyer, 1976).

Sur les sites étudiés, l'andésite et la dacite sont les principales roches présentes. Les minéraux altérables de ces sols sont donc des plagioclases, des pyroxènes et des éléments volcaniques vitreux (Ndayiragije, 1996).

5. Pédologie

Matériaux parentaux, relief, climat, végétation, temps sont autant de facteurs intervenants dans la composition et les propriétés d'un sol, la roche mère et le climat étant les plus influents. Les sols étudiés, provenant du versant Est au Sud de la Basse-Terre, sont d'origines pétrographiques très proches, c'est pourquoi le climat est le facteur prédominant dans ce cas-ci. De fait, il conditionne par exemple le type de réaction chimique, et par conséquent les minéraux secondaires qui seront formés, ainsi que la vitesse de dégradation de la matière organique.

Quatre types de sols se retrouvent dans la zone étudiée suivant une climatotoposéquence. Après une description concise de leurs caractéristiques, leur processus de formation sera explicité.

5.1. Classes de sol et caractéristiques

La répartition des sols suivant une climatotoposéquence est présentée à la figure 5.

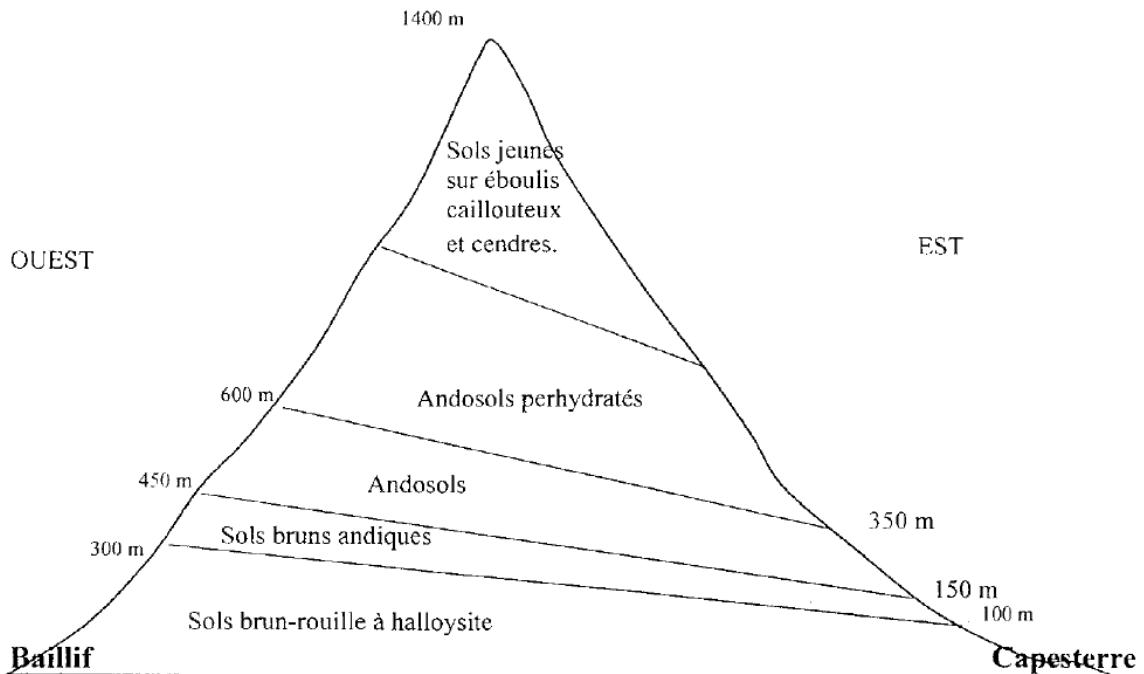


Figure 5: Distribution des sols dans le Sud de la Basse-Terre (Classification régionale). Transect Est-Ouest de la Basse-Terre entre Baillif et Capesterre. (Dorel, 2001).

La classification employée est régionale (Colmet-Daage et Lagache, 1965). Selon la classification WRB¹(FAO, 2001), les andosols perhydratés sont des Hydric Andosols. Les andosols sont des Dystric Andosols. Les sols bruns andiques appartiennent aux Haplic Andosols et aux Cambisols. Les sols brun rouille à halloysite sont des Haplic Nitisols.

Le tableau 1 ci-dessous en reprend les principales caractéristiques selon les descriptions de Colmet-Daage et Lagache (1965) et Dorel (2001).

¹ WRB≡World Reference Base for Soil Resources

Tableau 1: Caractéristiques des sols du Sud de la Basse-Terre, sur le versant Est d'après les travaux de Colmet-Daage et Lagache (1965) et Dorel (2001).

	Andosol perhydraté	Andosol	Sol brun andique	Sol brun rouille à halloysite
Altitude [m]	300-700	150-350	100-150	< 100
Pluie annuelle [mm]	> 4000	3000-4000	~2500	1500-2500
Masse volumique du sol [g.cm⁻³]	A* : 2,38 B : 2,61	A : 2,41 B : 2,61	A : 2,61 B : 2,68	A : 2,75 B : 2,75
Masse volumique apparente [g.cm⁻³]	0,30 à 0,85	A : 0,80 B : 0,70	A : 0,99 B : 0,73	A : 1,15 B : 0,96
Humidité pondérale	> 100%	A: 80% (CC)	A: 40-50% (périodes de dessiccation) B: 60-80%	dessèchements périodiques
Minéral argileux dominant	gibbsite (alophane)	alophane (ferrihydrite)	A : halloysite < dessiccation B : alophane	halloysite
Teneur en argile	50-65%	60-70%	60-70%	~80%
Texture apparente	limoneuse	limono-argileuse	intermédiaire	argileuse
Toucher	onctueux	onctueux	-	-
pH	< 5	~6,5	intermédiaire	≤ 5,5
Teneur en matière organique	A: > 10% B: ~ 5%	A: 10-15% B: 2-3%	1-3% en surface	1-2% en surface
Capacité d'échange cationique	20-40 [cmolc/kg]	20-40 [cmolc/kg]	intermédiaire	faible

* A≡horizon de surface (0-10cm) ou organique, B≡horizon profond (~50cm) ou minéral

Le comportement hydrodynamique des sols andiques (andosols perhydratés, andosols et sols bruns andiques) est décrit par Dorel (1997, 2000, 2001) cité par Germeau (2009). La conductivité hydraulique à saturation vaut entre 35 et 350mm.h⁻¹. Cette conductivité est également assez élevée en conditions non saturées.

Selon Dorel, les valeurs de conductivité sont liées à la forte porosité de ces sols, distribuée sur toute la gamme porale. En ce qui concerne la formation des macropores, on suppose que la matière organique, élément structurant du sol, y joue un rôle clé. Sachant que la teneur en eau est corrélée à celle d'alophane, les quantités de matière organique et d'alophane semblent expliquer la forte capacité de rétention en eau de ces sols.

À partir d'une succion de 100 cm, on observe un effet de retrait qui, au lieu d'engendrer de larges fissures, produirait de multiples microfissures liées à la réorganisation progressive de la structure du matériau (Germeau, 2009).

Les sols brun rouille à halloysite jouissent également de conductivités hydrauliques à saturation importantes (150 à 900 mm.h⁻¹) ainsi qu'une capacité de rétention en eau élevée. Leurs agrégats sont stables et résistent à la compaction.

Vu leur teneur en argile, leur conductivité est inhabituelle. Dorel (2000) suppose que l'halloysite et la ferrihydrite des sols s'associent pour former des micro-agrégats stables et permettre ces valeurs de conductivité. Germeau (2009) explique l'attraction des deux composés :

« La ferrihydrite, oxyde de fer très réactif, a un point de charge nulle compris entre pH 7 et 9 (Bertoli & al., 1992). Elle est donc chargée positivement dans les sols étudiés. Les minéraux d'halloysite sont quant à eux chargés négativement à cause de substitutions isomorphiques (Bailey, 1989). »

Donc, en forte succion, les argiles retiennent l'eau au sein de leurs micro-agrégats tandis qu'à faible succion l'eau se trouve également entre les agrégats. Ces sols se comportent à la fois comme des sols argileux et comme des sols sableux. On les appelle pseudo-sables.

5.2. Pédogenèse et différenciation (Mizota et van Reeuwijk, 1989)

La formation des minéraux secondaires des sols étudiés se déroule en deux phases. Tout d'abord, l'altération rapide² par hydrolyse du matériau parental, vitreux et poreux, libère en solution de la silice et des cations. Si le milieu n'est pas trop acide, l'aluminium peut précipiter avec le silicium pour former de l'alophane ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (\text{SiO}_2)_{1.3-2} \cdot 2.5-3(\text{H}_2\text{O})$) et de l'imogolite ($\text{Al}_2\text{SiO}_3(\text{OH})_4$). L'aluminium de ces minéraux offre stabilité à la matière organique et lui permet de s'accumuler. En solution, on retrouve également d'autres composés amorphes tels les hydroxydes d'aluminium et de fer dont la ferrihydrite ($5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$). Par après, les produits amorphes peuvent se cristalliser progressivement. Ainsi, l'halloysite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et la kaolinite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) se forment par siallisation.

Plutôt que de précipiter avec la silice, Al et Fe peuvent former des complexes avec l'humus. Ces derniers sont peu solubles et protègent donc la matière organique de la dégradation. La mobilité des complexes est très faible, favorisant l'accumulation de matière organique.

Suivant le taux d'accumulation de la matière organique et le pH, le Si libéré sera soit accumulé et lessivé, soit précipité avec les métaux. Le premier cas illustre la formation des andosols perhydratés. Le pH est inférieur à 5, la teneur en matière organique est élevée et tout l'aluminium disponible complexe avec l'humus. Le second cas illustre la formation des andosols. La teneur en matière organique est faible, le pH est presque neutre et l'aluminium non complexé précipite avec la silice pour constituer l'alophane et l'imogolite. Le fer précipite en ferrihydrite.

La persistance de l'état amorphe est due d'un côté au fait que les substances amorphes complexent avec des particules de matière organique faiblement minéralisables, ce qui les stabilise (Sieffermann, 1973 cité par Germeau, 2009). De l'autre côté, plus les conditions climatiques humides sont importantes, plus la cristallisation des argiles est retardée avec, en parallèle, une vitesse d'altération élevée et donc également une perte en silice importante.

² Lors de leur formation, les matériaux volcaniques refroidissent rapidement et donc cristallisent mal. De plus, ils sont pauvres en Si et riches en oxygène et en fer. De ce fait, ils sont très altérables.

Ceci explique pourquoi la cristallisation des matériaux amorphes en halloysite (riche en silice) se déroule dans les sols brun rouille à halloysite, situés à plus faible altitude et a fortiori subissant une pluviométrie moindre.

Par la séquence minéralogique (figure 6), Colmet-Daage et Lagache (1965), cités par Germeau (2009), expliquent la différenciation pédologique.

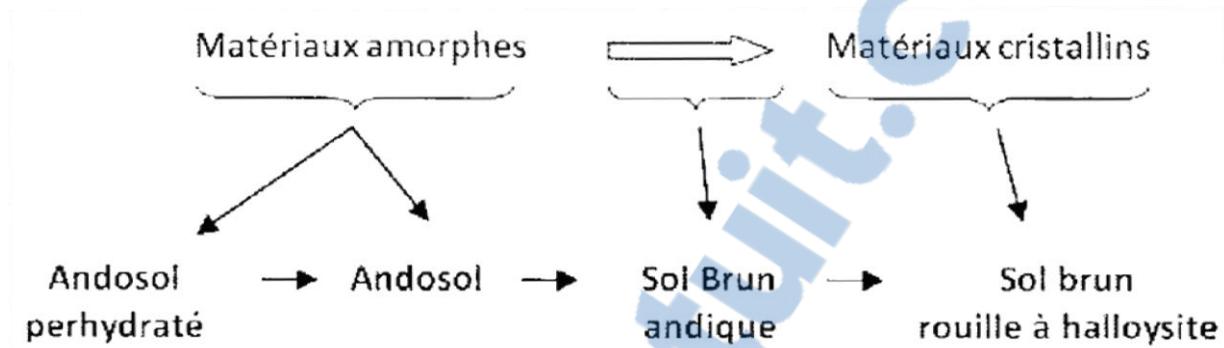


Figure 6: Lien entre la séquence minéralogique et la différenciation des sols. (Germeau, 2009, d'après Colmet-Daage et Lagache, 1965)

Les sols bruns andiques jouent un rôle transitif entre les sols caractérisés par des minéraux amorphes (les andosols et les andosols perhydratés) et les sols caractérisés par des minéraux cristallins (les sols brun rouille à halloysite).

6. Hydrographie

La Basse-Terre jouit d'un réseau hydrographique composé de nombreux petits bassins versants. Les cours d'eau du versant sous le vent ont creusé de profondes vallées ou d'étroites ravines. Du côté au vent, les rivières sont plus longues et méandreuses, on y trouve plusieurs chutes et cascades.

Comme les pentes de l'île sont importantes, les temps de réponse à une pluie sont très courts et les transports de sédiments peuvent être assez importants. Les différences climatiques de part et d'autre de la montagne jouent sur les débits spécifiques.

Hydropédologie

Ce chapitre décrit brièvement l'hydropédologie et expose ensuite l'état des connaissances dans cette matière au niveau de la climotoposéquence étudiée.

1. Définition (Lin & al., 2005)

L'**hydropédologie**, discipline émergente, repose sur trois piliers fondamentaux. La pédologie, la physique du sol et l'hydrologie. Elle combine ces disciplines dans une approche globale et intégrée des processus de flux et de transfert à travers le sol selon différentes échelles spatiales et temporelles. Elle permet donc d'étudier dans un même système le sol et l'eau, liés par des interactions complexes et étroites

La **pédologie** est le pilier qui étudie le sol in situ, elle le considère comme une entité naturelle du terrain. Elle en décrit la morphologie ainsi que les caractéristiques « externes » du site d'étude. Elle s'intéresse principalement aux relations verticales, sur de larges échelles de temps ou non. L'abondance de la caractérisation des sols a permis d'en établir une taxonomie à l'échelle mondiale. Cette taxonomie ne tient pas compte des propriétés dynamiques du sol et l'absence de quantification de la variabilité au sein d'une catégorie ou au sein d'une unité cartographique laisse suggérer, à tort, l'homogénéité de ses attributs.

La **physique du sol** voit le sol avant tout comme un milieu poreux à travers lequel transittent l'eau, les solutés, les gaz et l'énergie. Elle s'intéresse aux propriétés physiques du sol et met l'accent sur son état et sur le transfert de matière et d'énergie qui s'y déroule. Des modèles mathématiques décrivent ces processus à l'échelle locale. En supposant de manière générale que le matériau d'étude est poreux et inerte, cette discipline néglige l'hétérogénéité d'un sol, les effets de retrait-gonflement, les conséquences de la présence des macropores et de l'agrégation des particules. De ce fait, ses théories sont souvent jugées trop simplistes ou carrément invalidées. Une alliance entre la physique du sol et la pédologie se justifie sous trois aspects. Premièrement, l'intégration de paramètres structuraux quantitatifs aux modélisations des flux préférentiels³ et transferts pour des types de sol et des échelles variés. Deuxièmement, l'intégration de l'aménagement du sol dans les modèles à l'échelle du champ ou du bassin versant. Enfin, l'affinage des données requises dans les modèles et les transferts d'échelle.

Le dernier pilier de l'hydropédologie permet de modéliser le cycle de l'eau à l'échelle mondiale comme à l'échelle locale. L'**hydrologie** considère le sol comme une couche homogène à la surface de la terre. Les connaissances en physique du sol permettraient aux hydrologues de comprendre les processus reliant l'eau souterraine à l'atmosphère. De fait, le sol constitue une zone d'interface non-saturée entre ces milieux. La pédologie peut aider les deux disciplines précédentes à comprendre la variabilité du sol par sa structure.

Malgré son caractère novice, l'hydropédologie a déjà fait ses preuves et se trouve au centre de nombreux intérêts. Sa grande force réside dans l'intégration des résultats à différentes échelles.

³ Phénomènes de transport de l'eau et des solutés par des voies privilégiées à une vitesse accélérée à travers une fraction du milieu poreux.

2. Application

Pour obtenir les paramètres hydrauliques à partir de données morphologiques et physiques, Bouma (1992, cité par Lin & al., 2005) propose une méthode en trois étapes. La première consiste à mesurer précisément les propriétés hydrauliques du sol en tenant compte des caractéristiques morphologiques (structure, horizons, ...). Ensuite, il s'agit d'exprimer ces propriétés sous forme des coefficients de l'équation de van Genuchten. La dernière étape relie les coefficients à des mesures du sol faciles à obtenir telles la texture, la densité apparente, la matière organique,... ou à des groupements plus qualitatifs d'horizons.

Lin & al. (1999a) stipulent que l'absence de l'intégration des caractéristiques structurales constitue une limitation importante de cette méthode. De fait, dans le cas de sols présentant des fissures, des galeries d'annélides et des racines, les équations liant la conductivité hydraulique à la texture ne peuvent estimer convenablement la conductivité à saturation et d'autres paramètres hydrauliques. La morphologie joue un rôle important dans la caractérisation des transferts d'eau et de soluté à travers le sol. Dans cette optique, décrire en profondeur la morphologie et la porosité s'avère très utile.

Deux facteurs jouent sur la porosité. La granulométrie du sol influence le facteur textural. Le facteur structural est influencé par la nature minéralogique des constituants du sol et plusieurs paramètres tels *la teneur en eau initiale, la macroporosité, le type d'agrégation des mottes et la densité racinaire*.

L'importance de l'agrégation sur la macroporosité des sols argileux est pointée par Lin & al. (1999b). De fait, ce phénomène joue sur le comportement hydrodynamique proche de la saturation de plusieurs sols argileux en leur accordant des capacités d'infiltration supérieures aux sols sableux. Cet effet serait expliqué par une distribution non uniforme des particules de petite taille, favorisant les flux préférentiels.

Cette distribution est attribuée à l'agrégation des particules argileuses dans le cas de sols tropicaux (Uehara et Gilman, 1981, cités par Feltz, 2008), engendrant une part de la macroporosité. Or cette macroporosité se montre déterminante dans les valeurs de conductivité hydraulique à saturation.

Le profil structural (et par conséquent le type d'agrégation des mottes) peut être caractérisé par la méthode de Manichon & al. (1987). L'avantage est qu'elle tient compte des différenciations liées à la pédologie et au travail du sol. Cependant, malgré un manuel détaillé, la description d'un profil reste très subjective. Les observations pouvant en effet se révéler très différentes selon qu'elles ont été réalisées par un observateur ou un autre.

Afin d'intégrer toutes ces données, Lin & al. (1999a, 1999b) ont mis au point des fonctions dites de pédotransfert pour évaluer différents paramètres hydrauliques sur base de données morphologiques quantifiées. Pour quantifier ces données, ils composent un système numérique basé sur cinq paramètres morphologiques (texture, teneur en eau initiale, pédalité, macroporosité et densité racinaire) et l'infiltration. Les points sont attribués à chacun des paramètres suivant leur capacité à accroître le flux d'eau vertical comparé à une référence, un hypothétique sol argileux sans structure et quasi imperméable.

3. Climotoposéquence au Sud du versant au vent de la Basse-Terre

Dans la zone méridionale du versant est de la Basse-Terre, Dorel (2001) a caractérisé un site de chaque classe de sol. Ses investigations confirment les variations de la porosité et du caractère andique avec l'altitude déjà observées antérieurement par Rosello (1984), Warkantin & al. (1988) et Perret (1993). De plus il établit des relations linéaires entre l'indice d'eau à certains pF⁴ et les teneurs en allophane et carbone. Le coefficient de détermination vaut 0.73 lorsqu'il utilise le pF 4.2 et 0.67 pour le pF 1.

En 2008, Feltz étend ces résultats à l'échelle de la toposéquence. Il remarque que la corrélation entre les paramètres pédologiques et la porosité totale est d'autant meilleure que le pF est élevé. Germeau (2009) impute cette diminution à l'effet structural de la porosité et modélise ses courbes de rétention avec deux modèles hydrauliques. Celui de Mualem-van Genuchten et celui de Durner. Ce dernier tient compte d'une éventuelle double porosité. Germeau remarque alors que la teneur en eau à saturation et le facteur de pente des courbes discriminent les types de sols. Il note cependant des incertitudes quant aux points d'inflexion déterminés par le modèle de Durner et recommande la mesure de rétention par de plus petits incrément de pF.

D'un point de vue hydrodynamique, aucun paramètre n'offre une différenciation des classes satisfaisante. Les paramètres les plus discriminants sont les teneurs en eau à saturation et résiduelle ainsi que le facteur de pente des courbes de rétention.

Ce mémoire s'inscrit dans la continuité de ceux réalisés par Feltz en 2008 et Germeau en 2009 qui ont tous deux étudié les relations hydropédologiques au sein d'une toposéquence. Malgré une campagne de mesure en 2009 complétant celle de 2008 grâce à de nouvelles expérimentations, une analyse discriminante des propriétés hydrodynamiques n'a pas permis de différencier les paramètres pédologiques. Les résultats au niveau hydrostatique ont par contre été vérifiés.

Germeau a également caractérisé le profil cultural de chaque site avec la méthode de Manichon (1987). Il établit des relations polynomiales qui évaluent l'infiltration en surface à chaque succion expérimentée avec un infiltromètre suivant le pourcentage de terre fine observé ainsi que la densité racinaire. Il montre ainsi que les variables déterminantes dans la prédiction de l'infiltration proche de la saturation ne sont pas pédologiques mais structurales. D'autant plus que ni la densité apparente ni la teneur en matière organique, dites génératrice de structure, n'apparaissent dans les variables explicatives.

Bien que la description du profil cultural des nouveaux sites investigués ait été effectuée, le traitement de Germeau n'a pas été repris dans ce travail en raison du caractère subjectif des observations. De fait, les observations disponibles ont été réalisées par différents expérimentateurs possédant différents repères. En outre, les descriptions 2011 ne font aucune mention d'un pourcentage de terre fine. Par contre, la texture des sols sera exploitée.

Ce travail vise donc à affiner les résultats précédents concernant les liens entre paramètres pédologiques, hydrostatiques et hydrodynamiques et à préciser les courbes de rétention afin de déterminer la présence ou non d'une double porosité et, dans l'affirmative,

⁴ Potential of free energy.

de déterminer aux quels paliers on l'observe. Il est à noter que les « sites 2011 » ne se trouvent pas dans des bananeraies et que les effets éventuels de la couverture du sol seront étudiés.

Objectifs

L'objectif de cette étude est de déterminer quelles sont les caractéristiques pédologiques et structurales qui permettent de différencier les propriétés hydrostatiques et hydrodynamiques des sols de la toposéquence étudiée.

Pour ce faire, on procèdera par étapes.

Tout d'abord, on précisera les liens entre paramètres pédologiques et classes de sol. On vérifiera également la classification des nouveaux sites.

Ensuite, on verra s'il est possible de lier une classe de sol à un type de propriété hydraulique. Au niveau hydrostatique, il s'agira de confirmer les résultats de Feltz (2008) et Germeau (2009) tout en approfondissant le sujet de la macroporosité et de la double porosité. Au niveau hydrodynamique, il s'agira de voir si, compte tenu des nouvelles expériences permettant de caractériser ces propriétés, des tendances émergent. L'effet de la macroporosité sur l'infiltration sera également étudié.

Parallèlement à ces analyses, on tentera de savoir si les variations observées sont dues principalement au type de sol, à l'occupation des parcelles ou au temps.

Matériel et méthode

1. Sites d’expérimentations

Afin d’établir une comparaison avec les sols couverts étudiés par Feltz et Germeau en 2008 et 2009, les sites d’expérimentation de ce mémoire sont choisis dans la même zone d’étude, le bassin versant de la rivière Pérou et ses alentours, mais sur des parcelles mises à nu.

Quatre sites, sur le bassin versant Fefé, concernent les andosols perhydratés ; deux sites, sur le bassin versant de Morne d’Or, concernent les sols brun rouille à halloysite. Ces bassins versant appartiennent à celui de la rivière Pérou qui aboutit dans l’Atlantique, via la Grande Rivière de Capesterre, au niveau de la commune de Capesterre-Belle-Eau, au sud-est de la Basse-Terre.

Ces emplacements correspondent à ceux étudiés par Sylvie Huynh dont le rapport établit une analyse des conditions d’apparition du ruissellement sur sols volcaniques guadeloupéens (Huynh, 2010). De la sorte, on dispose des données pluviométriques et des données de ruissellement relatives à chaque zone. Le choix de ces sites relève des critères suivants : a. La non-exploitation des parcelles afin d’éviter toute perturbation dans l’évaluation du ruissellement. b. Une variabilité a priori dans l’infiltration et donc du ruissellement potentiel de la parcelle. En raison du caractère escarpé de la zone investiguée, le travail du sol ne peut être mécanisé. Le biais provenant des méthodes de travail subies antérieurement à l’expérience par le sol est donc amenuisé.

