

Table des matières

Remerciements

Liste des abréviations.....i

Liste des unités de mesureii

Liste des symboles chimiques..... iii

Liste des figuresiv

Liste des tableaux..... v

Glossairevi

Introduction..... 1

Chapitre 1: Synthèse bibliographique relative à la pédogenèse des sols ferrallitiques et leurs propriétés d'échange3

1.1 Caractéristiques générales de la formation des sols à Madagascar3

1.1.1 Relief3

1.1.2 Climat4

1.1.3 Géologie.....5

1.1.4 Types de sol.....7

1.2 Généralités sur la genèse des sols ferrallitiques9

1.2.1 Constituants des sols ferrallitiques 11

1.2.1.1 Constituants minéraux 11

1.2.1.2 Constituants organiques 11

1.2.2 L'altération 12

1.3 Propriétés d'échange dans les sols ferrallitiques..... 13

1.3.1 Pouvoir adsorbant du sol 13

1.3.2 pH du sol..... 15

1.3.3 Capacité d'échange cationique totale (C.E.C.T) ou (T) 16

1.3.3.1 Origine de la capacité d'échange 17

1.3.3.2 Quelques exemples de CEC de quelques minéraux argileux en cmol_c/kg 18

1.3.4 L'acidité d'échange et l'aluminium échangeable	19
1.3.5 Somme des cations basiques échangeables et taux de saturation	21
Chapitre 2 : Matériels et méthodes	22
2.1 Présentation des sites d'études	22
2.1.1 Hautes Terres	23
2.1.2 Moyen Ouest.....	25
2.1.3 Zone sédimentaire du Nord-Ouest et versant oriental	27
2.2 Méthodologie générale	28
2.2.1 Extraction des données	28
2.2.1.1 A partir de la carte géologique.....	28
2.2.1.2 A partir de la carte pédologique.....	31
2.2.2 Echantillonnage et préparation des échantillons de sol	33
2.2.3 Analyses au laboratoire	34
2.2.3.1 Détermination de la CEC et des teneurs en cations échangeables.....	34
2.2.3.2 Détermination de la teneur en aluminium échangeable	35
2.2.4 Traitement des données	36
Chapitre 3 : Résultats et interprétations	37
3.1 Compositions minéralogiques des sols	37
3.2 Caractérisation des sols en fonction des roches mères.....	39
3.2.1 Compositions minéralogiques des sols.....	39
3.2.1.1 La kaolinite	39
3.2.1.2 La gibbsite.....	39
3.2.1.3 Goethite-hématite.....	39
3.2.2 Propriétés chimiques des sols	41
3.2.2.1 La CEC.....	41
3.2.2.2 Teneurs en K^+	42
3.2.2.3 Teneurs en Mg^{2+}	42

3.2.2.4 Teneurs en Ca^{2+}	42
3.2.2.5 Teneurs en Al^{3+}	43
3.3 Caractérisation des sols en fonction de la classification pédologique des sols	45
3.3.1 Compositions minéralogiques des sols	45
3.3.1.1 La kaolinite	45
3.3.1.2 La gibbsite	45
3.3.1.3 Goethite-hématite	45
3.3.2 Propriétés chimiques des sols	47
3.3.2.1 La CEC	47
3.2.2.2 Teneurs en K^{+}	47
3.2.2.3 Teneurs en Mg^{2+}	48
3.2.2.4 Teneurs en Ca^{2+}	48
3.2.2.5 Teneurs en Al^{3+}	48
Chapitre 4 : Discussions	50
4.1 Les effets de la roche mère sur les compositions minéralogiques des sols ferrallitiques	50
4.2 Relation entre les propriétés d'échanges des sols ferrallitiques et les roches mères	52
4.2.1 Effet du pH_{eau} sur l' Al^{3+}	52
4.2.2 Effet de la composition minéralogique	53
Conclusion	58
Références bibliographiques et webographie	60
Liste des annexes	I
Abstract	
Résumé	

Liste des abréviations

AFES: Association Française pour l'Etude du Sol

AFNOR : Association Française de Normalisation

AISS : Association Internationale de la Science du Sol

CEC : Capacité d'Echange Cationique

CIRAD : Centre de coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement

CPCS : Commission de Pédologie et de Cartographie des sols

CREAM : Centre de Recherches, d'Etudes et d'appui à l'Analyse Economique à Madagascar

FAO: Food and Agricultural Organization

HTC: Haute Terre Centrale

INRA : Institut Nationale de la Recherche Agronomique

IRD : Institut de Recherche pour le Développement

ISRIC: International Soil Reference and Information Center

LRI : Laboratoire des Radio-Isotopes

MEF : Ministère de l'Environnement et des Forêts

NW : Nord-Ouest

ORSTOM : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

PGRM : Projet de Gouvernance des Ressources Minérales

PRD : Plan Régional de Développement

RN: Route Nationale

SE : Sud-Est

UMR : Unité Mixte de Recherche

UNESCO: United Nations of Education Science Cultural Organization

Liste des unités de mesure

°C : degré Celsius

% : Pourcentage

α : Alpha

Å : Angström

cm: Centimètre

$\text{cmol}_c \cdot \text{kg}^{-1}$ ou cmol_c/kg : Centimole de charge par kilogramme

g : Gramme

$\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ou g/kg : Gramme par kilogramme

g/l : Gramme par litre

h : Heure

km : Kilomètre

km^2 : Kilomètre carré

m : Mètre

m^2 : Mètre carré

μm : Micromètre

$\text{meq}/100\text{g}$: Milliéquivalent pour 100 grammes

$\text{méq}/\text{l}$: Milliéquivalent par litre

ml : Millilitre

mm: Millimètre

mn : Minute

N : Normalité

Liste des symboles chimiques

Al: Aluminium

Ca: Calcium

Cl⁻ : Ion chlorure

CO₂ : Dioxyde de carbone

F : Fluor

Fe: Fer

Gb : Gibbsite

Gt+Hm: Goethite-Hématite

H⁺ : Ion hydrogène

K : Potassium

Kt : Kaolinite

Mg : Magnésium

Mn : Manganèse

Na : Sodium

Si : Silicium

Liste des figures

<u>Figure 1</u> : Carte topographique montrant les reliefs de Madagascar	4
<u>Figure 2</u> : Domaines tectono-métamorphiques de Madagascar	6
<u>Figure 3</u> : Echange entre le complexe adsorbant et la solution du sol	14
<u>Figure 4</u> : Norme d'interprétations du pH_{eau} du sol	15
<u>Figure 5</u> : Schéma des charges permanentes des minéraux argileux des sols	17
<u>Figure 6</u> : Schéma des charges variables sur les constituants amphotères des sols	18
<u>Figure 7</u> : Relation entre le taux de saturations en Al^{3+} échangeables et le pH_{KCl}	21
<u>Figure 8</u> : Carte de localisation des 120 sites de prélèvements.....	23
<u>Figure 9</u> : Carte géologique montrant les 120 sites en fonction des groupes de roches	29
<u>Figure 10</u> : Carte pédologique montrant les 120 sites en fonction des sols.....	33
<u>Figure 11</u> : Carré de prélèvement.....	34
<u>Figure 12</u> : Représentation schématique d'une boîte à moustache	36
<u>Figure 13</u> : Distribution des teneurs en Si, Al et Fe (%) en fonction des roches mères (a) et de la classification des sols (b)	37
<u>Figure 14</u> : Distribution des teneurs en kaolinite, gibbsite, goethite-hématite (%) en fonction des roches (a) et de la classification des sols (b)	38
<u>Figure 15</u> : Distribution des teneurs de kaolinite (a), de gibbsite (b) et de goethite-hématite (c) dans les sols en fonction de la roche mère	40
<u>Figure 16</u> : Distribution de la CEC des sols en fonction de la roche mère	41
<u>Figure 17</u> : Distribution des teneurs en K^+ (a), en Mg^{2+} (b), en Ca^{2+} (c) et en Al^{3+} (d) dans les sols en fonction de la roche mère.....	44
<u>Figure 18</u> : Distribution des teneurs de kaolinite (a), de gibbsite (b) et de goethite-hématite (c) dans les sols en fonction de leurs types	46
<u>Figure 19</u> : Distribution de la CEC des sols en fonction de leurs types.....	47

<u>Figure 20</u> : Distribution des teneurs en K^+ (a), en Mg^{2+} (b), en Ca^{2+} (c) et en Al^{3+} (d) dans les sols en fonction de leurs types	49
<u>Figure 21</u> : Evolution des teneurs en Al^{3+} et pH_{eau} en fonction des roches (a) et de la classification des sols (b)	52
<u>Figure 22</u> : Evolution des teneurs en Al^{3+} et de R_{KGB} en fonction des roches (a) et de la classification des sols (b)	54
<u>Figure 23</u> : Evolution de la CEC et de R_{KGB} en fonction des roches (a) et de la classification des sols (b).....	55
<u>Figure 24</u> : Evolutions des teneurs en K^+ (a), en Mg^{2+} (b), en Ca^{2+} (c) et de R_{KGB} en fonction des roches et de la classification des sols.....	57

Liste des tableaux

<u>Tableau 1</u> : CEC et distribution des charges fixes (CEC_c) et variables (CEC_v) chez différents constituants du sol.....	19
<u>Tableau 2</u> : Différentes roches caractérisant les zones d'études.....	28
<u>Tableau 3</u> : Classification FAO et classification CPCS correspondante	31

Glossaire

Acidification : phénomène lié à l'élimination des cations Ca^{2+} et Mg^{2+} principalement dans le profil du sol et qui se traduit par un abaissement du pH.

Adsorption : phénomène physique de surface réalisant la fixation de certains éléments sur les particules du sol. C'est aussi la fixation des bases échangeables sur les particules colloïdes du sol (humus, minéraux, argileux, sesquioxides, etc.).

Allophane : aluminosilicate hydraté Al_2O_3 , SiO_2 mal cristallisé, voisin des minéraux argileux auxquels il paraît souvent faire transition.

Amphotère : se dit d'une substance capable de se combiner aussi bien aux acides qu'aux bases.

Chloritisation : formation de chlorite selon divers processus, et à partir de divers minéraux.

Détritique : sol constitué par les résidus de la désagrégation des roches, se dit aussi d'une roche composée de débris, fruits d'une décomposition des éléments solides d'organismes vivants (os, carapace, etc.) ou de l'érosion par le vent ou les courants océaniques, particulièrement puissants au moment de leur formation.

Nappe de charriage : ensemble de terrains qui a été déplacé (allochtone) et est venu recouvrir un autre ensemble (autochtone) dont il était très éloigné à l'origine.

Pédogenèse : mode de formation et d'évolution des sols, elle inclut toute les formes d'action de la végétation sur le sous-sol minéral, aboutissant à la création d'un sol.

Séricitisation : altération des feldspaths avec formation de petits cristaux de micas blancs, regroupés sous le nom de séricide.

Serpentinisation : transformation en serpentine de minéraux ferromagnésiens, en particulier de l'olivine, dans les roches magmatiques basiques ou ultrabasiques.

Sol tronqué : sol dont les horizons supérieurs ont disparu partiellement ou totalement à cause de l'érosion.

Solum : tranche verticale d'une couverture pédologique observable dans une fosse ou une tranchée. C'est aussi l'ensemble des horizons A et B d'un même profil et éventuellement les couches présentent des caractéristiques génétiques liés au développement de ces horizons lorsqu'elles sont situées au niveau de l'horizon C.

Introduction

Le sol se forme sous l'influence de plusieurs facteurs tels que la roche mère, le climat, le temps, les organismes et la topographie. La grande variabilité pédologique des sols résulte des interactions de ces divers facteurs, qui influencent la formation de différents profils (Baptista et al., 2011). La connaissance des caractéristiques pédologiques des sols, de leur mode de formation, de leurs caractéristiques minéralogiques est d'une grande importance, car ces caractéristiques ont des conséquences sur les propriétés physico-chimiques des sols et aussi sur leurs potentialités nutritives et leurs fonctions biologiques. A Madagascar, comme partout dans le monde, la variabilité des sols est influencée par des facteurs climatiques et géologiques. Dans le cas de Madagascar, où les sols peuvent être issus du socle cristallin, de formations sédimentaires ou de roches volcaniques (MEF, 2012), les effets de la roche mère sur les caractéristiques des sols sont mal connus.

Les sols ferrallitiques, principalement des ferralsols dans la classification FAO ou des oxisols dans Soil Taxonomy, la classification américaine (Rabeharisoa, 2004) représentent une superficie de 274 561 km², soit environ 46,5% de la surface de Madagascar (Razafimahatratra, 2011). Les principales classes de sols ferrallitiques étudiées ici sont les ferralsols, les cambisols et les nitisols. Ils sont formés en climat chaud et humide et évoluent par suite d'une altération intense des roches mères. Selon l'intensité de l'altération et en fonction des processus d'érosion ou de rajeunissement qui affectent les sols, les caractéristiques pédologiques des sols varient, ce qui explique les trois classes de sols observés. L'altération intense peut réduire la fertilité de ces sols et induire une forte acidité, des teneurs généralement faibles en matières organiques, de faibles capacités d'échanges cationiques et teneurs en bases échangeables (Ca, Mg, K). L'augmentation de la concentration d'aluminium échangeable est l'une des conséquences majeures de l'acidification des sols. De nombreux facteurs conditionnent cette fertilité notamment les caractéristiques pédologiques (composition minéralogique, pH) et la nature de la roche mère ou du matériau parental qui peut changer la capacité d'échange cationique des sols ferrallitiques.

Une étude sur la variabilité des caractéristiques pédologiques des sols ferrallitiques de Madagascar, sur leurs propriétés d'échanges et sur leur acidité contribue à la valorisation de ces sols. Un programme de recherche et de formation ciblé sur le rôle des sols et de la variabilité de ses caractéristiques pédologiques sur les propriétés physico-chimiques des sols ferrallitiques

de Madagascar a été développé conjointement par le Laboratoire des Radio-Isotopes et l'UMR Eco&Sols (Ecologie Fonctionnelle & Biogéochimie des Sols & des Agroécosystèmes). Les Hautes Terres (zones des « tanety »), le Moyen Ouest, la zone sédimentaire du Nord-Ouest et le versant oriental de Madagascar font partie des zones à étudier. Une caractérisation des sols ferrallitiques recouvrant ces zones est nécessaire. Notre étude concerne les « **Relations entre les caractéristiques pédologiques des sols ferrallitiques de Madagascar et leurs propriétés d'échange** ». Elle tente de répondre à cette question : « *Quels sont les rôles des sols et de la variabilité de ses caractéristiques pédologiques sur les propriétés physico-chimiques des sols ferrallitiques de Madagascar ?* » Afin de répondre à cette question, des hypothèses de recherche ont été avancées :

Hypothèse 1 : La roche mère influe sur la composition minéralogique et sur les propriétés d'échanges des sols ferrallitiques.

Hypothèse 2 : La pédogenèse, le niveau d'altération des sols ferrallitiques et la variabilité de leurs caractéristiques pédologiques, l'ensemble de ces processus conduisant à définir la classe des sols, influent grandement sur les propriétés physico-chimiques de ces sols.

L'objectif principal de cette étude est de mettre en relation les propriétés physico-chimiques et les caractéristiques pédologiques de ces sols. Plus spécifiquement, cette étude détermine la capacité d'échange cationique, la teneur en aluminium échangeable (acidité des sols), les teneurs en cations échangeables (calcium, magnésium, potassium) des sols ferrallitiques. Elle tend aussi à caractériser les classes de sols ferrallitiques des Hautes Terres, du Moyen Ouest, de la zone sédimentaire du Nord-Ouest et de la côte orientale tout en tenant compte de l'origine géologique de ces sols.

Ainsi, cette recherche sera divisée en 4 chapitres :

- Chapitre 1 : Synthèse bibliographique relative à la pédogenèse des sols ferrallitiques et leurs propriétés d'échanges.
- Chapitre 2 : Matériels et méthodes.
- Chapitre 3 : Résultats et interprétations.
- Chapitre 4 : Discussions.

Chapitre 1: Synthèse bibliographique relative à la pédogenèse des sols ferrallitiques et leurs propriétés d'échange

1.1 Caractéristiques générales de la formation des sols à Madagascar

Madagascar est situé au sud-est de l'Afrique, séparé par le Canal du Mozambique. Avec une superficie de 592 040 km², il se trouve d'une part entre les latitudes sud 11°57' et 25°29' et d'autre part les longitudes est 43°14' et 50°27'. La Grande île, parfois appelée « l'île Rouge », en référence à la latérite qui colore ses hautes terres, s'étire sur 1580 km du nord au sud et 500 km d'est en ouest avec un maximum de 575 km (Wikipédia). Madagascar est constitué par un ensemble de hautes terres occupant les 2/3 du pays.

1.1.1 Relief

Le relief divise Madagascar en 3 bandes (Figure 1) : une bande côtière très étroite à l'est, des Hauts Plateaux au centre, et une zone de plateaux plus bas et de plaines à l'ouest (Wikipédia). Le relief des Hautes Terres au centre est très irrégulier, formé par des collines et des montagnes avec une altitude de plus de 800 m. Au nord culminent le Maromokotra (2876 m) et Tsaratanana (2886 m), au centre l'Ankaratra (2643 m) et au sud l'Andringitra (2658 m). Le versant oriental de ces hauteurs descend brusquement par une falaise vers l'Océan Indien (Rasambainarivo et al., 2003) jusqu'au niveau de l'étroite plaine côtière, rectiligne, bordée de lagunes reliées artificiellement sur une longueur de 600 km pour former le Canal des Pangalanes. Le versant occidental s'incline par des pentes plus douces occupées par des grandes plaines rejoignant le Canal du Mozambique (Rasambainarivo et al., 2003). Il est dominé par des formations sédimentaires avec les grands bassins de Mahajanga au nord-ouest et de Morondava à l'ouest et au sud-ouest. Ces derniers présentent un relief de cuestas gréseuses ou calcaires. Les régions méridionales ont l'aspect d'une pénéplaine, formée à l'est par le massif volcanique de l'Androy, à l'ouest par le plateau calcaire du Mahafaly. Dans l'extrême sud, la côte est bordée par un important cordon dunaire.

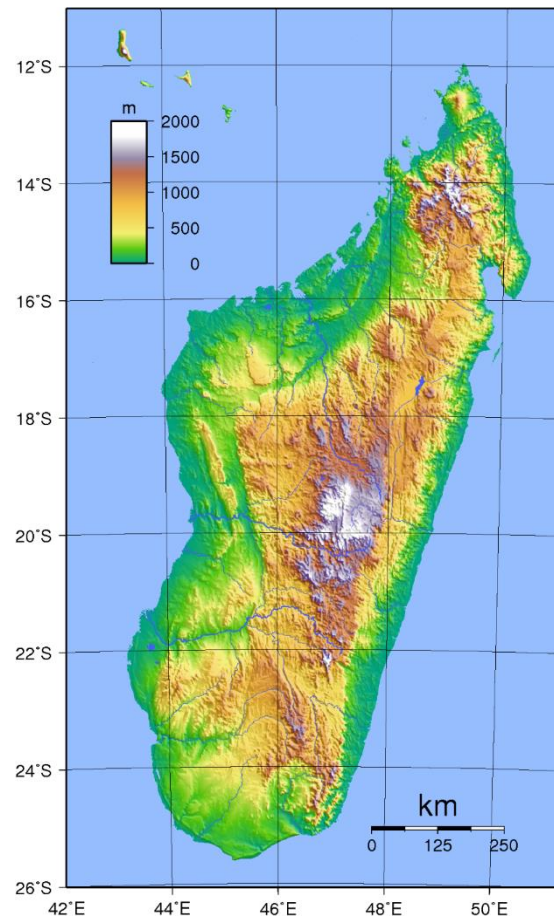


Figure 1 : Carte topographique montrant les reliefs de Madagascar.

Source : Sadalmelik (2007)

1.1.2 Climat

Madagascar fait partie d'une zone climatique submérienne à cause de son relief et de sa position dans le champ des alizés (Hervieu, 1967). Le climat à Madagascar est un climat de type tropical, caractérisé par une alternance de saison de pluie (Novembre-Mars) et de saison sèche (Avril-Octobre) (Rasambainarivo et al., 2003). Il varie en fonction de l'altitude et de la latitude de chaque région :

- à l'est et au nord-est : climat tropical humide avec de fortes précipitations
- à l'ouest et au sud-ouest : climat tropical sec, les précipitations sont de plus en plus faibles au sud.

Compte tenu du gradient de pluviométrie allant du nord-est au sud-ouest et des variations altitudinales, cinq grandes régions climatiques ont été définies (Razafimahatratra, 2011) :

- la côte orientale : elle est plus arrosée que les autres régions du fait de l'alizé du SE, avec des précipitations entre 2 000 et 3 500 mm par an. Le climat y est humide et la saison sèche est peu marquée. Le NW aussi présente les mêmes caractéristiques,
- l'ouest : il est moins arrosé avec une précipitation annuelle de moins de 800 mm. Le climat y est subaride et la saison sèche est très marquée,
- les Hautes Terres Centrales : elles sont à climat tropical de montagne et sont influencées par l'altitude qui fait baisser la température, la pluviométrie annuelle est supérieure à 1500 mm.
- le sud-ouest : il est caractérisé par un climat aride avec une pluviosité de 400 à 600 mm
- l'extrême sud : il présente un climat très aride, peu arrosé avec une pluviosité annuelle de moins de 400 mm vers Toliara.

1.1.3 Géologie

La géologie de Madagascar est formée principalement par les formations du socle cristallin et par les formations sédimentaires.

Le socle cristallin occupe les 2/3 est de la superficie de l'île. Le socle cristallin malgache est composé d'une grande variété d'unités lithologiques et lithostratigraphiques. Ce socle précambrien est constitué par des terrains métamorphiques stratifiés et fortement plissés en plusieurs phases, des intrusions granitiques différentes et d'importantes intrusions basiques et ultrabasiques dans les formations méta sédimentaires. Bésairie (1964, cité par Handoniaina, 2012) considère le socle cristallin comme un empilement sédimentaire repris par le métamorphisme induit par les intrusions granitiques et basiques. Le centre et le nord de Madagascar sont séparés du sud par la zone de cisaillement Ranotsara (Windley et al., 1994) qui est orientée NW-SE. Cette subdivision est basée sur les différences d'âge observées entre les deux unités. Au nord de cette zone de cisaillement, les roches sont Archéennes tandis qu'au sud ces dernières sont datées du Protérozoïque.

Le socle précambrien est divisé en six domaines géologiques et trois nappes de charriage d'après Roig et al., (2012). Ce sont : le domaine d'Antongil, domaine d'Antananarivo, domaine d'Ikalamavony, domaine Anosyen-Androyen, domaine de Bemarivo, domaine de Vohibory, nappe d'Itremo, nappe de Bemarivo et nappe de Tsaratanana (Figure 2).