Dans le but de posséder un panel représentatif des différents types de sols, on réexamine les cinq parcelles de Germeau classées en andosol. Antérieurement sous bananeraie, ces dernières ont évolué et parfois même été replantées ce qui explique pourquoi les parcelles étudiées dans ce mémoire ne correspondent pas exactement à celles des précédents. Toutefois, elles sont choisies au plus près des anciennes, en privilégiant un travail du sol le plus reculé possible dans le temps. Contrairement à la zone d’étude de Huynh, ces emplacements sont de pente nulle et sont fortement mécanisés.

2. Échantillonnage

Divers types d’échantillons sont prélevés à proximité des cases de ruissellement mises en place par Huynh.

Pour procéder aux analyses pédologiques, on prélève des échantillons de terre relatifs à chaque horizon que l’on sèche à l’air libre et à l’abri du soleil pendant 24 h. Ensuite, 60 g de sol tamisé à 2 mm sont mis en sachet fermé hermétiquement et envoyés au laboratoire SOLS de l’UCL.

Afin d’établir des courbes de rétention, deux cylindres (Kopecki) de 100 cm³ ainsi qu’un à deux kilogrammes de mottes sont pris pour chaque horizon en veillant à ne pas perturber le sol, c'est-à-dire en préservant sa structure originelle. Les cylindres sont utilisés dans l’expérience dite bac à sable/chambre à pression réalisée au laboratoire GERU⁵ de l’UCL. Les mottes sont utilisées lors de l’expérience appelée pF sur motte réalisée à l’INRA⁶ en Guadeloupe.

⁵ Génie rural

⁶ Institut national de la recherche agronomique

En vue de caractériser le comportement hydrodynamique des sols volcaniques guadeloupéens, on prélève des cylindres de 1 L en surface de chaque site. Ces échantillons, également non-perturbés, sont destinés à la détermination de la courbe de conductivité hydraulique par la méthode du Multistep Outflow combinée au processus d'évaporation ultérieurement effectuée à l'UCL.

Tous les échantillons destinés à l'exportation sont fermés hermétiquement et conservés dans une pièce climatisée pour prévenir le dessèchement.

Concernant les andosols précédemment étudiés par Feltz et Germeau, seuls les cylindres de 100 cm³ et 1 L ont été prélevés. La caractérisation pédologique est faite à nouveau.

Dans le but de faciliter l'écriture, les sols brun rouille à halloysite sont abrégés BR, les sols bruns andiques BA, les andosols AN et les andosols perhydratés AP.

Le tableau 2 synthétise l'ensemble des données disponibles pour chaque sol.

Tableau 2: Récapitulatif des mesures réalisées en 2008, 2009 et 2011 pour chaque sol.

Sol \ Horizon		Analyses Pédologiques		Granulométrie		Profil structural		pF sur motte		Bac-à-sable		Double anneau		Infiltromètre à succion		Succión mda		Succión evaporation		Cose de ruisseaulement	
		A&B	A&B	A	A&B	A&B	A	Grand disque, A	Petit disque, A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	
BR	Nu	Dacalor	08-11	11	11	11	11	08	08-09	08-09-11	09	11	10								
		Morvan	11	11	11	11	11	-	-	11	-	11	10								
		Héry haut	08	-	09	09	08	08	08-09	08-09-11	09	-	-								
		Héry bas	08	-	09	09	08	08	08-09	08-09-11	09	-	-								
		Dambas	08	-	09	09	08	08	08-09	08-09-11	09	-	-								
BA		Pyrame	08	-	09	09	08	08	08-09	08-09-11	09	-	-								
		Dormoy	08	-	09	09	08	08	08-09	08-09-11	09	-	-								
		Biboac	08	-	09	09	08	08	08-09	08-09-11	09	-	-								
		Butel	08	-	09	09	08	08	08-09	08-09-11	09	-	-								
		Dumanoir haut	08-09-11	11	09	09	08-11	08	08-09	08-09-11	09	11	-								
AN		Dumanoir bas	08-09-11	11	09	09	08-11	08	08-09	08-09-11	09	11	-								
		Malenec haut	08-09-11	11	09	09	08-11	08	08-09	08-09-11	09	11	-								
		Malenec bas	08-09-11	-	09	09	08-11	08	08-09	08-09-11	09	11	-								
		Aurel	08-09-11	11	09	09	08-11	08	08-09	08-09-11	09	11	-								
AP	Nu	Razin	11	11	11	11	11	-	-	11	-	11	10								
		Balon	11	11	11	11	11	-	-	11	-	11	10								
		Moïse P	11	11	11	11	11	-	-	11	-	11	10								
		Moïse F	11	11	11	11	11	-	-	11	-	11	10								
		Héry forêt	08	-	09	09	08	08	08-09	08-09-11	09	-	-								
Sous bananeraie		Max	08	-	09	09	08	08	08-09	08-09-11	09	-	-								
		Fefe 1A	08	-	-	-	08	-	08	08	-	-	-								
		Fefe 2A	08	-	-	-	08	-	08	08	-	-	-								
		Fefe 5A	08	-	-	-	08	-	08	08	-	-	-								
		Fefe 7A	08	-	-	-	08	-	08	08	-	-	-								
		Fefe 9A	08	-	-	-	08	-	08	08	-	-	-								
		Fefe 10A	08	-	-	-	08	-	08	08	-	-	-								
		Fefe 13A	08	-	-	-	08	-	08	08	-	-	-								
		Fefe 15A	08	-	-	-	08	-	08	08	-	-	-								
		Fefe 22A	08	-	-	-	08	-	08	08	-	-	-								

*08≡2008, 09≡2009, 10≡2010, 11≡2011

3. Caractérisation pédologique

Les propriétés pédologiques qui ont été caractérisées sont les suivantes :

3.1.pH

Après une agitation toutes les vingt minutes pendant une heure, le pH est déterminé par potentiométrie dans l'eau et dans une solution de KCl 1N avec un rapport sol : solution 1 :5.

3.2.Carbone organique

Afin d'obtenir le carbone organique, on mesure d'abord le carbone oxydable du sol par la méthode de Walkley et Black (Walkley & al, 1934). Ce procédé consiste à oxyder le carbone du sol (0.3 g) avec du bichromate de potassium en excès (10 mL à 1N) dans un milieu fortement acidifié (par 20mL d' H_2SO_4 cc). L'excès de bichromate est alors titré par une solution de $FeSO_4$ 0.5N.

Cette méthode considère que tout le carbone est à l'étage d'oxydation zéro, c'est pourquoi on obtient la teneur en carbone organique en multipliant celle du carbone oxydable par la moyenne empirique 1.33. Enfin, la teneur en matière organique (MO) est évaluée en multipliant la teneur en carbone organique par 1.724. Cette opération signifie que l'on considère que 100 g de MO comprennent 58 g de carbone (De Leenheer & al, 1957; Nelson et Sommers, 1989 ; cités par Henao-Toro, 2002).

3.3.CEC, bases échangeables et acidité d'échange

Pour mesurer la CEC et la concentration des bases échangeables, on prépare des colonnes contenant 5 g de sol mélangés à 25 g de sable. Suivant la méthode de Jackson (1965), 6x25 mL d'acétate d'ammonium 1N à pH 7 sont percolés. Le dosage de K, Na, Ca et Mg s'effectue dans le substrat récolté par absorption atomique. Ensuite, l'éthanol dénaturé (6x25 mL) lave l'excès d'ammonium des colonnes et du KCl 1N (6x25 mL) déplace enfin le sel restant. L'ammonium est alors distillé en milieu NaOH puis titré par de l'HCl 0.1N, ce qui nous fournit la mesure de la CEC.

La somme des concentrations en bases échangeables se traduit en TRB (taux de réserve en base) qui estime la quantité de minéraux altérables dans les horizons minéraux du sol (Herbillon, 1986).

L'acidité d'échange totale se mesure en percolant du KCl 1N (4x25 mL) à travers des colonnes comportant 10 g de sol mélangés à 20 g de sable. Les ions H^+ et Al^{3+} sont titrés par du NaOH $\sim 0.05N$. On obtient la quantité d' Al^{3+} échangeable en ajoutant du NaF à la solution précédemment titrée et en titrant à nouveau, avec de l'HCl 0.05N cette fois. Les ions H^+ échangeables sont calculés par différence des valeurs de l'acidité d'échange totale et de l'acidité due aux Al^{3+} .

3.4.Allophane et ferrihydrite

En 1985, Childs estime la teneur en ferrihydrite du sol à partir du pourcentage de fer extrait de ce même sol par l'oxalate (Fe_{ox})⁷.

⁷ Il considère une erreur relative de $\sim 25\%$.

$$\% \text{ ferrihydrite} = \% \text{Fe}_o \times 1.7 \quad [3]$$

Quatre ans plus tard, Mizota et van Reeuwijk estiment le pourcentage d'allophane dans les sols sur bases des teneurs en aluminium (Al_o , Al_p) et silicium (Si_o) issues des extractions à l'oxalate et au pyrophosphate.

$$\% \text{ allophane} = \frac{100}{-5.1 \times \frac{(\text{Al}_o - \text{Al}_p)}{\text{Si}_o} + 23.4} \times \% \text{Si}_o \quad [4]$$

Le dénominateur de l'équation représente la teneur de Si dans l'allophane.

L'extraction à l'oxalate est réalisée via une solution tampon d'oxalate d'ammonium et d'acide oxalique 0.2M à pH 3 agitée pendant 4h dans l'obscurité avec un rapport sol:solution 1:100. Il en ressort le Fe, le Si et l'Al liés à l'allophane, à l'imogolite, à la ferrihydrite et/ou aux complexes organo-métalliques que l'on dose par absorption atomique.

Dans un rapport sol:solution 1:100, le pyrophosphate de sodium 0.1M est agité durant 16h. Par absorption atomique, on obtient les teneurs en Fe et Al liés à la matière organique.

À ce stade, on est en mesure de calculer l'indice de « non-cristallinité » (INC) de Chadwick (2003).

$$INC = \% \text{MO} + \% \text{allophane} + \% \text{ferrihydrite} + \% \text{imogolite} \quad [5]$$

Comme la teneur en imogolite n'a pas pu être quantifiée, seules les trois premières valeurs seront utilisées.

3.5. Granulométrie

L'analyse de la taille des particules est réalisée via la méthode des ultrasons-résines sodiques. La fraction des sables est récupérée après sonication de 10 g de sol agités dans l'eau désionisée toute une nuit. Quelques gouttes de SrCl_2 permettent de floculer le filtrat. Les fractions d'argiles et limons sont ensuite séparées par une résine saturée en ions sodium pour être enfin récoltées par pipetage.

4. Rétention

La courbe de rétention d'un sol met en lien l'état hydrique (c'est-à-dire la teneur en eau volumique, θ) d'un sol initialement saturé et l'énergie nécessaire (la succion h) pour extraire l'eau jusqu'à cet état.

Afin d'établir cette courbe pour chaque sol, on détermine la teneur en eau de l'échantillon après application d'une succion connue. Initialement, il était prévu de réaliser les premiers points de la courbe en créant des tensions à l'aide de deux dispositifs : le bac à sable et la chambre à pression. Les derniers points auraient été fournis par le dispositif du pF sur motte (Tessier et Berrier, 1979). Comme la première méthode considère d'emblée que la

densité apparente est constante selon la succion tandis que la deuxième prend en compte une éventuelle variation de cette densité, l'étendue des mesures suivant la méthode du bac à sable et de la chambre à pression a été décidée par la suite dans le but de comparer les données des deux appareillages.

4.1.Bac à sable / Chambre à pression

4.1.1.Description

Le bac à sable et la chambre à pression permettent tous deux d'obtenir les teneurs en eau correspondant à différentes succions. Dans le bac à sable, les échantillons structurés, saturés et reliés à un système de Mariotte sont déposés sur une plaque poreuse. Une succion appliquée au sable par différence de niveau entre le bac et le système de Mariotte se transmet aux échantillons. Une fois l'équilibre atteint (7 jours maximum), on mesure la masse de l'échantillon. Lorsque la totalité des succions a été appliquée, on sèche l'échantillon à 105°C pendant 48 heures et on obtient la teneur en eau à une succion donnée par différence entre la masse humide à la succion et la masse sèche. La succion provenant d'une différence de niveau, il est malaisé de dépasser pF 1.7. De plus, à cette valeur, le point d'entrée d'air de la coupelle poreuse est atteint.

La chambre à pression fonctionne de manière similaire. Dans cette boîte étanche, un compresseur génère une pression appliquée aux échantillons qui sont reliés à l'air libre (Bielders et Javaux, 2009). Le gradient de potentiel créé par la différence de pression engendre un écoulement d'eau vers l'extérieur qui s'arrête lors de l'équilibre. Cet appareillage permet d'aller jusqu'à une pression de -15 bar (pF 4.2). En-dessous de -5 bar les échantillons peuvent être déstructurés. En effet, les pores contribuant à la rétention d'eau, très petits (0.5 µm), se rapportent à la texture plutôt qu'à la structure. Cette pratique permet de diminuer le temps requis pour atteindre l'équilibre.

4.1.2.Théorie

À partir des valeurs de la succion, h [cm], nous pouvons calculer les valeurs de pF.

$$pF = \log_{10}(-h) \quad [6]$$

Les teneurs en eau volumiques, θ_v [cm^3 « eau ». cm^{-3} « sol »], et massiques, θ_m [g « eau ». g^{-1} « sol sec »], se calculent via la masse fraîche, M_{frais} [g], la masse sèche, M_{sec} [g], et le volume total, V_{tot} [cm^3], de l'échantillon ainsi que la masse volumique de l'eau, $\rho_{\text{eau}}=1$ [g.cm^{-3}]. Le passage d'une teneur à l'autre s'effectue par le biais de la densité apparente, ρ_b [g.cm^{-3}].

$$\theta_v = \frac{M_{\text{frais}} - M_{\text{sec}}}{\rho_{\text{eau}}} / V_{\text{tot}} \quad [7]$$

$$\rho_b = M_{\text{sec}} / V_{\text{tot}} \quad [8]$$

$$\theta_m = \theta_v \cdot \rho_{\text{eau}} / \rho_b \quad [9]$$

4.1.3.En pratique

Le tableau 3 représente les tensions appliquées par la méthode du bac à sable ainsi que le temps nécessaire pour atteindre l'équilibre. Le tableau 4 reprend les mêmes informations pour la casserole à pression.

Tableau 3: Succions appliquées dans le bac à sable, pF's correspondants et temps d'équilibrage.

Succion [cm]	pF	Durée [j]	Succion [cm]	pF	Durée [j]	Succion [cm]	pF	Durée [j]
0	-	2	-4	0.60	2	-15	1.18	4
-0.5	-	2	-5	0.70	2	-20	1.30	4
-1	0	2	-6.5	0.81	3	-30	1.48	5
-2	0.30	2	-8	0.90	3	-40	1.60	5
-3	0.48	2	-10	1	3	-80	1.90	5

Tableau 4: Succions appliquées dans la casserole à pression, pF's correspondants et temps d'équilibrage.

Pression [cm]	158.5	316.2	501.2
pF	2.2	2.5	2.7
Durée [j]	7	7	7

4.2.pF sur motte

4.2.1.Description

Le dispositif de Tessier et Berrier (1979) permet de fixer l'état hydrique d'un échantillon de sol. L'appareillage comprend des tubes de verres fermés par un bouchon troué dans lequel sont apposés deux filtres : L'un en plastique ou inox (suivant la pression appliquée) servant à assurer le transfert de l'eau ; l'autre, dit millipore, définissant une taille de pore adaptée à la pression voulue. Afin de garantir un contact et donc une continuité de l'eau entre ce filtre et la petite motte de terre (de forme irrégulière), on utilise une pâte de kaolin (Tessier, 1984). Une fois les tubes plongés dans un récipient contenant une solution saline non saturée, on y achemine de l'air comprimé de manière permanente. Avec des manomètres, on fixe les pressions désirées.

Comme ces dernières sont supérieures à la valeur absolue du potentiel de succion, les échantillons vont progressivement se dessécher jusqu'à ce qu'ils soient en équilibre avec la pression externe. On considère que l'équilibre est atteint au bout de sept jours d'expérimentation.

Par la suite, la densité apparente des mottes est calculée par mesure de la poussée d'Archimète dans du pétrole. Ce liquide non molaire imprègne la terre en chassant l'air piégé dans les pores vides sans la détériorer ni en modifier les caractéristiques hydriques (André, 1998).

Comme pour la méthode précédente, la teneur en eau se calcule après une mise à l'étuve à 105 °C durant 48 heures.

4.2.2.Théorie

Le volume de la motte (V_{tot}) nécessaire au calcul de la densité apparente est obtenu grâce à la masse de pétrole déplacée par l'échantillon, $P_{pétrole}$ [g], et la masse volumique de ce liquide, $\rho_{pétrole}=0.783[\text{g.cm}^{-3}]$. Les teneurs en eau sont définies par les équations 7 et 9 du point précédent.

$$V_{tot} = \frac{P_{pétrole}}{\rho_{pétrole}} \quad [10]$$

Afin de réaliser les courbes de rétention, le pF est déduit de la pression appliquée par l'équation suivante.

$$pF = \log_{10}(P) \quad [11]$$

Avec,

- P , la pression appliquée à l'intérieur des tubes [mbar].

4.2.3. En pratique

Pour chaque sol, on réalise les courbes de rétention des horizons A et B. Plus particulièrement, sont choisies pour cette méthode les valeurs correspondant aux pF 1, 2.2, 2.5, 2.7 et 3. Dix échantillons sont traités par horizon et par pF.

4.3. Modélisation

Une fois les points expérimentaux obtenus, l'entièreté de la courbe de rétention est modélisée dans le logiciel MATLAB®. Comme on soupçonne une multiple porosité pour ces sols volcaniques, on utilise le modèle de Durner (1994) dont l'équation est présentée ci-dessous.

$$\text{Durner : } Se = (1 - w) \left[\frac{1}{1 + (\alpha_1 h)^n_1} \right]^{m_1} + w \left[\frac{1}{1 + (\alpha_2 h)^n_2} \right]^{m_2} \quad [12]$$

Avec,

- $Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$, le taux de saturation [-],
- θ , la teneur en eau volumique de l'échantillon [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$],
- θ_r , la teneur en eau volumique résiduelle de l'échantillon [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$],
- θ_s , la teneur en eau volumique à saturation de l'échantillon [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$],
- w , le facteur de pondération entre les deux types de porosité,
- α , n et m , les paramètres de van Genuchten-Mualem (Mualem simplifie en posant $m = 1 - 1/n$),
- m , un coefficient empirique de forme ($0 < m < 1$),
- n , un coefficient empirique de forme ($n > 1$),
- α , un coefficient empirique de forme représentant l'inverse du point d'inflexion de la courbe.

5. Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique, K , mesure la vitesse d'infiltration d'un fluide dans le sol sous un gradient unitaire. La conductivité hydraulique à saturation, K_s , représente la valeur limite du taux d'infiltration lorsque le sol est saturé et homogène. On l'utilise pour calculer l'infiltration (Musy, 1991).

L'obtention des courbes de conductivité de chaque sol suivant la succion, h , se réalise in situ par infiltrométrie et en laboratoire par la technique du Multistep Outflow (MSO) (van Dam, 1994) mise en série avec celle de l'évaporation (Maroy, 2010). L'infiltromètre permet d'avoir des conductivités proches de la saturation ($pF \sim 0$), le MSO et l'évaporation vont de 0.01 à 1 bar c'est-à-dire $pF 3$.

5.1. Infiltromètre à succion

5.1.1. Description

L'infiltromètre à succion ou TRIMS (Triple Ring Infiltrometer at Multiple suctions) permet de mesurer in situ le flux de l'infiltration sous charge négative constante. De la sorte, on obtient la conductivité hydraulique en fonction de la succion appliquée en surface (Vauclin et Chopart, 1992).

Un TRIMS est constitué d'une embase circulaire, d'un réservoir d'alimentation et d'un réservoir de dépressurisation (voir figure 7). L'embase circulaire (B) est mise en contact avec le sol par l'intermédiaire d'une membrane de nylon maintenue hermétiquement. Cette dernière se voit caractérisée par une conductivité hydraulique élevée et une valeur d'entrée d'air bien définie. Afin de protéger la membrane et d'assurer un contact sur l'entièreté de la surface, on insère une fine éponge entre la membrane et le sol. Le réservoir d'alimentation (RA), gradué et fermé hermétiquement, permet de quantifier l'eau infiltrée en fonction du temps. Le réservoir de dépressurisation (RD), gradué également, comporte un tube capillaire d'aération (C1) et un tube capillaire le reliant au réservoir d'alimentation (C2).

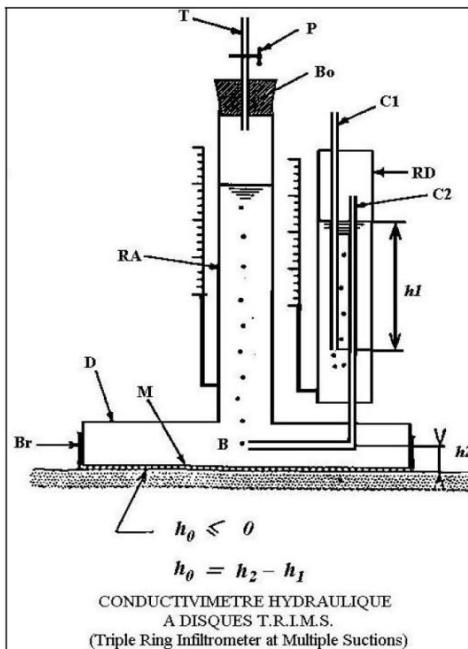


Figure 7 : Infiltromètre à succion (Anonyme, *Conductivimètre hydraulique à disques T.R.I.M.S.*, 1993).

En jouant sur le tube d'aération, on applique une succion choisie à la surface du sol. Dès lors, le sol doit exercer une succion similaire pour absorber l'eau. Théoriquement, les pores qui seront pénétrés par l'eau sont uniquement ceux dont le rayon est inférieur à celui défini par la loi de Jurin.

Loi de Jurin : $r = 2 \cdot \sigma \cdot \cos \theta / P$ [m] [13]

Avec,

- r , le rayon du pore [m],
- σ , la tension superficielle du liquide [$N \cdot m^{-1}$]⁸,
- θ , l'angle de contact entre le liquide et la surface [degré]⁹,
- P , la différence de pression à l'interface liquide-atmosphère [$N \cdot m^{-2}$].

Ainsi, il est possible de caractériser l'écoulement à travers les micropores et mésopores en excluant les macropores. Habituellement, les succions concernées sont comprises entre 0 et -20 cm, correspondant à une gamme de pF proche de la saturation (de pF 0 à pF 1.3).

Lors de l'expérimentation, on veillera à dégager la surface de manière à l'aplanir et la lisser sans remanier le sol. Après calibration de l'infiltromètre, on applique la succion désirée et on mesure le volume écoulé en fonction du temps. L'expérience s'arrête lorsque le régime permanent est atteint, c'est-à-dire que l'écoulement est constant dans le temps.

⁸ Dans le cas de l'eau à une température de 20°C elle vaut 0,072 N.m⁻¹ (Fichefet, 2007).

⁹ Considéré nul dans le cas de contact sol-eau (Musy A. et Soutter M., 1991).

5.1.2.Théorie

Afin d'établir la courbe de la conductivité hydraulique en fonction de la succion dans le domaine proche de la saturation, on utilise l'équation empirique établie par Gardner(1958) (Lambot et Vanclooster, 2010).

Équation de Gardner :

$$K(h) = K_{sat} \cdot \exp(\alpha \cdot h) \quad [14]$$

Avec,

- K , la conductivité hydraulique non-saturée [$\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$],
- K_{sat} , la conductivité à saturation [$\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$],
- h , la succion [cm]¹⁰, de valeur négative,
- α , un paramètre de forme lié à la connectivité porale [cm^{-1}].

La conductivité définie ci-dessus intervient dans l'équation de Wooding (1968) qui décrit l'infiltration non confinée sous flux constant à partir d'une source circulaire.

Équation de Wooding :

$$Q = \pi \cdot r^2 \cdot K \left[1 + \frac{4}{\pi \cdot r \cdot \alpha} \right] \quad [15]$$

Avec,

- Q , le volume d'eau entrant dans le sol par unité de temps [$\text{cm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$],
- r , le rayon de la source d'infiltration [cm],

Pour déterminer les paramètres α et K_{sat} , on répète l'expérience à deux succions différentes et on utilise la combinaison des équations précédentes qui donne :

$$Q = \pi \cdot r^2 \cdot K_{sat} \cdot \exp(\alpha \cdot h) \left[1 + \frac{4}{\pi \cdot r \cdot \alpha} \right] \quad [16]$$

5.1.3. En pratique

Sur le terrain, on utilise une embase de 7,1 cm de diamètre. On applique 5 pressions croissantes (voir tableau 5) correspondant à -10cm, -6cm, -3 cm, -1cm et 0 cm sans déplacer ni remplir à nouveau l'appareillage. Pour chaque sol traité, on procède à deux itérations, uniquement sur l'horizon de surface. Le pas de temps des mesures est régulier et varie suivant la vitesse d'infiltration. Une même personne effectue l'ensemble des observations.

Les emplacements d'infiltration sont choisis au plus près des cases de ruissellement établies par Huynh (2010), sur sol nu.

Tableau 5 : Suction appliquée, pF correspondant et rayon de pore équivalent.

Suction appliquée [cm]	pF correspondant [-]	Rayon de pore équivalent [mm]
0	$-\infty$	∞
-1	0	1,051
-3	0,48	0,350
-6	0,78	0,175
-10	1	0,105

¹⁰ 10 cm d'eau en succion correspondent à une succion de 10mbar ou encore 10 hPa ou $9,87 \cdot 10^{-3}$ atm.

Concernant la détermination des paramètres α et K_{sat} , étant donné que le procédé employant les équations de Gardner et Wooding tient compte uniquement d'une partie des suctions appliquées au sol, on préfère utiliser la méthode régressive des moindres carrés impliquant les cinq mesures d'infiltration. De cette manière, on obtient des paramètres uniques pour chaque zone étudiée, qui minimisent l'erreur moyenne entre le Q mesuré et simulé par Wooding.

5.2.MSO et évaporation

La technique du MSO consiste à enfermer hermétiquement un échantillon de sol non perturbé dans une cellule et de lui appliquer des incrément de succion par paliers tout en mesurant le volume d'eau écoulé suivant le temps (Bielders et Javaux, 2009). L'évolution de ce volume est enregistrée automatiquement par un système informatisé. De la sorte, les données récoltées tout au long de l'expérience par les tensiomètres insérés dans chaque cellule et les balances recevant l'eau permettent de réaliser une modélisation inverse. Lors de l'évaporation qui suit directement l'étape de succion du MSO, la partie supérieure de l'échantillon est laissée libre à l'air. En plus des tensiomètres, l'échantillon comporte une sonde TDR.

5.2.1.Description

Comme l'illustre la figure 8 ci-dessous, la cellule contenant un échantillon d'un litre de sol est connectée à une balance par l'intermédiaire d'un robinet. Lors de la mise en place du dispositif d'expérimentation, deux tensiomètres connectés à un ordinateur sont insérés dans chaque échantillon. Ils mesurent la tension régulièrement.

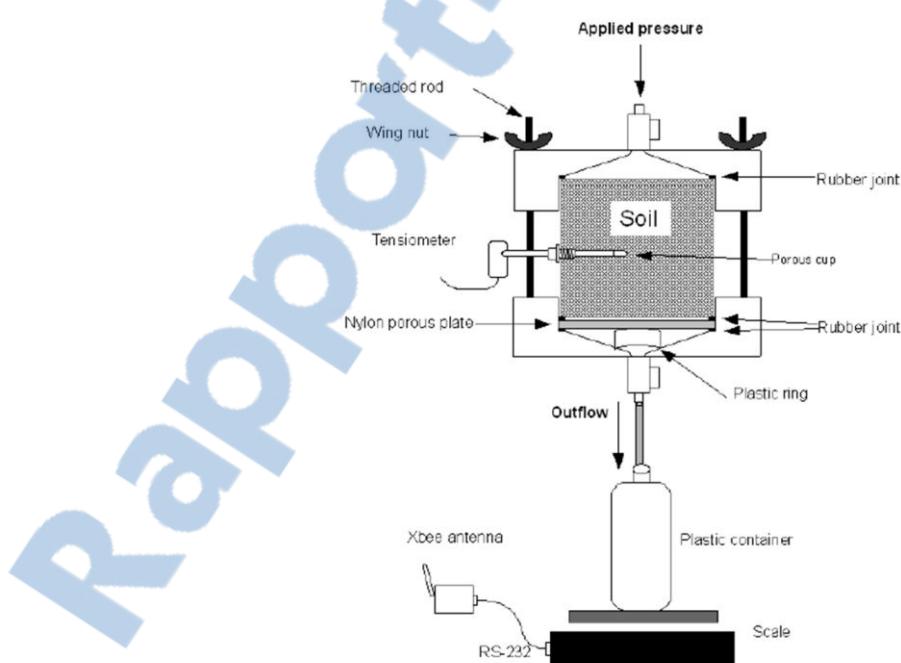


Figure 8 : Représentation schématique d'une cellule Multistep. (Germeau & Javaux, 2009)

La première phase de l'expérience consiste à saturer les cellules via une bouteille de Mariotte reliée à leur base. Afin d'obtenir un continuum d'eau, chaque colonne est purgée.

Ensuite, on débranche l'arrivée d'eau et on procède à la succion en augmentant progressivement le niveau des échantillons. Si on laisse chaque pas de succion jusqu'à l'équilibre, on obtient également la courbe de rétention, de manière directe (Bielders et Javaux, 2009).

L'évaporation constitue la dernière phase de l'expérience. Toujours munies de leurs tensiomètres et complétées par une sonde TDR, les cellules (scellées à leur base) sont laissées libres à évaporer et pesées régulièrement. Les sondes TDR offrent l'avantage d'aller au-delà de la capacité des tensiomètres à suivre l'humidité au sein de la colonne de sol.

Une fois l'expérience terminée, les sols sont pesés et mis à l'étuve à 105°C afin d'obtenir la densité apparente et la teneur en eau finale. Ensuite, les divers mesures et enregistrements sont utilisés pour effectuer une inversion du modèle théorique d'écoulement de l'eau dans le sol. Ce dernier est employé dans le but de caractériser le comportement hydrique et hydraulique du sol. Par l'inversion du modèle, on obtient les paramètres qui permettent d'approximer au mieux les données expérimentales. Selon Maroy (2010), la combinaison succion-évaporation sans re-saturation des colonnes offre « une meilleure unicité de la solution que les deux expériences isolément» mais engendre un calcul numérique plus lourd.

5.2.2. Théorie

La détermination de la courbe de conductivité se réalise via le processus de modélisation inverse. Les paramètres hydrodynamiques permettant de modéliser les courbes de conductivité hydrauliques sont déterminés grâce au modèle de van Genuchten-Mualem.

$$\text{Van Genuchten-Mualem: } K(h) = K_{sat} S e^{\lambda} \left[1 - \left(1 - S e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad [17]$$

Avec,

- λ , un paramètre de tortuosité du milieu poral [-].

À la figure suivante est illustré le principe de la modélisation inverse.

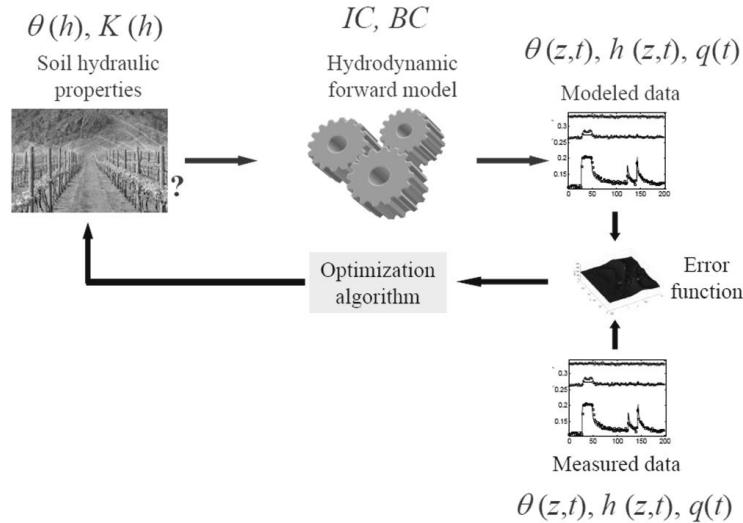


Figure 9: Schéma du principe de la modélisation inverse (Lambot et Vanclooster, 2010).

Comme l'algorithme employé est dit « local », l'obtention d'une solution unique pour le processus d'optimisation n'est pas garantie.

En ce qui concerne la phase d'évaporation, on détermine la courbe de conductivité via la méthode de Wind (1968) grâce aux teneurs en eau et aux tensions mesurées par les sondes TDR et les tensiomètres sous hypothèse de profils de teneur en eau et de tensions linéaires dans l'espace et le temps.

Maroy (2010) décrit les opérations à effectuer :

« ...le calcul de la courbe de rétention $h(\theta)$ s'effectue par une méthode itérative (Wind, 1968 ; Halbertsma et Veerman, 1994) : à chaque temps, une première estimation de $h(\theta)$ est donnée par la relation entre les valeurs de teneurs en eau moyenne $\bar{\theta}$ mesurées par pesées- et la moyenne \bar{h} des mesures de tension à toutes les profondeurs. La relation $\bar{h}(\bar{\theta})$... permet alors d'estimer les teneurs en eau correspondant à chaque profondeur de tensiomètre : $\hat{\theta}(h(z))$. On peut ensuite faire la moyenne de ces estimations pour tout l'échantillon $\bar{\theta}$ et la comparer à la valeur moyenne mesurée $\bar{\theta}$. Après correction de l'estimateur $\hat{\theta}$ par le facteur $\bar{\theta}/\hat{\theta}$, on peut répéter l'itération avec la nouvelle relation $h(\hat{\theta})$.

La conductivité hydraulique est ensuite calculée pour chaque volume (« compartiment ») compris entre deux tensiomètres. Le calcul se base sur l'inversion de l'équation de Darcy.

$$K(\bar{h}_t) = -\frac{q_t}{\Delta h_t / \Delta z} \quad [18]$$

où:

q_t est le flux évaporatif instantané à chaque intervalle de temps calculé sur base des teneurs en eau aux bornes du compartiment,

\bar{h}_t est le potentiel matriciel moyen entre les deux niveaux de tensiomètres ET entre les deux temps de mesure,

Δh_t est la différence de potentiels (moyennés sur l'intervalle de temps) entre les deux niveaux de tensiomètres,

et Δz la différence entre ces 2 niveaux (axe des z positifs vers le haut). »

5.2.3. En pratique

Au total, on dispose de cylindres d'un litre. Deux lots de cinq sont traités. Chaque itération se déroule pendant vingt-et-un jours répartis selon le tableau suivant.

Tableau 6 : Répartition de la durée de l'expérience du MSO suivant ses différentes phases.

Phase de l'expérience	Durée en jour
Mise à saturation	3
Succion	2
Évaporation	16

Le tableau 7 présente chaque palier de succion ainsi que le minutage de sa mise en œuvre.

Tableau 7: Temps d'application de chaque succion lors de l'expérience du MSO.

Succion [cm]	Durée	Succion [cm]	Durée
0	1h30	-10	1h30
-2	1h30	-20	1h30
-4	1h30	-40	8h00
-6	1h30	-80	8h00
-8	1h30		

Pendant la phase d'évaporation, on pèse les échantillons cinq fois par jour au début. Par la suite on réduit progressivement la fréquence lorsque les pertes diminuent. L'expérience s'arrête une fois que le poids des colonnes se stabilise (après 13 jours).

En raison de problèmes techniques au niveau des sondes TDR et des tensiomètres ainsi que par manque de temps, les données brutes issues de cette expérimentation n'ont pu être traitées.

5.3.Cases de ruissellement

5.3.1.Description

Pour les andosols perhydratés et les sols brun rouille à halloysite, on dispose des données de ruissellement et donc d'infiltration traitées par Huynh en 2010. Cette dernière a mis en place des cases de ruissellement d'1m² (voir figure 10) qui aboutissent dans un récipient (bidon) en plastique muni d'un capteur de pression. Ce capteur permet la quantification de l'eau ruisselée dans la case. Des sondes TDR (3), fournissant l'évolution de la teneur en eau, sont insérées au sein de chaque case. À côté du cadre d'expérimentation est implanté un pluviomètre récoltant les volumes et les intensités pluviométriques¹¹.

¹¹ « ...un pluviomètre à augets basculeurs (ARG100, Campbell Scientific, Shepshed, Leicestershire, UK). Ce pluviomètre collecte les données pluviométriques toutes les dix secondes, un basculement d'auget correspondant à une lame précipitée de 0.2 mm. Le principe d'acquisition des mesures est le suivant : dès qu'on a un battement d'auget, l'acquisition des mesures se fait toutes les 10 secondes pendant une durée de 10 minutes. A partir de 10 minutes sans battement, on passe à une mesure toutes les 30 secondes pendant 1 heure. S'il ne pleut toujours pas, l'acquisition se fait alors toutes les 5 minutes pendant une durée de 6h et on passe enfin à une mesure toutes les 15 minutes jusqu'à qu'il pleuve à nouveau. Ce système permet ainsi de limiter les données acquises.» (Huynh, 2010)

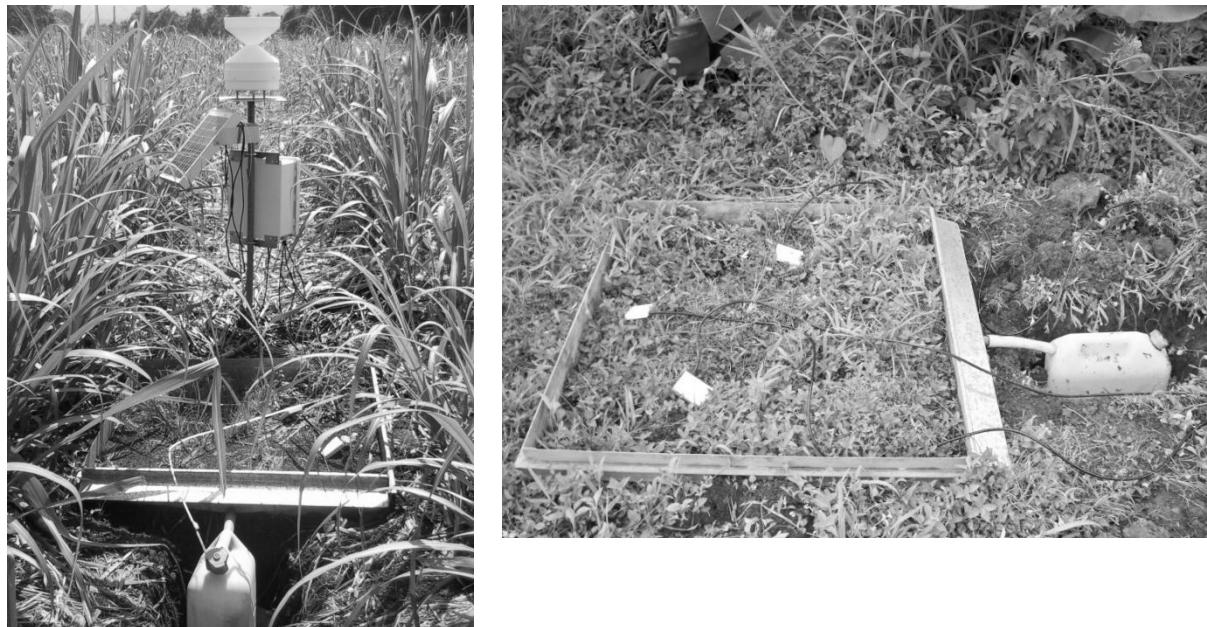


Figure 10: Dispositif expérimental d'une case de ruissellement. (Huynh, 2010)

À partir des données d'infiltration et de durée de ruissellement, on détermine la conductivité à saturation.

5.3.2. En pratique

D'un point de vue pratique, Germeau (2009) explique que « le cadre est enfoncé de quelques centimètres dans le sol pour s'assurer d'une délimitation bien nette du mètre carré. On le place de telle sorte que le canal d'écoulement soit dans le sens de la pente. Il est important de s'assurer que les fentes laissant passer l'eau vers le canal soient à ras du sol. La végétation est retirée, la surface lissée pour obtenir un plan incliné vers le côté du cadre récoltant la lame ruisselée. Afin de ne pas y recueillir les eaux de pluie, le canal est recouvert d'une plaque métallique. Ce canal est relié au bidon par un tube en caoutchouc de type 'tuyau d'arrosage' ».

6. Caractérisation climatique

Étant donné l'influence de la pluie sur l'érosion des minéraux, sur les propriétés chimiques des sols et sur la synthèse des minéraux secondaires, Chadwick & al (2002) proposent un indice de lessivage permettant d'évaluer les pertes des sols volcaniques.

$$\text{Leaching Index: } LI = V/V_0 \quad [19]$$

Avec,

- V, la profondeur moyenne de pénétration de l'eau par an, elle correspond aux précipitations dont on soustrait l'évapotranspiration potentielle (ETP) [mm]¹².
- V_0 , le volume de pores utile dans le premier mètre de sol [mm]¹³.

¹² Une moyenne journalière se calcule à partir des données concernant la première moitié du mois. On considère que les jours terminant ce mois reçoivent la moyenne précédemment calculée.

Le tableau 8 ci-dessous résume les résultantes des différentes valeurs de l'indice. Lorsque ce dernier vaut 1, la moyenne annuelle des précipitations vaut environ 1400 mm.

Tableau 8 : Interprétation du Leaching Index en terme de pertes.

LI [-]	Pertes			Commentaire
	Bases cationiques et Si	AI	ECEC	
>1	~100%	60%	Élevée	conditions de lessivage intense
<1	10% à 20%	0%	<u>très</u> faible	amoindrissement des pertes minérales avec la diminution de la pluie

7. Analyse factorielle discriminante (FDA)

Un des objectifs de cette étude étant d'établir quels sont les critères qui permettent de différencier les sols par classe, l'analyse factorielle discriminante semble adéquate. De fait, elle permet de savoir comment les groupes prédefinis se retrouvent au regard de certaines variables et quelles sont les variables qui discriminent au mieux l'échantillon total en lien avec ces groupes. La FDA définit en fait des combinaisons linéaires de variables dans le but de résumer l'information de départ en un nombre de variables plus restreint. Les combinaisons linéaires ainsi définies sont réciproquement orthogonales (indépendantes). Les axes de projection sélectionnés sont les plus discriminants pour les groupes prédefinis. La variance qu'ils expriment correspond à la variance intergroupe.

¹³ Obtenu par différence entre les teneurs en eau volumique à pF 4.2 et pF 2.5. On l'appelle aussi la lame utile.

Résultats et discussions

Dans ce chapitre, on présente et analyse les résultats concernant les différents paramètres pédologiques, hydrostatiques, hydrodynamiques et hydroclimatiques pour terminer par une caractérisation de la différenciation des sols.

Pour ce faire, on utilise Matlab® dans la réalisation de boîtes à moustaches, tests Anova1 et simulations hydrauliques. Les analyses factorielles discriminantes, les matrices de corrélations ainsi que les p-valeurs correspondantes sont obtenues avec le logiciel JMP 9.

1. Paramètres pédologiques

Étant donné le nombre important de variables quantifiées sur les « sols 2011 » (voir Matériel et méthode, tableau 2), on a sélectionné et représenté les plus importantes afin de s'assurer que les sols sont classés correctement et confirmer certaines propriétés. La totalité des mesures se trouve en annexe.

Pour rappel, l'écriture, les sols brun rouille à halloysite sont abrégés BR, les andosols AN, les andosols perhydratés AP (et les sols bruns andiques BA). En 2011, 2 BR, 5 AN et 4 AP ont été analysés. Pour chaque paramètre, on réalise des tests Anova1 avec le logiciel Matlab® entre types de sol deux-à-deux par horizon et entre horizons pour un même type de sol.

1.1. Allophane, ferrihydrite et matière organique

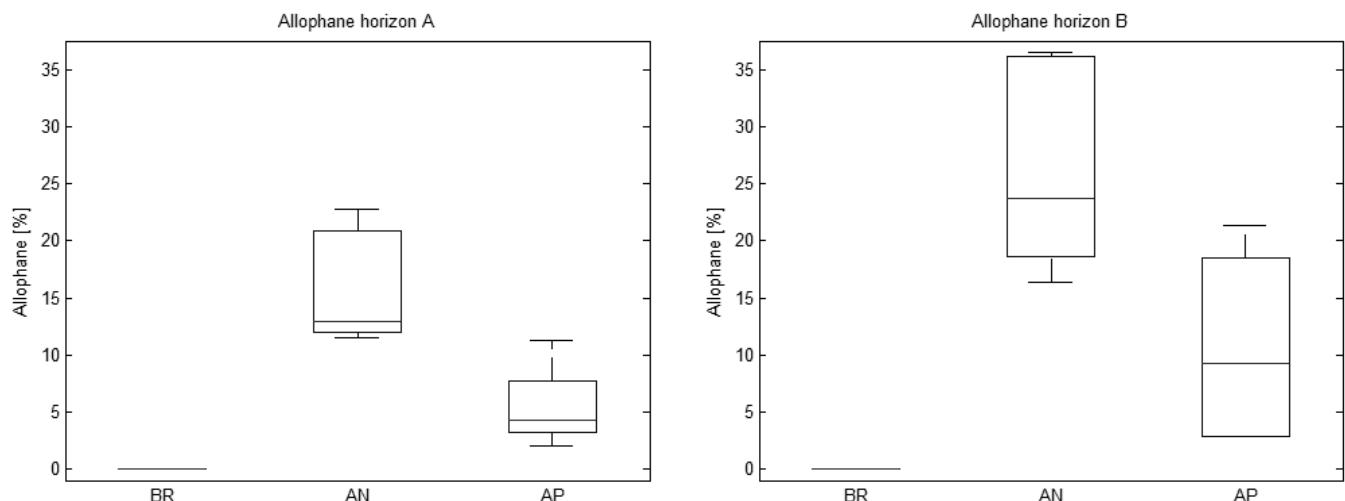


Figure 11: Teneur en allophane suivant le type de sol pour les horizons A (à gauche) et B (à droite).

Sur la figure 11, on observe que chaque type de sol se distingue par sa teneur en allophane. La différence entre horizons se marque également pour les AN. Les sols BR affichent des valeurs particulièrement basses, en cohérence avec leur description préalable. Toujours en concordance avec la littérature, la teneur des AN est supérieure à celle des AP. Enfin, les valeurs de l'horizon B dépassent celles du A.

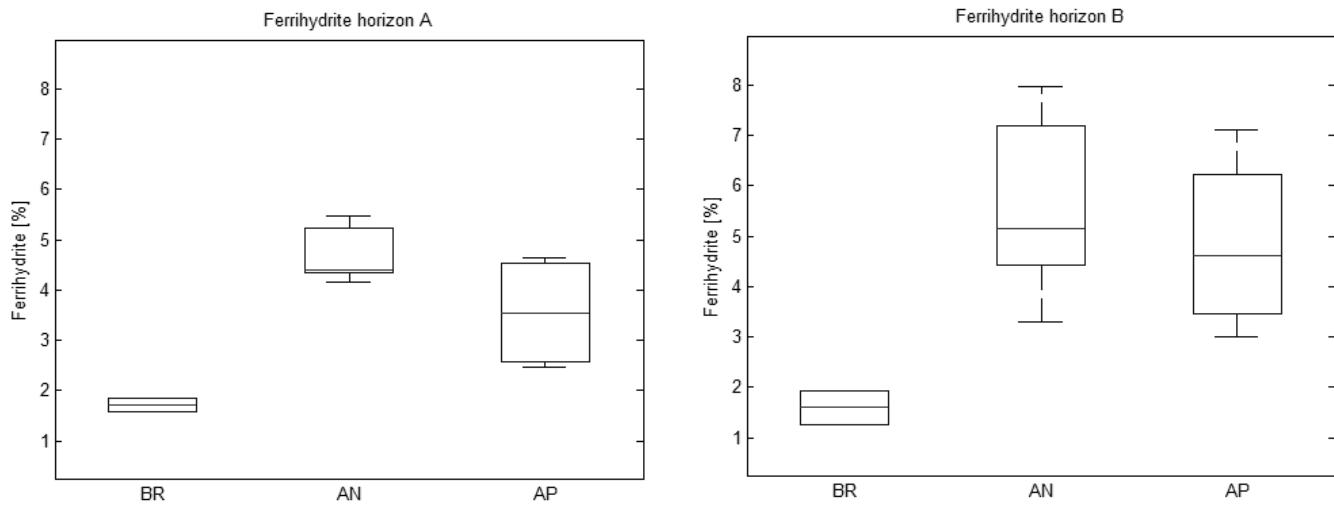


Figure 12 : Teneur en ferrihydrite suivant le type de sol pour les horizons A (à gauche) et B (à droite).