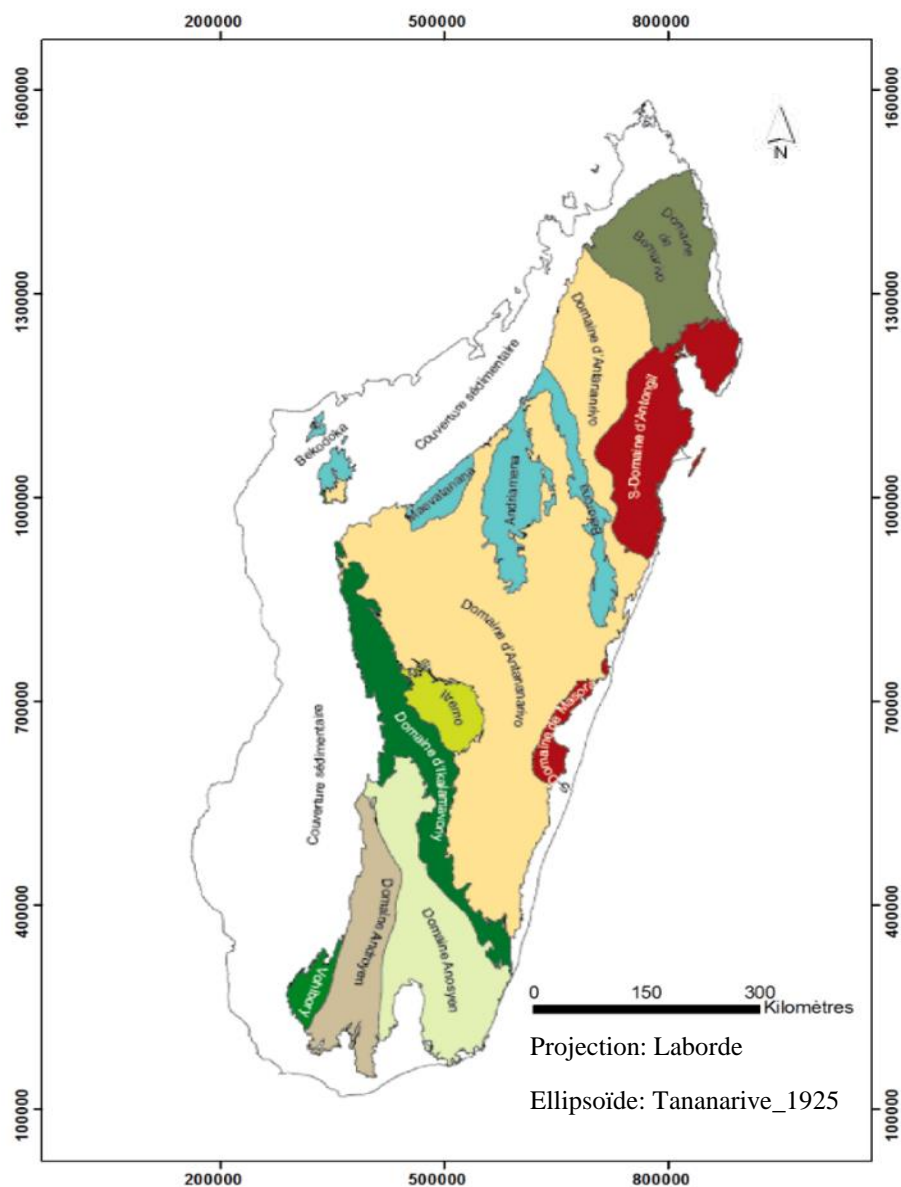











Figure 2 : Domaines tectono-métamorphiques de Madagascar.

Sources : PGRM, synthèse Roig et al., (2012) modifié par l'Auteur.

Légende:

	Domaine d'Antongil		Domaine Anosyen		Domaine de Vohibory
	Domaine d'Antananarivo		Domaine Androyen		Nappe d'Itremo
	Domaine d'Ikalavony		Domaine de Bemarivo		Nappe de Tsaratanana: Maevatanana, Andriamena, Beforona

Selon Tucker et al., (1997, cité par Andriamamonjy, 2006), le nord est constitué d'abord par le *système de base Antongilien*, essentiellement granitique, d'âge Katarchéen à Archéen. Ce craton Antongilien constitue l'unité la plus ancienne de Madagascar (Goncalves, 2002).

Le vieux socle est donc constitué :

- ❖ par des roches métamorphiques stratifiées (gneiss, granites stratoïdes, leptynites etc.)
- ❖ par des intrusions d'âges diverses, les plus récentes correspondant aux grandes dislocations du crétacé ainsi qu'au volcanisme de la fin du tertiaire début quaternaire : venues acides (granites, microgranites, rhyolites) et basiques (gabbros, basaltes) (Chaperon, 1993).

Les formations sédimentaires se trouvent principalement dans la partie ouest de Madagascar, où ils forment une large bande côtière. Elles comprennent :

- les formations Karoo dans la partie occidentale de l'île, constituées par des dépôts continentaux, formés lors de la séparation de Madagascar et des grandes Indes (Sri Lanka, Inde et Seychelles) du continent Africain, depuis la fin du Paléozoïque et pendant tout le Mésozoïque (Goncalves, 2002).
- et les formations Post-Karoo, constituées par des dépôts marins et continentaux, déposés du Jurassique supérieur au Quaternaire.

Ces terrains sédimentaires, au contraire des roches cristallines qui sont très plissées, n'ont subi aucune action orogénique notable et se sont donc déposés régulièrement (Besairie, 1946, cité par Chaperon, 1993). L'est présente aussi quelques lambeaux peu étendus de formations sédimentaires.

1.1.4 Types de sol

Madagascar appelé encore « l'île Rouge » renferme non seulement des sols rouges et latéritiques mais aussi de grandes variétés de types de sol. Les travaux de Lacroix et al. (1926) correspondent aux premiers travaux de pédologie sur les sols de Madagascar (Hervieu, 1967). Depuis 1946, l'étude des sols malgaches a pris un grand développement, grâce aux chercheurs de l'ORSTOM et ceux de la Recherche Agronomique de Madagascar, qui ont effectués les prospections pédologiques de l'île (Hervieu, 1967 ; Roederer, 1971 ; Bourgeat et al., 1995).

La formation, l'évolution, la couleur des sols à Madagascar dépendent de divers facteurs, notamment le climat, le relief, la végétation ainsi que la roche mère et l'homme, qui par ses activités contribue à la dégradation ou à la destruction du sol, donc à son évolution. De ce fait, chaque région de l'île présente alors différents types de sols selon les différents facteurs précités. De nombreux auteurs ont défini les classifications des sols de Madagascar : Besairie et Decary (1926 à 1939) ; Roederer (1971) ; Hervieu (1967) ; Aubert (1965) et aussi les groupes de pédologues tels que la CPCS (1967) et la FAO (1974).

La classification des sols de Madagascar, qui fait suite aux travaux de la CPCS (1967) a permis de définir les types de sols dominants à Madagascar.

-Les sols ferrallitiques : sols à profil A (B) C ou ABC, souvent très épais avec plusieurs sous classes, répandus dans les Hautes Terres et la côte est (Roederer, 1971). Ils occupent environ 46 % de la superficie de l'île (Rasambainarivo et al., 2003). Ce sont des sols rouges à sesquioxydes, sur roches acides granitoïdes (granites) et sur roches éruptives basiques (gabbros, dolérites) (Hervieu, 1967) ou ankaratrites (Roederer, 1971). Des formations singulières peuvent parfois exister dans ces sols comme la présence de « stonelines », qui sont des lignes de cailloux formés de quartz, qui se trouvent à peu près parallèlement à la surface topographique (Foucault et Raoult, 1984). Il y a aussi les « lavaka », des ravins à flancs escarpés des sols tropicaux. Ils peuvent avoir une origine géologique : dans les roches, il y a une zone où la circulation de l'eau est rapide et une zone où cette circulation est faible, la nappe phréatique perchée se forme alors, l'eau remonte et les terrains glissent, sous l'effet de la masse de la nappe perchée (Cox et al., 2009).

- Les sols à hydroxydes formés par les :

- ❖ *sols ferrugineux tropicaux* : riches en sesquioxydes ou fer libre, ils sont observés sur roche mère acide. Les oxydes de fer sont dissous et lixiviés en partie, la silice et l'aluminium sont en faible proportion ;
- ❖ *sols rouges méditerranéens* : également riches en sesquioxydes de fer, fortement saturés en Ca mais ne sont pas toujours calcaires qui sont sur roches mères basiques. Certains des horizons de ces sols ont une teinte rouge bien nette due à la présence d'oxydes et d'hydroxydes. La gibbsite est absente à cause des conditions de formation de ces sols à hydroxydes.

Les sols à hydroxydes sont localisés dans la partie ouest, surtout au sud-ouest de l'île (Roederer, 1971) et représentent 27,5% de la surface totale de Madagascar.

-Les sols hydromorphes : se sont formés dans une zone saturée d'eau de façon permanente ou périodique (Foucault et Raoult, 1984) rendant ainsi le milieu réducteur et asphyxique. Ils peuvent avoir des types différents à cause de la présence de la nappe d'eau. D'une part, ils sont caractérisés par le fer qui est réduit en milieu asphyxique (couleur verte du fer ferreux) et oxydé en milieu aéré (couleur rouille du fer ferrique) et, d'autre part, par la faible vitesse de décomposition et d'humification de la matière organique qui va donc s'accumuler. Il y a les *sols organiques* ou *tourbeux* et les *sols minéraux* ou *sols à gley*, à *pseudogley*, à *redistribution de calcaire ou de gypse* (Roederer, 1971). Les conditions de formation de ces sols dépendent des conditions hydrogéologiques dont l'excès d'eau prédomine. Les sols hydromorphes occupent les bas-fonds et sont prioritairement utilisés pour la riziculture (6,5% de la surface de l'Ile) (Rasambainarivo et al., 2003) et sont localisés sur les Hauts Plateaux, à l'est et à l'ouest.

-Les sols peu évolués et non évolués ou sols minéraux bruts : ce sont des sols azonaux constamment remaniés et où la roche mère n'est que peu modifiée. Ce sont des sols jeunes qui se distinguent par une faible altération des minéraux et une faible teneur en matières organiques. La pédogenèse est inexistante pour les sols non évolués ou faible pour les sols peu évolués (Roederer, 1971). La structure pédologique existe mais elle est peu évoluée parce que la formation est récente ou que les facteurs de la pédogénèse sont peu efficaces ou bloqués (climat trop sec, trop froid...). Leur formation est favorable sur les vallées, surtout sur les grands fleuves de la région occidentale, sur les rebords des plateaux. Ils occupent 26% de la surface de l'Ile (Rasambainarivo et al., 2003).

1.2 Généralités sur la genèse des sols ferrallitiques

Les sols ferrallitiques sont des sols de couleur rouge, claire ou plus ou moins foncée selon le degré d'oxydation du fer. Ce sont des sols profonds, caractérisés par une décomposition très poussée des minéraux primaires sauf le quartz. Ces minéraux primaires sont transformés et remplacés par de l'argile (kaolinite), et des hydroxydes de fer (goethite) et d'aluminium (gibbsite) qui sont à forte teneur (Bourgeat et Aubert, 1971).

La pédogenèse des sols ferrallitiques est définie en fonction du relief, du climat, de la végétation, de sa roche mère et aussi en fonction du temps. Au cours de ce processus, le sol en général s'organise en couches superposées ou **horizons**.

Ces sols se forment sous climat agressif, humide, chaud avec au moins 1200 mm de pluies et un bon drainage. Les sols ferrallitiques couvrent à Madagascar la côte est et les Hauts Plateaux

du centre ce qui correspond à une zone climatique bien déterminée à pluviosité et température assez forte (Riquier, 1966).

Les sols ferrallitiques se forment principalement sous couvert forestier, surtout en présence de forêt dense. Dès que cette dernière est supprimée ou enlevée, ces sols seront plus exposés à l'érosion, sous l'action du vent et des pluies, qui facilitera la formation d'une cuirasse ferrallitique et la décomposition rapide des différents éléments organiques de ces sols.

Des reliefs formés par des plateaux, qui sont les restes d'anciennes surfaces pénéplanées, par des collines en « demi-orange », qui sont le résultat de la fragmentation du relief et caractérisent les zones les plus humides, et par des vallées caractérisent les sols ferrallitiques (Boyer, 1982).

Ces sols proviennent de toutes les roches mères connues. Les 2/3 est de Madagascar sont formés par des roches granito-gneissiques tandis que le 1/3 ouest est formé par des roches sédimentaires continentales (grès, sablo-argileux...) et marines (calcaire, marne...). Sur les roches du socle granito-gneissique, l'épaisseur des profils est assez grande, de plusieurs dizaines de mètres, formant ainsi des sols ferrallitiques très épais (Ségalen, 1994).

Le facteur temps a une très grande importance car il détermine le processus pédogénétique et ce dernier donne au sol ses caractéristiques, lesquelles sont à la base même des classifications. Chaque roche à l'affleurement est soumise à l'altération et à la pédogenèse. Pour les sols ferrallitiques, le temps est d'environ 10^6 années avec une perte en silice (Si) et une altération croissantes d'après le tableau montrant la pédogenèse en climat chaud avec le facteur temps (Duchaufour, 1988). L'estimation de l'âge relatif ou du degré de maturité d'un sol est basée universellement sur la différenciation de leur horizon (Jenny, 1941). Pour Baldwin et al., (1938, cité par Ségalen, 1994), les sols sont placés dans des conditions bioclimatiques pendant suffisamment de temps pour que les caractéristiques du sol puissent s'exprimer pleinement à partir d'un matériau originel de texture non extrême. La formation de ces sols varie donc avec la roche mère et le temps disponible pour l'altération. Par exemple, l'apparition de la kaolinite ou de la gibbsite est favorisée par la présence de pluie abondante et d'un temps suffisamment long (Ségalen, 1994).

1.2.1 Constituants des sols ferrallitiques

1.2.1.1 Constituants minéraux

a) Minéraux argileux : phyllosilicates hydratés en forme de petits cristaux, qui sont constitués par une superposition de feuillets de 7 à 14 Å. Ces feuillets sont formés de couches de tétraèdres SiO_4 (couche T) et de couches d'octaèdres AlO_6 (couche O) en alternance (Ondo, 2011). La liaison se fait par l'intermédiaire des O_2 . Ils proviennent de l'altération des minéraux primitifs tels que feldspaths, micas, amphiboles, pyroxènes et constituent donc l'essentiel du « complexe d'altération » (Duchaufour, 1960).

La kaolinite ($\text{Si}_2\text{O}_5\text{Al}_2(\text{OH})_4$), formée par l'association d'une couche T et d'une couche O, ou argile de type 1/1, représente plus de 90% des minéraux argileux (Rakotomanga, 2013). Elle provient de l'altération des roches acides riches en feldspaths (Foucault et Raoult, 1984). Les autres minéraux argileux 2/1 ou 2/2 sont les chlorites alumineuses, l'illite, les smectites, la montmorillonite et les vermiculites (Ségalen, 1994). Ces minéraux argileux diffèrent en fonction du rapport entre la Si et Al et la distance entre les unités cristallines.

b) Oxyhydroxydes (ou *sesquioxydes*) : le Fe, l'Al, le Mn sont libérés au cours de l'altération sous forme soluble ou complexe et précipitent sous forme d'oxyhydroxydes (Ondo, 2011).

Les oxyhydroxydes de Fe sont issus de l'altération des roches basiques (gabbros, basaltes...) riches en minéraux ferromagnésiens (biotite, amphibole, pyroxène) (Drouet, 2010 ; Ondo, 2011). Ce sont la goethite (αFeOOH) de couleur jaune à brunâtre, l'hématite ($\alpha \text{Fe}_2\text{O}_3$) de couleur rouge sang et d'autres formes comme la maghémite ($\gamma \text{Fe}_2\text{O}_3$).... L'hématite est plus stable que la goethite d'après Ségalen (1994).

Les oxyhydroxydes d'Al sont en quantité élevée dans les sols ferrallitiques (Rabeharisoa, 2004). Ils se présentent sous forme amorphe ou cristalline comme la gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$) quand le drainage est bon et/ou le temps d'altération long (Drouet, 2010 ; Ondo, 2011).

1.2.1.2 Constituants organiques

Ils correspondent aux produits de la décomposition de la litière et des racines mortes. La matière organique est sous forme d'humus incorporé et lié à la matière minérale (Ségalen, 1994). La teneur en humus est généralement faible pour les sols ferrallitiques et l'activité microbiologique est également souvent faible du fait de l'acidité du sol (Boissezon, 1973 ; Rabeharisoa, 2004 ; Rakotomanga, 2013). Mais, certains sols ferrallitiques sont relativement riches en matière organique avec un humus grossier en altitude ou sur roche basique

(Boissezon, 1973). L'humus est composé d'acides humiques et fulviques provenant de la transformation des débris végétaux et de la biomasse microbienne (Drouet, 2010).

1.2.2 L'altération

Elle contribue intégralement à la formation de ces sols. D'après Lelong et Millot (1966, cité par Chatelin, 1974), avant que ne commence l'altération météorique, de nouveaux équilibres thermodynamiques peuvent modifier les silicates des roches en profondeur : il s'agit de la *rétro-diagenèse* ou *diagenèse régressive*. Les principaux minéraux caractéristiques de cette rétro-diagenèse sont la séricite, la chlorite et la serpentine. Les roches mères sont légèrement transformées par ce phénomène et sont souvent partiellement altérées. L'altération se développe progressivement sur les granites, gneiss ; quartzites ; grès et surtout sur les roches poreuses et fissurées (Chatelin, 1974). Phénomènes d'altération précoces, séricitisation, chloritisation et serpentinitisation affectent les roches cristallines.

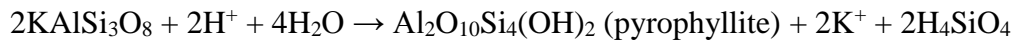
Le principal agent d'altération est l'eau apportée par les précipitations et l'altération se fait par l'**hydrolyse**. C'est l'action chimique exercée par les ions H^+ contenus dans l'eau, issus de la dissociation de l'acide carbonique provenant du CO_2 soluble, qui est le principal processus naturel d'altération des roches cristallines.

D'après Ségalen (1994), l'altération commence par une destruction quasi complète des minéraux altérables des roches. La silice (SiO_2) peut être complètement éliminée ou servir à la synthèse de la **kaolinite**. L'aluminium (Al) peut être partiellement éliminé ou réagir avec la silice et précipiter sous forme de **kaolinite** ou, si la réaction est limitée du fait de teneur insuffisante en Si, Al apparaît sous forme d'**hydroxyde** (**gibbsite**, **boehmite**). Le fer (Fe) et le manganèse (Mn), le vanadium (V) ou le molybdène (Mo) sont influencés par l'état d'oxydoréduction du milieu : si le milieu est fortement oxydant, le Fe précipite sous forme d'**oxyde** (**hématite**) ou d'**hydroxyde** (**goethite**) ; si le milieu est réducteur, le Fe est éliminé totalement ou partiellement. Ainsi, les produits d'altération sont aussi fonction du drainage du milieu.

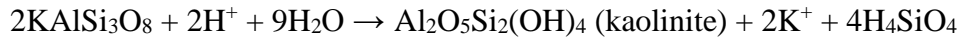
Les réactions ci-après décrivent les différentes altérations des minéraux en fonction du drainage.

- **Feldspaths potassiques** (orthose, microcline) :

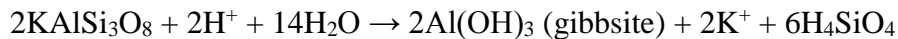
a) quand l'eau est peu abondante (intensité du drainage faible), Si est partiellement évacuée et de la smectite dérive de cette réaction :



b) quand l'eau est abondante et l'acide silicique est évacuée en majeure partie (2/3 de la quantité initiale), le reste réagit avec Al pour former la kaolinite :

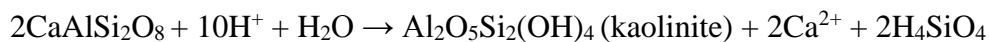


c) quand l'eau est très abondante, Si est totalement évacuée sous forme d'acide silicique et Al se précipite sous forme de gibbsite :

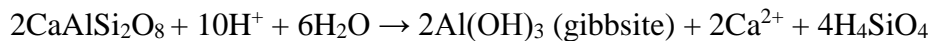


- **Plagioclases** : les réactions sont les mêmes que les précédentes sauf pour les plagioclases calciques (anorthite) qui sont moins riches en Si et nécessitent moins d'eau

a) une faible quantité d'eau a été utilisée pour former la kaolinite :



b) avec un drainage important, Si est évacuée totalement et la gibbsite se forme



- Ces réactions de destruction des feldspaths s'appliquent aussi pour les amphiboles, les pyroxènes et les péridots.

- **Micas** : les produits d'altérations sont la gibbsite et les minéraux argileux types 2/1 ou 1/1 ; si le Fe est présent il précipite sous forme d'oxyde ou d'hydroxyde. D'autres minéraux que les micas (biotite, phlogopite), tels que les amphiboles, les pyroxènes, les grenats et les péridots, donnent du Fe sous forme ionique lors de leur altération. Le Fe^{3+} étant instable, il précipite sous forme d'oxyde ou d'hydroxyde.

1.3 Propriétés d'échange dans les sols ferrallitiques

1.3.1 Pouvoir adsorbant du sol

Il s'agit d'un phénomène de surface, sans réaction chimique (Baize, 2000). La notion d'échange d'ions ou le pouvoir adsorbant d'un sol est un phénomène d'équilibre entre les ions déjà fixés par l'échangeur, le complexe adsorbant du sol (CAS), et ceux de la solution en contact (Pelloux et al., 1971).

Exemple : $\text{CAS Ca} + 2\text{KCl} \leftrightarrow \text{CAS K}_2 + \text{CaCl}_2$ (Pelloux et al., 1971)

L'absorption de cations puis l'échange de cation est rapide et réversible comme dans l'exemple précédent mais cet effet est variable selon le type de sol (Jabiol, 2002). En général, le sol est constitué par des petits amas d'éléments sableux liés entre eux par une sorte de colle, constituée de colloïdes. Ces derniers sont formés de **colloïdes minéraux** (argiles, oxydes), formés lors de l'altération des roches, et de **colloïdes organiques** (humus), formés lors de la décomposition des matières organiques. Les colloïdes du sol ont chacun des propriétés d'échanges qui leurs sont spécifiques. L'ensemble des colloïdes minéraux et organiques doués du pouvoir adsorbant forme le **complexe adsorbant ou système adsorbant du sol**. Appelé aussi *complexe argilo-humique*, ce complexe présente des charges négatives susceptibles de retenir et de fixer des éléments nutritifs, des cations ou des anions provenant de la solution du sol, sous forme dite *échangeables* (Baize, 2000). Ces cations et anions peuvent être échangés par d'autres cations dans des conditions précises (Figure 3). Dans le sol, il y a donc échange de cations et d'anions du fait des propriétés de charges des constituants.

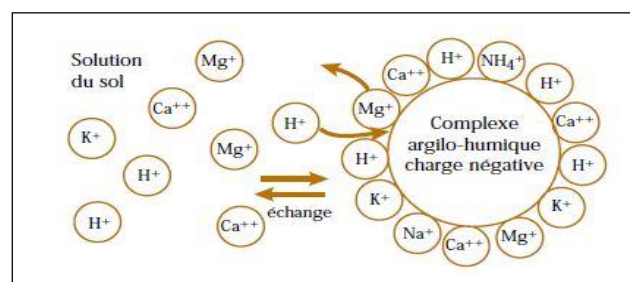


Figure 3 : Echange entre le complexe adsorbant et la solution du sol.