Comme pour les teneurs en allophane, on remarque sur la figure 12 que les teneurs en ferrihydrite des BR sont faibles. Les teneurs en ferrihydrite des AN devancent celles des AP en surface. Au vu de la dispersion des données dans la profondeur, les différences entre horizons ne sont pas flagrantes ($p_{BR}=0.7945$, $p_{AN}=0.3201$, $p_{AP}=0.2705$).

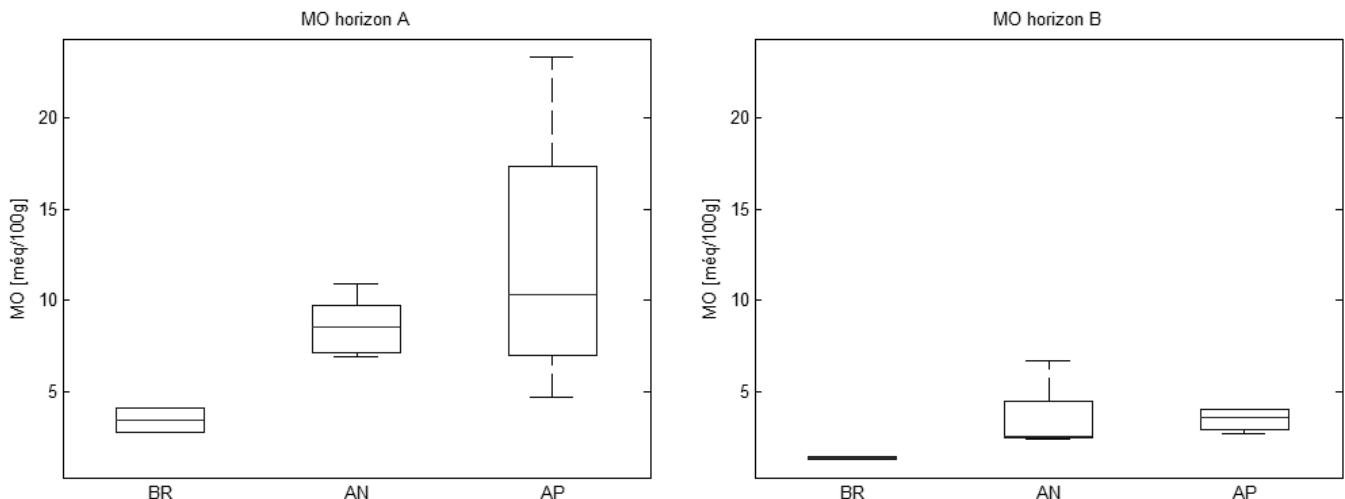


Figure 13: Teneur en matière organique suivant type de sol pour les horizons A (à gauche) et B (à droite).

Globalement, on observe une augmentation du taux de matière organique (MO) entre les BR et les sols à caractère andique (voir figure 13). Les valeurs de teneur en matière organique dans l'horizon de surface dépassent les teneurs en profondeur. Cette différence entre horizons explique pourquoi il y a plus d'allophane en profondeur. De fait, la quantité moindre en matière organique favorise la formation d'allophane en diminuant la compétitivité de la formation de complexes Al-humus (cf Contexte 5.2).

Il est à noter que la parcelle Balon présente une teneur de MO en surface relativement élevée (23%), jouant sur la dispersion des données des AP.

L'indice de « non-cristallinité » (INC) (cfr. Matériel et méthode 3.4) se calcule à partir des trois paramètres précédents et de l'imogolite qui n'a pas été quantifiée.

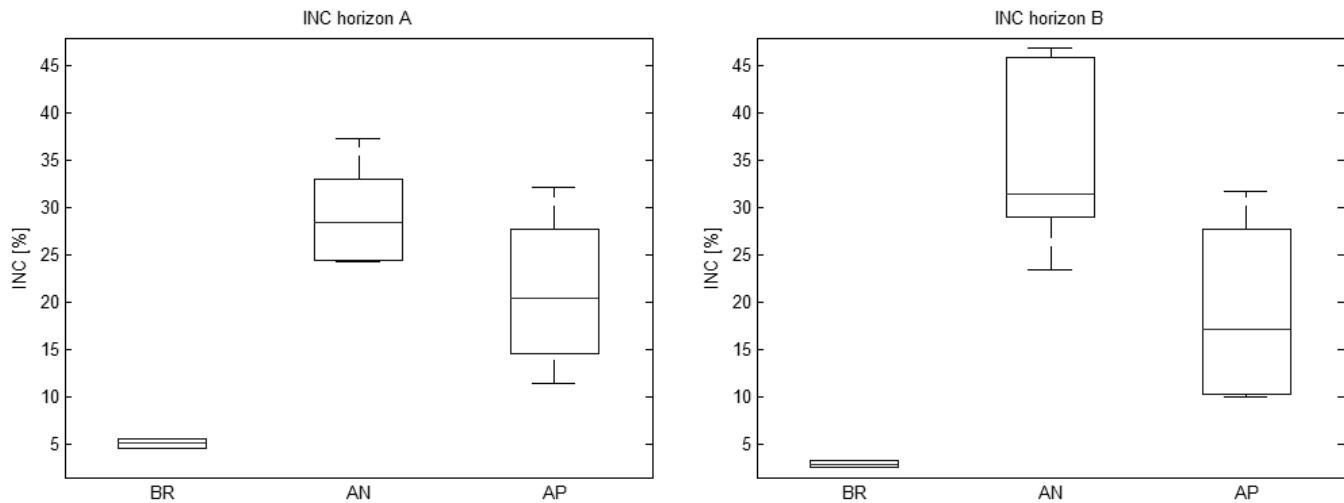


Figure 14 : Indice de non-cristallinité suivant le type de sol pour les horizons A (à gauche) et B (à droite).

L'INC se comporte similairement aux teneurs en allophane. De fait, celles-ci représentent un poids important dans la valeur de l'indice. Ainsi, le grand INC (voir figure 14) des AN traduit une cristallinité très faible due à la forte présence de matériaux amorphes.

1.2.Granulométrie

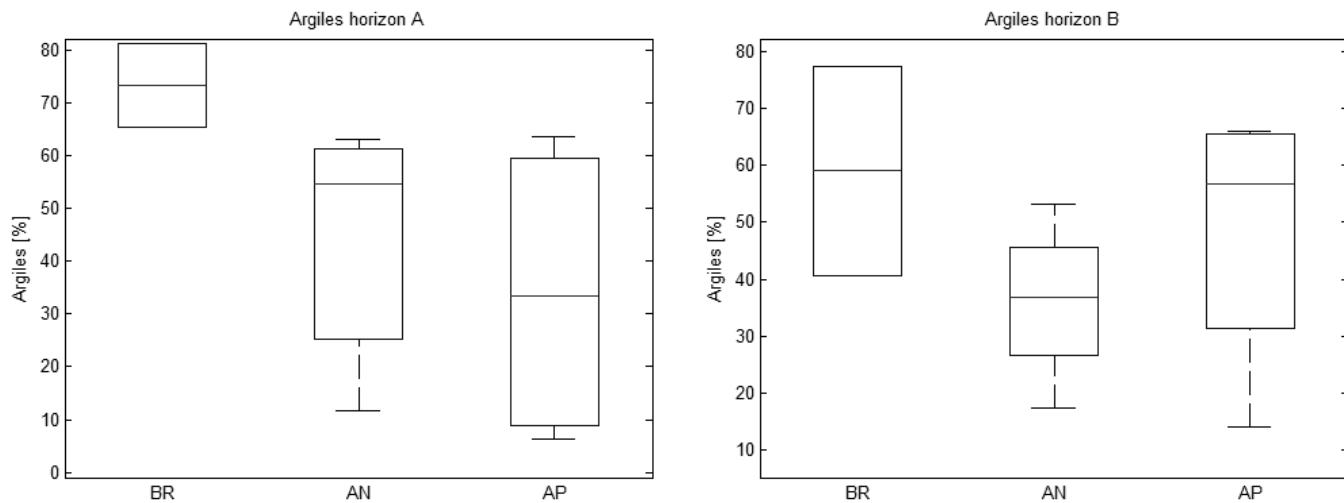


Figure 15 : Pourcentage d'argile suivant le type de sol pour les horizons A (à gauche) et B (à droite).

Sur la figure 15, les sols BR présentent les teneurs en argiles les plus fortes ce qui correspond à leur description (cf. Contexte 5.1). Toutefois elles atteignent à peine 80%. En réalité, seuls deux sols de ce type ont été caractérisés, les valeurs de la parcelle Morvan concordent avec la théorie tandis que celles de Dacalor sont largement en-dessous (65% en A, 40% en B). Comme les autres paramètres de ce dernier le placent dans la catégorie des BR,

il est fort probable que ces teneurs en argile soient dues à des erreurs de manipulation. Malheureusement, le temps nécessaire à la séparation granulométrique n'a pas permis de réitérer l'expérience.

Les sols AP montrent des teneurs très dispersées. En surface, cela est dû à la parcelle Moïse F, présentant beaucoup de cailloux, broussailles, et autres particules jouant sur la classe des sables (85% de la texture). La parcelle Balon tire les teneurs en argile de chaque horizon vers le bas. Cela pourrait s'expliquer par les nombreux débris organiques qui, lors de l'expérience, gonflent considérablement la classe des sables au détriment des limons et argiles.

Pour les AN, la parcelle Dumanoir haut affiche des valeurs d'argile très basses (11,5% en A, 17,5% en B).

De manière générale, les teneurs en argile obtenues pour les AN et AP sont inférieures à celles attendues suivant Dorel (2001) et Colmet-Daage et Lagache (1965). Deux hypothèses sont émises. Premièrement, on suppose que les débris de la matière organique, non éliminés avant la séparation granulométrique, ont grossi la fraction texturale attribuée aux sables. Deuxièmement, lors d'anciennes manipulations nécessitant les traitements des argiles sur les mêmes types de sols (Henriet, 2008), la quantité totale d'argile a été récupérée en plusieurs fois par prélèvement des 30 premiers centimètres de la colonne contenant les limons et les argiles, suivant la loi de Stockes. Il en est ressorti des fractions argileuses correspondant parfaitement aux attentes (cf. Contexte 5.1). On suppose donc que le pipetage effectué suivant la méthodologie indiquée ne convient pas. Ces deux hypothèses expliquant les faibles teneurs d'argile par rapport à la théorie résultent donc de la méthode de séparation granulométrique.

Aucune analyse de la variance ne donne une p-valeur inférieure à 0.01 pour les teneurs en argile, chaque boîte à moustaches peut être assimilée à une des autres.

1.3. Conclusion

Conformément aux descriptions de Dorel (2001) et de Colmet-Daage et Lagache (1965), on constate que les sols brun rouille à halloysite comportent une fraction d'argile importante et pas ou peu d'alophane. Cette absence s'explique par la cristallisation des matériaux amorphes en halloysite. Les échantillons de Dacalor et Morvan seraient donc placés dans la bonne classe de sol.

Toujours en accord avec les observations antérieures, on remarque que les andosols perhydratés contiennent moins d'alophane et plus de matière organique que les andosols. De fait, le pH acide et le lessivage des AP les rendent moins riches en matériaux altérables et favorisent la formation de complexes Al-humus au détriment de l'alophane (Mizota et van Reeuwijk, 1989). Cet effet est exacerbé dans l'horizon de surface, riche en matière organique. D'ailleurs, les teneurs en aluminium des AP tournent autour de 1 à 2 cmolc/kg alors que les andosols (excepté Malenec bas) n'en contiennent pas.

Globalement, les AP et AN semblent classés correctement. Néanmoins, la forte dispersion de plusieurs paramètres ne permet pas d'infirmer ou confirmer leur type pour le moment.

Le sol de la parcelle Balon s'avère problématique. Lorsqu'on regarde les teneurs en allophane et ferrihydrite, il se comporte comme un AP pour l'horizon A et comme un AN en profondeur. Ses fractions argileuses sont très basses. La CEC de l'horizon B est bonne, celle de l'horizon A (48 cmolc/kg) est plus élevée que l'intervalle théorique (20 à 40 cmolc/kg).

2. Densité apparente

Avant de caractériser les courbes de rétention de chaque sol, on vérifie l'évolution de la densité apparente suivant la succion appliquée à l'échantillon lors de l'expérience du pF sur motte. Pour ce faire, on utilise les valeurs obtenues en 2009 et 2011 par l'expérience du pF sur motte (4 BR, 2BA, 5AN, 2 AP en 2009, 2 BR et 4 AP en 2011). Si la densité apparente est constante quelque soit le pF, on peut employer la teneur en eau volumique. Dans le cas contraire, on utilise la teneur en eau pondérale ou on détermine la relation entre la densité apparente et la succion que l'on applique au calcul de la teneur volumique.

Ensuite, on étudie la densité apparente suivant la classe de sol, la couverture et l'horizon. On termine ce point par une analyse de la porosité suivant les paramètres pédologiques.

2.1. Évolution de la densité apparente avec la succion

Par l'intermédiaire de boîtes à moustaches réalisées dans MATLAB® pour chacun des vingt sols étudiés, on observe deux grands groupes de comportements. Dans le premier, la densité apparente semble plus ou moins constante. Dans le second, la densité apparente paraît augmenter (exemples à la figure16). Chaque boîte d'un graphe correspond à 10 valeurs de densité apparente pour un pF donné. Afin d'être certain qu'elles appartiennent à une même fourchette d'un pF à l'autre, on effectue une analyse de la variance entre paires successives. Les p-valeurs souhaitées doivent être supérieures à 0.01.

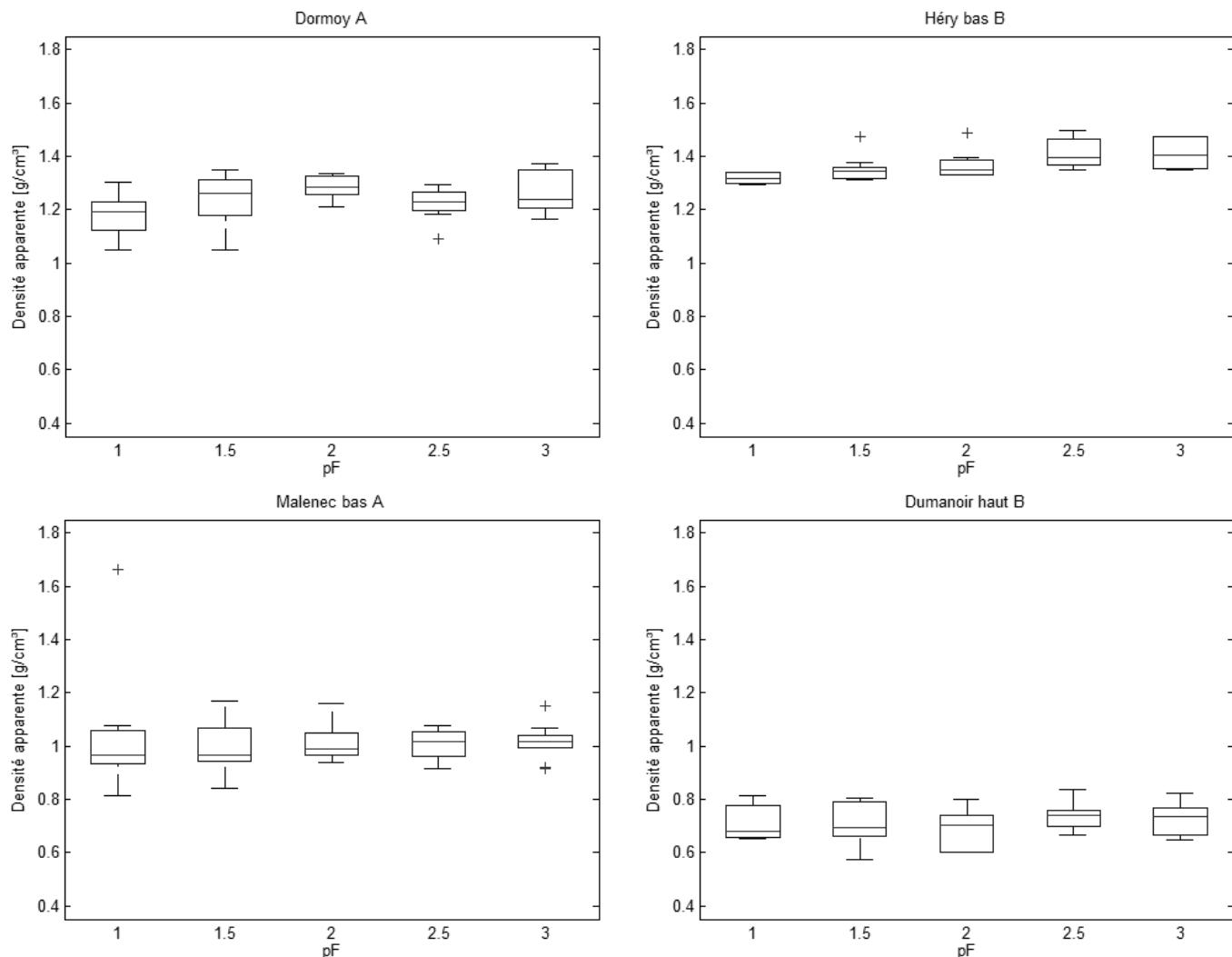
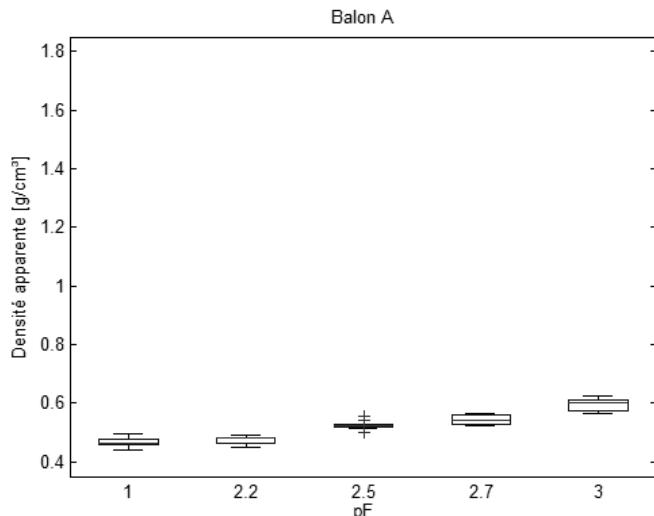


Figure 16: Boîtes à moustaches de la densité apparente en fonction du pF pour, de gauche à droite et de haut en bas, Dormoy horizon A (BR 2009), Héry bas horizon B (BR 2009), Malenec bas horizon A (AN 2009), Dumanoir haut horizon B (AN 2009).

En général, la p-valeur obtenue dépasse 0.01. On repère quelques anomalies sur les parcelles en Moïse P horizon B, Moïse F horizon B, Aurel horizon A et Butel horizon A où, respectivement, les pF 2.7, 2.7 et 3, 2 et 2 chutent. En toute logique, leur p-valeur étant inférieure à 0.01, leur densité apparente devrait augmenter dans le sens du pF mais surtout pas diminuer. De fait, il est possible que le volume soumis à une succion rétrécisse; la masse solide reste constante.

Les parcelles Aurel horizon A, Héry forêt horizon B et Dacalor horizon B présentent chacune une p-valeur inférieure à 0.01 correspondant à un saut respectivement entre les pF 1 et 1.5, 2.5 et 3, et 2.7 et 3. On remarque qu'à chaque fois les densités apparentes des sols aux pF concernés se concentrent sur un très petit éventail de valeurs. Dans chacun de ces cas, on réalise alors un test anova comparant tous les blocs de pF pour l'horizon concerné excepté le bloc problématique. Les p-valeurs de ces test sont supérieures à 0.01.



L'horizon A de l'andosol perhydraté Balon possède de très mauvaises p-valeurs. Comme le montre la figure 17, à partir de pF 2.2, la densité apparente augmente. C'est pourquoi la teneur volumique en eau de ce sol sera obtenue en tenant compte de la variation de la densité apparente grâce à une régression linéaire.

Figure 17: Boîtes à moustaches de la densité apparente suivant le pF de Balon horizon A (AP 2011).

Donc, excepté pour l'horizon A de Balon, on considère que la densité apparente de chaque sol demeure constante suivant la succion.

2.2. Retrait

Cette considération va à l'encontre des observations lors de l'expérience du bac-à-sable/chambre à pression où on remarque que le volume du sol contenu dans le cylindre du Kopecki varie suivant la succion.

En effet, à saturation, bon nombre d'échantillons débordaient légèrement du cylindre tandis que des signes apparents d'une diminution du volume étaient observables dès le pF 1 pour certains, vers le pF 2 pour d'autres. De fait, des fissures et craquelures apparaissaient au fur et à mesure de la dessiccation. L'effet le plus frappant concerne un réplicat de l'horizon de surface de la parcelle Balon (voir figure 18).



Figure 18: Etat du réplicat n°2 de l'horizon de surface de la parcelle Balon à pF 3.

2.3. Couverture, horizon et type de sol

Les boîtes à moustaches ci-dessous reprennent les densités apparentes suivant la couverture du sol et l'horizon de mesure pour les sols brun rouille et les andosols perhydratés.

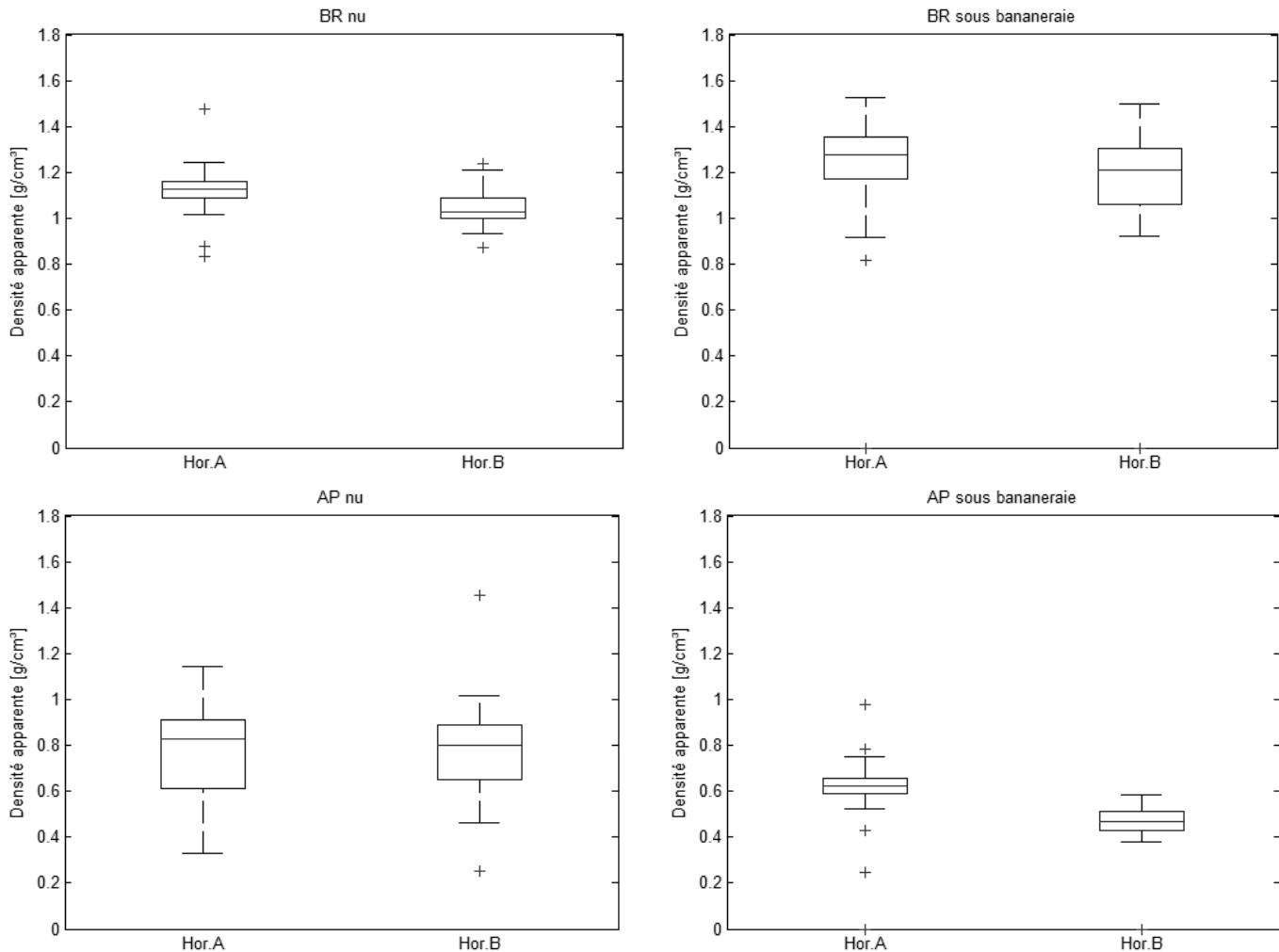


Figure 19 : Boîtes à moustaches de la densité apparente suivant l'horizon des sols brun rouille et des andosols perhydratés par type de couverture du sol. De gauche à droite et de haut en bas, les BR nus (2011), les BR sous bananeraie (2009), les AP nus (2011), les AP sous bananeraie (2009).