Source : De Wouters et Lorent (2002)

Loi des échanges ioniques du sol :

- Pour un ion donné, l'équilibre mais non l'égalité doit être maintenu entre les quantités d'ions dissous dans la solution du sol et ceux fixés sur le complexe ;
- L'échange d'ions obéit à une relation équivalente : ainsi un équivalent-gramme de Ca^{2+} est échangé contre un équivalent-gramme de K^+ .
- La fixation des ions est sélective (certains ions sont retenus plus fortement sur le complexe que d'autres). La force de fixation des cations croît dans l'ordre suivant : $\text{Na}^+ < \text{NH}_4^+ < \text{K}^+ < \text{H}^+ < \text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+} < \text{Al}^{3+}$ tandis que celle des anions serait par ordre décroissant : $\text{SiO}_4^{4-} > \text{PO}_4^{3-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ (Gobat et al., 2010). La fixation des cations dépend de leur valence et de leur hydratation : les ions bivalents (Ca^{2+} , Mg^{2+}) sont plus énergiquement fixés que les monovalents (Na^+ , K^+). Concernant le degré d'hydratation, pour des cations à valence égale,

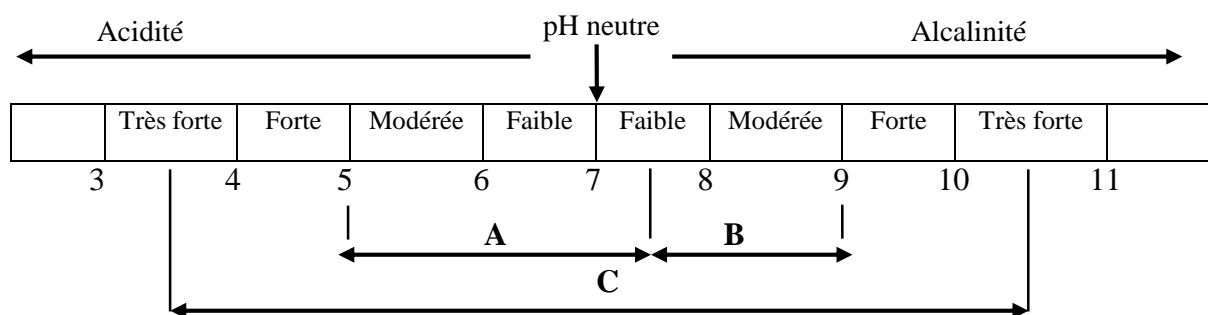
les moins hydratés présentent l'énergie d'adsorption maximale (Drouet, 2010). Plus les cations sont entourés d'une couche d'eau importante (Na^+ , K^+) moins ils peuvent s'approcher des colloïdes (Gobat et al., 2010). Les cations moins hydratés (Mg^{2+} , Ca^{2+}) s'adsorbent donc facilement sur les colloïdes (Massenet, 2013).

1.3.2 pH du sol

Le pH ou potentiel hydrogène est une mesure du degré d'acidité ou d'alcalinité de la solution du sol (De Wouters et Lorent, 2002) mais il mesure essentiellement aussi l'acidité active dans le sol (Brady and Weil, 2002).

- Le pH_{eau} d'un sol donne l'acidité de la solution aqueuse du sol.
- Le pH_{KCl} détermine le pH d'une suspension de sol dans une solution de chlorure de potassium (Baize, 2000) ; il donne aussi une idée de l'acidité contenue dans la solution du sol et l'acidité adsorbée sur les particules du sol (De Wouters et Lorent, 2002).

Le pH permet de définir l'état du complexe adsorbant (Duchaufour, 1997). En général, il mesure la quantité des ions H^+ libres dans l'eau et ces ions H^+ proviennent des activités biologiques dans le sol (Massenet, 2013). Formellement : $\text{pH} = -\log [\text{H}^+] = \log 1/\text{H}^+$ (Fox et al., 2008). Un pH 7 indique la neutralité, la solution est acide pour des valeurs faibles entre 0 à 7 et elle basique pour des valeurs supérieures entre 7 à 14 (De Wouters et Lorent, 2002). Il y a aussi des valeurs typiques de pH du sol (Figure 4).



Avec A : fourchette des pH courants pour les sols minéraux en régions humides.

B : fourchette des pH courants pour les sols minéraux en régions arides.

C : limite de variation du pH eau pour la plupart des sols minéraux.

Figure 4 : Norme d'interprétations du pH_{eau} du sol.

Source : Mathieu et Pielain (2003).

1.3.3 Capacité d'échange cationique totale (C.E.C.T) ou (T)

Elle est une caractéristique très utilisée dans l'étude des sols et en agronomie pour déterminer rapidement la situation physico-chimique d'un sol (Pansu et Gautheyrou, 2003). L'ensemble des cations échangeables présent sur le complexe adsorbant s'appelle « garniture cationique » (Jabiol, 2002). Cette dernière peut varier en fonction du type du sol ou selon les conditions du milieu (Drouet, 2010). Selon Jabiol (2002), il existe deux types de cations :

- Cations basiques ou bases échangeables : Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} et Na^{+}
- Cations responsables de l'acidité : H^{+} , Al^{3+} , Mn^{2+} .

Exprimant l'aptitude d'un matériau à retenir des cations sous forme échangeable, la capacité d'échange cationique est une propriété utile et intéressante (Calvet, 2003). Elle exprime aussi la capacité d'un sol à résister aux changements de pH. La CEC correspond donc à la somme des cations que le sol peut échanger et/ou fixer sur son complexe adsorbant à un pH donné. Ce complexe d'échange du sol lui procure la particularité d'avoir la capacité d'adsorber et d'échanger des cations (mesuré par la capacité d'échange cationique ou CEC) et des anions (mesuré par la capacité d'échange anionique ou CEA) (Duchaufour, 1997).

Il existe deux types de CEC : la *CEC potentielle* mesurée à $\text{pH} = 7$; et la *CEC effective* mesurée au pH du sol (Liénard, 2012). Dans les sols ferrallitiques, la CEC potentielle est généralement faible, elle est inférieure à $5 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ (Rabeharisoa, 2004). Pour définir l'état actuel du complexe adsorbant d'un sol acide ($\text{pH} < 7$), il est préférable de mesurer la capacité d'échange effective ou (CECe) ou CEC dite « efficace » (« *efficient cation exchange capacity* » ou *ECEC* pour les auteurs anglo-saxons), qui est la détermination de la CEC au pH de l'échantillon. Cette CEC est obtenue par la somme des cations échangeables majeurs ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^{+} + \text{Na}^{+}$) et de l'acidité d'échange ($\text{H}^{+} + \text{Al}^{3+}$) (Drouet, 2010).

Les ions échangeables du complexe adsorbant sont en équilibre avec la solution du sol. Cet équilibre ne peut pas être maintenu lorsque la composition de la solution du sol change. Certains ions du complexe passent en solution (désorption) et sont remplacés par d'autres ions, qui étaient auparavant dans la solution du sol (adsorption). La CEC est une grandeur servant à apprécier la qualité globale du sol (Calvet, 2003).

Pour un sol donné, il existe des valeurs caractérisant l'état du complexe adsorbant. La CEC du sol, qui était généralement exprimée auparavant en milliéquivalents pour 100 grammes de matière sèche ($\text{meq}/100 \text{ g}$) (Duchaufour, 1997), est actuellement exprimée en centimole de

charge positive par kg de sol ($\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$) (Ketterings et al., 2007). La correspondance entre ces deux unités est définie de la façon suivante :

$$1 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1} = 1 \text{ meq}/100 \text{ g}$$

Pour les ions monovalents : 1 mole = 1 équivalent (K^+) ; Ca^{2+} , 1 mole = 2 équivalents et Al^{3+} , 1 mole = 3 équivalents. Ces trois valeurs caractérisent le sol (Duchaufour, 1997).

1.3.3.1 Origine de la capacité d'échange

D'après Baize (2000), elle a deux origines distinctes :

- des déficits de charges provoqués par des substitutions isomorphiques dans les réseaux cristallins des argiles, où un cation est remplacé par un autre de valence inférieure. Il y a donc compensation par des cations hydratés (Jabiol, 2002). Ces **charges permanentes** sont des charges fixes du réseau ou charges inhérentes selon Drouet (2010). Elles sont liées à des caractères intrinsèques des constituants du sol (Baize, 2000) et sont indépendantes du milieu extérieur (Duchaufour, 1997) et du pH. Elles sont donc *structurelles* ou *de constitution* (Drouet, 2010). Les substitutions isomorphiques peuvent avoir lieu dans les couches tétraédriques (Si^{4+} remplacé par Al^{3+} ou Fe^{3+}) ou octaédriques (Al^{3+} ou Fe^{3+} remplacés par Mg^{2+} ou Fe^{2+} ou Ni^{2+}) des feuillets des argiles (Figure 5). Ces charges, qui correspondent à la substitution d'un cation par un autre de charge inférieure, correspondent donc à un déficit de charge au niveau des feuillets argileux : elles sont donc toujours négatives. Elles sont aussi indépendantes du degré de divisions des particules argileuses. Ce type de substitution accroît fortement la CEC des minéraux de type 2/1 et notamment des smectites.

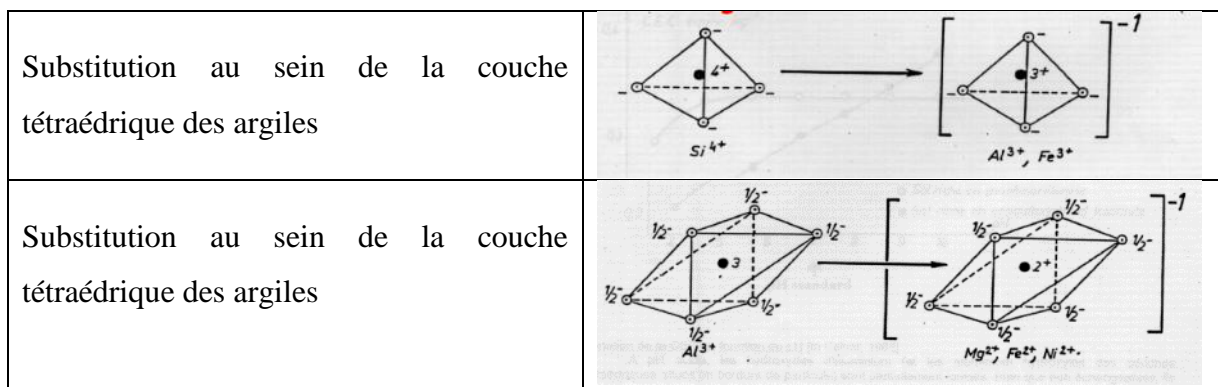


Figure 5 : Schéma des charges permanentes des minéraux argileux des sols.

Source : Sumner (1999)

- des charges négatives se développent sur les surfaces des particules amphotères, consécutives à l'ionisation des groupements fonctionnels et à leur capacité de fixer ou libérer des ions H^+ à leur surface (Figure 6). Ces **charges** sont **variables** selon le pH du milieu et en sont fortement

dépendantes. Elles proviennent de la dissociation progressive des groupements -OH des feuillets des argiles et des groupements fonctionnels de la matière organique (-COOH, -OH) (Baize, 2000). Elles peuvent provenir aussi de l'intervention des ions complexes alumineux $\text{Al}(\text{OH})^{2+}$ et $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ qui précipitent sous la forme insoluble $\text{Al}(\text{OH})_3$, lorsque le pH s'élève et libèrent ainsi des charges négatives (Duchaufour, 1997). Les charges négatives se développent à pH élevé et les charges positives à pH faible, l'ensemble de ces charges est appelé « charges dépendantes du pH » (Drouet, 2010).

D'après ce même auteur, quatre catégories de constituants seraient à l'origine de ces charges variables : les composés organiques, les minéraux argileux ; les allophanes ; les oxyhydroxydes amorphes ou cristallins. Les charges liées aux composés organiques proviennent de l'ionisation des différents groupes fonctionnels avec les radicaux carboxyles, phénols, alcools. Pour les minéraux argileux, elles apparaissent à la limite du feuillet, sur les surfaces de rupture de ce dernier où apparaissent des atomes (Si, Al) et elles sont dues aussi à la dissociation des groupes -OH (à la périphérie des feuillets). Les charges liées aux oxyhydroxydes et aux allophanes résultent de la dissociation amphotérique des sites hydroxylés de la surface des oxyhydroxydes et des allophanes (Drouet, 2010). Les particules amphotères des sols ferrallitiques sont essentiellement les matières organiques et les oxydes de fer et d'aluminium et, dans une moindre mesure, la kaolinite.

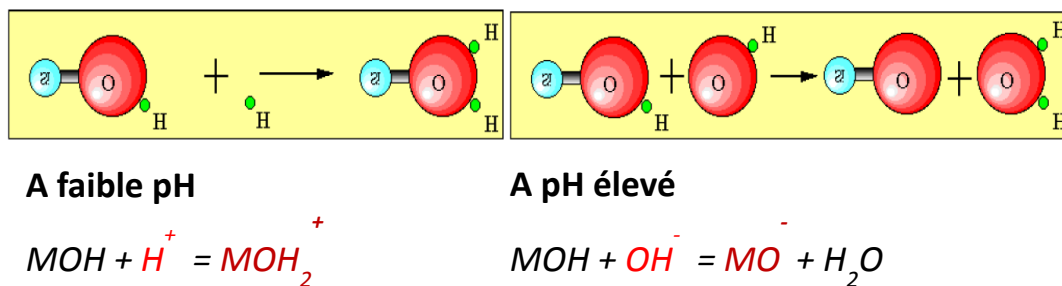


Figure 6 : Schéma des charges variables sur les constituants amphotères des sols.

Source : Fagel (2008)

La CEC des matières organiques est plus élevée que celle des minéraux argileux. Selon les auteurs, elle varie de 100 à 500 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ (Baize, 2000).

1.3.3.2 Quelques exemples de CEC de quelques minéraux argileux en cmol_c/kg

(Baize, 2000)

- Kaolinite 3 à 15

- Smectites 8 à 150
- Illites 10 à 40
- Vermiculites 100 à 150
- Chlorites 10 à 40

Plus le sol est riche en argile et matière organique, plus sa CEC est importante. La proportion des charges variables / charges permanentes est très différente selon le type d'argile (Tableau 1).

Tableau 1 : CEC et distribution des charges fixes (CEC_c) et variables (CEC_v) chez différents constituants du sol.

	CEC cmol _c .kg ⁻¹			Distribution des charges % CEC totale	
	CEC _{tot}	CEC _c	CEC _v	CEC _c	CEC _v
Montmorillonite	118,0	112,0	6,0	95	5
Vermiculite	85,0	80,0	5,0	94	6
Illite	19,2	11,5	7,7	60	40
Kaolinite	4,4	1,1	3,3	25	75
Halloysite	17,8	5,5	12,3	31	69
Allophane	51,0	10,3	40,7	20	80
Gibbsite	5,5	0,0	5,5	0	100
Goethite	4,1	0,0	4,1	0	100
Acide humique	270,0	62,0	208,0	23	77

Source : Drouet (2010)

1.3.4 L'acidité d'échange et l'aluminium échangeable

1.3.4.1 L'acidité d'échange (ou acidité de réserve)

Elle tend à mesurer la quantité d'ions H⁺ échangeables (Massenet, 2013) ; Al³⁺, source d'acidité lorsqu'il évolue vers des formes hydroxylées insolubles fait partie de l'acidité d'échange (Drouet, 2010). Elle est mesurée par le pH_{KCl} (Gobat et al., 2010). La différence entre la CEC effective et la somme des cations échangeables donnent l'acidité d'échange (H⁺, Al³⁺

échangeables). A pH 5, de nombreuses formes d'aluminium peuvent coexister (Drouet, 2010). L'aluminium échangeable dosable varie suivant les sols, il apparaît dès que le pH_{eau} se trouve entre 5 et 6 (Boyer, 1976) et dans les sols acides lorsque $pH_{KCl} < 5$ (Drouet, 2010). La Figure 6 ci-dessous montre la relation entre le taux de saturations en Al échangeables et le pH_{KCl} :

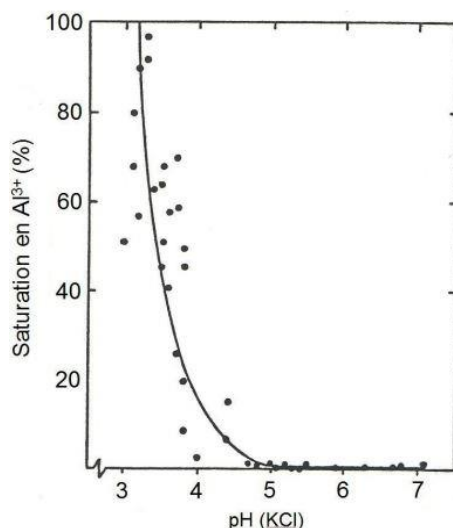


Figure 7 : Relation entre le taux de saturations en Al^{3+} échangeables et le pH_{KCl} .

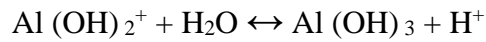
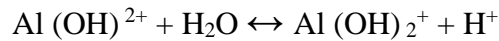
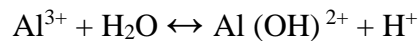
Source : Scheffer et Schachtchabel, 1973 cité par Drouet, 2010

Sur cette figure, à des valeurs basses du pH_{KCl} , le taux de saturation en aluminium échangeable augmente progressivement.

1.3.4.2 L'aluminium échangeable

L'aluminium échangeable a la propriété de se fixer sous forme ionique sur le complexe absorbant des sols acides (Boyer, 1976). Selon Coleman (1961, cité par Aelterman, 1983), il est le principal cation associé à l'acidité du sol. Le taux d'aluminium échangeable d'un sol semble être le meilleur indicateur de la mesure de l'acidité du sol (Aelterman, 1983). Cette forme de l'aluminium apparaît surtout dans les sols des régions intertropicales, dans les sols acides avec un pH généralement bas (Boyer, 1976). Un des cations responsable de l'acidité dans les sols, la présence de l'aluminium échangeable devient un problème agronomique considérable. En général, plus le sol est acide, plus l'aluminium se trouve sous forme soluble assimilable par la plante, voire toxique (Massenet, 2013). Avec des pH_{eau} inférieurs à 5,8, les ions Al^{3+} deviennent solubles, et risquent d'être toxiques (Rabeharisoa, 2004).

L'aluminium hydrolysé en milieux aqueux libère des ions H^+ avec un pH variant de 4 à 5, c'est pour cela qu'il est considéré comme source d'acidité



1.3.5 Somme des cations basiques échangeables et taux de saturation

Les bases ou cations échangeables fréquemment présents sur le complexe d'échanges sont : Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ et Na^+ . Ce sont des cations alcalins et alcalino-terreux (Baize, 2000). Ce sont des bases, globalement si ces ions sont perdus dans le sol, H^+ y serait en hausse provoquant ainsi une acidification. La somme de ces cations échangeables est symbolisée par S exprimée en $cmol_c.kg^{-1}$.

Le taux de saturation, V ou S/T, exprimé en %, établi au pH du sol, rend compte de l'état actuel du complexe absorbant (Duchaufour, 1997). Il correspond aussi à la proportion centésimale des sites d'échanges occupés par les alcalins et alcalino-terreux (Drouet, 2010). Ce taux est variable d'un sol à l'autre et il dépend : de la composition chimique de la roche mère, de la fréquence et de l'importance des apports de cations et du climat (Massenet, 2013).

Chapitre 2 : Matériels et méthodes

2.1 Présentation des sites d'études

- Sites d'études :

Les zones étudiées concernent les Hautes Terres de Madagascar. Des sols ont été prélevés environ tous les 20 km non loin des routes nationales. La zone de prélèvement s'étend depuis Antananarivo vers Ambatondrazaka et Tamatave à l'est (RN 2), au-delà de Fianarantsoa au sud (RN 7), vers le Moyen Ouest de Madagascar, vers Tsiroanomandidy (RN 1) et au-delà de Betafo (RN 7) et vers le nord sur la route d'Antsiranana et d'Ambilobe (RN 6). Les échantillons de sol, correspondant à 120 sites éparpillés le long des axes routiers, ont été prélevés antérieurement par Razafimahatratra (2008) et Ramaroson (2012) et les équipes LRI et IRD.

- Sites de prélèvement :

Afin de localiser les différents sites de prélèvement, le Système d'Information Géographique (S.I.G.) a permis de les projeter sur une carte contour de Madagascar (Figure 8). Le logiciel ArcGis 10.1 a été utilisé pour cette étude, à partir d'une projection Laborde et en utilisant des coordonnées en degrés décimaux.

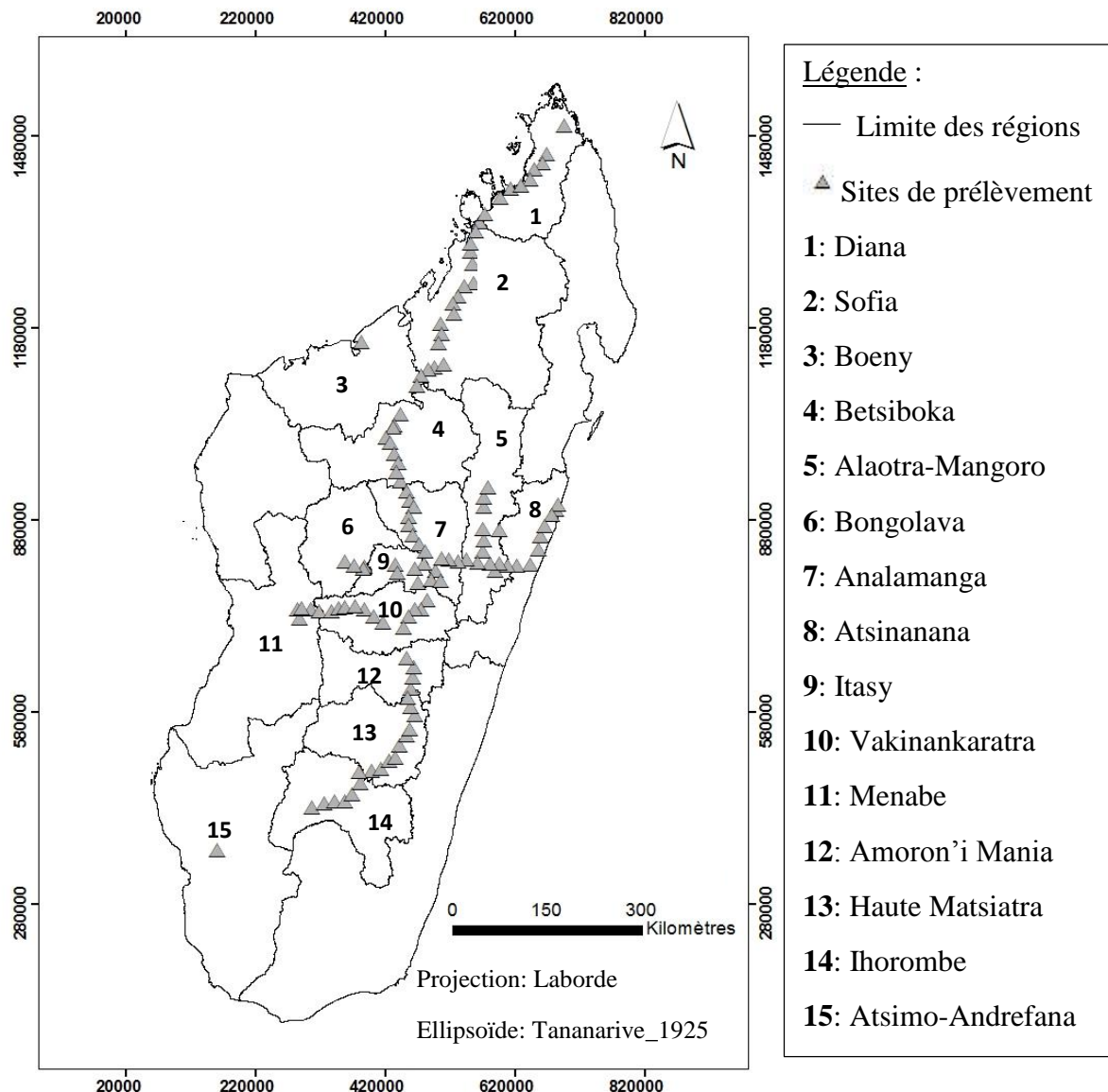


Figure 8 : Carte de localisation des 120 sites de prélèvement.