Excepté pour les AP nus, on observe sur les boîtes à moustaches ci-dessus des densités apparentes supérieures en horizon de surface.

Les sols BR présentent des densités apparentes supérieures lorsqu'ils sont sous bananeraie, l'inverse se produit pour les AP. Leur altitude semble expliquer cette différence. De fait, l'élévation des BR 2009 est inférieure à celle des BR 2011 et inversement pour les AP. Suivant la séquence topoclimatique, plus l'altitude augmente, moins les sols sont argileux et plus ils sont chargés en allophane. Or, la densité apparente de l'allophane vaut entre 0.5 et 1 g.cm⁻³ alors que celle des argiles est comprise entre 1.1 et 1.4 g.cm⁻³ (Bielders et Javaux, 2009). En aucun cas, les valeurs entre sols nus et couverts ne correspondent pour un même type de sol et un horizon donné (p-valeurs~0).

Une autre hypothèse proviendrait du travail du sol. Celui-ci aère la terre, la « fracture », et par conséquent, diminue sa densité apparente. Cette explication vaut uniquement pour les BR car leur parcelles, plus basses en altitude, sont également plus plates et plus propices à la mécanisation.

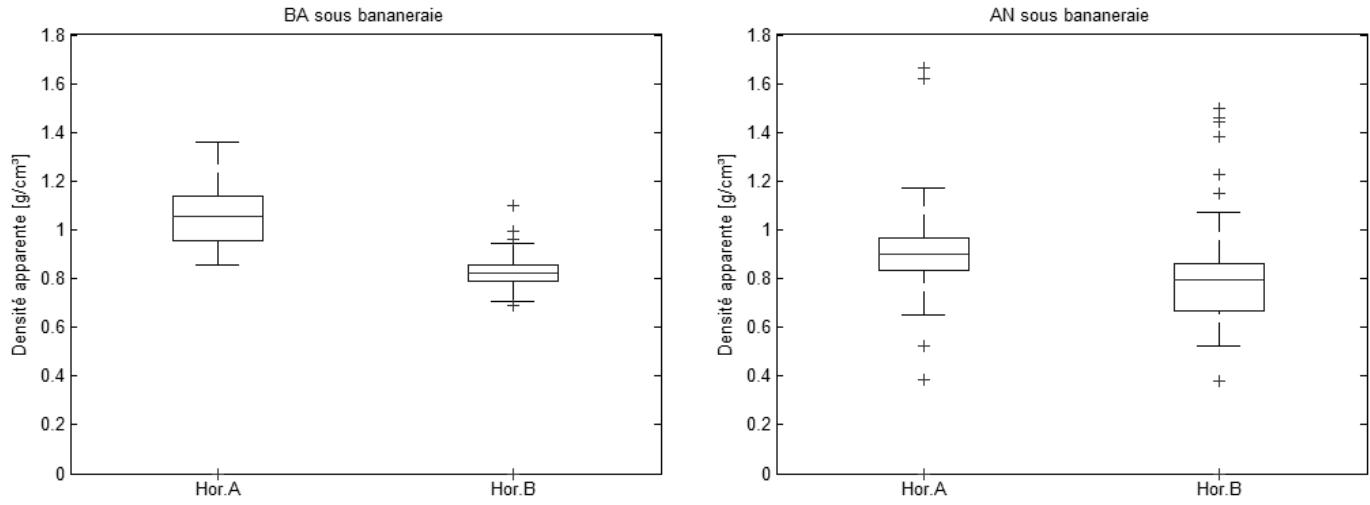
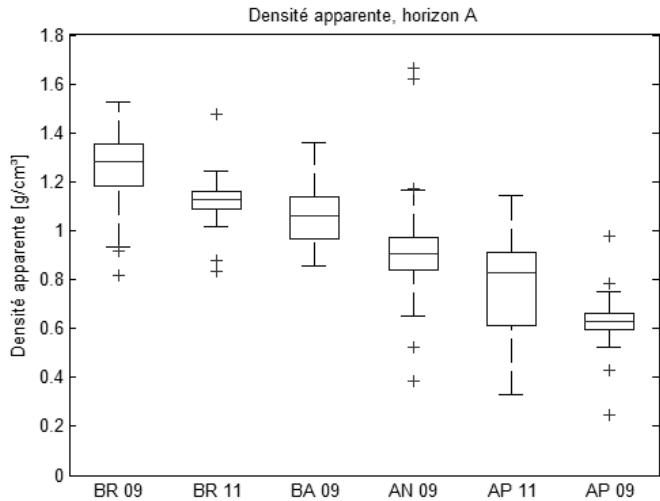


Figure 20: Boîtes à moustaches de la densité apparente suivant l'horizon des sols bruns andiques (2009), à gauche, et des andosols (2009), à droite.

Dans le cas des sols bruns andiques et des andosols (figure 20), on remarque à nouveau des valeurs supérieures dans les horizons de surface.



l'altitude des BR et AP 2011 dont on a discuté ci-dessus, les résultats correspondent parfaitement aux attentes en surface. Dans l'horizon B, le saut de densité apparente est un peu plus marqué en basse altitude. Les BA 2009, AN 2009 et AP 2011 sont très proches, leurs valeurs correspondent cependant à la théorie (Cf. Contexte physique, 5.1).

Les boîtes à moustaches ci-contre présentent les densités apparentes suivant le type de sol et le type de couverture de la parcelle, classées suivant la climatoposéquence. Compte tenu de

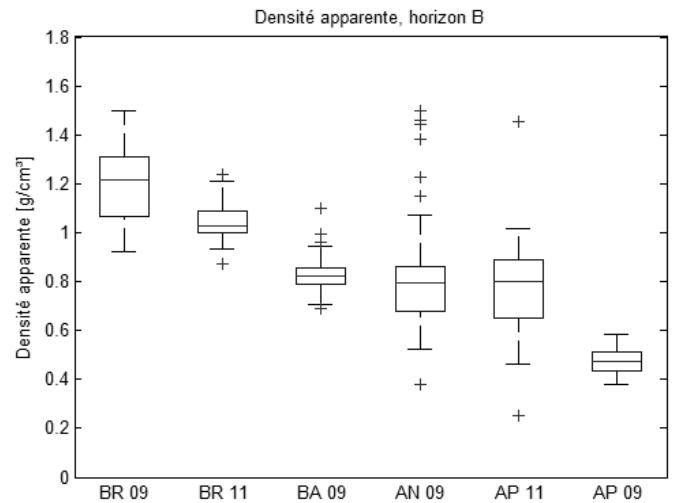


Figure 21: Boîtes à moustaches de la densité apparente suivant la classe et la couverture du sol pour l'horizon A, en haut, et l'horizon B, en bas.

2.4.Porosité et pédologie

Afin de faciliter la comparaison avec les résultats de Feltz (2008), on utilise ici la porosité et non la densité apparente. Ces deux propriétés sont inversement proportionnelles. La porosité représente le volume des vides sur le volume total. On la calcule à partir de la densité apparente et de la densité solide du type de sol fournie par Dorel (2001).

Le tableau 9 expose les coefficients de corrélation entre la porosité et la teneur en allophane, la teneur en ferrihydrite et le taux de matière organique.

Tableau 9: Coefficients de corrélation et p-valeurs, globaux et par horizon, entre la porosité et les teneurs en allophane, ferrihydrite et matière organique (MO).

Paramètre pédologique	Coefficient de corrélation avec la porosité			p-valeurs de l'analyse de variance correspondant		
	Horizon A	Horizon B	Horizons confondus	Horizon A	Horizon B	Horizons confondus
Allophane	-0.1830	0.6288	0.4070	0.5902	0.0382	0.0280
Ferrihydrite	0.4704	0.7264	0.6425	0.1442	0.0114	0.0025
MO	0.9167	0.0503	0.2020	<0.0001	0.8833	0.2269

En horizon A, on remarque que la porosité est fortement corrélée avec la teneur en matière organique, sa p-valeur bien inférieure à 0.05 est d'ailleurs très significative. En effet, toutes deux ont des valeurs croissantes suivant la séquence pédologique. L'absence de corrélation en MO et porosité pour l'horizon B s'explique par des valeurs de densité apparente très proches entre les AN et AP et un gradient de MO beaucoup moins marqué.

La ferrihydrite semble assez bien corrélée avec la porosité. Cela rejoint les observations de West & al. (2004) qui remarquent que plus il y a de ferrihydrite, plus la densité apparente diminue. De même, Pochet & al. (2007) supposent que la charge élevée de ce minéral argileux ainsi que sa large surface relative sont des propriétés clés favorisant la micro-agrégation.

2.5.Conclusion

De manière générale, malgré l'effet de retrait-gonflement observé lors de l'expérience du bac à sable/chambre à pression, l'expérience du pF sur motte n'a pas pu mettre en évidence une variation de la densité apparente suivant le pF. La couverture des parcelles ne paraît pas non plus influer sur les valeurs de densité apparente.

Avant de poursuivre, posons l'hypothèse de résultats des teneurs en argile en accord avec la théorie (Colmet-Daage et Lagache, 1965) et tenons compte du fait que le grossissement de la fraction des sables pour l'horizon de surface est plus important que le grossissement en horizon profond vu les teneurs en matière organique inférieures dans ce dernier.

Dans chaque classe de sol, la densité apparente en surface dépasse la densité apparente en profondeur quelle que soit l'occupation de la parcelle. Sous l'hypothèse émise précédemment, les teneurs en argile et en allophane des horizons pourraient expliquer cette différence de densité apparente pour les andosols et andosols perhydratés. Pour chaque AN, l'horizon A est plus riche en argile et plus pauvre en allophane que l'horizon B. Or, comme expliqué ci-dessus, les argiles sont plus denses que l'allophane. Donc la densité apparente de l'horizon A des AN est supérieure à celle de l'horizon B. Les teneurs en allophane des BA 2008-09 (quantifiées par Feltz en 2008) se comportent de manière semblable aux AN caractérisés en 2011. Il est donc possible que cette explication vaille également pour les BA sous bananeraie.

Pour les AP 2011, les teneurs en allophane entre les horizons sont moins différencierées mais toujours inférieures en surface (cf. figure 11). Toujours sous l'hypothèse ci-dessus, il en découle des densités apparentes très proches.

Les AP sous bananeraie montrent des teneurs en allophane beaucoup plus élevées en profondeur par rapport à la surface. Leur différence de densité apparente suivant les horizons s'expliquerait donc de la même manière que les AN et les BA 2008-09.

Les BR 2008-09 et 2011 n'ont pas ou très peu d'allophane. Les fractions d'argile des BR nus (2011) sont supérieures pour l'horizon A. Cela expliquerait les densités apparentes plus élevées pour cet horizon.

On constate également que pour les BR, AN et AP investigués en 2011, les densités apparentes mesurées coïncident avec les valeurs théoriques (Dorel 2001). Si les valeurs des AN 2009 et AP 2011 sont très proches en horizon B, il faut garder à l'esprit que la densité apparente des AP jouit d'une grande fourchette de valeurs possibles. Malgré cela, la densité apparente permet de différencier l'horizon A de ces sols. Leurs types s'avèrent donc corrects. L'évolution décroissante le long de la climatoposéquence est par ailleurs vérifiée.

Enfin, on a vérifié que la ferrihydrite est inversement corrélée avec la densité apparente, en accord avec les théories de Pochet & al. (2007) et West & al. (2004).

3. Rétention

Dans ce paragraphe, on analyse les courbes de rétention ainsi que la macroporosité en observant attentivement les différences entre les classes de sol et entre les couvertures des parcelles.

3.1. Modélisation

Afin d'étudier les caractéristiques des courbes de rétention de chaque sol, on les modélise sur base des données mesurées via le modèle de Durner. Pour les BR et AP 2011, on dispose des teneurs en eau volumique « mottes » (cf. expérience du pF sur motte, Matériel et méthode 4.2) et « Kopeckis » (cf. expérience du bac à sable et de la casserole à pression, Matériel et méthode 4.1). Pour les AN 2011, on a les « mottes » 2009, les « Kopeckis » 2008 et 2011.

L'hypothèse de base est la suivante. On suppose une courbe de rétention trimodale avec une courbure entre les pF 0 et 1, une entre les pF 1 et 3 et une au-delà de pF 3 correspondant respectivement à la macrostructure, la mésostucture et la microstructure (voir schéma ci-dessous).

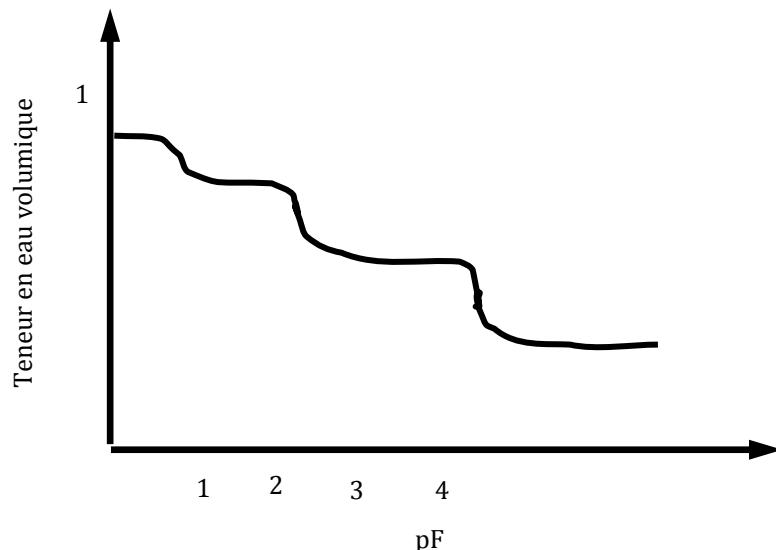


Figure 22: Schéma d'une courbe de rétention trimodale.

3.1.1. Jeu de données

Avant de choisir le jeu de teneurs en eau volumiques sur lequel on effectue la modélisation, on étudie la distribution des teneurs de chaque sol par horizon. Il en ressort que mis à part une ou deux exceptions, les valeurs « mottes » ne convergent jamais avec les valeurs « Kopeckis » pour l'ensemble des succions d'un horizon. Les « Kopeckis » 2008 convergent avec ceux de 2011 mais pas dans tous les cas. Comme les « Kopeckis » 2011 offrent plus d'incrément de succion, ces derniers sont retenus pour la modélisation fine proche de la saturation. Pour chaque sol et chaque horizon, on dispose de deux réplicats.

Une hypothèse quant aux différences de valeurs entre années serait que les sites de prélèvement ne soient pas exactement les mêmes. La correspondance des parcelles d'andosols testés en 2011 avec ceux de 2008-09 n'est pas garantie (cf. Matériel et méthode-Sites d'expérimentation).

Les différences entre points « Kopeckis » et points « mottes » pourraient provenir de différences de teneur en eau dans la porosité plus fine. Lors de l'expérience du pF sur motte, les 5x10 petites mottes sont généralement issues d'une même grande motte voire d'une deuxième. La variabilité locale n'est donc pas prise en compte et une différence de teneur en argile entre les échantillons utilisés pour le pF sur motte et pour l'expérience du bac-à-sable/casserole à pression est possible.

3.1.2. Simulations

Les modélisations des deux horizons de chaque sol collent de très près à la réalité. La racine de la moyenne arithmétique des carrés des écarts entre points observés et points

simulés (RMSE) ne dépasse jamais 10^{-16} [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$]. La figure 23 ci-dessous montre en exemple le résultat des modélisations de quelques sols.

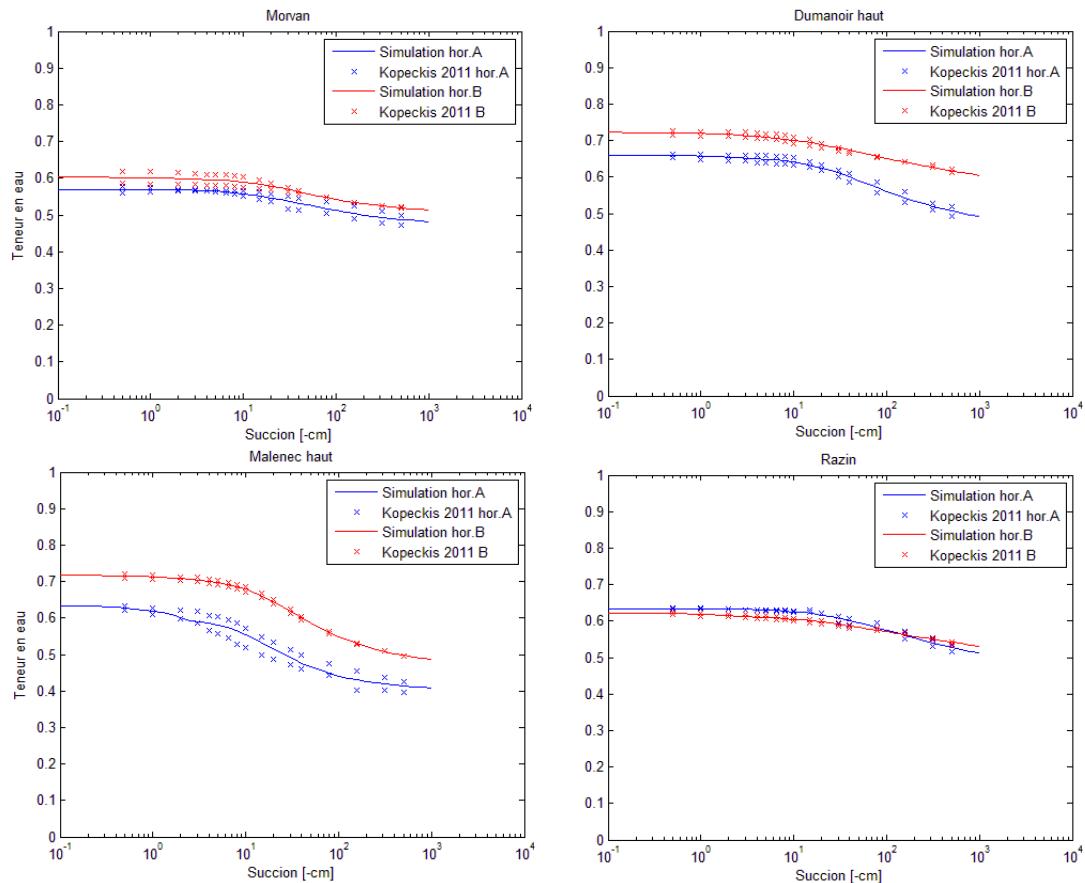


Figure 23: Courbes de rétention simulées et points observés pour les horizons A (en bleu) et B (en rouge) des parcelles (de gauche à droite, de haut en bas) Morvan (BR), Dumanoir haut (AN), Malenec haut (AN) et Razin (AP).

Comme on peut l'observer sur ces graphes (figure 23), les deux réplicats d'un même horizon peuvent avoir des teneurs différentes pour une même succion. Cela se produit couramment dans l'horizon de surface alors que les horizons B d'une même parcelle ont des valeurs plus similaires. À nouveau, l'hypothèse de la variabilité locale de la texture pourrait expliquer cette différence entre réplicats.

Dans 8 cas sur 11, les mesures de rétention de l'horizon A sont inférieures à celles de l'horizon B sur toute la gamme de succion. Germeau (2009) présentait des résultats similaires. Cela concorde avec les observations de la densité apparente. De fait, la teneur en eau volumique lui est inversement proportionnelle, or les observations montraient que la densité apparente était supérieure dans l'horizon A par rapport à l'horizon B.

Le cas des Kopeckis de l'horizon A de la parcelle Moïse F est aberrant. Les points de chaque réplicat sont particulièrement distants (voir figure 24). L'écart entre les réplicats de l'horizon B est le plus grand écart parmi tous les sols pour cet horizon.

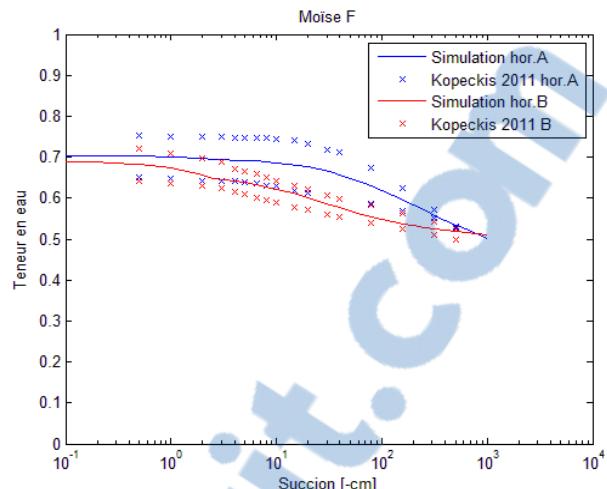


Figure 24: Courbes de rétention simulées et points observés pour les horizons A (en bleu) et B (en rouge) de la parcelle Moïse F (AP).

3.1.3. Paramètres de Durner

Le modèle hydrique de Durner fournit une estimation de sept paramètres : θ_{sat} ; θ_r ; α_1 et α_2 qui représentent les points d'infexion de la première et de la deuxième inflexion de la courbe de rétention; n_1 et n_2 qui représentent la distribution des pores et, mathématiquement, la pente des deux courbures; la conductivité à saturation K_s et w_2 le poids attribué à la seconde courbure vis-à-vis de la première.

Le tableau suivant ne reprend pas les colonnes correspondant à α_1 , n_1 et K_s . Leurs valeurs sont semblables quel que soit le sol et l'horizon examinés ($\alpha_1 = 5 \cdot 10^9$, $n_1 = 10.5$ et $K_s = -0.6505 \text{ cm/h}$).

Tableau 10: Paramètres du modèle de Durner par horizon pour chaque parcelle investiguée en 2011.

	Classe de sol	Parcelle	θ_r	θ_{sat}	w_2	$\alpha_2 [\text{cm}^{-1}]$	$n_2 [\text{cm}^{-1}]$	θ_r	θ_{sat}	w_2	$\alpha_2 [\text{cm}^{-1}]$	$n_2 [\text{cm}^{-1}]$	
Horizon A	BR	Dacalor	0.4147	0.6919	0.9482	0.0397	1.5696	0.5	0.6432	0.897	0.0117	1.1518	
		Morvan	0.4617	0.57	0.9999	0.0597	1.4178	0.5	0.6072	0.9282	0.0526	1.5008	
	AP	Razin	0.4392	0.6352	0.993	0.0295	1.29	0.3978	0.6301	0.9366	0.0637	1.118	
		Balon	0.1746	0.7938	0.9656	0.0152	1.1939	0.5	0.8283	0.9546	0.0233	1.1398	
		MoP	0.2759	0.6904	0.9755	0.0606	1.1632	0.5	0.7145	0.8938	0.038	1.183	
	AN	MoF	0.2726	0.7135	0.9613	0.0209	1.2006	0.4882	0.7326	0.6661	0.0909	1.4449	
		Dumanoir haut	0.445	0.6678	0.939	0.0382	1.4088	0.5	0.7281	0.9625	0.0874	1.1665	
		Dumanoir bas	0.388	0.6683	0.9785	0.0683	1.4709	0.4713	0.7242	0.7828	0.0909	1.7148	
		Malenec haut	0.4009	0.6756	0.7192	0.0909	1.7132	0.4639	0.7275	0.9326	0.0597	1.5834	
		Malenec bas	0.3532	0.6482	0.9189	0.0886	1.4554	0.4897	0.7015	0.9147	0.0353	1.5078	
		Aurel	0.4147	0.6919	0.9482	0.0397	1.5696	0.4999	0.7052	0.9031	0.0906	1.2947	

3.2. Classes de sol

Sur les figures 25 à 28 affichant les courbes de rétention par classe de sol et par horizon, les courbes 2009 représentent les sols sous bananeraie. Les courbes 2011 représentent les sols non-cultivés excepté pour les andosols où elles représentent les mêmes parcelles qu'en 2009. Les courbes de rétention 2009 sont issues des paramètres de Durner optimisés par Germeau.