Sources : Auteur et Razafimahatratra (2011)

2.1.1 Hautes Terres

- **Climat** : avec une altitude supérieure à 1200 m, le climat est de type tropical d'altitude, avec des gelées possibles durant la période Juin - Août (Rafaranivomihamina et al., 2004). Il est aussi marqué par une alternance de saisons : une saison chaude et pluvieuse de novembre à avril et une saison sèche et fraîche de mai à octobre. La température moyenne annuelle est de l'ordre de 20 °C (Handoniaina, 2012). Les zones du massif de l'Ankaratra se caractérisent par un climat de haute montagne (CREAM Analamanga, 2013).

- Relief : les Hautes Terres sont constituées d'un enchevêtrement de plateaux, de collines, de massifs compacts, mais aussi des hautes plaines et de vastes bassins. Au centre de l'île, les Hautes Terres, composées de pics et de plateaux, se trouvent à une altitude qui varie de 800 à 1 500 m et couvrent 60% de l'île (Fuzeau, 2005). Elles s'étendent du Massif de Tsaratanana au nord au Massif d'Isalo au sud, parcourant le pays telle une grande cordillère de 1200 km. Au nord des Hautes Terres, le relief est dominé par le plateau du Tampoketsa d'Ankazobe qui correspond à des surfaces d'aplanissement de 1600 m. Vers le sud, à ces plateaux succèdent des surfaces de reliefs rocheux alignés est-ouest en gradin devenu caractéristique de cette partie. Sur le plateau, les vallées sont moins importantes en dimensions pour devenir des vastes prairies, les vallées deviennent de plus en plus encaissées du plateau jusqu'au fleuve Ikopa. Tandis qu'au sud et à l'est des HTC, l'altitude diminue, mais les reliefs deviennent plus accidentés à l'est à part la région de Manjakandriana. De vastes plaines plus ou moins importantes, d'altitude autour de 1200 m, se distribuent un peu partout autour des zones habitées ou des cours d'eau (les plaines de Betsimitatatra, Manjakandriana, Mahitsy, en bordure d'Ikopa...) (PRD Analamanga, 2004). Le relief des Hautes Terres est complexe, certains auteurs ont défini dans ces surfaces d'aplanissements, trois niveaux de surface d'érosion qui se succèdent : une surface supérieure de 1650 m d'altitude, une surface intermédiaire de 1350 m à 1450 m et une surface inférieure, moins de 1350 m d'altitude (Bourgeat et al., 1995).

- Végétation : la présence d'une couverture végétale protège le sol contre l'érosion et le ruissellement. Le pâturage naturel des Hautes-Terres est surtout constitué par la couverture herbacée des collines dont les espèces les plus constantes sont *Aristida*, *Loudetia*, *Ctenium*, *Elionurus* et *Trachypogon*. Elles caractérisent des sols érodés et dégradés (Rasambainarivo et al., 2003). Cette couverture herbacée ou savane herbeuse est appelée localement « bozaka » (Razafimbelo, 2005).

- Géologie : les Hautes Terres reposent sur le socle cristallin d'âge Précambrien. Elles couvrent toute la partie centrale et presque toute la partie orientale de Madagascar, correspondant à une surface de 400000 km², soit environ les 2/3 de l'île. Les Hautes Terres appartiennent au domaine d'Antananarivo et au domaine Anosy-Androyen. Le domaine d'Antananarivo est formé par le groupe d'Ambatolampy. Ce groupe s'étend de Vangaindrano à Antananarivo en passant par Fianarantsoa et se prolonge vers l'ouest jusqu'à Tsiroanomandidy en passant par Miarymarivo.

Le domaine d'Antananarivo comporte les roches suivantes : gneiss, charnockites, granites panafricains, quartzites. Les principales roches caractéristiques sont les roches magmatiques, des roches sédimentaires et des roches métamorphiques. Elles sont variables : au nord, plutôt vers Tampoketsa, il y a des granites et migmatites ; au nord-est, des granites ; au sud, des séries schisto-quartzo-calcaire.

La série d'Antananarivo comporte des gneiss à biotite, sillimanite, grenat, cordiérite avec des minéraux à graphite. Le faciès métamorphique de cette série est formé par l'association de cordiérite-sillimanite-grenat. La série d'Antananarivo se prolonge en direction est-ouest jusqu'à Tsiroanomandidy. Des massifs granitiques forment l'Ankaratra, avec des hautes plaines latéritiques et des plaines alluviales (CREAM Analamanga, 2013). Dans la partie de Vakinankaratra, les roches sont volcaniques, caractérisée par des basanites, des basanitoïdes. Les roches métamorphiques sont nombreuses, constituées de gneiss, de migmatites, de granites migmatitiques. Ces roches sont aussi observées dans la région Alaotra-Mangoro, où les roches gneissiques dominent (CREAM Alaotra-Mangoro, 2013). Vers le sud, dans le domaine Anosyen-Androyen, les roches métamorphiques dominent, comme les gneiss, quartzites, orthogneiss, paragneiss (Roig et al., 2012). Il y a aussi des roches magmatiques comme des granites, monzonites. La région Haute-Matsiatra, les roches sont des migmatites et des granites.

- Sols : les sols ferrallitiques anciens, les plus compacts, les plus déstructurés s'observent sur les zones planes du socle cristallin (MEF, 2012). La région des Hautes Terres est couverte par des sols ferrallitiques brun jaune développé sur les surfaces d'aplanissement généralement plus riche en goéthite (région humide) (Ramaroson, 2012). Dans la partie orientale, dans la zone granitique de Carion, les collines sont constituées par des sols plus alumineux, tendant vers la bauxitisation, tandis que les zones basses sont dominées par des sols argileux gris, plus fertiles provenant des sédiments enrichis en permanence par l'altération du granite riche en éléments minéraux (CREAM Analamanga, 2013). Sur les reliefs dominants, les pentes raides sont couvertes par des sols peu profonds dont la richesse chimique dépend de la roche mère (MEF, 2012).

2.1.2 Moyen Ouest

- Climat : il présente un climat de transition entre celui chaud et semi-aride, et celui tropical d'altitude des Hauts-Plateaux (Rafaranivomihamina et al., 2004). Les températures moyennes

annuelles varient aussi avec l'altitude, les plus élevées sont observées sur le versant occidental (CREAM Bongolava, 2013).

- Relief : la zone agro-écologique du Moyen Ouest est formée par les sous-préfectures suivantes : Tsaratanana, Maevatanana, Ankazobe, Tsiroanomandidy, Miarinarivo, Soavianandriana, Betafo, Ambatofinandrahana, Ikalamavony, Ihosy, Ivohibe, Betroka, Fenoarivobe, Kandrehô (Rafaranivomihamina et al., 2004). Le district de Tsiroanomandidy fait partie du Moyen Ouest d'Antananarivo, à la bordure nord-ouest des Hautes Terres Centrales et s'étend sur 10 199 km². Le relief est marqué par des surfaces d'aplanissements résultant de l'altération profonde des migmatites ou gneiss d'âge précambrien. De larges étendues de plateaux succédés par des vallons et des thalwegs forment le relief. Des sols ferrallitiques rajeunis se trouvent au sommet du relief et, sur les versants, des « lavaka » se forment, dus aux glissements de terrain (CREAM Bongolava, 2013).

- Végétation : les couvertures végétales sont faibles, surtout caractérisées par des savanes herbeuses dont *Hyparhenia ruffa* (Vero) et *Heteropogon contortus* (zones utilisées comme zone d'élevage extensive) et des graminées (CREAM Bongolava, 2013).

- Géologie : les roches sont caractérisées par des granites et migmatites du Tampoketsa (Nord) et par des orthogneiss et paragneiss. Un grand développement de migmatite à enclave de gneiss et de micaschiste résiduel recoupé par des quartzites aurifères est aussi observé. Les surfaces d'altération sont formées par des pénéplaines latéritiques en surface d'aplanissement d'altitude moyenne sur socle acide (CREAM Bongolava, 2013). Le Moyen Ouest est constitué en partie par des glacis (pentes longitudinales faibles), sous conditions climatiques sèches, de reliefs et de roches préalablement fortement altérés en climat humide donc préparés à l'érosion. L'érosion a été plus rapide que sur les reliefs environnants constitués de roches plus résistantes et plus lentes à s'altérer. Il en est résulté sur de longues périodes, des évidements différentiels plus rapides sur certaines provinces géologiques (gneiss, micaschistes, gabbros...) que sur d'autres (granites, quartzites, cipolins...) (Raunet, 2008).

- Sols : Les sols ferrallitiques caractérisent le Moyen Ouest d'Antananarivo. Ils sont de type brun rouge formé à partir des glacis d'érosion quaternaire (Ramaroson, 2012) et de type brun jaune développés sur les surfaces d'aplanissement (CREAM Bongolava, 2013). Une fois l'aplanissement réalisé sous un milieu à fortes précipitations concentrées et végétation peu fournie, la ferrallitisation s'est perpétuée sous climat redevenu humide et forestier. Les sols ferrallitiques y sont complets, ils n'ont pas (comme sur la plupart des reliefs dérivés convexes)

été tronqués de leur partie argileuse (kaolinique) colorée. Les sols du Moyen-Ouest sont plus intéressants (bien qu'aussi pauvres, chimiquement) que les sols tronqués qui dominent sur les « tanety » convexes des Hauts-Plateaux cristallins (Raunet, 2008).

2.1.3 Zone sédimentaire du Nord-Ouest et versant oriental

- Climat : le nord-ouest de Madagascar présente un climat de type tropical subhumide avec une pluviométrie moyenne de 1000 mm tandis que le versant oriental est bien arrosé (plus de 2 000 mm de pluie par an pendant onze mois) (Rasambainarivo et al., 2003).

- Relief : le nord-ouest, le nord et la côte est se trouvent entre une altitude de 0 à 300 m. Le relief de la région nord est dominé par le Massif de Tsaratanana (Rasambainarivo et al., 2003). Le versant occidental s'étale doucement vers le canal du Mozambique, tandis que la pente du versant oriental est toujours très forte (Chaperon et al., 1993) et le relief plus accentué que sur les Hautes Terres (MEF, 2012).

- Végétation : la région nord est formée par des savanes, avec quelques forêts denses sèches et des formations secondaires à l'ouest. Le versant Oriental est formé par des forêts denses humides et des formations secondaires (savoka) (Rasambainarivo et al., 2003).

- Géologie : la zone sédimentaire NW et nord comprend des roches sédimentaires caractérisées par des grès, des roches carbonatées comme les calcaires et les marnes, il y a aussi des argiles, des cuirasses latéritiques et des formations superficielles. La côte Orientale est formée par des roches métamorphiques (paragneiss) et des roches détritiques (argile et grès) (Annexe III).

- Sols : les sols ferrugineux longent la côte ouest et le nord-ouest. Les sols ferrugineux rouges et jaunes non ou peu lessivés peuvent être observés sur la zone ouest de Madagascar. Les sols rouges occupent généralement les positions surélevées et les sols jaunes les zones légèrement déprimées. Par contre, les sols ferrallitiques évoluent sur la partie orientale. Des sols ferrallitiques anciens, déstructurés, peuvent être observés sur des reliefs témoins conservés à topographie plane, rarement rencontrés dans la zone (MEF, 2012). Des sols ferrallitiques anciens et rajeunis s'observent sur les basses et moyennes collines dérivées des surfaces d'érosion des plateaux du méso-tertiaire (niveau intermédiaire II) et fini-tertiaire (surface inférieure III) et sur les reliefs de dissection (MEF, 2012).

2.2 Méthodologie générale

2.2.1 Extraction des données

2.2.1.1 A partir de la carte géologique

Les types de roches caractérisant les zones d'études (PGRM, 2012) sont les roches magmatiques, sédimentaires et métamorphiques. Le tableau 2, ci-dessous, classe les différentes roches rencontrées dans les zones d'études selon une typologie simplifiée. Les détails des principales roches mères caractérisant les zones d'études sont rapportés en Annexe III.

Tableau 2 : Différentes roches caractérisant les zones d'études.

Roches	Types de roches	Groupes de roches
Roche 1	Paragneiss, orthogneiss, paragneiss et schiste	Gneiss
Roche 2	Granite, monzonite, syénite	Granite
Roche 3	Granite et orthogneiss	Granite-gneiss
Roche 4	Calcaire, marne, calcaire argileux, calcaire marneux, dolomie	Roches carbonatées
Roche 5	Cuirasse sableuse, cuirasse latéritique	Roches d'altération
Roche 6	Argile, argile ferrugineuse, grès, sables et conglomérats	Roches détritiques
Roche 7	Basalte, basanite, ankaratrite	Roches mafiques

Les principales roches rencontrées sont groupées en 7 groupes de roches distinctes. Les roches du socle sont représentées par des : gneiss, granite, granite-gneiss et roches mafiques (Roches 1, 2, 3 et 7). Les roches sédimentaires sont caractérisées par les roches carbonatées, les roches d'altération et les roches détritiques (Roches 4, 5, 6). Une carte géologique de synthèse, présentant les principales zones géologiques (socle et formations sédimentaires), ainsi que la typologie des roches des 120 sites de prélèvement a été produite (Figure 9).

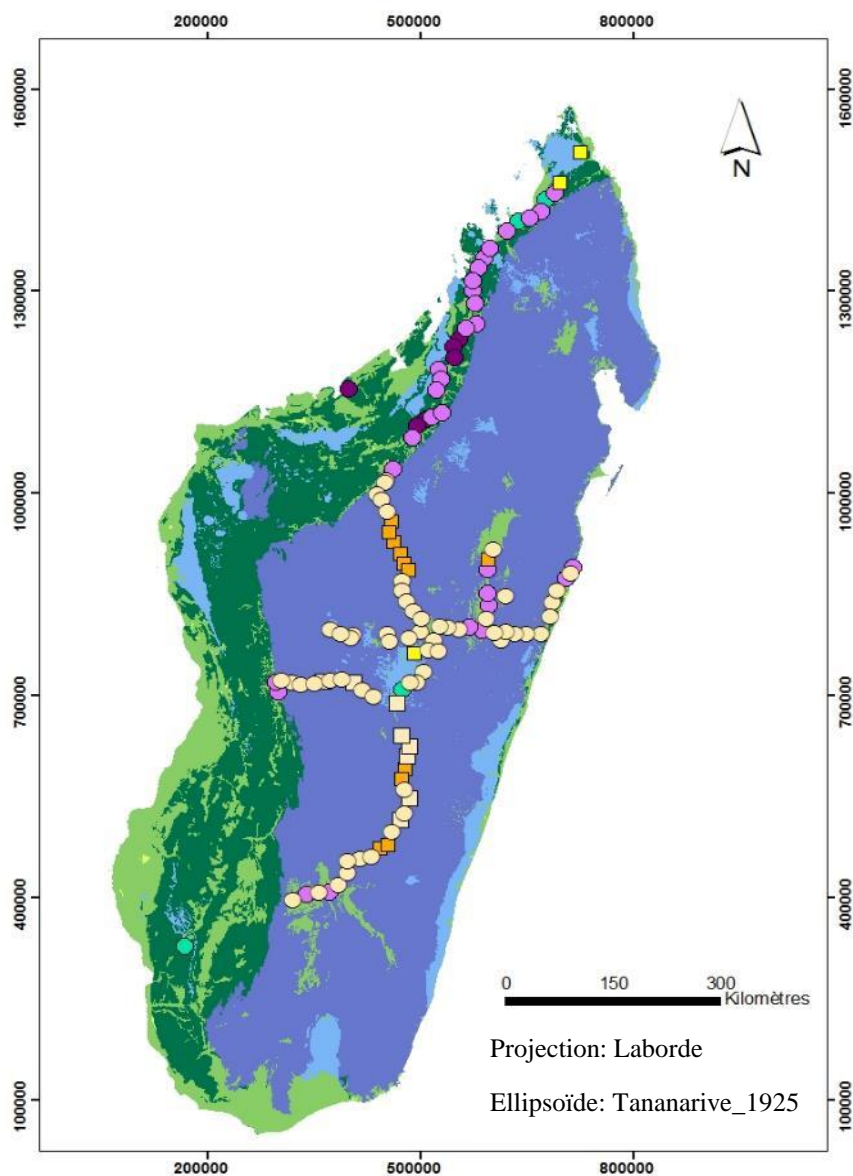


Figure 9 : Carte géologique montrant les 120 sites en fonction des groupes de roches.

Source : PGRM (2012), modifié par l'Auteur

Légende:

Formations sédimentaires

- Sédimentaire
- Formation superficielle

Socle

- Socle précambrien

Intrusion

- Volcano-plutonique

Sites de prélèvement en fonction des roches

- Gneiss
- Granite-gneiss
- Granites
- Roches mafiques
- Roches détritiques
- Roches carbonatées
- Roches d'altération

Caractérisation des roches mères :

Gneiss : roche métamorphique à grain moyen ou grain grossier à foliation souvent nette formée par des lits de teinte sombre riches en minéraux ferromagnésiens (mica, amphibole) alternant avec des lits de teinte claire de quartz et feldspaths. Selon la nature de la roche originelle, il y a les orthogneiss issus des roches magmatiques acides (granite, rhyolite...) et les paragneiss qui dérivent des roches sédimentaires de séquence péritique (Foucault et Raoult, 1984).

Granite : roche magmatique plutonique formée principalement de quartz, feldspath alcalin (orthose, microcline), plagioclase acide (albite, oligoclase). Elle est aussi formée par des minéraux essentiels comme le mica, amphibole, pyroxène. Issu d'un magma acide, la composition minéralogique moyenne pour le granite est : 75% de SiO_2 , 14% Al_2O_3 , 9,5% (Na_2O , K_2O), 2% d'oxydes (Fe, Mn, Mg, Ca) (Handoniana, 2012).

Roches mafiques : roches magmatiques sombres contenant des minéraux riches en Fe et Mg et pauvres en SiO_2 . Les basaltes, les basanites sont parmi les roches mafiques. Ce sont des roches effusives composées de plagioclase basique (labrador, anorthite), du clinopyroxène (augite), de la hornblende (amphibole calcique), de l'olivine (Foucault et Raoult, 1984).

Roches détritiques : roches sédimentaires d'origine détritique formées par des roches meubles non consolidées et roches indurées consolidées où les grains sont cimentés. Selon la taille des débris, il y a les rudites à débris $> 2 \text{ mm}$: conglomérats (cimentés), les arénites, à débris 2 mm à $62 \mu\text{m}$: sables et grès et les lutites, à débris $< 62 \mu\text{m}$: argilites (argiles) (Boulvain, 2013).

Roches carbonatées : roches sédimentaires d'origines chimiques formées par la précipitation de CaCO_3 en solution et de 50% au moins de carbonates (calcite, dolomite) (Foucault et Raoult, 1984). Ce sont les calcaires, les dolomies, les calcaires marneux, les marnes (mélange d'argile et de calcaire).

Roches d'altération : ce sont des formations superficielles formées par les cuirasses sableuses et latéritiques. Les cuirasses sont des croûtes superficielles épaisses fortement durcies par des précipitations d'hydroxydes de Fe et Al, se formant surtout en climat intertropical à saisons sèches bien marquées (Foucault et Raoult, 1984).

2.2.1.2 A partir de la carte pédologique

Les données pédologiques comprennent les différentes classes de sol suivant la classification FAO/UNESCO. Sur ArcGis 10.1, ces classes de sol sont représentées par des formes, des couleurs conformément à la classification FAO; ensuite elles vont constituer les principales couches de la carte pédologique, puis cette carte sera calée suivant la projection Laborde. A partir de ces données, une carte pédologique de Madagascar sera obtenue. Cette carte met en relation les sols avec les formes du relief (Randriamanga, 2009). Les 120 sites de prélèvements d'échantillons de sol seront ensuite projetés sur cette carte pédologique afin de déterminer la classe de sol que ces sites appartiennent (Annexe IV). Les sols ferrallitiques sont représentés à Madagascar par des ferralsols, cambisols et nitisols et les sols ferrugineux par des arenosols et des luvisols. La classification FAO a une correspondance avec la classification française CPCS (Tableau 3).

Tableau 3 : Classification FAO et classification CPCS correspondante.

Groupes de sol (FAO)	Classes de sol CPCS
Ferralsols Cambisols Nitisols	Sols faiblement ferrallitiques, sols ferrallitiques typiques, sols ferrallitiques rajeunis
Arenosols Luvisols	Sols ferrugineux non lessivés, sols ferrugineux lessivés
Calcaric regosols	Sols calcimagnésiques
Vertisols	Vertisols

Source : Razafimahatratra (2011)

Les trois principaux types de sols des zones d'étude sont les ferralsols, les cambisols et les nitisols.

- **Ferralsols** : sols ferrallitiques caractérisés par un horizon ferralique entre 25 et 200 cm (Razafimahatratra, 2011) fortement altéré, qui résulte d'une longue et intense action du climat. La fraction argileuse est dominée par des kaolinites, des hydroxydes de Fe et de Al (Vendrame et al., 2013) et la fraction sableuse par des matériaux résistants (quartz et oxydes de fer, aluminium, manganèse et titane). Ils ont au moins 30 cm d'épaisseur (FAO, 2011). La CEC des ferralsols est inférieure ou égale à $16 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ (Razafimahatratra, 2011).

- **Cambisols** : sols bruns tempérés ou tropicaux (Duchaufour, 1977) avec un horizon cambique ou mollique. Le taux de saturation en bases est en dessous de 50% (Razafimahatratra, 2011).

Génétiquement, l'horizon jeune montre la présence d'altération de l'horizon sous-jacent : changement de couleur, déplacement des carbonates ou la présence d'une structure de sol. La CEC des cambisols est supérieure à 12 cmol_c.kg⁻¹. Ils ont au minimum 15 cm d'épaisseur (FAO, 2011).

- **Nitisols** : caractérisés par un horizon nitique sur les 100 premiers cm (Razafimahatratra, 2011). Leur CEC est inférieure à 24 cmol_c.kg⁻¹ et le taux de saturation en base est inférieur à 50%. Ils ont 30 cm d'épaisseur au minimum (FAO, 2011).

D'après Duchaufour (1991, cité par Razafimahatratra, 2011), la classification FAO constitue une synthèse efficace entre les différents systèmes de classification. Les groupes sont défini suivant les horizons « diagnostiques », leur composition, leur morphologie (Annexe 1). Ces horizons permettent d'identifier, de situer un sol dans une catégorie déterminée (Ségalen, 1994). Les différents horizons, composition de ces sols sont défini d'après la base de référence mondiale de ressources en sol (1999).

Calcique : ayant un horizon calcique ou de concentrations de carbonates secondaires entre 50 et 100 cm de profondeur.

Chromique : ayant un horizon B de couleur rouge.

Dystrique : qualifie un solum dont le taux de saturation est < 50 % dans tous ses horizons ou au moins dans certains d'entre eux (AFES, 2008).

Eutrique : qualifie un solum dont le taux de saturation est > 50 % dans tous ses horizons ou au moins dans certains d'entre eux (AFES, 2008).

Ferralique : horizon subsuperficiel résultant d'une altération longue et intense, dans lequel la fraction argileuse est dominée par des argiles à faible activité et les fractions limon et sable par des minéraux très résistants tels que les oxydes de fer, d'aluminium, de manganèse et de titane.

Orthique : sol ferrallitique jaune-rouge (Ségalen, 1994).

Plinthique : ayant un horizon plinthique constitué d'un mélange, riche en fer et pauvre en humus, d'argile kaolinitique, de quartz et d'autres constituants.

Xanthique : ayant un horizon ferralique de couleur jaune à jaune pâle.

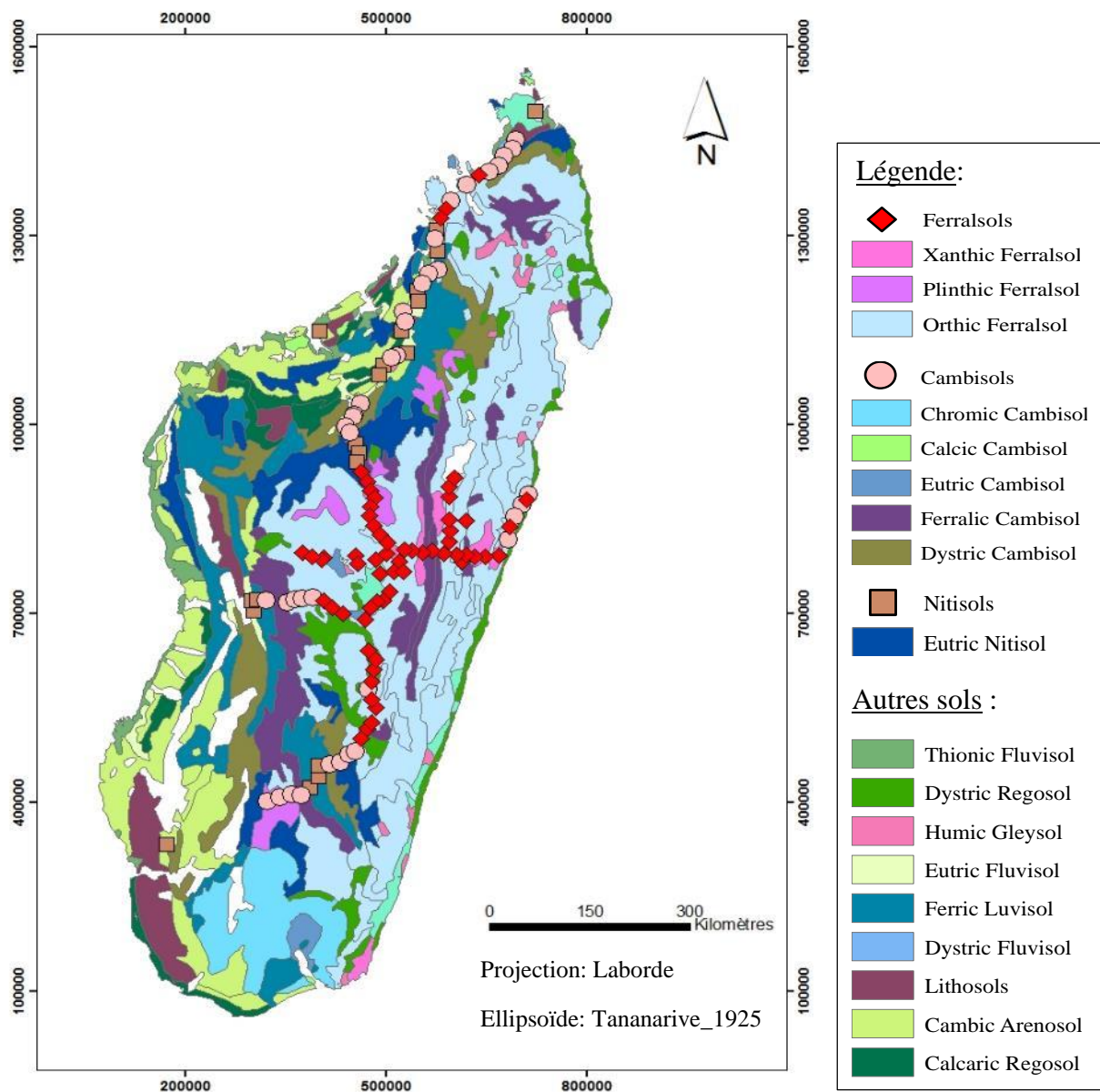


Figure 10 : Carte pédologique montrant les 120 sites en fonction des sols.

Source : FAO (1974), modifié par l'Auteur

2.2.2 Echantillonnage et préparation des échantillons de sol

- Echantillonnage :

Pour chaque point de prélèvement de sol, nous avons suivi la méthodologie proposée par Razafimahatratra (2011 ; Figure 2). Sur une parcelle représentative du paysage local. Un carré de 100 m² a été installé à l'aide d'une corde. Pour les terrains en pente (flancs des collines), ce carré a été dessiné au 1/3 ou 2/3 supérieur de la pente.

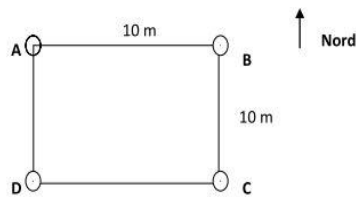


Figure 11 : Carré de prélèvement

Les 4 extrémités du carré constituent les points de prélèvement. Sur le point B, toujours orienté vers le Nord, sont effectuées la description des profils. Pour les 4 répétitions, les prélèvements ont été réalisés jusqu'à 1 m de profondeur et les 5 horizons prélevés sont 0-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm, 50-60 cm, 80-90 cm. Des échantillons de composites ont été préparés à partir des répétitions pour chaque profondeur de prélèvement. Les aliquotes non mélangés ont été gardés séparément.

- Préparation des échantillons de sol :

Après séchage à l'air libre pendant quelques jours, les échantillons composites ont été tamisés et broyés successivement à 2 mm et à 0,2 mm (Razafimahatratra, 2011). Ils ont été mis en sachets puis numérotés pour les analyses de la capacité d'échange cationique, des bases échangeables et de l'aluminium échangeable.

2.2.3 Analyses au laboratoire

Parmi les 120 sites de prélèvement, 163 échantillons ont été analysés pour la CEC, les teneurs en cations échangeables (Ca, Mg, K et Al) dont 147 échantillons dans les horizons 0-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm, 50-60 cm, 80-90 cm ont été analysés antérieurement par Ramarason (2012) pour la composition minéralogique, pH et les 16 échantillons dans les premiers horizons n'ont pas été analysés pour la composition minéralogique. Les détails des analyses effectués au laboratoire sont rapportés en Annexe II.

2.2.3.1 Détermination de la CEC et des teneurs en cations échangeables

L'extraction se fait au chlorure de cobalthexamine ($\text{Co}(\text{NH}_3)_6\text{Cl}_3$) (Pansu et Gautheyrou, 2003). Cette méthode consiste à extraire tous les cations présents dans le sol. Le complexe échangeable du sol est saturé par le cation cobalthexamine $[\text{Co}(\text{NH}_3)_6]^{3+}$ en excès. Les cations présents sur ce complexe sont alors déplacés par les ions cobalthexamines. C'est le sol qui impose le pH et les charges associées et tous les cations acides ou basiques présents sur le complexe peuvent être déplacés. La CEC mesurée par cette méthode est la CEC effective au

pH naturel du sol. Suivant le principe de l'électroneutralité, la somme des bases échangeables doit être égale à la CEC (CIRAD, 2003). La détermination de la concentration en ions $[\text{Co}(\text{NH}_3)_6]^{3+}$ restés en solution, après échange avec les cations de l'échantillon, permet de calculer la quantité de cations fixés sur ce dernier et d'en déduire la valeur de la CEC (Gharbi, 2008). La CEC est donc la diminution de la concentration de la cobaltihexamine dans la solution d'échange (CIRAD, 2003). L'extrait obtenu peut être utilisé à la fois pour la détermination de la CEC et celle des cations échangeables (Gatoux, 2011).

Tout d'abord, 2 g de sol à 2 mm et 20 ml de solution de cobaltihexamine sont mis dans une série de pots à centrifuger nalgène de 40 ml. La concentration C_x de cobaltihexamine ajoutée varie en fonction de la CEC attendue : elle doit être comprise entre $2 \cdot \text{CEC} \leq C_x \leq 8 \cdot \text{CEC}$. Puis, cette préparation a été mise sur un agitateur va-et-vient pendant 1h. Ensuite, après une centrifugation à 5000 tours.mn⁻¹, la solution extraite est filtrée et diluée pour la lecture au spectromètre d'absorption atomique.

Les cations échangeables Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ sont dosés dans la solution d'échange toujours en absorption atomique (AFNOR, 1999). Le Na^+ , toujours en concentration très faible dans les sols tropicaux non salins, n'a pas été dosé.

2.2.3.2 Détermination de la teneur en aluminium échangeable

L'aluminium échangeable est extrait à partir d'une solution de chlorure de potassium normal (N). Le dosage se fait par titrimétrie par observation d'un virage grâce à un indicateur coloré sensible aux variations du pH (Ségalen, 1973).

Ainsi, 10 g de sol tamisé à 2 mm et 100 ml de KCl (N) sont mis dans une série de pots à centrifuger. Après une agitation va-et-vient pendant 1 h, centrifugation à 5000 tours.mn⁻¹ et filtration, deux extraits de 20 ml seront titrés. L'un titré à chaud par du NaOH (N/100) en présence de la phénolphtaléine (colorant) pour avoir l'acidité totale, et l'autre titré à froid par du NaOH (N/100) avec 1 ml de fluorure de sodium (NaF), qui a pour effet de complexer l'aluminium, et de la phénolphtaléine. La différence entre ces deux extraits donne l'acidité due aux ions Al^{3+} . La teneur en Al échangeable en cmolc.kg⁻¹ est obtenue suivant la formule :

$$\text{Al} = \frac{3(a-b) \cdot 10^4 \cdot 0.09 \cdot K}{C \cdot 26.98}$$

Avec : a : volume de NaOH utilisés pour titrer à chaud

b : volume de NaOH utilisés pour titrer à froid

K : correctif au titre de NaOH

0.09 : coefficient de conversion de l'aluminium en mg

C : charge de sol correspondant au volume de liquide pris pour le titrage

3 : valence de l'aluminium

26.98 : masse atomique de l'aluminium

10^4 : 10 (prise en g de l'échantillon du sol)*1000 (conversion en kg)

2.2.4 Traitement des données

Après les différentes analyses au laboratoire, les données obtenues ont été traitées avec le logiciel XLSTAT 2008 de Microsoft au seuil de risque $\alpha = 0,05$ en fonction des 7 groupes de roches ou des 3 groupes de sols. Les données sont examinées avec le test de normalité afin de voir si elles suivent une loi normale. Une fois la normalité approuvée, les données seront soumises à l'analyse des variances (ANOVA) pour tester les données quantitatives. Un test paramétrique « test de Tukey HSD » (*Honest Significant Differences*) a été utilisé pour réaliser des comparaisons multiples de moyennes et aussi pour voir si les modalités (7 groupes de roches et 3 classes de sols) montrent une différence significative ou non entre elles. Par contre, si elles ne sont pas normales, un test non paramétrique « test de Kruskal-Wallis » couplé avec le « test de Dunn » a été employé pour comparer plus de 2 variables. Les résultats sont décrits schématiquement par des « boîtes à moustaches » afin de représenter les distributions et les différentes valeurs qui résument les données statistiques: le minimum, les 3 quartiles Q1, Q2 (médiane), Q3 ; la moyenne et le maximum. Pour faciliter la lecture des résultats, la boîte à moustache se présente comme suit :

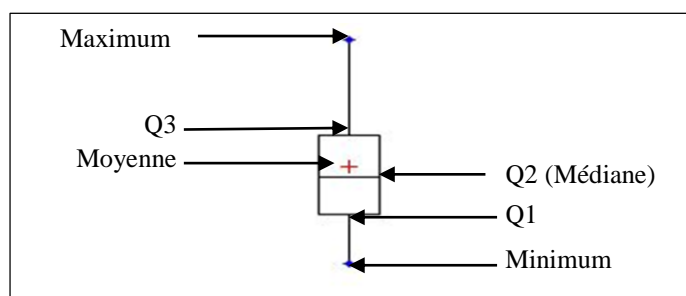


Figure 12: Représentation schématique d'une boîte à moustache.

Source : Auteur

Chapitre 3 : Résultats et interprétations

Les analyses détaillées des variabilités sont rapportées en Annexe V.

3.1 Compositions minéralogiques des sols

- Teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et Fe_2O_3 :

Les teneurs en Si, Al et Fe des sols ferrallitiques en fonction de leurs roches mères et de la classification des sols sont présentées dans la Figure 13. La composition géochimique des sols diffère en fonction des roches mères (Figure 13 a) du fait : de la richesse initiale des roches mères en Si, Al et Fe ; de l'altération plus ou moins longue des roches, qui modifie la composition chimique des sols en éliminant plus ou moins intensément la silice. Les 3 types de sols, dont les différences correspondent à des processus d'altération plus ou moins poussés, ont aussi des teneurs variables en Si, Al et Fe. Les Ferralsols, les sols les plus altérés, ont ainsi des teneurs légèrement plus importantes en Al que les autres sols. Toutefois, malgré quelques différences, il n'apparaît pas clairement de distinction de composition géochimique en fonction de classification basée sur le type de roche mère des sols ou en fonction de leur classification pédologique.

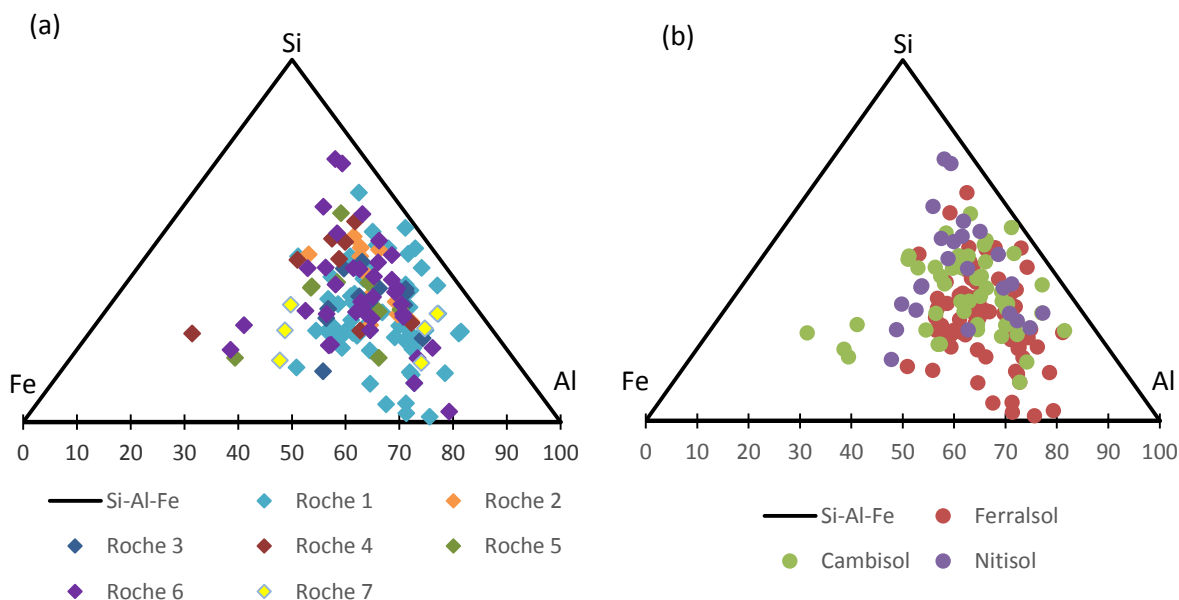


Figure 13 : Distribution des teneurs en Si, Al et Fe (%) en fonction des roches mères (a) et de la classification des sols (b).

Roche 1 : gneiss ; Roche 2 : granite ; Roche 3 : granite-gneiss ; Roche 4 : roches carbonatées ; Roche 5 : roches d'altération ; Roche 6 : roches détritiques ; Roche 7 : roches mafiques.

- Teneurs en kaolinite, gibbsite et goethite-hématite:

Les teneurs en kaolinite, gibbsite et goethite-hématite des sols en fonction de leurs roches mères et de la classification de sols sont présentées dans la Figure 14. Les teneurs en kaolinite et en gibbsite des sols sont remarquables pour les gneiss, les roches détritiques (roche 1 et 6), où ces deux minéraux représentent souvent à plus de 80% des minéraux argileux du sol. Dans les roches mafiques (roche 7), elles présentent une teneur en goethite-hématite importante, parfois supérieure à 50% (Figure 14 a). Les compositions minéralogiques des cambisols, ferralsols et nitisols semblent se rapprocher des pôles kaolinitiques et de gibbsitiques mais avec une teneur en goethite-hématite plus ou moins élevée pour les cambisols. Les ferralsols ont des teneurs variables en kaolinite et gibbsite, mais ils contiennent souvent davantage de gibbsite que les autres sols par rapport à la kaolinite avec une teneur en goethite-hématite faible, toujours inférieure à 50%. Les nitisols et les cambisols se rapprochent du pôle kaolinitique avec une teneur en gibbsite généralement inférieure à 50%. Pour les trois classes de sols, les teneurs en goethite-hématite sont assez semblables, entre 10 et 30%.

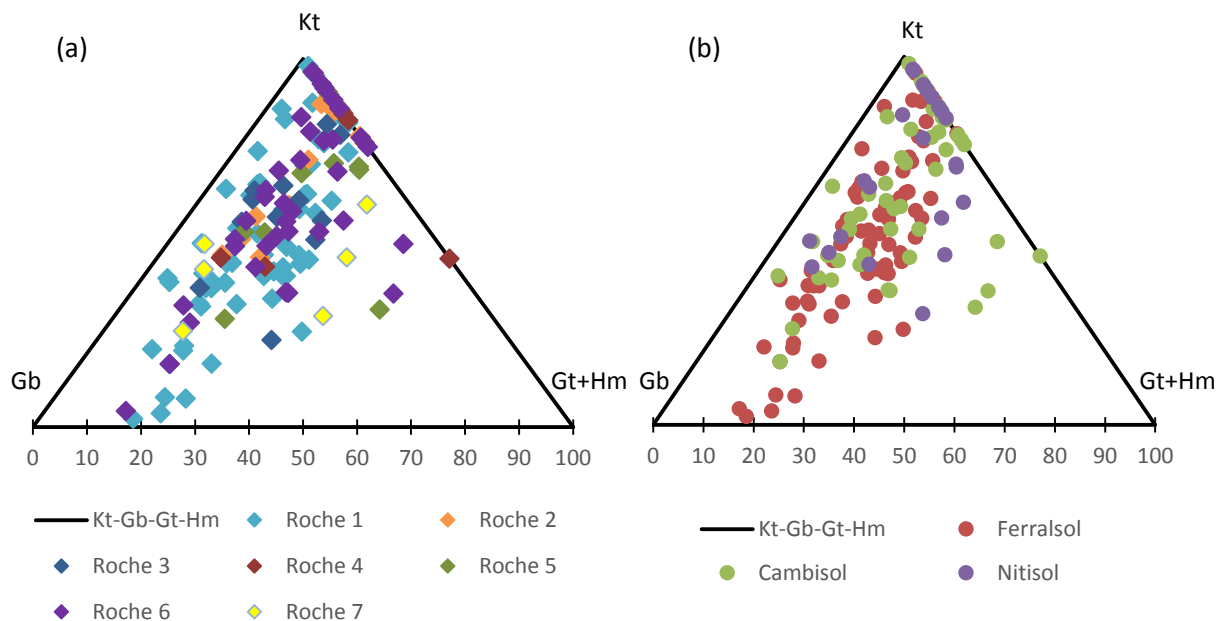


Figure 14: Distribution des teneurs en kaolinite, gibbsite, goethite-hématite (%) en fonction des roches (a) et de la classification des sols (b).

Roche 1 : gneiss ; Roche 2 : granite ; Roche 3 : granite-gneiss ; Roche 4 : roches carbonatées ; Roche 5 : roches d'altération ; Roche 6 : roches détritiques ; Roche 7 : roches mafiques.

3.2 Caractérisation des sols en fonction des roches mères

3.2.1 Compositions minéralogiques des sols

3.2.1.1 La kaolinite

Les teneurs en kaolinite des sols en fonction des 7 groupes de roches mères sont présentées dans la figure 15 (a). Une différence significative a été remarquée après ANOVA entre les roches 2 (granite) et 3 (granite-gneiss) d'une part et la roche 6 (détritique) d'autre part, les autres roches étant intermédiaires. La teneur en kaolinite varie entre 13 et 674 g.kg⁻¹, avec une moyenne de 284 g.kg⁻¹ pour l'ensemble des sols étudiés. Les moyennes des teneurs de kaolinite des roches 1, 2, 3, 4, 5, 6 et 7 sont respectivement : 290 ; 393 ; 393 ; 275 ; 271 ; 219 et 228 g.kg⁻¹. Les roches 2 et 3 ont des teneurs significativement plus élevées en kaolinite que les autres (malgré une valeur élevée pour la roche 1, dépassant celle de la roche 2). Les médianes des roches 1, 4, 5, 6 et 7 sont comprises entre 199 et 297 g.kg⁻¹, la roche 6 étant significativement la moins riche en kaolinite, tandis que celles de la roche 2 et 3 s'élèvent à 378-390 g.kg⁻¹. Les variances sont à peu près les mêmes à part celles des roches carbonatées, des roches détritiques et des roches mafiques (roches 4, 6 et 7). Les différentes roches mères ont un impact significatif sur la teneur en kaolinite des sols.