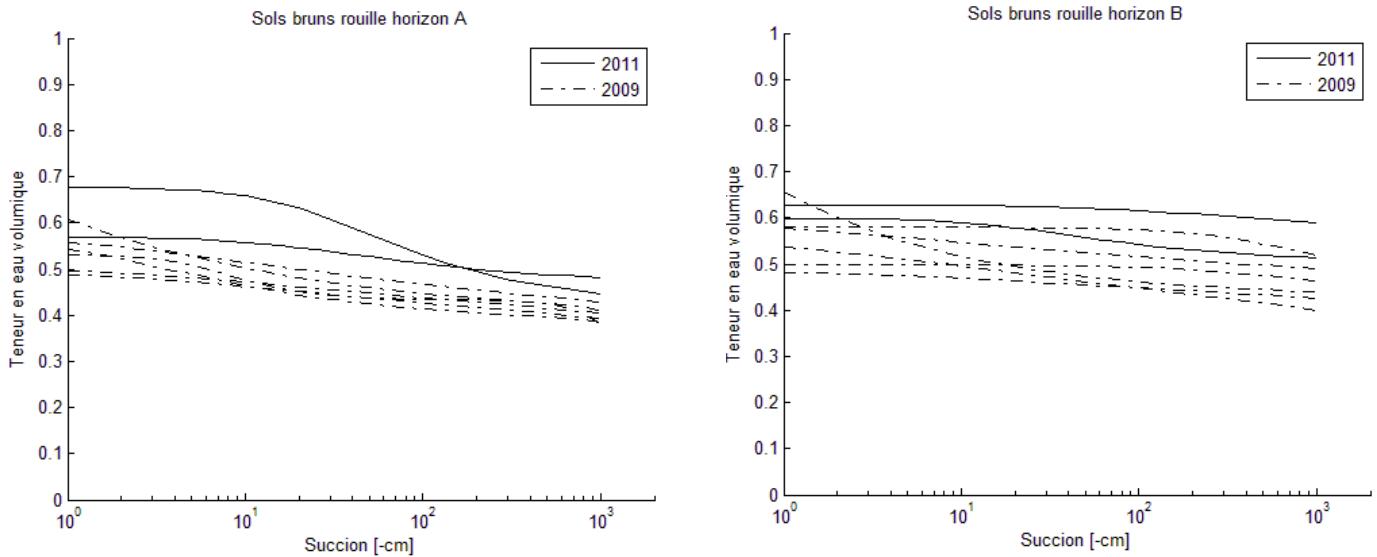


Figure 25: Courbes de rétention simulées par le modèle hydraulique de Durner pour les sols brun rouille en 2009 (Germeau, sols sous bananeraie) et 2011 (sols nus). À gauche, l'horizon A, à droite l'horizon B.

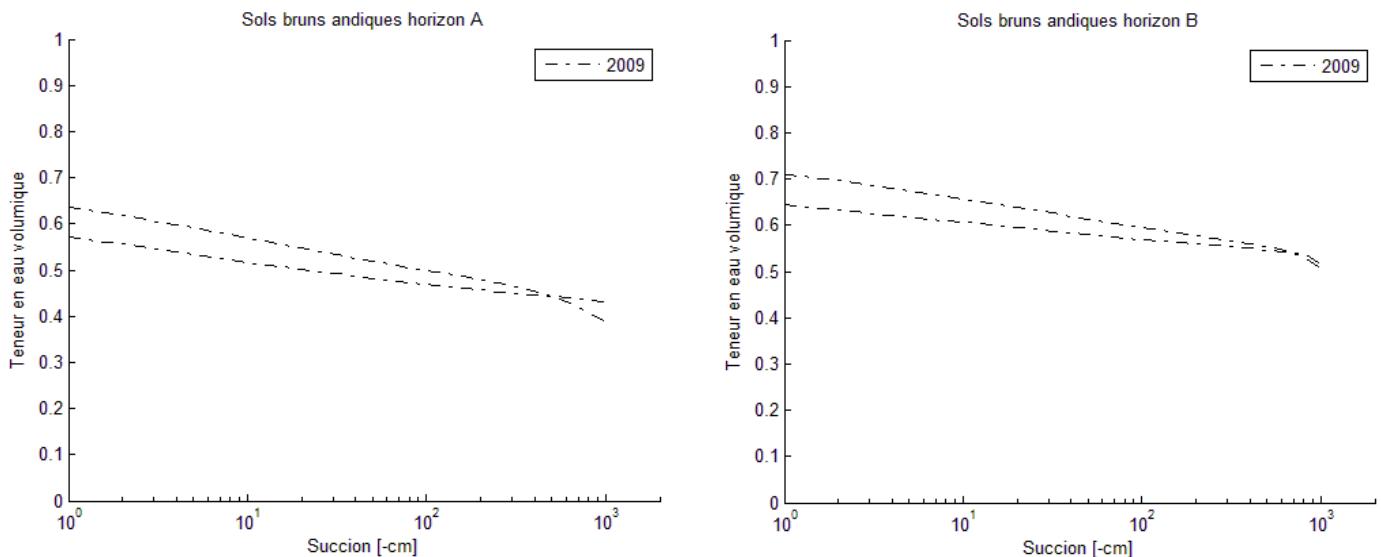


Figure 26: Courbes de rétention simulées par le modèle hydraulique de Durner pour les sols bruns andiques en 2009 (Germeau, sols sous bananeraie). À gauche, l'horizon A, à droite l'horizon B.

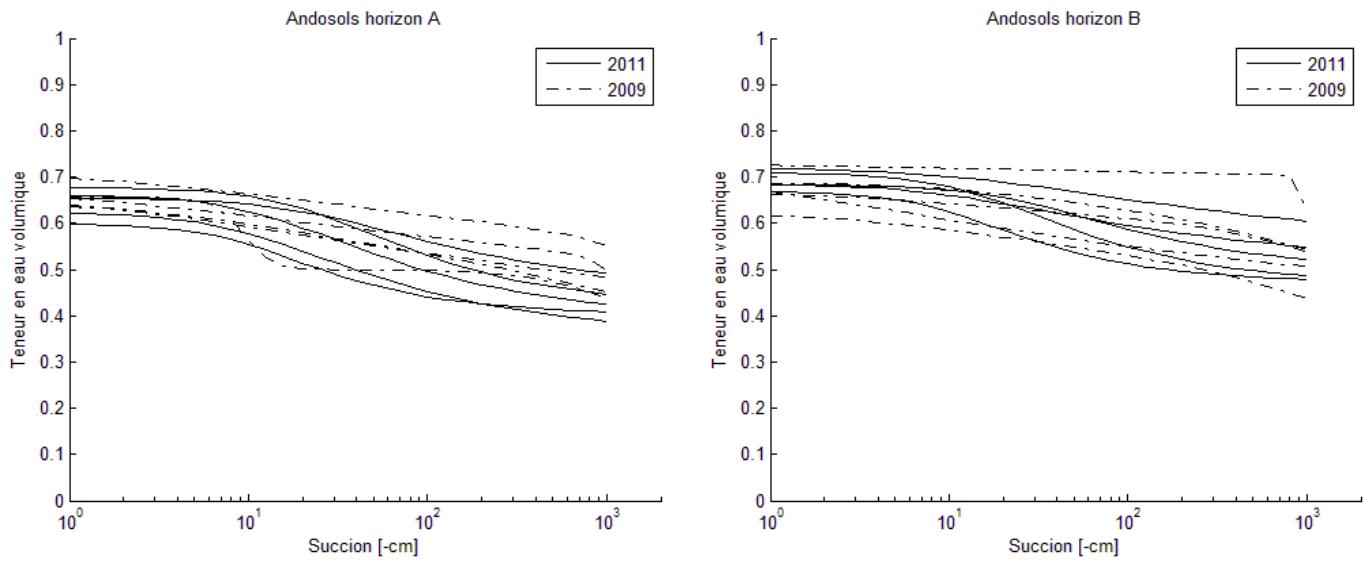


Figure 27: Courbes de rétention simulées par le modèle hydraulique de Durner pour les andosols en 2009 (Germeau, sols sous bananeraie) et 2011 (mêmes sols que Germeau). À gauche, l'horizon A, à droite l'horizon B.

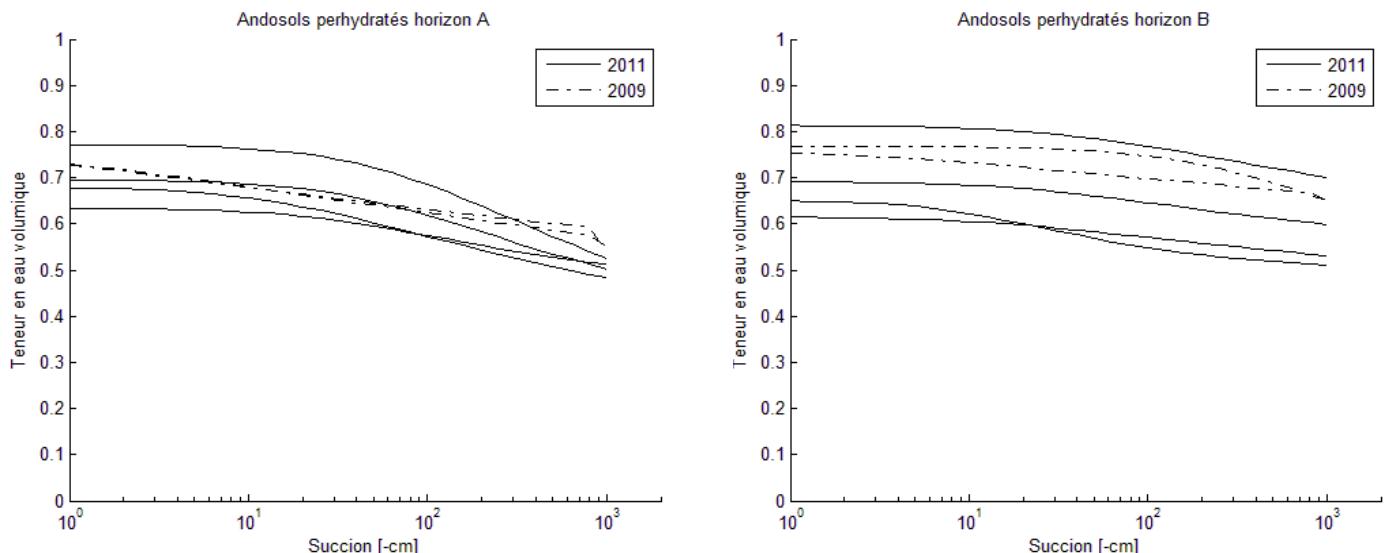


Figure 28: Courbes de rétention simulées par le modèle hydraulique de Durner pour les andosols perhydratés en 2009 (Germeau, sols sous bananeraie) et 2011 (sols nus). À gauche, l'horizon A, à droite l'horizon B.

L'observation des courbes des figures 25 à 28 montre que la teneur en eau à saturation augmente avec la séquence des sols. On passe de 50-65% pour les BR à 60-80% pour les AP. De même, plus on monte en altitude, moins la courbe est plate. La distribution des pores des AN est plus uniforme que les autres. Grâce au tableau 10 des paramètres de Durner, on remarque que le point d'inflexion ($1/\alpha_2$) se situe entre pF 1 et pF 2 à chaque fois. Les courbes 2009 se montrent plus proches entre elles.

Les différences entre les modélisations des AN 2009 et 2011 (correspondant aux mêmes sols) sont dues au fait que les courbes simulées en 2009 prennent en compte la teneur en

eau mesurée à pF 4.2 tandis que l'on s'arrête à pF 3 pour les courbes de 2011. La teneur en eau résiduelle (θ_r) obtenue en 2011 n'est donc pas « réelle ».

Les courbes de rétention des BR 2009 se distinguent des BR 2011. Comme dans le paragraphe sur la densité apparente, ceci s'explique soit par l'altitude, soit par le travail du sol.

3.3. Macroporosité et pédologie

La macroporosité représente l'ensemble des pores de rayons supérieurs à 1.5 mm. C'est la différence entre la porosité totale et la teneur en eau à pF 0 (Feltz, 2008).

Bien que les courbes de rétention ne montrent pas une double porosité (le facteur de pondération attribué à la courbure entre pF 0 et pF 1 est très faible), on voit sur les boîtes à moustaches ci-dessous que la macroporosité tourne aux alentours de 3-4 pourcents.

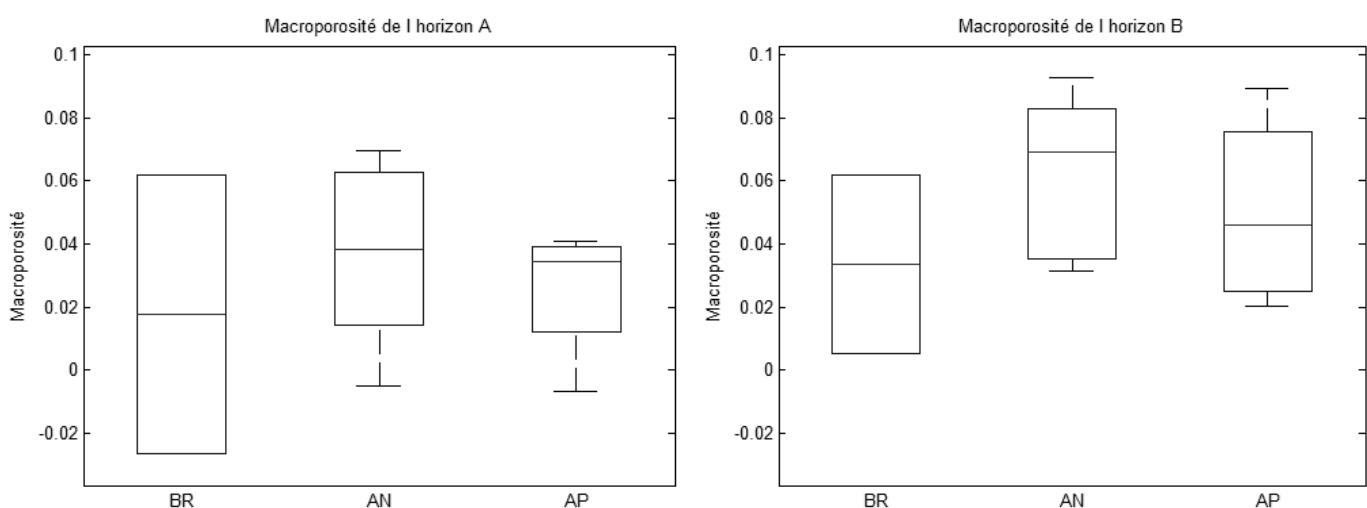


Figure 29: Fraction de la macroporosité suivant le type de sol pour les horizons A (à gauche) et B (à droite).

En principe, on aurait du avoir une macroporosité plus élevée en surface en raison des racines, craquelures,... Les résultats de l'horizon A ainsi que les valeurs négatives s'expliquent par le gonflement de nombreux échantillons (surtout les sols brun rouille) observé lors de la saturation. Ainsi, suivant les dimensions des Kopeckis, chaque millimètre de gonflement en hauteur engendre un déficit de ~1.4 % sur la macroporosité.

3.4. Pseudosables

Avec le modèle de Durner, on recherchait une double porosité entre les pF 0 et 3, se limitant donc aux deux premières inflexions de la courbe de rétention que l'on supposait trimodale. Comme les paramètres α_1 et n_1 sont égaux pour chaque horizon et chaque parcelle et que le poids $(1-w_2)$ attribué à cette courbure est très faible, on peut en déduire qu'il n'existe pas de courbure spécifique liée à la macroporosité.

Pour tous les sols, le paramètre α_2 génère des points d'infexion entre les pF 1 et 2, renseignant sur le diamètre poral. Selon que l'on se rapproche d'une valeur de pF ou de l'autre, on nomme ces sols pseudosables ou pseudolimons.

3.5. Conclusion

Dans ce paragraphe, on travaille avec les données « Kopeckis » 2011 provenant de l’expérience du bac à sable/ casserole à pression. De fait, les mesures suivant les différentes méthodes d’expérimentation convergent rarement et celles retenues pour la modélisation présentent l’avantage d’une large gamme de teneurs mesurées.

L’étude des courbes de rétention montre une augmentation de la teneur en eau à saturation ainsi qu’une courbure plus prononcée suivant la séquence des sols. Pour chaque sol, on observe un décalage entre réplicats de l’horizon A, probablement dû à la variabilité locale de la texture. Les andosols perhydratés ne présentent pas de différence suivant la couverture, contrairement aux sols brun rouille dont l’altitude et le travail du sol pourraient en être la/les cause(s). Les courbes de rétention des andosols semblent similaires entre 2009 et 2011.

L’analyse des courbes de rétention et des paramètres du modèle de Durner n’a pas mis en évidence une macroporosité, or, suivant sa définition, elle existe. L’hypothèse d’une courbe trimodale n’est donc pas vérifiée. Par contre, on observe une courbure dans la mésostucture. Il est alors possible d’avoir une double porosité en se focalisant sur la partie de la courbe au-delà du pF 1.

4. Conductivité hydraulique

À partir de l’ensemble des données disponibles, on établit ici les courbes de conductivité hydraulique des deux sols brun rouille à halloysite et des quatre andosols perhydratés sans couverture (cf. tableau 2 dans Matériel et méthode, Echantillonage).

Pour ces parcelles étudiées en 2011 (et en 2010 par Huynh), on dispose de la conductivité hydraulique à saturation et suivant quatre succions proches de la saturation (-1, -3, -6 et -10 cm) appliquées par l’infiltromètre (elles sont calculées suivant une méthode régressive appliquée à l’équation de Gardner) et de la conductivité à saturation estimée par Huynh (2010) au niveau de la placette de ruissellement. L’ensemble de ces données concerne uniquement les dix à quinze premiers centimètres du sol.

Pour chaque sol des figures 30 et 31 ci-dessous affichant les résultats par parcelle, , on constate que la conductivité hydraulique à saturation (K_s) estimée par Huynh en 2010 est plus faible que celle déterminée par la méthode de Gardner. En fait, le K_s de Huynh est estimé sur 1 m^2 tandis que la surface de l’infiltromètre en contact avec le sol mesure $\sim 40 \text{ cm}^2$ soit 200 fois moins. La macroporosité locale peut donc fortement influencer les données de l’infiltromètre alors que les valeurs des placettes tiennent mieux compte de l’hétérogénéité du sol. Autrement dit, plus l’échelle de mesure est élevée, moins le K_s sera surestimé. Cet effet se visualise clairement sur la parcelle Moïse F, très hétérogène et caillouteuse.

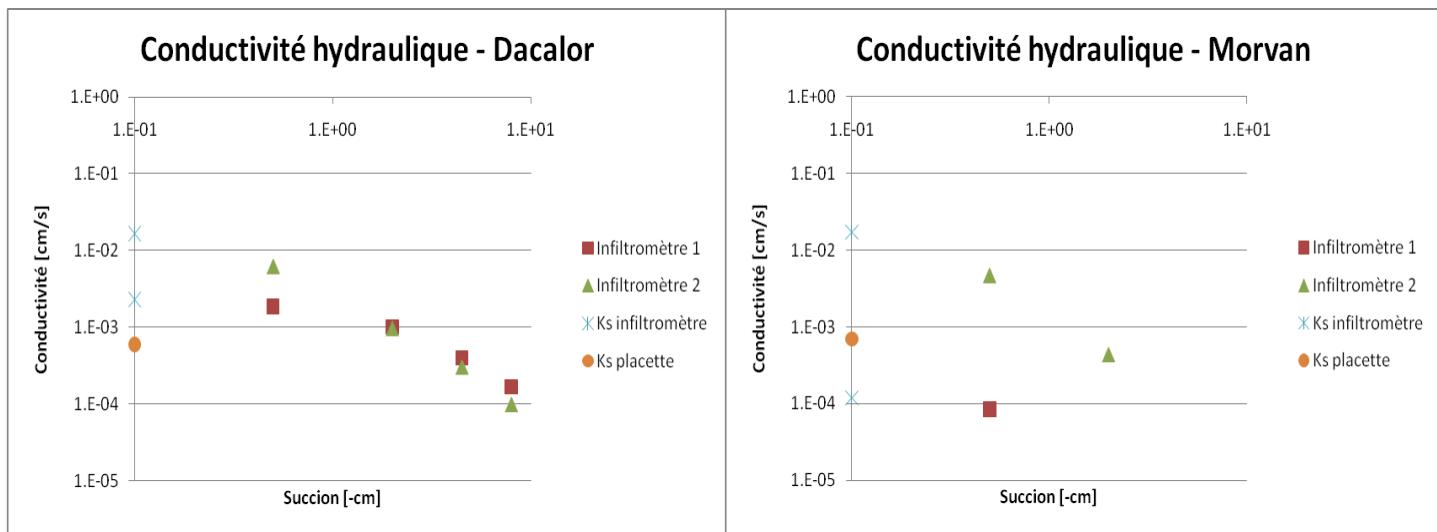


Figure 30: Conductivité hydraulique suivant la succion pour les sols brun rouille.

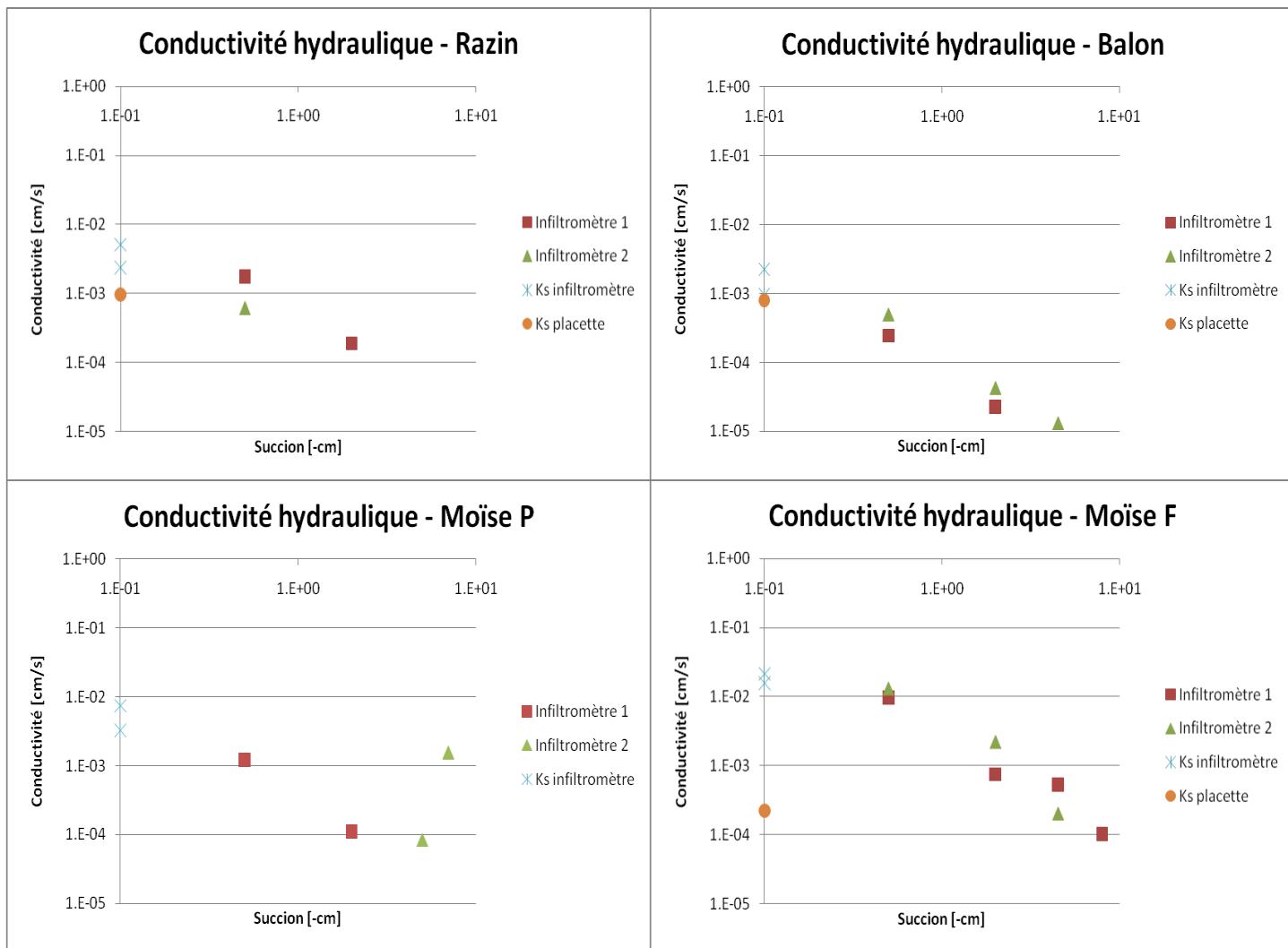


Figure 31: Conductivité hydraulique suivant la succion pour les andosols perhydratés.