3.2.1.2 La gibbsite

Les teneurs en gibbsite des sols en fonction des 7 groupes de roches mères présentées dans la figure 15 (b), montrent une différence très significative suivant le test de Kruskal-Wallis avec une p-value de 0,0003 entre les différentes roches mères. La teneur de la gibbsite varie entre 0 et 529 g.kg⁻¹ avec une moyenne de 140 g.kg⁻¹. Les moyennes de la teneur en gibbsite des sols sont respectivement de 181 ; 77 ; 157 ; 41 ; 113 ; 104 et 167 g.kg⁻¹ pour les 7 roches mères. La roche 1 (gneiss) et la roche 7 (mafique) sont les plus riches en gibbsite avec des teneurs moyennes de 181 et 167 g.kg⁻¹ tandis que les roches 2 (granite), 4 (carbonatée) et 6 (détritiques) sont les plus pauvres en gibbsite avec des teneurs moyennes de 77, 41 et 104 g.kg⁻¹. Les roches 3 (granite-gneiss) et 5 (roches d'altération) ont des teneurs moyennes en gibbsite.

3.2.1.3 Goethite-hématite

Les teneurs en goethite-hématite des sols en fonction des 7 groupes de roches mères présentées dans la figure 15 (c), montrent qu'il n'y a pas de différence significative entre les roches mères suivant le test de Kruskal-Wallis avec une p-value de 0,053. La teneur en goethite-hématite varie entre 13 et 248 g.kg⁻¹ avec une moyenne générale de 88 g.kg⁻¹. Les moyennes des teneurs

de goethite-hématite sont de : 91 ; 73 ; 115; 75 ; 102 ; 67 et 134 g.kg^{-1} . La roche 7 montre une teneur élevée en goethite-hématite, mais pour la roche 1 il y a une teneur considérable de 235 g.kg^{-1} atteignant presque celle de la roche 7. Les médianes des roches 1, 2 et 4 sont inférieures à 100 g.kg^{-1} et celle des roches 3, 5 et 7 sont 106 ; 113 ; 129 g.kg^{-1} . Les différentes roches mères n'ont pas d'impact significatif sur la teneur en goethite-hématite des sols.

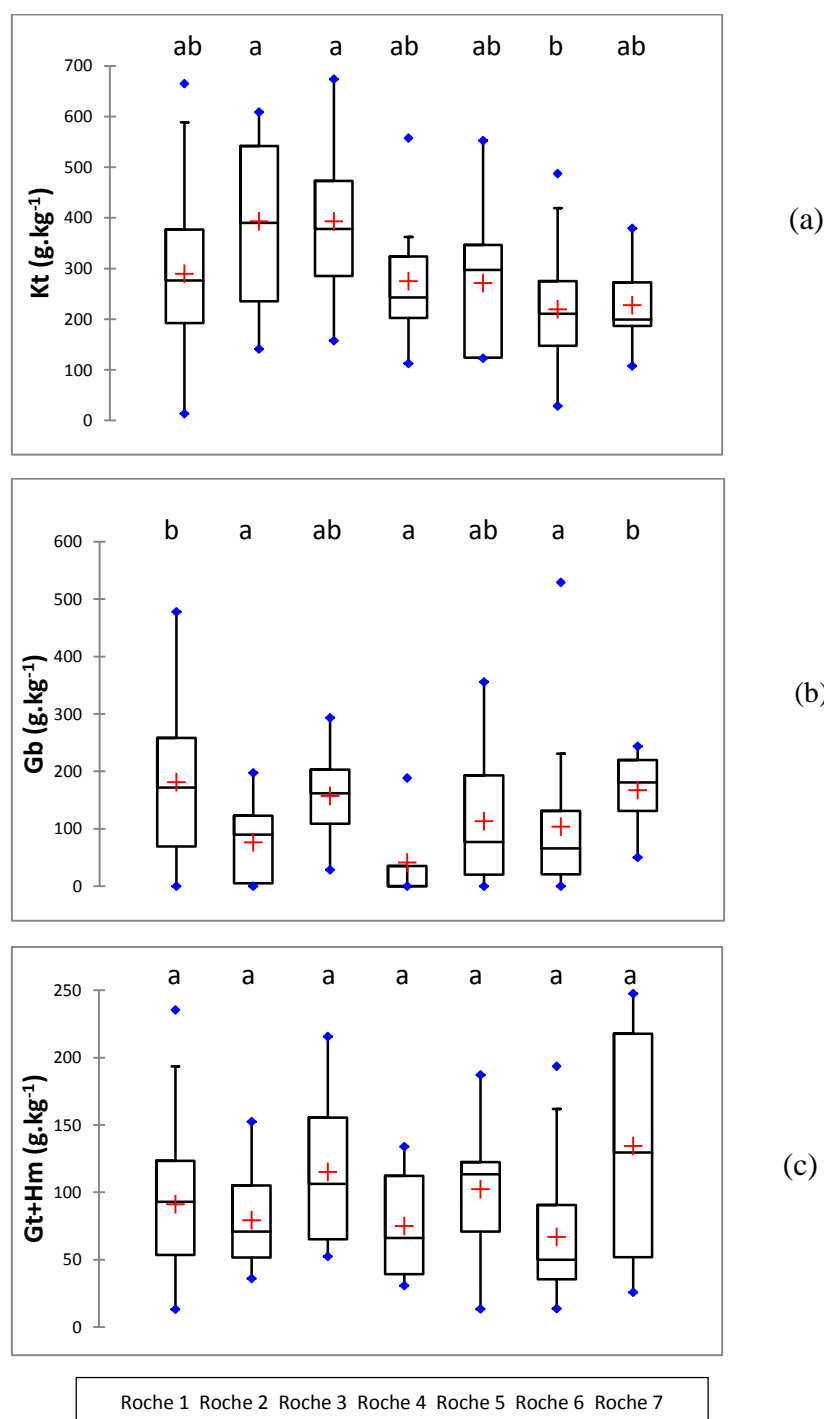


Figure 15 : Distribution des teneurs de kaolinite (a), de gibbsite (b) et de goethite-hématite (c) dans les sols en fonction de la roche mère. Les lettres minuscules différentes sur les boîtes à

moustaches indiquent une différence significative entre les moyennes et une même lettre indique une absence de différence significative.

Roche 1 : gneiss ; Roche 2 : granite ; Roche 3 : granite-gneiss ; Roche 4 : roches carbonatées ; Roche 5 : roches d'altération ; Roche 6 : roches détritiques ; Roche 7 : roches mafiques.

3.2.2 Propriétés chimiques des sols

3.2.2.1 La CEC

Les valeurs de la CEC des sols en fonction des roches mères sont présentées dans la figure 16. Pour tous les échantillons de sol, la CEC varie entre $0,6 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ à $15 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ avec une moyenne de $2,94 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ pour l'ensemble des sols étudiés. Les différentes roches mères ont un impact significatif sur la CEC des sols, le test de Kruskal-Wallis montre une différence significative avec $p\text{-value} = 0,001$. Les moyennes des CEC des roches sont : $2,53$; $1,98$; $3,19$; $5,50$; $2,57$; $3,03$ et $6,1 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. La roche 7 a une valeur élevée en CEC avec $6,1 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ alors que les roches 1, 2 et 6 montrent des valeurs basses en CEC avec $2,53$; $1,98$ et $3,03 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les teneurs moyennes en CEC ont été observées pour les roches 3, 4 et 5 avec $3,19$; $5,50$ et $2,57 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les médianes des roches 1 à 7 sont toutes comprises entre 1 et $5,4 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$.

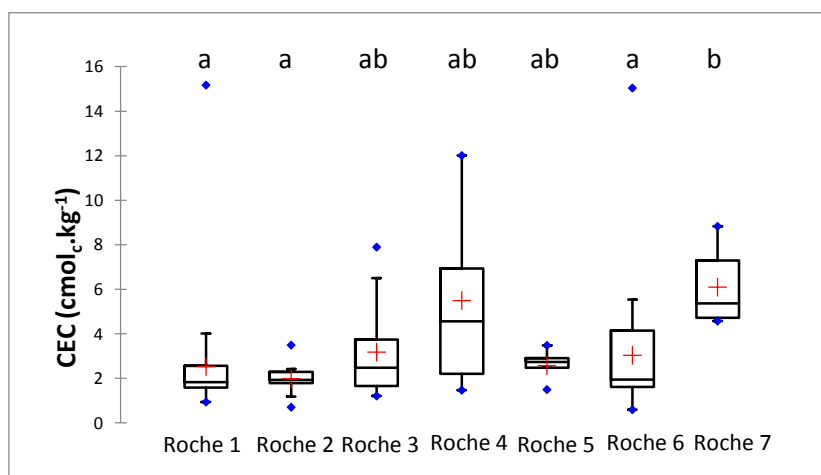


Figure 16 : Distribution de la CEC des sols en fonction de la roche mère. Les lettres minuscules différentes sur les boîtes à moustaches indiquent une différence significative entre les moyennes et une même lettre indique une absence de différence significative.

Roche 1 : gneiss ; Roche 2 : granite ; Roche 3 : granite-gneiss ; Roche 4 : roches carbonatées ; Roche 5 : roches d'altération ; Roche 6 : roches détritiques ; Roche 7 : roches mafiques.

3.2.2.2 Teneurs en K^+

Les teneurs en K^+ des sols en fonction des 7 groupes de roches mères, présentées dans la figure 17 (a), montrent qu'il n'y a pas de différence significative entre les roches mères suivant le test de Kruskal-Wallis avec $p\text{-value} = 0,143$. La teneur en K^+ varie entre 0,01 et 0,42 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ avec une moyenne générale de 0,08 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les moyennes des teneurs en K^+ des roches 1, 2, 3, 4, 5, 6 et 7 sont : 0,07 ; 0,08 ; 0,12 ; 0,08 ; 0,09 ; 0,1 et 0,08 $\text{g}.\text{kg}^{-1}$. La roche 3 présente une teneur élevée en K^+ avec une valeur atypique : 0,42 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ suivi par celle de la roche 6 avec une teneur de 0,35 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les médianes de la teneur en K^+ sont comprises entre 0,05 et 0,09 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les différentes roches mères n'ont pas d'impact significatif sur la teneur en K^+ échangeables des sols.

3.2.2.3 Teneurs en Mg^{2+}

Les teneurs en Mg^{2+} des sols en fonction des 7 groupes de roches mères, présentées dans la figure 17 (b), montrent une différence très significative après le test de Kruskal-Wallis avec une $p\text{-value}$ de 0,0001. La teneur en Mg^{2+} varie entre 0,06 et 4,6 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ avec une moyenne générale de 0,53 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les moyennes des teneurs en Mg^{2+} des roches 1, 2, 3, 4, 5, 6 et 7 sont respectivement : 0,42 ; 0,32 ; 0,33 ; 1,55 ; 0,33 ; 0,49 et 1,92 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les médianes des teneurs en Mg^{2+} des roches sont : 0,18 ; 0,27 ; 0,15 ; 0,63 ; 0,23 ; 0,23 et 1,9 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. La roche 7 (mafique) présente une teneur élevée en Mg^{2+} avec 1,92 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ par rapport aux roches 1, 3 et 6 à faible teneur en Mg^{2+} avec 0,42 ; 0,33 et 0,49 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les roches 2, 4 et 5 ont des teneurs moyennes en Mg^{2+} avec 0,32 ; 1,55 et 0,33 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les différentes roches mères ont un impact significatif sur la teneur en Mg^{2+} des sols.

3.2.2.4 Teneurs en Ca^{2+}

Les teneurs en Ca^{2+} des sols en fonction des 7 groupes de roches mères sont présentées dans la figure 17 (c). Après le test de Kruskal-Wallis, une différence significative a été remarquée avec une $p\text{-value}$ de 0,001 entre les différentes roches pour la teneur en Ca^{2+} dans les sols. Cette teneur varie entre 0,32 et 6,35 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ avec une moyenne générale de 0,86 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les moyennes des teneurs en Ca^{2+} des roches 1, 2, 3, 4, 5, 6 et 7 sont : 0,73 ; 0,6 ; 0,6 ; 2,15 ; 0,75 ; 0,8 et 2,7 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. La roche 4 présente une valeur élevée avec 6,35 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les médianes des teneurs en Ca^{2+} sont comprises entre 0,43 à 2,61 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. La roche 7 (roche mafique) présente une teneur moyenne élevée en Ca^{2+} avec 2,7 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ suivi des roches 4 et 2 avec : 2,15 et 0,6 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les roches 1, 3, 5 et 6 sont pauvres en Ca^{2+} avec 0,73 ; 0,6 ; 0,75 et 0,8

cmol_c.kg⁻¹. Les différentes roches mères ont un impact significatif sur la teneur en Ca²⁺ dans les sols.

3.2.2.5 Teneurs en Al³⁺

Les teneurs en Al³⁺ des sols en fonction des 7 groupes de roches mères, présentées dans la figure 17 (d), montrent qu'il n'y a pas de différence significative entre les différentes roches pour la teneur en Al³⁺ dans les sols suivant le test de Kruskal-Wallis avec p-value = 0,118. Les différentes roches ont une teneur en Al³⁺ qui varie entre 0 et 6,38 cmol_c.kg⁻¹ avec une moyenne de 0,72 cmol_c.kg⁻¹ pour l'ensemble des sols étudiés. Les moyennes des teneurs en Al³⁺ sont : 0,6 ; 0,44 ; 1,01 ; 1,22 ; 0,95 ; 0,96 et 0,03 cmol_c.kg⁻¹. Les roches 3 et 4 montrent une teneur élevée en Al³⁺ (malgré une valeur anormalement élevée pour la roche 6 dépassant celle de la roche 4). Les médianes des teneurs en Al³⁺ sont comprises entre 0 à 0,62 cmol_c.kg⁻¹. Les différentes roches mères n'ont pas d'impact significatif sur la teneur en Al³⁺ dans les sols.

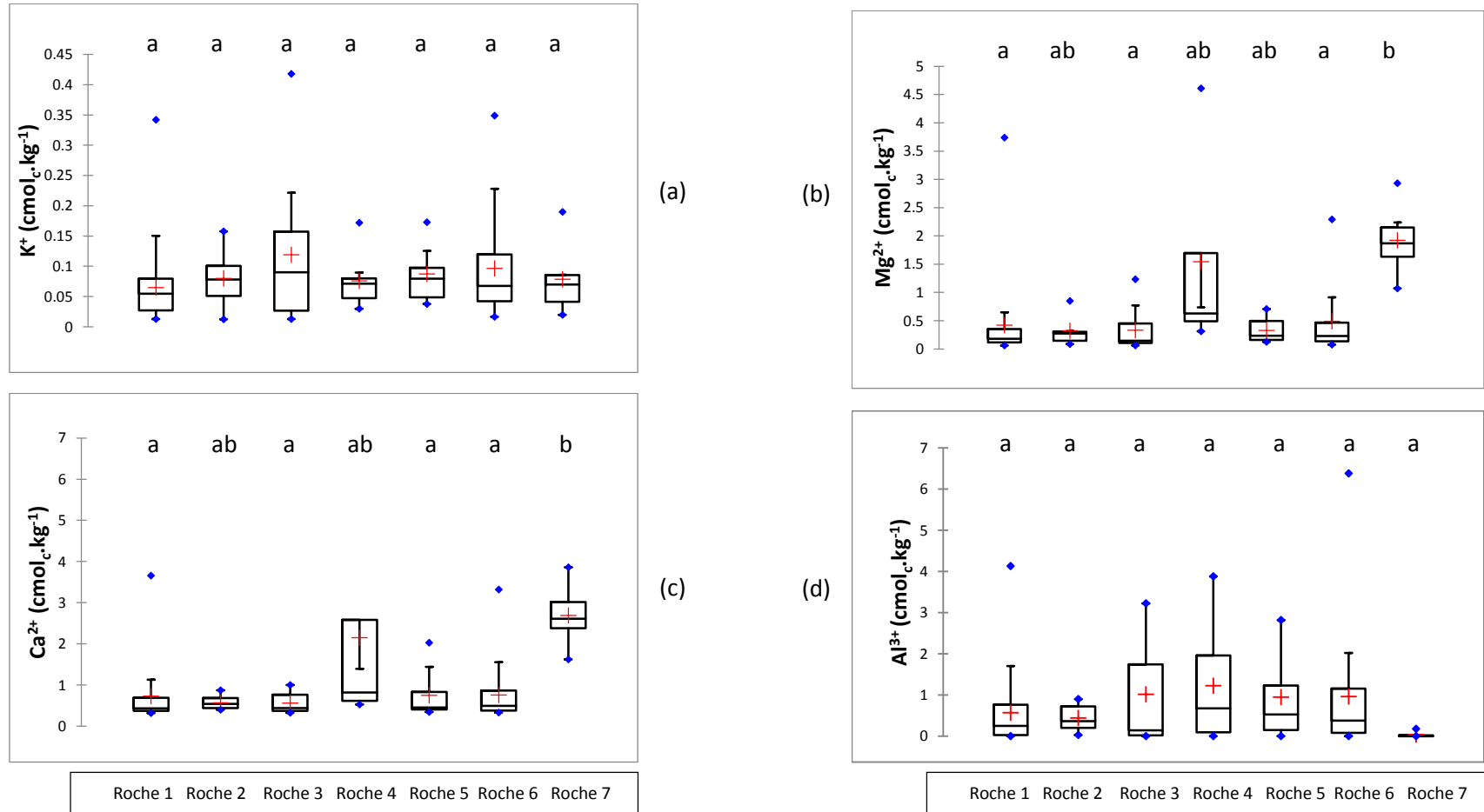


Figure 17 : Distribution des teneurs en K^+ (a), en Mg^{2+} (b), en Ca^{2+} (c) et en Al^{3+} (d) dans les sols en fonction de la roche mère. Les lettres minuscules différentes sur les boîtes à moustaches indiquent une différence significative entre les moyennes et une même lettre indique une absence de différence significative. Roche 1 : gneiss ; Roche 2 : granite ; Roche 3 : granite-gneiss ; Roche 4 : roches carbonatées ; Roche 5 : roches d'altération ; Roche 6 : roches détritiques ; Roche 7 : roches mafiques.

3.3 Caractérisation des sols en fonction de la classification pédologique des sols

3.3.1 Compositions minéralogiques des sols

3.3.1.1 La kaolinite

Les teneurs en kaolinite présentées dans la figure 18 (a), montrent qu'il n'y a pas de différence significative entre les types de sols suivant le test de Kruskal-Wallis avec p-value de 0,455. La teneur en kaolinite varie entre 13 et 674 g.kg⁻¹ avec une moyenne de 284g.kg⁻¹. Les moyennes des teneurs en kaolinite dans les cambisols, les ferralsols et les nitisols sont : 275 ; 282 et 306 g.kg⁻¹. Les ferralsols présentent une teneur en kaolinite élevée de 660 g.kg⁻¹ (malgré une valeur anormalement élevée pour les cambisols). Les médianes des teneurs en kaolinite sont : 244 ; 272 et 285 g.kg⁻¹. La classification de ces 3 types de sols n'a pas d'impact significatif sur la teneur en kaolinite.

3.3.1.2 La gibbsite

Les teneurs en gibbsite présentées dans la figure 18 (b), montrent une différence très significative après le test de Kruskal-Wallis avec une p-value inférieure à 0,0001. La teneur en gibbsite varie entre 0 et 529 g.kg⁻¹ avec une moyenne de 140 g.kg⁻¹ pour tout l'ensemble des sols étudiés. Les moyennes des teneurs de la gibbsite dans les cambisols, ferralsols et nitisols sont : 89 ; 196 et 69 g.kg⁻¹. Les ferralsols montrent une teneur significativement plus élevée en gibbsite puis elle diminue vers les cambisols avec une valeur anormalement élevée de 405 g/kg. Les médianes des teneurs en gibbsite pour les cambisols, ferralsols et nitisols sont : 75 ; 192 et 23 g.kg⁻¹. La classification de ces 3 types de sols a un impact significatif sur la teneur en gibbsite des sols.

3.3.1.3 Goethite-hématite

Les teneurs en goethite-hématite sont présentées dans la figure 18 (c). Le test de Kruskal-Wallis a montré une différence significative entre les types de sols ferrallitiques pour la teneur en oxyde de fer avec une p-value de 0,009. Les teneurs en goethite-hématite varient entre 13 et 247 g.kg⁻¹ avec une moyenne générale de 88 g.kg⁻¹. Les moyennes des teneurs de goethite-hématite dans les cambisols, ferralsols et nitisols sont respectivement : 76 ; 98 et 78 g.kg⁻¹. Les ferralsols sont plus riches en goethite-hématite que les nitisols et les cambisols. Les 3 types de sol ont chacun une valeur atypique pour la teneur en goethite-hématite avec une teneur très élevée dans un nitisol : 248 g.kg⁻¹. Les médianes des teneurs en goethite-hématite pour les

cambisols, ferralsols et nitisols sont : 61 ; 100 et 52 g.kg⁻¹. La classification de ces 3 types de sols a un impact significatif sur la teneur en goethite-hématite des sols.

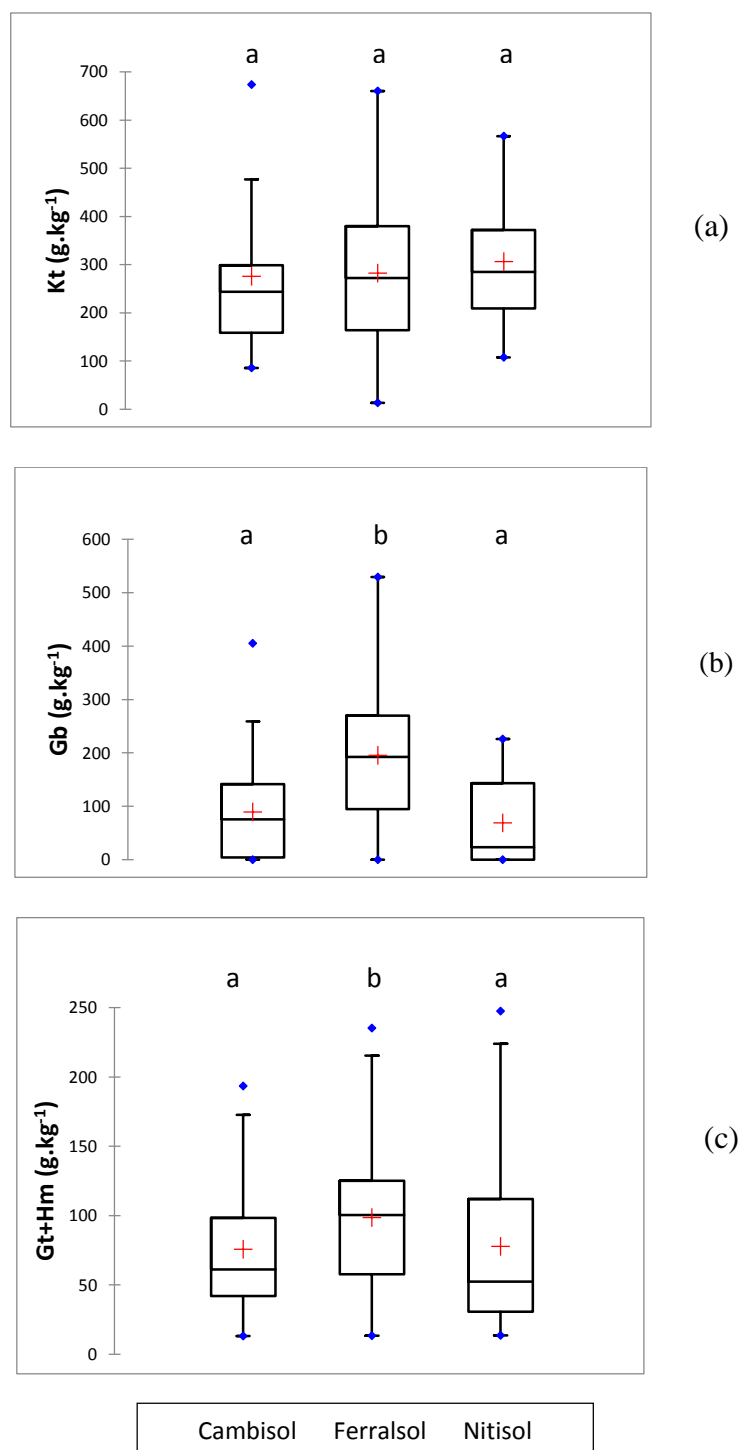


Figure 18 : Distribution des teneurs de kaolinite (a), de gibbsite (b) et de goethite-hématite (c) dans les sols en fonction de leurs types. Les lettres minuscules différentes sur les boîtes à moustaches indiquent une différence significative entre les moyennes et une même lettre indique une absence de différence significative.

3.3.2 Propriétés chimiques des sols

3.3.2.1 La CEC

Les valeurs de la CEC des sols présentées dans la figure 19, montrent une différence très significative avec une p-value inférieure à 0,0001 suivant le test de Kruskal-Wallis. La CEC varie entre 0,6 et 15 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ avec une moyenne générale de 2,94 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les moyennes de la CEC des cambisols, ferralsols et nitisols sont : 3,24 ; 2,07 et 5,06 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les trois types de sol montrent chacun une valeur atypique avec 15 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ pour les cambisols. Les médianes de la CEC des cambisols, ferralsols et nitisols sont : 2,5 ; 1,7 et 4,26 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. La classification de ces 3 types de sols a un impact significatif sur la CEC des sols, avec une CEC plus faible pour les ferralsols que pour les deux autres types de sols.

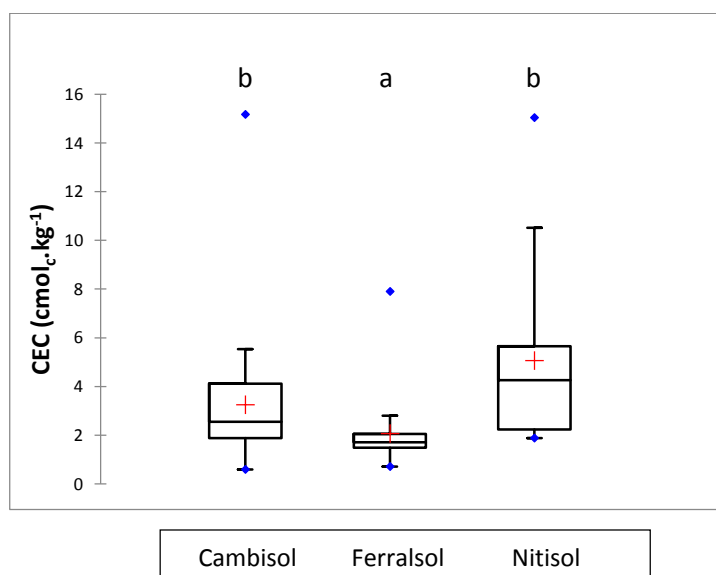


Figure 19 : Distribution de la CEC des sols en fonction de leurs types. Les lettres minuscules différentes sur les boîtes à moustaches indiquent une différence significative entre les moyennes et une même lettre indique une absence de différence significative.

3.2.2.2 Teneurs en K^+

Les teneurs en K^+ des sols présentées dans la figure 20 (a), montrent une différence significative entre les types de sols avec une p-value de 0,01 suivant le test de Kruskal-Wallis. La teneur en K^+ varie entre 0,01 et 0,42 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ avec une moyenne générale de 0,08 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les moyennes des teneurs en K^+ dans les cambisols, ferralsols et nitisols sont : 0,08 ; 0,07 et 0,10 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les types de sols montrent chacun une valeur atypique dont celle des ferralsols est de 0,42 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les médianes des teneurs en K^+ sont : 0,08 ; 0,05 et 0,08 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les

nitisols montrent une teneur élevée en K^+ par rapport aux cambisols et aux ferralsols. La classification de ces 3 types de sols a un impact significatif sur la teneur en K^+ des sols.

3.2.2.3 Teneurs en Mg^{2+}

Les teneurs en Mg^{2+} des sols sont présentées dans la figure 20 (b). Une différence très significative entre les types de sols et la teneur en Mg^{2+} a été observée avec une p-value inférieure à 0,0001. La teneur en Mg^{2+} des sols varie entre 0,06 et 4,6 $cmol_c.kg^{-1}$ avec une moyenne générale de 0,53 $cmol_c.kg^{-1}$. Les moyennes des teneurs en Mg^{2+} dans les cambisols, ferralsols et nitisols sont : 0,7 ; 0,19 et 1,33 $cmol_c.kg^{-1}$. Trois teneurs anormalement élevées de Mg^{2+} ont été remarquées avec 4,6 $cmol_c.kg^{-1}$ pour les nitisols. Les médianes des teneurs en Mg^{2+} des cambisols, ferralsols et nitisols sont : 0,3 ; 0,14 et 0,8 $cmol_c.kg^{-1}$. La classification de ces 3 types de sols a un impact significatif sur la teneur en Mg^{2+} des sols.

3.2.2.4 Teneurs en Ca^{2+}

Les teneurs en Ca^{2+} des sols présentées dans la figure 20 (c), montrent une différence très significative suivant le test de Kruskal-Wallis avec p-value < 0,0001 entre les types de sols. Pour tout l'ensemble des échantillons, la teneur en Ca^{2+} varie entre 0,32 et 6,35 $cmol_c.kg^{-1}$ avec une moyenne générale de 0,86 $cmol_c.kg^{-1}$. Les moyennes des teneurs en Ca^{2+} dans les cambisols, ferralsols et nitisols sont : 1,01 ; 0,45 et 1,87 $cmol_c.kg^{-1}$. Les 3 types de sols montrent chacun une valeur atypique avec une teneur élevée pour les nitisols. Les médianes des teneurs en Ca^{2+} pour les cambisols, ferralsols et nitisols sont : 0,72 ; 0,41 et 1,32 $cmol_c.kg^{-1}$. La classification de ces 3 types de sols a un impact significatif sur la teneur en Ca^{2+} des sols.

3.2.2.5 Teneurs en Al^{3+}

Les teneurs en Al^{3+} des sols sont présentées dans la figure 20 (d). D'après le test de Kruskal-Wallis, une différence significative a été remarquée avec p-value = 0,016. La teneur en Al^{3+} échangeable varie entre 0 et 6,38 $cmol_c.kg^{-1}$ avec une moyenne générale de 0,72 $cmol_c.kg^{-1}$. Les moyennes des teneurs en Al^{3+} dans les cambisols, ferralsols et nitisols sont : 0,82 ; 0,73 et 0,48 $cmol_c.kg^{-1}$. Ces types de sols montrent chacun une valeur atypique de 6,38 $cmol_c.kg^{-1}$ pour les cambisols. Les médianes des teneurs en Al^{3+} sont : 0,18 ; 0,44 et 0,06 $cmol_c.kg^{-1}$. La classification de ces 3 types de sols a un impact significatif sur la teneur en Al^{3+} échangeable des sols, avec des teneurs en Al^{3+} échangeable significativement élevées pour les Ferralsols.

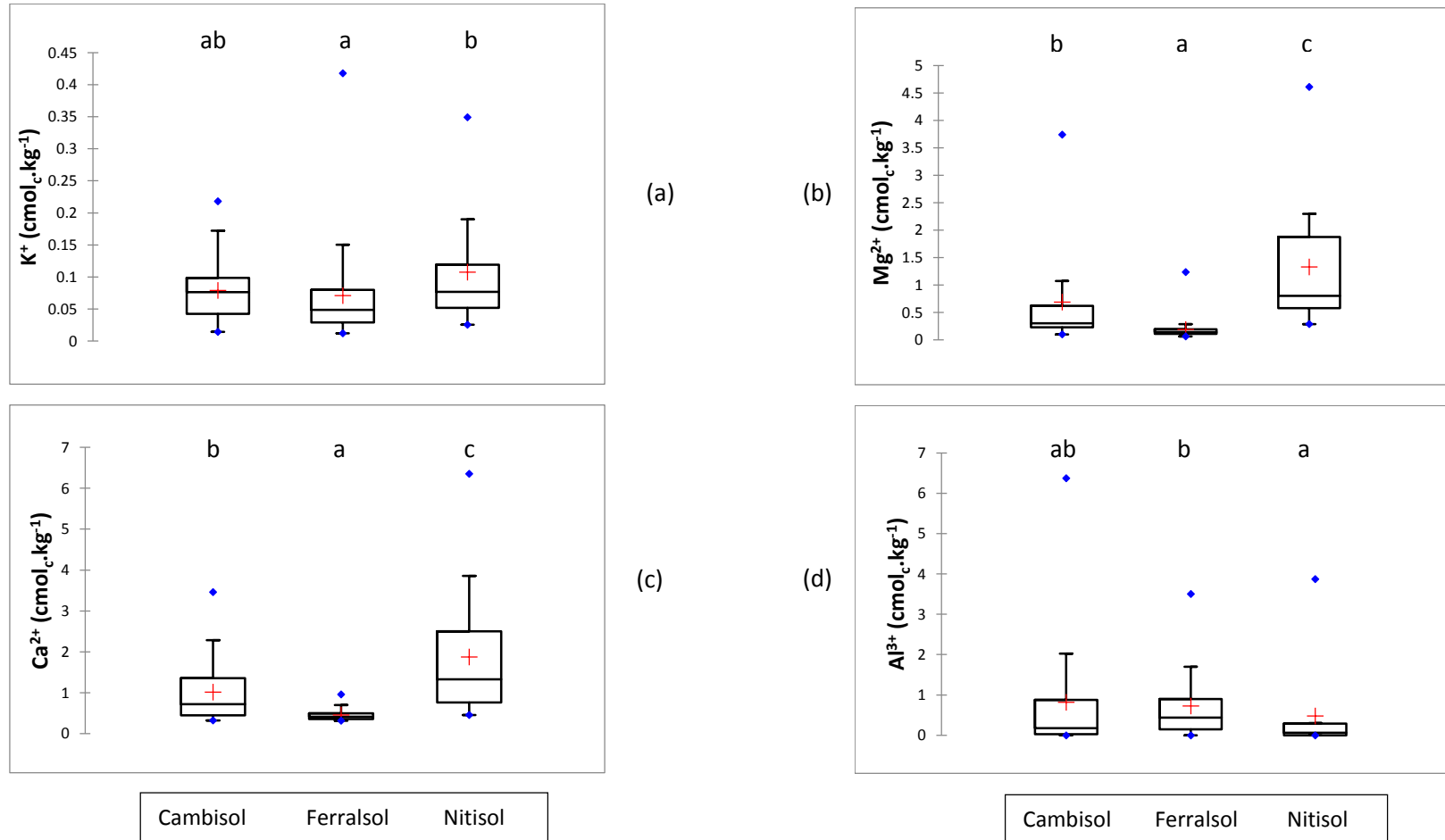
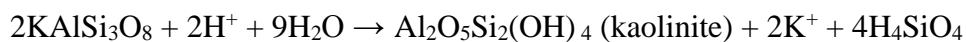


Figure 20 : Distribution des teneurs en K^+ (a), en Mg^{2+} (b), en Ca^{2+} (c) et en Al^{3+} (d) dans les sols en fonction de leurs types. Les lettres minuscules différentes sur les boîtes à moustaches indiquent une différence significative entre les moyennes et une même lettre indique une absence de différence significative.

Chapitre 4 : Discussions

4.1 Les effets de la roche mère sur les compositions minéralogiques des sols ferrallitiques

Les argiles minéralogiques proviennent de l'hydrolyse lente des minéraux primitifs tels que les feldspaths, micas, amphiboles, pyroxènes. La roche mère ou le substratum géologique fournit donc par sa décomposition les éléments minéraux du profil (Duchaufour, 1960). Suivant les résultats obtenus, les teneurs globales de kaolinite des sols varient entre 0 à 674 g.kg⁻¹. Les teneurs moyennes en kaolinite des roches 1, 4, 5, 6 et 7 sont de 290 ; 275 ; 271 ; 219 et 228 g.kg⁻¹. La teneur moyenne en kaolinite des sols sur ces roches mères rejoint celle rencontrée dans des sols ferrallitiques (Latosols) au Brésil, à une latitude comparable à Madagascar, qui ont une teneur moyenne en kaolinite de 282 g.kg⁻¹ (Vendrame et al., 2013). Celles des roches 2 et 3, représentées par les granites et granite-gneiss diffèrent des autres avec des teneurs significativement plus élevées : 393 g.kg⁻¹. Ces différentes valeurs en kaolinite des roches seraient dues principalement à la composition minéralogique des roches mères. La teneur en kaolinite varie en fonction des roches sous-jacentes : elle est plus élevée dans les sols dérivant des gneiss et des granites puis diminue successivement dans les sols formés par les roches carbonatées, les roches d'altération, les roches détritiques et les roches mafiques. Les roches felsiques comme les granites avec 65% de SiO₂ et une proportion totale en feldspath alcalin de 65 à 90% (Kusky, 2005) donnent, après leur altération, une quantité importante de kaolinite. Ce minéral argileux provient donc principalement de l'altération de roches acides riche en feldspath potassique (Lacarce, 2006). La kaolinite domine les sols tropicaux humides et peut s'accumuler à la base du profil pédologique quand les roches mères sont des roches granitiques (Velde et Meunier, 2008). Le drainage aussi joue un rôle dans l'apparition des produits d'altérations. Pour le cas de la kaolinite, un milieu bien drainé favorise sa formation (Beauchamp, 2008), l'équation suivante montre la formation de la kaolinite (Ségalen, 1994) :



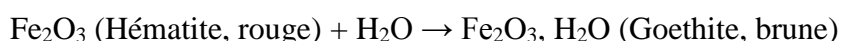
Pour la gibbsite, les moyennes globales des roches 1, 2, 3, 4, 5 et 7 sont : 181 ; 77 ; 157 ; 41 ; 113 ; 167 g.kg⁻¹. La teneur moyenne en gibbsite de nos sols (104 g.kg⁻¹) est similaire à celle observée pour des Latosols au Brésil (106 g.kg⁻¹) (Vendrame et al., 2013). Les roches 1 et 7 qui sont respectivement le gneiss et les roches mafiques ont des teneurs en gibbsite significativement plus importantes. L'alumine peut s'accumuler dans les niveaux d'altérations, où elle cristallise pour former la gibbsite (Delvigne, 1967). Avec un climat tropical humide,

SiO₂ est continuellement éliminée, ce qui limite la formation de kaolinite, et une concentration élevée en Al₂O₃ près de la surface conduit à la formation de la gibbsite (Parham, 1976). Dans des conditions acides, des minéraux indiquant la destruction des silicates d'alumines peuvent se former, avec une perte de silice et apparition de la gibbsite comme dans le cas de l'albite (feldspath sodique) (Beauchamp, 2008 ; Velde et Meunier, 2008 ; Gudbransson, 2014) suivant l'équation :



Les roches alumineuses telles que les schistes, les gneiss et granites sont favorables à la formation de la gibbsite, du fait de valeurs élevées en aluminium (Velde et Meunier, 2008). Concernant la teneur moyenne élevée de gibbsite de 167 g.kg⁻¹ dans les roches mafiques, elle peut s'expliquer par leur mode de gisement et leur structure facilitant l'évacuation rapide par drainage de l'acide silicique, malgré des teneurs assez faibles en aluminium. Les sols ferrallitiques présentent, presque toujours des teneurs en gibbsite élevées (Ségalen, 1994).

Pour les goethite-hématite, les moyennes générales des roches 1, 2, 3, 4, 5 et 6 sont respectivement : 91 ; 73 ; 115 ; 75 ; 102 ; 67 g.kg⁻¹. Celle de la roche 7, caractérisée par les roches mafiques montre une teneur significativement plus élevée avec 134 g.kg⁻¹. Lors de l'altération de minéraux ferri-fères (olivine dans les roches mafiques ; biotite dans les roches felsiques...) le fer libéré peut se lier avec l'oxygène de l'atmosphère pour former un autre minéral, un oxyhydroxyde de fer, par oxydation (Kusky, 2005). La réaction suivante montre cette oxydation : 2FeO + OH → Fe₂O₃ + H₂O et l'hydratation de l'hématite conduit à la formation de la goethite (Soltner, 2005) :



Le fer peut s'accumuler dans les niveaux d'altération sous forme d'hydroxydes. Remis en solution dans les horizons superficiels, il recristallise plus bas pour donner de la goethite et de l'hématite secondaire (Delvigne, 1967). Selon Lelong (1969, cité par Velde et Meunier, 2008), la formation de la gibbsite et de la goethite est favorable dans les roches basiques. Ces dernières se transforment principalement en gibbsite et donnent une teneur élevée en goethite vers la surface. La goethite est remplacée par l'hématite dans les sols latéritiques quand les effets des saisons contrastées dominent les parties supérieures des profils d'altération (Velde et Meunier, 2008), ce qui donne la coloration rouge foncé caractéristique de ces sols.

La première hypothèse « *La roche mère influe sur la composition minéralogique et sur les propriétés d'échanges des sols ferrallitiques* » est confirmée.

4.2 Relation entre les propriétés d'échanges des sols ferrallitiques et les roches mères

4.2.1 Effet du pH_{eau} sur l' Al^{3+}

L'évolution de l' Al^{3+} échangeable varie avec le pH_{eau} (Figure 21). Les roches mafiques ne présentent pas de teneur en Al^{3+} du fait d'un pH_{eau} assez élevé, entre 5,5 et 6,5. Par contre, en dessous de pH_{eau} 5,5, l'aluminium échangeable augmente brutalement (Ségalen, 1994) et peut être toxique pour les plantes ou les organismes du sol (Rabeharisoa, 2004), notamment sur les roches détritiques, les gneiss (Figure 21 a).

Pour l'ensemble des types de sols, le pH_{eau} varie entre 4,43 à 6,96 (Figure 21 b). Les ferralsols et les nitisols présentent des teneurs en Al^{3+} échangeables souvent plus faibles que les cambisols avec des teneurs pouvant atteindre 6 $cmol_c.kg^{-1}$ à $pH < 5$ pour ces derniers. Au fur et à mesure que le pH_{eau} augmente, la teneur en Al^{3+} diminue progressivement et devient très faible au-delà de pH 5,5-6. Ces graphiques montrent que les cambisols sont aussi acides que les ferralsols et les nitisols. Les cambisols sur roches détritiques ont une teneur en Al^{3+} particulièrement élevée par rapport aux autres sols sur roches détritiques.

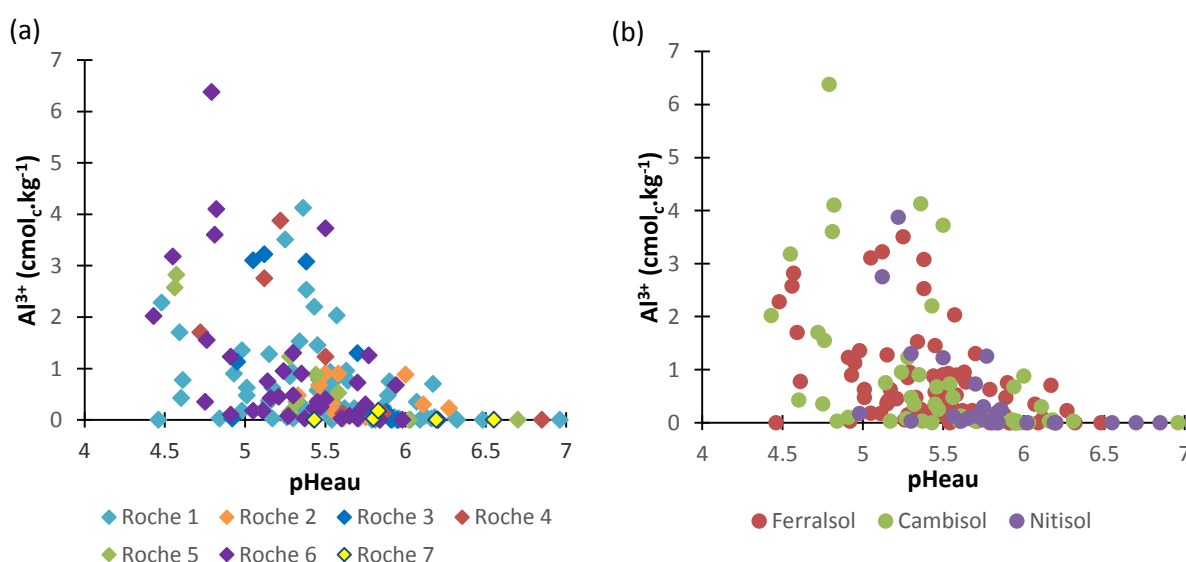


Figure 21 : Evolution des teneurs en Al^{3+} et pH_{eau} en fonction des roches (a) et de la classification des sols (b).

Roche 1 : gneiss ; Roche 2 : granite ; Roche 3 : granite-gneiss ; Roche 4 : roches carbonatées ; Roche 5 : roches d'altération ; Roche 6 : roches détritiques ; Roche 7 : roches mafiques.

4.2.2 Effet de la composition minéralogique

○ Sur l' Al^{3+} échangeable

Les proportions relatives des minéraux kaolinite-gibbsite sont des témoins du degré de l'évolution des sols latéritiques (Madeira et al., 1995). Les teneurs en kaolinite et en gibbsite peuvent être expliquées par le rapport massique kaolinite / (kaolinite+gibbsite) ou R_{KGb} . Quand $R_{\text{KGb}} = 1$, le sol ne contient pas de gibbsite et la kaolinite est présente ; et quand $R_{\text{KGb}} < 0,5$, la gibbsite domine le sol.