On remarque également que les BR présentent des valeurs de conductivités hydrauliques proches de la saturation de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-2} cm/s tandis que celles des AP se situent entre 10^{-5} et 10^{-3} cm/s. Les K_s des BR tournent autour de 10^{-2} cm/s ceux des AP sont compris entre 10^{-3} et 10^{-2} cm/s. Les valeurs de ces derniers sont donc inférieures. Cette différence entre types de sol rejoint les observations de Feltz (2008). Pour rappel, Dorel (2001) et Germeau (2009) expliquaient les hautes conductivités des sols brun rouille par l'association de l'halloysite et de la ferrihydrite en micro-agrégats stables. Lin & al. (1999b) soulignaient également la distribution non uniforme des particules de petite taille dans les sols argileux favorisant les flux préférentiels.

Par comparaison, la conductivité hydraulique à saturation des limons que l'on retrouve en Belgique vaut ~ 8 cm/jour. Cette valeur équivaut à la conductivité des andosols perhydratés. Les BR quant à eux ont une conductivité hydraulique à saturation bien supérieure aux sables puisqu'elle vaut plus de 800 cm/jour.

En comparant les données de 2008 et de 2011, on observe que l'ordre de grandeur des conductivités hydrauliques à saturation et proches de la saturation au sein des sols BR est plus bas (d'un facteur 10) pour les sols sous bananeraie. Les AP ne présentent pas de différence suivant la couverture.

5. Caractérisation hydroclimatique

5.1. LIM

Dans ce paragraphe, on essaie de définir l'effet du climat sur la différenciation des sols. En 2009, Germeau a déterminé le leaching index (LI) de ses parcelles sous bananeraie en suivant la définition de Chadwick (2003). Il en ressort des valeurs de lame d'eau infiltrée par rapport au volume de pores disponibles pour l'eau dans le premier mètre du sol très semblables les unes aux autres suivant l'altitude. Le volume poral augmente donc proportionnellement avec la pénétration moyenne annuelle de l'eau et avec l'altitude ce qui signifie qu'il n'y a pas de différence de lessivage entre les types de sol.

Par conséquent, Germeau modifie l'indice de lessivage dans lequel il remplace le volume de pores disponibles dans le premier mètre du sol par la porosité de l'horizon de profond. Ici, la porosité utilisée tient compte de la proportion des horizons A et B jusqu'à un mètre. L'indice de lessivage ainsi modifié est abrégé LIM. La figure 32 ci-dessous représente les résultats modifiés de Germeau et les résultats des sols nus suivant l'altitude.

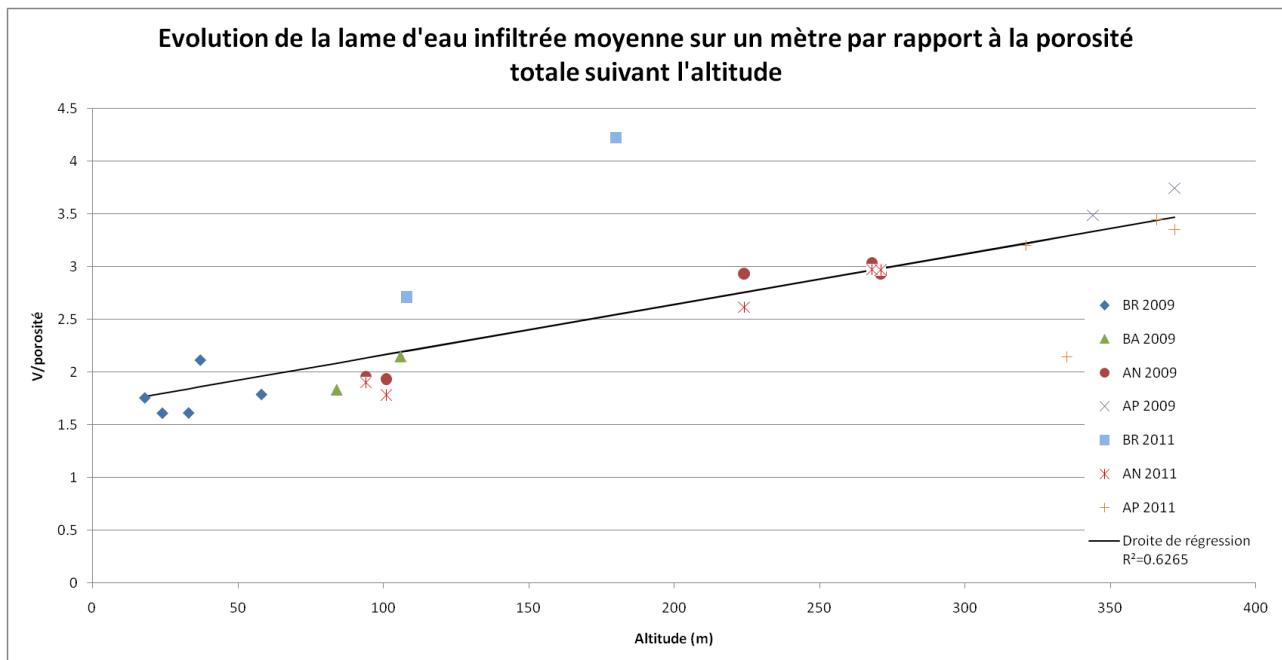


Figure 32: Évolution de l'indice de lessivage modifié suivant l'altitude.

Avec le LIM, on observe une tendance à la hausse suivant l'altitude signifiant que lorsque l'on s'élève, le gradient pluviométrique augmente plus vite que la porosité totale. Autrement dit, on observe un lessivage accru par rapport à la porosité totale.

Les sols BR 2011 ont des LIM plus élevés et plus dispersés que les sols BR 2009. Pourtant, leurs porosités totales sont semblables. La différence proviendrait de l'interpolation de la pluie et de l'évapotranspiration suivant l'élévation sur base des données d'une dizaine de stations pluviométriques. De fait, les BR 2011 se sont développés à des altitudes où, en théorie, la pluviosité est plus élevée. Cette incohérence peut s'expliquer par l'orientation du versant des parcelles.

Les AP 2011 présentent des valeurs de LIM groupées et proches des AP 2009 excepté la parcelle Razin. Cette dernière, seule parcelle AP 2011 à être gérée par un planteur différent, possède une porosité inférieure aux autres AP.

Pour les AN, les deux sols proches des BA 2009 le sont uniquement à cause de leur altitude et des précipitations calculées qui en découlent. Leur porosité totale correspond à celle des autres AN. On voit que le LIM est plus élevé en 2009. De fait, la porosité totale de chaque parcelle a augmenté de 2 à 10 %, excepté celle d'Aurel qui reste stable (voir l'altitude 271m).

5.2. Minéraux

Une analyse de l'évolution des minéraux suivant l'altitude pourra également renseigner sur le lessivage. En 2003, Chadwick remarquait que la quantité des éléments diminuait suivant l'altitude. Germeau n'a pas pu confirmer ces observations en 2009. Cette année également, on n'observe pas de relations nettes entre l'altitude et la concentration en éléments minéraux (Ca, Mg, K, Na, H et Al).

La corrélation avec les argiles et l'INC (indice de « non-cristallinité ») est mauvaise. Cependant, on remarque que plus le lessivage est important, plus la teneur en eau résiduelle obtenue par le modèle de Durner (représentant la mésoporosité et non la microporosité) est faible ($\text{corr}=-0.7784$). De même, lorsque le lessivage diminue, le point d'infexion de la seconde courbure ($1/\alpha_2$) se rapproche de $\text{pF } 3$ ($\text{corr}_{\text{LIM-}\alpha_2}=0.6095$). Autrement dit, les sols BR, riches en argile (théoriquement), avec une forte teneur en eau résiduelle et moins soumis à la pluie sont peu lessivés par rapport aux AP, plus pauvres en argiles (en théorie), avec une teneur en eau résiduelle plus faible et fortement soumis à la pluie. Par ailleurs, on observe également une bonne corrélation (0.6319) entre la matière organique et le LIM. Comme le pourcentage de porosité attribué à l'horizon B dans le calcul du LIM est supérieur à 50% pour chaque sol, les corrélations avec les paramètres précédents concernent uniquement cet horizon B.

5.3. Conclusion

Les sols nus diffèrent des sols sous bananeraie par leur altitude et non leur porosité ce qui engendre des différences de pénétration annuelle moyenne de l'eau et joue sur le LIM. Un effet planteur semble expliquer les variations au sein du groupe AP 2011.

On ne parvient pas à corrélérer cet indice aux différentes teneurs en minéraux. Cependant, on trouve une corrélation inverse assez importante avec la teneur en eau résiduelle de Durner.

À l'avenir, il serait intéressant de pouvoir comparer cet indice avec le pourcentage de minéraux secondaires formés puisque la pluie influence l'érosion des minéraux. On pourrait également le coupler avec la description du profil cultural selon Manichon (Manichon & al., 1987). Aussi, on pourrait compléter les valeurs de la lame infiltrée en disposant de la pluviosité exacte des parcelles, sans effectuer d'interpolation avec l'altitude. Idéalement, un facteur de ruissellement suivant l'intensité et la durée des épisodes pluvieux par parcelle serait bienvenu.

Concernant l'indice initial, le « leaching index », on peut se demander sur quel(s) critère(s) Chadwick s'est basé pour arrêter la profondeur du volume de pores disponibles à un mètre.

6. Différenciation

Dans ce paragraphe, on tente de déterminer des critères de différenciation des sols. On commence par établir les paramètres pédologiques important pour différencier les types de sol, ensuite on essaye de les lier aux paramètres hydrostatiques et hydrodynamiques pour parvenir, si possible, à corrélérer des paramètres hydrauliques aux classes de sol.

6.1. Pédologique

Une première analyse factorielle discriminante (FDA) entre les paramètres pédologiques fournit 3 axes de différenciation. En examinant l'importance des paramètres qu'ils représentent, on en élimine une partie sur base de leur corrélation interne. Ainsi, dans une

seconde FDA, le pH H₂O, corrélé à 93.7 % avec le pH KCl n'apparaît plus. Par exemple, il en est de même pour le taux de saturation en base corrélé à 94.66 % avec l'ECEC.

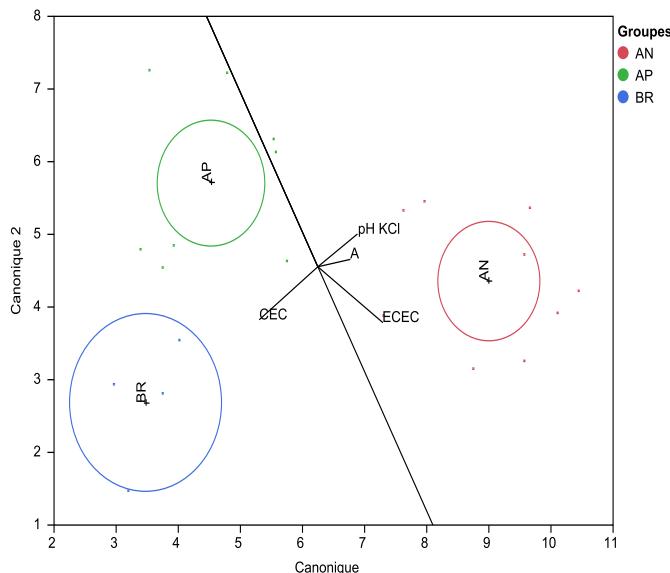


Figure 33 : Graphe canonique de l'analyse factorielle discriminante des paramètres pédologiques.

La seconde analyse des paramètres pédologiques fournit 2 axes représentant respectivement 83 et 17 % de la variance intergroupe expliquée. Le premier axe rend particulièrement compte du pH KCl suivi de la teneur en allophane et de l'indice de « non-cristallinité » (INC) ainsi que de la teneur en ferrihydrite, de la CEC et de l'ECEC. Le second axe rend compte, dans une moindre mesure que les paramètres liés au premier, de la teneur en ferrihydrite et de l'INC. La classe prédictive de chaque échantillon correspond à sa classe observée. De fait, les corrélations canoniques du premier et du second axe valent respectivement 93.36 et 76.27 %.

La figure 33 ci-dessus illustre la qualité de différenciation des groupes suivant les paramètres pédologiques. Pour des raisons de lisibilité, le centre de la figure a été agrandi, le prolongement de tous les paramètres n'est donc pas visible.

Le pH KCl est un très bon facteur de discrimination des sols. De fait, comme expliqué dans le paragraphe « Pédogenèse et différenciation », sa valeur indique si l'aluminium des sols précipite entièrement avec le silicium pour former de l'allophane ou s'il forme des complexes avec la matière organique traduisant ainsi la formation d'andosols ou d'andosols perhydratés. Les sols bruns rouille à halloysite étudiés se caractérisent par un pH KCl assez acide (~4).

6.2.Hydrostatique

D'un point de vue hydrostatique, on étudie d'abord les paramètres issus du modèle de Durner, ensuite on ajoute la porosité et la macroporosité.

Comme vu dans la partie rétention, les paramètres α_1 , n_1 et K_s provenant des modélisations sont semblables pour chaque sol. Ils ne seront donc pas utilisés dans les analyses ci-dessous.

Une FDA concernant uniquement les paramètres de Durner est réalisée sur l'ensemble des données ainsi que par horizon. Dans chaque cas, la teneur en eau à saturation, α_2 et n_2 se distinguent. Pour la FDA globale (voir figure 34), l'axe 1 représente 70.60 % de la variance intergroupe expliquée et rend compte de n_2 , le facteur de pente des courbures. L'axe 2, représentant 29.40 % de la variance intergroupe expliquée, rend compte, dans une moindre

mesure, de la teneur en eau à saturation et d' α_2 , coefficient inverse du point d'infexion des courbures. Ces mêmes paramètres discriminaient les sols étudiés par Germeau en 2009. Pour 18 échantillons sur 22, les classes prédites correspondent avec les classes observées, les corrélations canoniques valent 79.62 et 64.74 %

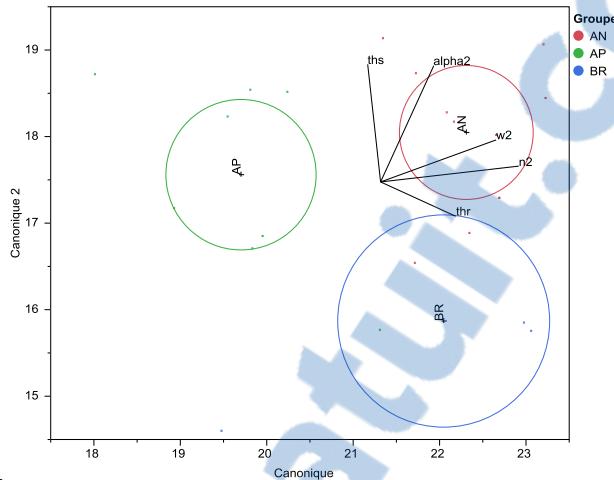


Figure 34: Graphe canonique de l'analyse factorielle discriminante des paramètres de Durner.

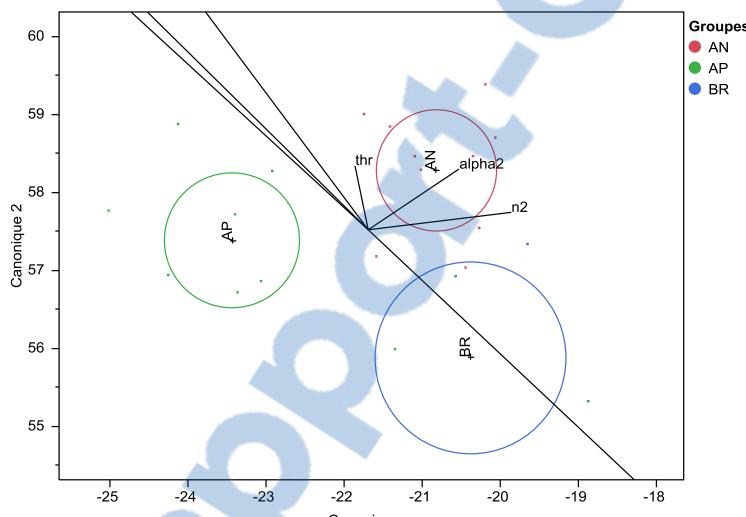


Figure 35 : Graphe canonique de l'analyse factorielle discriminante des paramètres hydrostatiques.

Lorsqu'on ajoute la porosité et la macroporosité dans l'analyse (voir figure 35), la teneur en eau à saturation, α_2 et n_2 ressortent toujours. La porosité est prise en compte à 61.8 % sur le second axe canonique, lui-même représentant 30.20 % de la variance intergroupe expliquée. La macroporosité ne se distingue pas dans la différenciation des sols suivant leur type. En tout, les deux premiers axes représentent 100 % de la variance intergroupe expliquée. Cet ensemble de paramètres discrimine mieux les types de sols. Seuls trois échantillons ne sont pas prédits dans la classe observée. Les corrélations canoniques valent 81.92 et 68.48 %.

6.3.Hydrodynamique

Pour les paramètres hydrodynamiques, on dispose de la conductivité hydraulique à saturation (K_s) et du coefficient α de l'équation de Gardner. Ce dernier représente la distribution des pores.

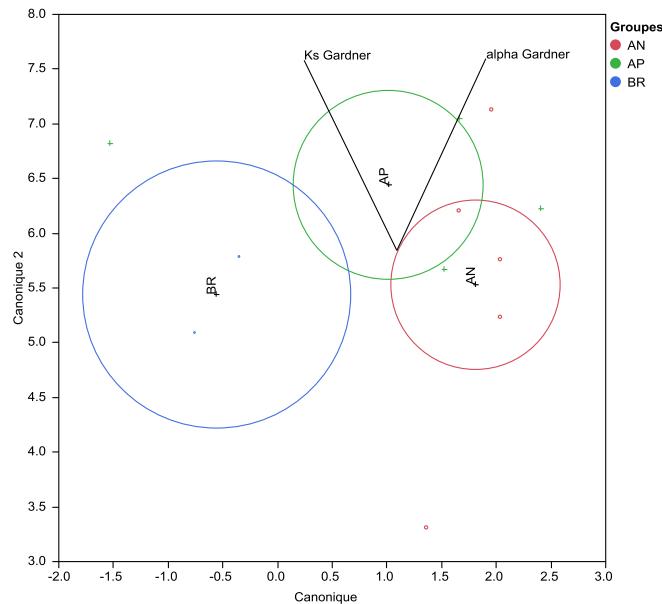


Figure 36: Graphe canonique de l'analyse factorielle discriminante des paramètres hydrodynamiques.

L'axe 1 de la figure 36 représente 78.15 % de la variance intergroupe expliquée. Cet axe est corrélé à 92.9 % à $\alpha_{Gardner}$ et à -93.5 % au $K_s_{Gardner}$. Le second axe ne présente pas de corrélation forte avec les paramètres. Sur la figure, on constate que les classes de sols ne sont pas correctement discriminées, dix échantillons sur vingt-deux sont mal classés. De fait, les corrélations canoniques des axes 1 et 2 valent 67.78 et 43.81 %.

6.4. Hydrostatique et hydrodynamique

En combinant les paramètres hydrauliques dans une analyse factorielle discriminante (figure 37), on obtient deux axes canoniques représentant 57.17 et 42.83 % de la variance intergroupe expliquée. Le premier est corrélé avec n_2 et α_2 à, respectivement, 76.93 et 52.44 %. Le second axe est corrélé à 79.38 % au $\alpha_{Gardner}$, à 66.24 % à la porosité, à 64.12 % à la teneur en eau à saturation et à -63.78 % au $K_s_{Gardner}$. Cette discrimination est assez bonne, un seul échantillon est mal classé, les corrélations canoniques des axes 1 et 2 valent 84.51 et 80.74 %.

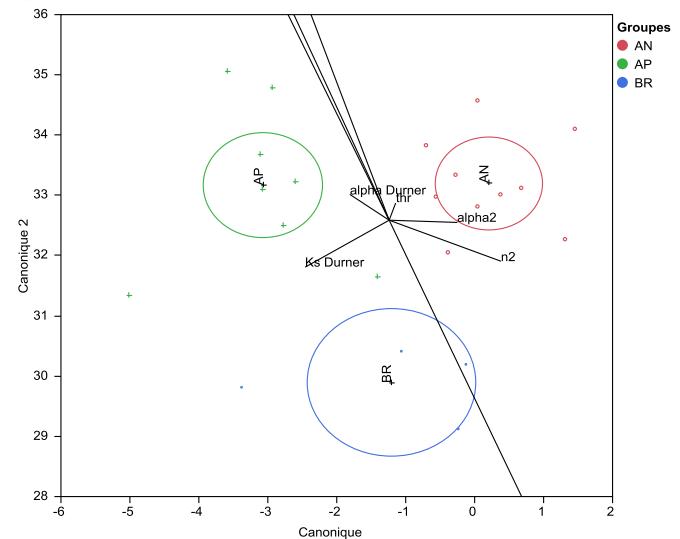


Figure 37 : Graphe canonique de l'analyse factorielle discriminante des paramètres hydrauliques.

6.5. Conclusion

Les diverses analyses factorielles discriminantes réalisées ont mis en évidence les paramètres pédologiques, hydrostatiques et hydrodynamiques qui permettent au mieux de différencier les sols étudiés suivant trois classes, sols brun rouille, andosols et andosols perhydratés.

À eux seuls, le pH KCl, l'INC, les teneurs en allophane et ferrihydrite, la CEC et l'ECEC discriminent les échantillons sans erreur (corrélations canoniques de 93 et 76 %). Lorsqu'on combine les deux sortes de paramètres hydrauliques, on obtient une prédiction assez bonne dont les corrélations canoniques valent 84 et 81 %. Les divers types de paramètres permettent donc de différencier les sols volcaniques étudiés.

Voyons maintenant si ces types peuvent être liés. De la sorte, les valeurs d'un paramètre d'un certain type pourraient renseigner sur les valeurs d'un paramètre d'un autre type. Le tableau 11 affiche les corrélations entre les paramètres pédologiques sélectionnés pour leur FDA et l'ensemble des paramètres hydrauliques ainsi que le « leaching index » modifié.

La meilleure corrélation entre différents types de paramètres concerne la teneur en eau résiduelle dans les mésopores et la teneur en matière organique (corr=-0.8577). Lors de l'analyse hydroclimatique, on avait vu que ces paramètres étaient également corrélés au LIM ce qui n'est plus le cas ici. En fait, on prend maintenant l'ensemble des échantillons et non plus uniquement l'horizon B. Excepté les faibles corrélations entre $\alpha_{Gardner}$ et la CEC (0.5722) et le $K_S_{Gardner}$ et la teneur en ferrihydrite (-0.5012), toutes les autres corrélations en dehors de l'intervalle [-0.50 0.50] concernent des paramètres d'un même type.

Cependant, comme les paramètres pédologiques sélectionnés précédemment offrent une bonne discrimination suivant les classes de sols et que six paramètres hydrauliques sur neuf permettent également de discriminer les classes, il est possible d'estimer grossièrement ces 6 paramètres hydrostatiques et hydrodynamiques sur base du type de sol et donc à partir de quelques analyses pédologiques.

Tableau 11: Tableau de corrélation des paramètres de différenciation des sols.

	pH KCl	MO	ECEC	CEC	Ferrihydrite	Allophane	A	INC	thr	ths	w2	alpha2	n2	Porosité	Macroporosité	alpha Gardner	Ks Gardner	LIM
pH KCl	1	0.0623	0.7616	0.5106	0.4459	0.6123	-0.2948	0.6087	0.1261	0.2704	-0.3083	0.4632	0.6102	0.2747	0.2271	0.334	-0.4207	0.4005
MO	0.0623	1	0.2527	0.6644	0.1067	-0.1575	-0.4149	0.2563	-0.8577	0.3047	0.1742	-0.2499	-0.0907	0.2685	-0.031	0.3904	-0.2479	0.0063
ECEC	0.7616	0.2527	1	0.5595	0.0611	0.1456	0.0461	0.228	-0.079	-0.122	-0.0968	0.2142	0.6268	-0.1422	0.033	0.3243	-0.3222	0.3252
CEC	0.5106	0.6644	0.5595	1	0.5374	0.4538	-0.3294	0.7124	-0.4285	0.3383	-0.1498	0.078	0.3196	0.3585	0.2197	0.5722	-0.4499	0.1364
Ferrihydrite	0.4459	0.1067	0.0611	0.5374	1	0.838	-0.5125	0.8952	0.116	0.6087	-0.2049	0.185	-0.0099	0.6121	0.1994	0.4949	-0.5012	0.1646
Allophane	0.6123	-0.1575	0.1456	0.4538	0.838	1	-0.3863	0.9118	0.2737	0.392	-0.2867	0.4242	0.243	0.4681	0.3399	0.3015	-0.3902	0.2596
A	-0.2948	-0.4149	0.0461	-0.3294	-0.5125	-0.3863	1	-0.5559	0.28	-0.6666	-0.0971	0.2255	0.3375	-0.5536	0.1435	-0.2304	0.2496	0.0082
INC	0.6087	0.2563	0.228	0.7124	0.8952	0.9118	-0.5559	1	-0.0726	0.5342	-0.208	0.2942	0.1722	0.5862	0.3065	0.4732	-0.4964	0.247
thr	0.1261	-0.8577	-0.079	-0.4285	0.116	0.2737	0.28	-0.0726	1	-0.1546	-0.2581	0.2191	0.1844	-0.1046	0.1097	-0.1723	-0.0129	-0.0236
ths	0.2704	0.3047	-0.122	0.3383	0.6087	0.392	-0.6666	0.5342	-0.1546	1	-0.1612	-0.1403	-0.1745	0.901	0.0427	0.3702	-0.2502	-0.043
w2	-0.3083	0.1742	-0.0968	-0.1498	-0.2049	-0.2867	-0.0971	-0.208	-0.2581	-0.1612	1	-0.513	-0.4414	-0.1971	-0.5494	0.0688	-0.2502	-0.203
alpha2	0.4632	-0.2499	0.2142	0.078	0.185	0.4242	0.2255	0.2942	0.2191	-0.1403	-0.513	1	0.4139	0.0625	0.636	0.1299	-0.1317	0.3428
n2	0.6102	-0.0907	0.6268	0.3196	-0.0099	0.243	0.3375	0.1722	0.1844	-0.1745	-0.4414	0.4139	1	-0.1243	0.2951	-0.0042	-0.0157	0.0791
Porosité	0.2747	0.2685	-0.1422	0.3585	0.6121	0.4681	-0.5536	0.5862	-0.1046	0.901	-0.1971	0.0625	-0.1243	1	0.4233	0.3934	-0.2711	-0.0083
Macroporosité	0.2271	-0.031	0.033	0.2197	0.1994	0.3399	0.1435	0.3065	0.1097	0.0427	-0.5494	0.636	0.2951	0.4233	1	0.1108	0.0178	0.1837
alpha Gardner	0.334	0.3904	0.3243	0.5722	0.4949	0.3015	-0.2304	0.4732	-0.1723	0.3702	0.0688	0.1299	-0.0042	0.3934	0.1108	1	-0.7368	0.2947
Ks Gardner	-0.4207	-0.2479	-0.3222	-0.4499	-0.5012	-0.3902	0.2496	-0.4964	-0.0129	-0.2502	-0.2502	-0.1317	-0.0157	-0.2711	0.0178	-0.7368	1	-0.2616
LIM	0.4005	0.0063	0.3252	0.1364	0.1646	0.2596	0.0082	0.247	-0.0236	-0.043	-0.203	0.3428	0.0791	-0.0083	0.1837	0.2947	-0.2616	1

Conclusion

L'objectif général de cette étude était de déterminer les facteurs pédologiques essentiels à la prédiction des paramètres hydrodynamiques de la climatoposéquence examinée. En plus d'affiner les résultats obtenus par Feltz (2008) et Germeau (2009) avec un focus sur la macroporosité et la double porosité dans la gamme de pores inférieurs à 0.3 mm de diamètre, ce travail visait également à comparer les caractéristiques des sols en culture avec celles de parcelles nues.

Tout d'abord, on a déterminé les caractéristiques pédogénétiques des nouvelles parcelles investiguées afin de vérifier/redéfinir leur classe de sol. L'évolution des teneurs en allophane et ferrihydrite concordaient parfaitement avec la pédogenèse des différentes classes, augmentant entre les sols brun rouille à halloysite et les andosols et diminuant légèrement entre les andosols et les andosols perhydratés. Comme prédit par Dorel (2001) et Colmet-Daage et Lagache (1965), les teneurs en argile décroissent avec l'altitude. Il serait toutefois intéressant de refaire une séparation granulométrique de ces échantillons en modifiant le mode de prélèvement de l'argile afin de s'assurer d'en quantifier l'intégralité.

D'un point de vue hydrostatique, l'analyse de la densité apparente a montré une décroissance progressive suivant le gradient topoclimatique. Les simulations suivant le modèle de Durner ont exposé la présence d'une inflexion sur les courbes de rétention entre les pF 1 et 3, synonyme d'une double porosité possible. La macroporosité n'a pu être mise en évidence. Lors d'analyses factorielles discriminantes des paramètres de Durner ainsi que de la macroporosité et de la porosité (inversement liée à la densité apparente), les paramètres jouant sur les différences entre classes de sol ont émergé. Il s'agit de la teneur en eau à saturation, des facteurs α_2 et n_2 issus du modèle de Durner ainsi que la porosité. Cependant ils ne garantissent pas une prédiction « presque parfaite ».

Au niveau hydrodynamique, on a observé des conductivités hydrauliques à saturation et proches de la saturation plus faibles chez les andosols perhydratés par rapport aux sols brun rouille. Le K_s de ces derniers est d'ailleurs très élevé (~ 8 m/jour). Les différences entre les classes de sols rejoignent les observations de Feltz (2008). Le K_s et α (représentant la distribution des pores) issus de l'équation de Gardner offrent une très mauvaise différenciation des sols. Toutefois, lorsqu'on les associe aux paramètres hydrostatiques dans une analyse factorielle discriminante, la répartition des sols suivant leur classe est améliorée.

Lors de la caractérisation hydroclimatique, il est ressorti que la méthode de détermination de la pluviosité influait grandement l'indice de lessivage modifié. Afin de confirmer la tendance actuelle, il serait nécessaire d'obtenir les mesures de pluie, d'évaporation et de ruissellement réelles des zones échantillonnées. De la sorte, des facteurs comme l'orientation des versants seraient pris en compte dans la détermination de l'indice.

En ce qui concerne les différences suivant la couverture du sol, rien de probant n'a pu être observé. De fait, les andosols perhydratés nus ne se distinguent des andosols perhydratés sous bananeraie en aucun cas. Au contraire, les sols brun rouille montrent des différences au niveau de la densité apparente qui pourraient être expliquées par le travail du sol mais aussi par l'altitude des parcelles. Ces sols diffèrent également suivant leur couverture au niveau de la conductivité hydraulique, cependant aucune hypothèse n'a pu être émise pour expliquer les valeurs inférieures des sols sous bananeraie. Du point de vue hydroclimatique, les andosols perhydratés se confondent tandis que les sols brun rouille sont différenciés suivant leur couverture. Toutefois, ces dissemblances sont dues à l'altitude

des sols nus qui ne correspond pas à l'altitude théorique de ce type de sol. Il est à noter que le « leaching index » modifié est le seul paramètre pour lequel la parcelle Razin se distingue des autres andosols perhydratés, sachant que les autres parcelles nues de ce type sont entretenues par une même personne, il est probable que cet effet soit dû au planteur.

Bien que séparément, les caractéristiques pédologiques et hydrauliques prédisent les classes des sols avec plus ou moins de précision, aucune corrélation forte n'est observable entre les jeux de paramètres excepté entre la teneur en eau résiduelle dans les mésopores et la teneur en matière organique. Néanmoins, la connaissance des caractéristiques pédologiques peuvent, via la classe de sol, renseigner grossièrement sur les valeurs des paramètres hydrauliques qui sont prépondérants dans la discrimination des sols suivant ces classes.

À l'avenir, il serait intéressant de disposer d'un panel d'échantillons plus étoffé afin de diminuer les variations au sein d'un même groupe de sol et d'améliorer la fiabilité des discriminations suivant tel ou tel jeu de paramètres. Les dissemblances entre sols nus et sols couverts pourraient être analysées davantage. Toutefois, les parcelles mises à nu ne sont pas destinées à le rester. Une étude garantissant l'absence d'effet provenant de racines et autres structures dérivant des cultures semble donc compromise. Enfin, une remise en question de la détermination des courbes de rétention via l'expérience du pF motte parviendrait peut-être à expliquer pourquoi les résultats de cette expérience ne montrent pas de variation de la densité apparente suivant la succion alors que les effets de retrait et de gonflement se distinguent à l'œil nu lors de l'expérience du bac à sable/ chambre à pression et lors de la phase évaporative selon de Wind.

Bibliographie

- André J. (1998). *Protocole de mesure de potentiel du sol en laboratoire*. INRA, Station agro-pédo climatique Antilles-Guyane.
- Anonyme (1993). *Conductivimètre hydraulique à disques T.R.I.M.S.*
- Atlas du Parc national de Guadeloupe (2001). <http://atlas.parcsnationaux.org/guadeloupe/>, ©MATE, Parc National de Guadeloupe, GIP ATEN, Morgan Multimedia, EDATER.
- Binders Ch., Javaux M. (2009). *BRES2103 Physique du sol (Détermination des paramètres de transfert à l'échelle locale)*. I campus support de cours, Louvain-la-Neuve.
- Boudon G., Dagain J., Semet M.P., Westercamp D. (1987). *Carte géologique 1:20 000 du massif volcanique de la Soufrière (Département de la Guadeloupe, Petites Antilles)*. BRGM, Paris.
- Chadwick O.A., Gavenda R.T., Kelly E.F., Ziegler K., Olson C.G., Aliott W.C., et al (2003). *The impact of climate on the biogeochemical functioning of volcanic soils*. Chemical geology 202.
- Chaperon P., L'Hote Y., Vuillaume G. (1983). *Les ressources en eau de surface de la Guadeloupe*. Cahier ORSTOM, Série hydrologique, Volume XX, n° 3 et 4, pp.149-178.
- Chaperon P., L'Hote Y., Vuillaume G. (1985). *Les ressources en eau de surface de la Guadeloupe*. Cahier ORSTOM, Série hydrologique, Volume XX, n° 7.
- Charlier J.-B. (2007). *Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical*, Thèse présentée pour l'obtention du grade de docteur, spécialité Structure et évolution de la Terre et des autres planètes, Université de Montpellier II, France,
- Childs C.W. (1985). *Towards understanding soil mineralogy. II Notes on ferrihydrite*. Laboratory Report CM7, Soil Bureau Lower Hutt, New Zealand.
- Colmet-Daage F., Lagache P., (de Crécy J., Gautheyrou J., Gautheyrou M., de Lannoy M.,) (1965). *Caractéristiques de quelques groupes de sols dérivés de roches volcaniques aux Antilles françaises*, Cahiers ORSTOM, Série Pédologie, Vol. 3, Num. 2, pp. 91-121.
- Dexter A.R., Czyz A.E., Richard G., Reszkowska A. (2008). *A user-friendly water retention fonctions that takes account of textural and structural pore spaces in soil*. Geoderma 143, pp.243-253.
- Dorel M. (2001). *Effet des pratiques culturales sur les propriétés physiques des sols volcaniques de Guadeloupe et influence sur l'enracinement du bananier*. Thèse présentée pour l'obtention du grade de docteur en sciences agronomiques et ingénierie biologique, Université Catholique de Louvain, Belgique.
- Durner W. (1994). *Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure*. Water Resources Res. 30, pp.211-223.
- FAO/ISRIC/IUSS (2001). *Lecture notes on the Major Soils of the World*. World Resources R Reports n°94, FAO, Rome, 334 p.

- Feltz N. (2008). *Relations hydropédologiques au sein d'une séquence de sols dérivés de cendres volcaniques en Guadeloupe*. Mémoire présenté pour l'obtention du titre de Bioingénieur en Sciences et Technologies de l'environnement, Université Catholique de Louvain, Belgique.
- Fichefet T. (2007), *PHYS1111b Physique générale : Mécanique des fluides*, Icampus support de cours, Louvain-la-Neuve.
- Germeau M. (2008). *Etude des relations hydropédologiques au sein d'une toposéquence de Guadeloupe*. Mémoire présenté pour l'obtention du titre de bio-ingénieur en Sciences et Technologies de l'environnement, Université Catholique de Louvain, Belgique.
- Germeau M., Javaux M. (2009). *Study of hydrological relations using quantified morphological data under banana plants on a toposequence of Guadeloupe*. Université catholique de Louvain, Belgique.
- Henao-Toro M.C. (2002). *Dynamique d'éléments fertilisants dans des sols dérivés de cendres volcaniques de la zone cafrière centrale de Colombie, sous culture de bananier plantain*. Thèse présentée en vue de l'obtention du grade de Docteur en Sciences agronomiques et ingénierie biologique, Université Catholique de Louvain, Belgique.
- Henriet C. (2008). *Silicon in banana (Musa spp.): a soil-plant system approach*. Thèse présentée en vue de l'obtention du grade de docteur en sciences agronomique et ingénierie biologique, Université catholique de Louvain, Belgique.
- Herbillon A.J. (1986). *Chemical estimation of weatherable minerals present in the diagnostic horizons of low activity clay soils.*, Proc 8th Znt. Soil Classification Workshop, Rio de Janeiro, pp. 39-48.
- Huyhn S. (2010). *Analyse des conditions d'apparition du ruissellement sur les sols volcaniques de Guadeloupe et modélisation*. École Nationale Supérieure Agronomique de Toulouse.
- Jackson M.L. (1965). *Soil chemical analysis, advanced course*. Dept. of Soil Science, Madison, Wisconsin, pp. 991.
- Lambot S., Vanclooster M., (2010). *BRES2102 Hydrodynamique des sols*. I campus support de cours, Louvain-la-Neuve.
- Lin H. S., Mc Innes K. J., Wilding L. P., Hallmark C. T. (1999(a)). *Effects of Soil Morphology on Hydraulic Properties: I. Quantification of Soil Morphology*, Soil Science Society of America Journal, 63, pp 948-954.
- Lin H. S., Mc Innes K. J., Wilding L. P., Hallmark C. T. (1999(b)). *Effects of Soil Morphology on Hydraulic Properties: II. Hydraulic Pedotransfer Functions*, Soil Science Society of America Journal, 63, pp 955-961.
- Lin H., Bouma J., Wilding L. P., Richardson J. L., Kutilek M., Nielsen D. R. (2005). *Advances in Hydropedology*, Advances in Agronomy, Vol. 85.
- Magellan Geographix (1992). *Guadeloupe -France-*. Santa Barbara, Californie.

- Manichon H., Gautronneau Y., Sébilotte M. (1987). *Guide méthodique du profil cultural*, pp.62.
- Maroy E. (2010). *Caractérisation hydrodynamique du sol par deux méthodes transitoires : a analyses numérique et expérimentale*. Mémoire présenté pour l'obtention du titre de bio-ingénieur en Sciences et Technologies de l'environnement, Université Catholique de Louvain, Belgique.
- Mizota C., van Reeuwijk L. P. (1989). *Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions*. International soil reference and information centre, Wageningen.
- Musy A., Soutter M. (1991). *Physique du sol*. Collection gérer l'environnement 6, Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, p.38-39, 77-87.
- Ndayiragije S. (1996). *Caractérisation d'une séquence d'altération de sols dérivés de matériaux pyroclastiques sous climat tropical humide des Antilles (Guadeloupe)*. Thèse présentée pour l'obtention du grade de docteur, Université catholique de Louvain, Belgique.
- Pochet G., Van der Velde M., Vanclooster M., Delvaux B. (2007). *Hydric properties of high charge, halloysitic clay soils from the tropical South Pacific region*, Geoderma 138, pp. 96-109.
- Tessier D. (1984). *Etude expérimentale de l'organisation de matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessication et de la réhumectation*. Thèse Université Paris IV, INRA, Paris.
- Vanclooster M., Lambot S., Javaux M. (2006). *TP9 : le perméamètre à succion*. Notes du cours *Hydrodynamique des sols*, Université catholique de Louvain.
- Vauclin M., Chopart J.-L. (1992). *L'infiltrométrie multidisques pour la détermination in situ des caractéristiques hydrodynamiques de la surface d'un sol gravillonnaire de Côte d'Ivoire*. L'AGRONOMIE TROPICALE 46-4, p.259-271.
- van Dam J.C., Stricker J.N.M., and Droogers P. (1994). *Inverse method to determine soil hydraulic functions from multi-step outflow experiments*. Soil Sci. Am. J. 58:647-652.
- Walkley A., Black,I.A.(1934). *An Examination of Degtjareff Method for Determining Soil Organic Matter and a Proposed Modification of the Chromic Acid Titration Method*. Soil Scientist. 37, pp. 29-37.
- West S. L., White G. N., Deng Y., Mc Innes K. J., Juo A. S. R., Dixon J. B. (2004). *Kaolinite, H Halloysite, and Iron Oxide Influence on Physical Behavior of Formulated Soils*, Soil Science Society of America Journal, 68, pp 1452-1460.
- Westercamp D., Mervoyer B. (1976). *Les séries volcaniques de la Martinique et de la G Guadeloupe*. Bull. BRGLM. 2e sér., sect. IV.4., pp. 229-242.
- Wind G. (1968). *Capillary conductivity data estimated by a simple method*. Water in the unsaturated zone. Proc. Wagenigen Symp. 1966, vol. 1, édité par Rijtema P. et Wassink H., pp.181-191.

Annexe

Tableau 12: Paramètres pédologiques.

SOL		pH H ₂ O	pH KCl	C _{org} [g/100g sol]	MO [g/100g sol]	Ca [cmolc/kg]	K [cmolc/kg]	Mg [cmolc/kg]	Na [cmolc/kg]	Al3+ [cmolc/kg]	H+ [cmolc/kg]	ECEC [cmolc/kg]	CEC [cmolc/kg]	NH4/kg	Taux de saturation en base [%]	Ferrihydrite [%]	Allophane [%]	INC	Sables [%]	Limons grossiers [%]	Limons fins [%]	Argiles [%]
Horizon A	DACALOR	6.52	4.75	1.64	2.82	4.14	1.90	1.44	0.07	0.56	0.00	8.11	18.09		45.56	1.84	0.00	4.66	24.81	1.58	8.28	65.33
	MORVAN	5.51	3.85	2.40	4.13	1.85	1.53	0.89	0.11	2.45	0.94	7.76	20.89		22.75	1.57	0.00	5.70	5.00	3.23	10.60	81.17
	RAZIN	5.79	3.98	2.73	4.71	1.94	1.50	1.20	0.16	2.02	0.73	7.53	23.85		21.40	2.47	4.29	11.47	8.78	5.36	22.32	63.54
	BALON	5.89	4.22	13.53	23.32	1.82	0.26	0.83	0.22	2.67	1.07	6.86	48.39		6.67	4.65	4.24	32.21	85.18	1.70	6.86	6.26
	MOÏSE P	5.06	4.00	6.56	11.30	0.93	0.57	0.76	0.15	1.69	0.46	4.57	28.18		9.11	4.41	2.08	17.79	24.25	6.42	14.00	55.33
	MOÏSE F	6.05	5.00	5.41	9.33	3.17	0.22	0.84	0.19	0.30	0.28	5.00	26.35		17.83	2.68	11.22	23.23	74.33	3.89	10.52	11.26
	DUMANOIR HAUT	7.03	6.15	6.35	10.95	15.04	4.09	4.46	0.16	0.00	0.00	23.76	38.61		63.92	5.48	12.06	28.49	74.20	4.57	9.63	11.60
	DUMANOIR BAS	7.70	7.17	4.18	7.21	36.58	3.59	1.52	0.12	0.00	0.00	41.81	30.58		143.53	4.16	12.99	24.36	46.12	6.33	17.90	29.65
	MALENEC HAUT	7.34	6.98	5.41	9.33	35.19	2.11	1.23	0.15	0.00	0.00	38.69	51.85		77.20	5.16	22.83	37.32	16.73	4.98	15.11	63.17
	MALENEC BAS	6.62	5.24	4.03	6.94	8.61	3.01	3.05	0.19	0.27	0.53	15.66	42.78		35.94	4.40	20.21	31.55	23.92	11.61	9.80	54.67
	AUREL	7.24	6.59	4.98	8.59	28.39	1.40	1.75	0.16	0.00	0.00	31.69	35.42		93.22	4.40	11.55	24.54	17.65	21.53	0.00	60.82

Horizon B	DACALOR	5.58	3.90	0.83	1.44	2.83	1.09	1.02	0.18	1.78	0.75	7.65	20.21		27.43	1.94	0.00	3.38	9.09	26.59	23.76	40.57
	MORVAN	5.52	3.83	0.77	1.32	1.52	0.57	0.60	0.31	3.07	0.40	6.47	17.65		18.62	1.25	0.00	2.57	14.36	1.66	6.56	77.42
	RAZIN	5.53	4.06	2.36	4.06	0.86	1.17	0.45	0.13	1.13	1.79	5.53	19.70		14.40	3.00	2.97	10.03	11.96	5.95	16.12	65.97
	BALON	5.77	4.98	1.89	3.25	0.19	0.07	0.17	0.09	0.54	0.05	1.10	32.60		1.66	7.10	21.40	31.75	81.06	2.13	2.78	14.03
	MOÏSE P	4.90	4.14	2.34	4.03	0.12	0.44	0.05	0.04	1.79	0.81	3.24	18.51		3.84	3.92	2.82	10.77	20.52	4.52	9.98	64.98
	MOÏSE F	5.77	5.15	1.57	2.70	0.62	0.10	0.28	0.15	0.29	0.27	1.71	23.39		5.26	5.33	15.60	23.63	35.65	3.57	12.22	48.56
	DUMANOIR HAUT	7.00	6.18	1.48	2.55	3.83	0.56	0.56	0.09	0.00	0.00	5.05	22.59		23.91	5.16	23.70	31.41	46.17	16.17	20.26	17.40
	DUMANOIR BAS	7.59	6.82	2.21	3.81	13.74	0.52	0.68	0.11	0.00	0.00	15.06	26.18		60.93	3.29	16.38	23.48	35.81	13.85	14.55	35.79
	MALENEC HAUT	7.40	6.97	3.88	6.68	34.11	1.66	1.10	0.19	0.00	0.00	37.07	40.47		94.95	4.81	19.45	30.94	30.22	5.66	10.90	53.23
	MALENEC BAS	6.20	5.41	1.39	2.39	3.96	0.47	1.33	0.17	0.28	0.27	6.47	35.18		17.56	7.98	36.54	46.91				
	AUREL	6.39	5.64	1.50	2.59	1.47	0.18	0.30	0.10	0.00	0.00	2.05	29.05		7.42	6.93	36.01	45.53	33.63	9.05	19.49	37.83

Résumé

La Guadeloupe est une île de petite taille. Ses ressources en eau douce, limitées, proviennent majoritairement des nappes aquifères et des cours d'eau du sud-est de la Basse-Terre. Dans la même région de l'île se trouvent de nombreuses bananeraies. Leur gestion au cours des années 80 et 90 a conduit à la contamination des sols en chlordécone, pesticide organochloré, sur de larges étendues. De ce fait, les nappes aquifères ont été polluées également, menaçant les ressources en eau de l'île.

Afin de répondre à la pollution par des aménagements permettant de limiter la dispersion des éléments contaminants, il est nécessaire de connaître les propriétés hydrauliques des sols. En raison des gradients climatique et topographique, les sols de la Basse-Terre sont fortement différenciés sur de faibles distances. Par conséquent, la modélisation hydrologique des bassins versants contaminés serait facilitée s'il était possible d'établir une carte hydrologique à partir des cartes pédologiques existantes.

Dans ce contexte, l'approche hydropédologique semble adéquate. De fait, elle combine les apports de la pédologie, de la physique du sol et de l'hydrologie.

L'objectif de cette étude est donc de déterminer s'il est envisageable d'utiliser les paramètres pédologiques pour prédire le comportement hydrologique de la zone investiguée.

Dans ce but, les sols sont caractérisés des points de vue pédologique, hydrostatique, hydrodynamique et hydroclimatique. Pour chaque jeu de paramètres, une analyse factorielle discriminante est réalisée.

Il en ressort que les paramètres pédologiques différencient les sols de manière très précise. La prédiction des classes de sol à partir des paramètres hydrostatiques est moins bonne. Aux niveaux hydrodynamique et hydroclimatique, rien n'apparaît. Toutefois, lorsque paramètres hydrostatiques et hydrodynamiques sont associés dans la même analyse factorielle discriminante, il en découle une prédiction des classes de sols de qualité supérieure à celles issues des jeux isolés.

Enfin, les corrélations entre l'ensemble des paramètres sont calculées. Aucune corrélation entre caractéristiques de types différents ne se distingue. Toutefois, les qualités des prédictions pédologique d'une part et hydraulique d'autre part permettent de déterminer les valeurs des paramètres hydrauliques prépondérants dans la différenciation des sols sur base de la connaissance de la classe du sol ou des caractéristiques pédologiques via cette classe de sol.