Les teneurs en Al^{3+} échangeables varient en fonction des sols. Les roches mères n'ont pas d'effet significatif direct sur les teneurs en aluminium échangeable (Figure 17 d). Néanmoins, tout comme le pH, la minéralogie des sols affecte la teneur en aluminium échangeable. Le rapport R_{KGb} est un indicateur de la sensibilité des sols à la toxicité aluminique (Vendrame et al., 2013). Les sols ayant un ratio R_{KGb} faible, donc les sols avec des teneurs relatives de gibbsite importantes par rapport à la kaolinite auront peu d'aluminium échangeable. C'est le cas de certains sols sur gneiss et roches détritiques (roches 1 et 6). Au contraire, les sols ayant un ratio R_{KGb} élevé, donc les sols avec des teneurs relatives de gibbsite faibles par rapport à la kaolinite auront plus d'aluminium échangeable. En général, la kaolinite domine les sols formés sur tous les groupes de roches : granite, l'ensemble granite-gneiss, les roches carbonatées, détritiques et mafiques et surtout ceux formés sur gneiss et roches détritiques. Néanmoins, l'effet de la roche mère disparaît à cause d'une forte altération et n'explique pas les teneurs en aluminium échangeable.

Les ferralsols et les cambisols ont un rapport R_{KGb} entre 0,02 à 1 et une teneur en Al^{3+} inférieure à $6,4 \text{ cmol.c.kg}^{-1}$. Tandis que les nitisols ont un rapport R_{KGb} entre 0,49 à 1, avec une faible teneur en Al^{3+} . Leurs constituants minéralogiques sont formés par de la kaolinite et de la gibbsite. En général, plus la valeur en R_{KGb} est grande, plus la présence de silice dans les sols est élevée. D'autre part, les valeurs inférieures de R_{KGb} montrent des teneurs élevées d'alumine (gibbsite) présentes dans les sols (Baptista et al., 2011). Les teneurs en Al^{3+} diminuent au fur et à mesure que le sol contient de la gibbsite (R_{KGb} faible). Dans les Latosols brésiliens riches en gibbsite, l'adsorption des ions H^+ serait liée à la protonation des charges variables des minéraux alors que ceux qui sont riches en kaolinite, la dissolution de la kaolinite avec la libération de l'aluminium semble être un processus important (Vendrame et al., 2013). L'altération plus poussée des ferralsols, qui favorise dans certains cas la formation de gibbsite, peut donc conduire à des sols avec moins d'aluminium échangeable que des sols moins altérés

comme les cambisols. L'altération de plus en plus poussée des sols ne se traduit donc pas par une augmentation croissante des teneurs en aluminium échangeable.

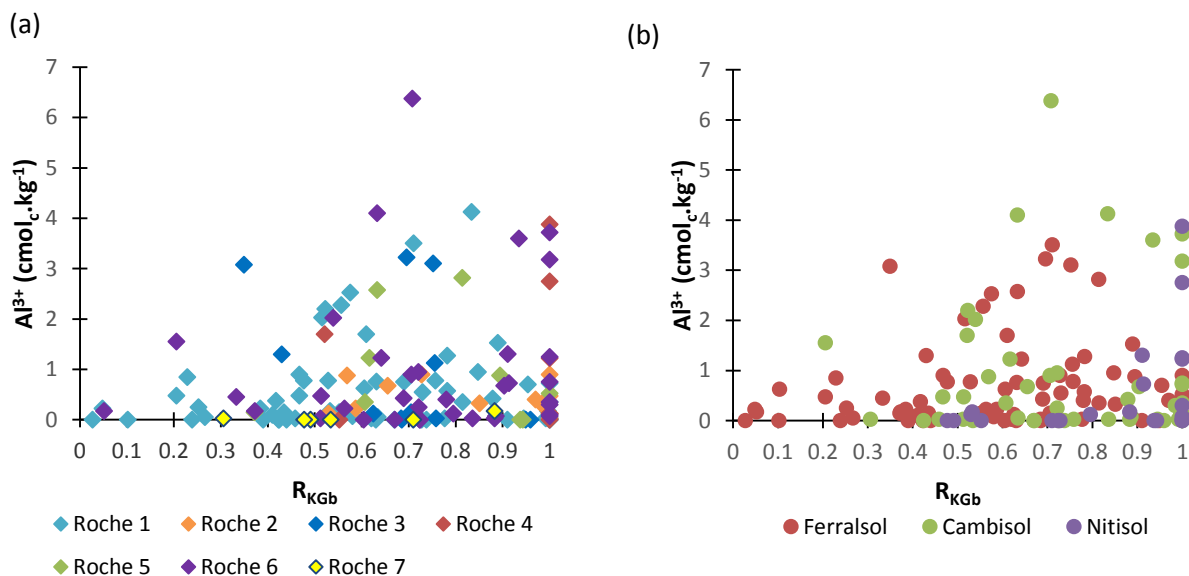


Figure 22 : Evolution des teneurs en Al^{3+} et de R_{Kgb} en fonction des roches (a) et de la classification des sols (b).

Roche 1 : gneiss ; Roche 2 : granite ; Roche 3 : granite-gneiss ; Roche 4 : roches carbonatées ; Roche 5 : roches d'altération ; Roche 6 : roches détritiques ; Roche 7 : roches mafiques.

○ Sur la CEC

Les résultats sur la capacité d'échange cationique montrent que les roches mafiques présentent la teneur moyenne la plus élevée avec 6,09 cmol_c.kg⁻¹. La CEC aussi varie considérablement avec R_{Kgb} (Figure 23). La CEC varie avec les roches : les roches riches en minéraux Fe Mg et les roches carbonatées ont une CEC élevée par rapport à celle des roches felsiques, des roches d'altération et des roches détritiques. Sur roches basiques, les sols ferrallitiques sont relativement riches en matières organiques (Boissezon, 1973) ; les charges variables qui se développent sur les feuillets des argiles comme la kaolinite et dans la matière organique pourraient expliquer la CEC élevée observée dans les sols sous roches mafiques et carbonatées. Sur roche mère calcaire, les sols sont caractérisés par une matière organique active, bien humifiée, une absence de lessivage et une faible altération (Duchaufour, 1960).

Les sols ferrallitiques présentent généralement une CEC effective faible inférieure à 12 cmol_c.kg⁻¹ (Rabeharisoa, 2004). Ici, les ferralsols montrent une CEC < 4 cmol_c.kg⁻¹ tandis que les cambisols et les nitisols ont des valeurs souvent plus élevées, en général entre 3 et 6 cmol_c.kg⁻¹, avec parfois des valeurs assez remarquables entre 6 et 15 cmol_c.kg⁻¹ (Figure 23 b).

Ces valeurs extrêmes pourraient être dues à un pH élevé (basique) en relation avec la présence de cations basiques dans les sols. Pour la minéralogie de ces sols, il n'y a pas de grande variation, kaolinite et gibbsite étant présentes dans tous les sols. Les ferralsols et les cambisols sont statistiquement plus riches en kaolinite et en gibbsite, alors que les nitisols sont riches en goethite-hématite. Toutefois, aucun de ces minéraux n'explique des CEC $> 2 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. En effet, les charges de surface de ces minéraux sont faibles, de 1,2 à 1,6 cmol_c/kg pour des kaolinites pures bien cristallisées (McBride, 1976), voir plus faibles pour les oxydes d'aluminium et de fer. La variation des teneurs en matière organique des sols ne semble pas expliquer à elle seule les variations de CEC entre les groupes de sol. McBride (1976) a toutefois montré que certaines kaolinites pouvaient avoir des CEC de 8 à 13 $\text{cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Toutefois, dans ces cas, des diffractions de rayons X ont démontré la présence de petites quantités de smectites, qui ont des CEC élevées. On peut donc supposer que dans les Ferralsols, les sols les plus altérés, seules subsistent des kaolinites pures alors que dans les nitisols et les cambisols des smectites peuvent persister et expliquer les CEC élevées.

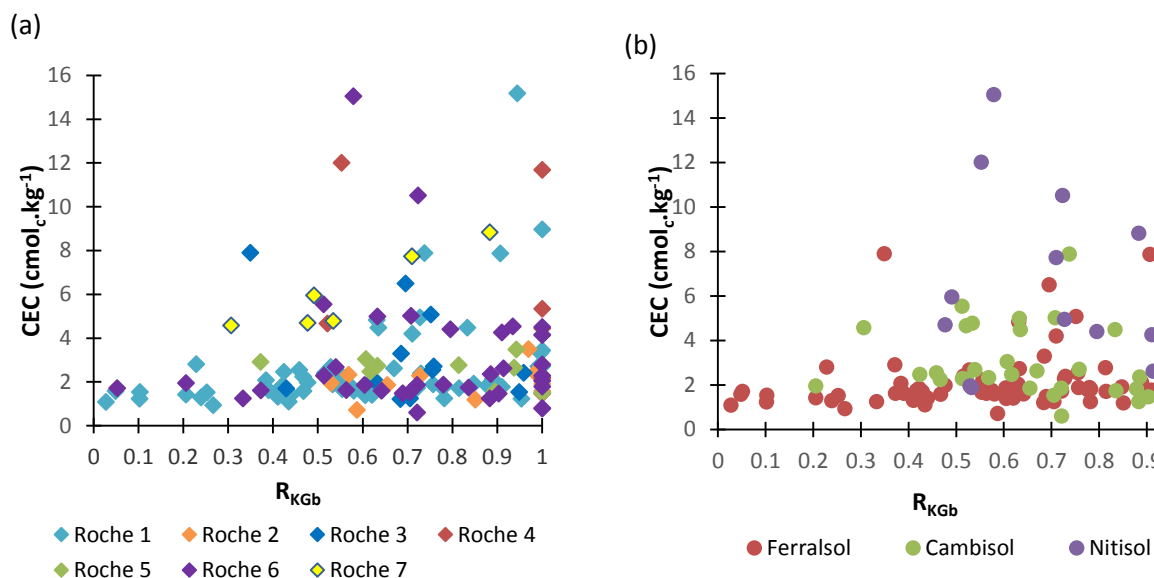


Figure 23 : Evolution de la CEC et de $R_{K_{Gb}}$ en fonction des roches (a) et de la classification des sols (b). Roche 1 : gneiss ; Roche 2 : granite ; Roche 3 : granite-gneiss ; Roche 4 : roches carbonatées ; Roche 5 : roches d'altération ; Roche 6 : roches détritiques ; Roche 7 : roches mafiques.

- Sur les cations basiques échangeables

Les évolutions de chaque base échangeable (K^+ , Mg^{2+} et Ca^{2+}) varient également avec R_{KGB} en fonction des roches et sols (Figure 24). Les roches détritiques montrent une teneur élevée en K^+ échangeable. Mais en général, entre les roches, il n'y a pas de distinction significative entre elles. La teneur en Mg^{2+} varie avec les roches mères et les teneurs en Ca^{2+} montrent des valeurs moyennes assez importantes pour les roches mafiques et pour les roches carbonatées. Les autres roches, par contre, montrent des teneurs faibles en Ca^{2+} . L'altération intense des roches mères riches en Ca et Mg, due au climat tropical, n'influence pas sur la formation des sols.

Les cations échangeables sont faibles dans les sols ferrallitiques avec des teneurs inférieures à $4 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ sans que les valeurs extrêmes n'entrent dans cette catégorie. Les ferralsols ont des teneurs en bases échangeables faibles par rapport aux cambisols et nitisols. L'altération a été plus intense dans les ferralsols d'où une baisse de la teneur en cations basiques dans ces sols. Un autre phénomène appelé « rajeunissement » peut expliquer la richesse en cations échangeables dans les cambisols et nitisols. Le rajeunissement est un processus qui permet à la roche mère à peu près en place et en voie d'altération avec des teneurs en bases échangeables importantes (Ségalen, 1994) de se retrouver proche de la surface. Dans ces sols rajeunis, la persistance de smectites pourrait expliquer la rétention plus importante des cations échangeables. Une des conséquences majeures de l'acidification est la diminution de la concentration des cations basiques tels que Ca^{2+} et Mg^{2+} (Ondo, 2011). La nature de la roche mère influe sur le comportement de la garniture cationique du complexe d'échange du sol (Drouet, 2010). Quelques roches carbonatées et surtout les roches basiques ont des teneurs élevées en Ca^{2+} et Mg^{2+} . Les minéraux de ces roches sont toujours perçus dans les sols formés après leur altération mais pour les autres, la pédogenèse domine et l'effet de la roche mère n'intervient pas directement sur la formation des sols. Selon Rabeharisoa (2004), au fur et à mesure de la pédogenèse ferrallitique, il y a disparition plus ou moins complète des éléments chimiques dérivés de la roche mère. En général, les sols ferrallitiques peuvent se développer sur une gamme très large de roche mère mais ils sont surtout issus de gneiss, granite, basalte, roches carbonatées riches en calcium.

La deuxième hypothèse émise au départ « *La pédogenèse, le niveau d'altération des sols ferrallitiques et la variabilité de leurs caractéristiques pédologiques, l'ensemble de ces processus conduisant à définir la classe des sols, influent grandement sur les propriétés physico-chimiques de ces sols* » est confirmée.

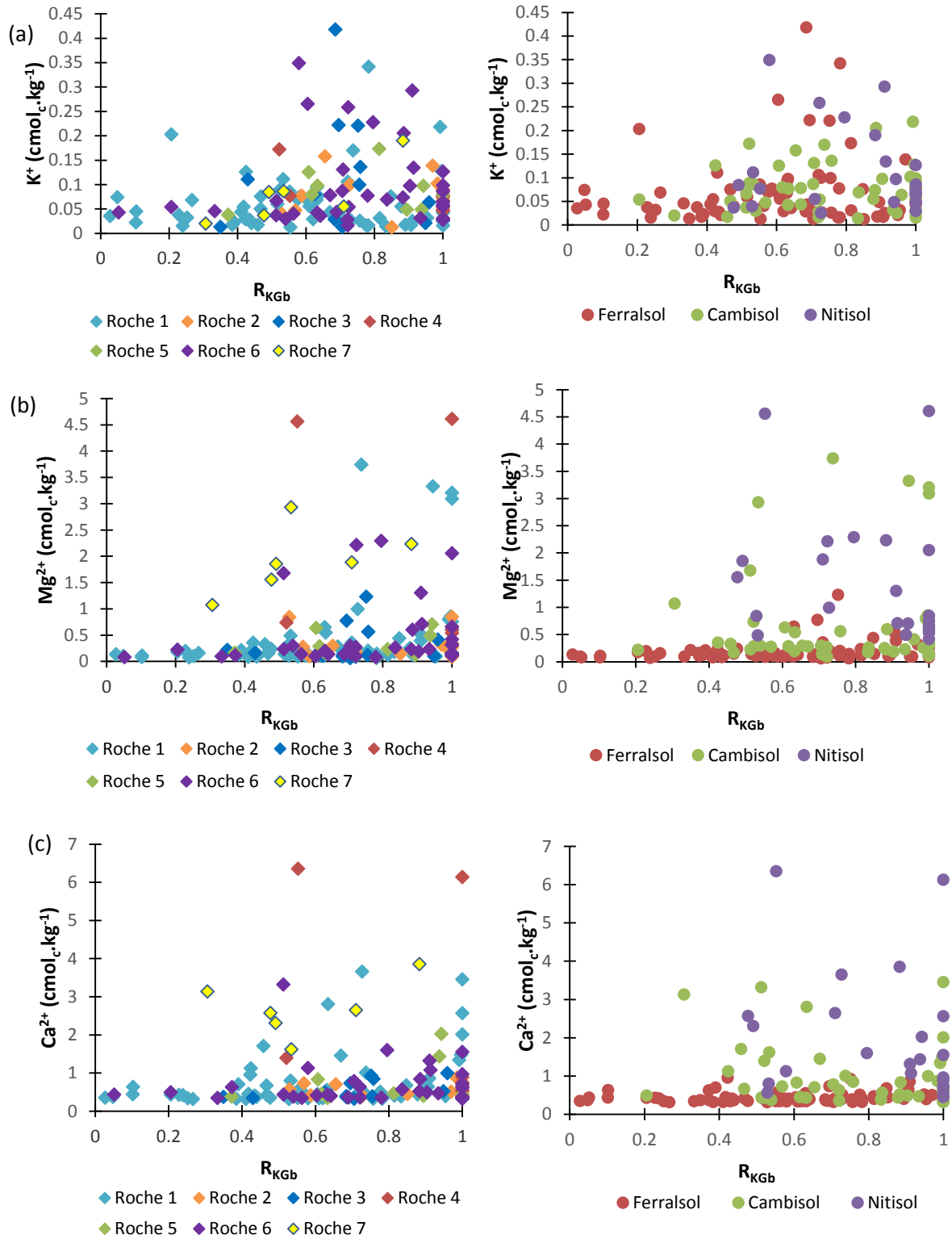


Figure 24: Evolutions des teneurs en K⁺ (a), en Mg²⁺ (b), en Ca²⁺ (c) et de R_{KGB} en fonction des roches et de la classification des sols.

Roche 1 : gneiss ; Roche 2 : granite ; Roche 3 : granite-gneiss ; Roche 4 : roches carbonatées ; Roche 5 : roches d'altération ; Roche 6 : roches détritiques ; Roche 7 : roches mafiques.

Conclusion

L'évaluation de la variabilité des caractéristiques pédologiques des sols ferrallitiques des Hautes Terres, du Moyen Ouest, de la zone Nord-Ouest et de la côte Orientale de Madagascar a montré que la présence de la kaolinite a été favorisée dans les sols sur granite et gneiss. Pour la gibbsite, les sols sur gneiss et roches mafiques présentent des teneurs élevées. Quant aux goethite-hématite, les sols formés sur roches mafiques ont une teneur souvent plus importante (mais non significatif). La CEC est la plus faible dans les sols sur les roches mères acides (granite, gneiss, roches détritiques), alors qu'elle est plus élevée sur les roches mères mafique ou carbonatée. Des tendances similaires sont observées pour les cations basiques, notamment Ca et Mg, alors que les teneurs en Al échangeable ne sont pas affectées par le type de roche mère. Pour ce qui concerne l'effet du type de sol, on observe que les ferralsols sont significativement plus riche en oxydes de fer et d'aluminium, alors que la teneur en kaolinite est peu affectée. La CEC, en général $< 2 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, et la teneur en cations échangeables est également très faible dans les ferralsols. Les minéraux échangeables étant la kaolinite et les oxydes de fer et d'aluminium, les charges liées aux minéraux sont très faibles. Au contraire, la CEC, souvent $> 4 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, et la teneur en cations basiques sont plus élevées dans les cambisols et les nitisols. Ces teneurs supérieures à celles dues à la kaolinite et aux oxydes de fer et d'aluminium nous laissent penser que des résidus d'autres argiles (smectites) pourraient être encore présents dans ces sols moins altérés que les ferralsols. La teneur en aluminium échangeable est plus élevée dans les ferralsols et les cambisols. Elle est contrôlée par le pH_{eau} et le R_{KGB} , un pH faible et un R_{KGB} élevé favorisant des teneurs élevées en aluminium échangeable. Malgré quelques différences, l'effet de la roche mère disparaît au fur et à mesure que son degré d'altération augmente. La pédogenèse domine donc par rapport à l'origine géologique des sols qui dérivent des roches. L'origine géologique des différentes roches dans ce travail a montré des effets sur la minéralogie et les propriétés d'échanges des sols ferrallitiques formés. Mais, cet effet est limité par l'altération intense et la pédogenèse de ces sols qui modifient les propriétés d'échanges des classes de sols.

Cette étude nous a donc permis d'évaluer l'acidité d'échange, la capacité d'échange cationique et les teneurs en cations échangeables des sols ferrallitiques de Madagascar. Elle nous a permis aussi de reconnaître les relations entre les propriétés physico-chimiques et les caractéristiques pédologiques de ces sols notamment les compositions minéralogiques, le pH.

L'altération des roches est donc aussi un processus important dans la constitution minéralogique des sols ferrallitiques. Des analyses minéralogiques complémentaires notamment par diffraction des rayons X et spectrométrie infrarouge de ces sols pourraient permettre de desceller la présence des smectites dans les cambisols et nitisols pour expliquer une CEC élevée dans ces classes de sols.

Références bibliographiques et webographie

Aelterman, G., 1983. Relation entre l'aluminium échangeable et certaines propriétés physico-chimiques des oxisols au Cameroun. *Tropicultura*, 1 : 14-17.

AFES, 2008. Référentiel pédologique. Quæ. France, 405 p.

AFNOR, 1999. Norme X 31-130, Détermination de la capacité d'échange cationique et des cations extractibles.

Andriamamonjy, S.A., 2006. Les corindons associés aux roches métamorphiques du Sud de Madagascar : le gisement de saphir de Zazafotsy (caractérisation et typologie). Mémoire pour l'obtention d'un diplôme d'études approfondies en Géologie Appliquée, Département des Sciences de la Terre, Université d'Antananarivo, 82 p + annexes.

Aquaportail, 2007. Détritique. De : <http://www.aquaportail.com.com/definition-1964-detritique.html>, consulté en Mai/2015.

Baize, D., 2000. Guide des analyses en pédologie. 2^{ème} édition. INRA, 266 p.

Baptista, G.M.M., Corrêa, R.S., Dos Santos, P.F., et al., 2011. Use of imaging spectroscopy for mapping and quantifying the weathering degree of tropical soils in Central Brazil. *Applied and Environmental Soil Science*, volume 2011, 7 p.

Beauchamp, J., 2008. Les argiles. De : <http://www.u-picardie.fr/beauchamp/mst/argiles.htm>, consulté en Janvier/2015.

Boissezon, P., 1973. Les matières organiques dans les sols ferrallitiques. ORSTOM, p 9-66.

Boulvain, F., 2013. Eléments de sédimentologie et de pétrologie Sédimentaire. De : <http://www2.ulg.ac.be/geolsed/sedim/sedimentologie.htm>, consulté en Août/2014.

Bourgeat, F., Aubert, G., 1971. Les sols ferrallitiques à Madagascar. ORSTOM, 35 p.

Bourgeat, F., Randriamboavonjy, J.C., Sourdat, M., 1995. Les unités pédomorphologiques à Madagascar, les facteurs de pédogenèse, potentialités et contraintes régionales. ORSTOM, p 40-49.

Boyer J., 1976. L'aluminium échangeable : incidences agronomiques, évaluation et correction

de sa toxicité dans les sols tropicaux, Cahier ORSTOM, série Pédologie, vol. XIV (4), 1976 : 259-269.

Boyer, J., 1982. Facteurs de fertilité et utilisation des sols. In: Les sols ferrallitiques. Tome X. ORSTOM. Paris, 384 p.

Brady, N.C. and Weil, R.R., 2002. Understanding soil acidity. De : <http://locale.mannlib.cornell.edu/gsd/collect/saem/archives/HASH2c32.dir/Soil%20acidity.pdf>, consulté en Décembre/2014.

Calvet, R., 2003. Le sol, propriétés et fonctions. Tome 1 : Constitution et structure, phénomènes aux interfaces. Dunod, Paris, 511 p.

Chaperon, P., Danloux, J., Ferry, L., 1993. Fleuves et rivières de Madagascar. ORSTOM, 874 p.

Chatelin, Y., 1974. L'altération. In : Les sols ferrallitiques. Tome III. ORSTOM. Paris, 144 p.

CIRAD, 2003. Analyse de complexe d'échange des sols, méthode au chlorure de cobaltihexamine. 14 p.

Cox, R., Bierman, P., Jungers, M.C., et al., 2009. Erosion Rates and Sediment Sources in Madagascar Inferred from ¹⁰Be Analysis of Lavaka, Slope, and River Sediment. The Journal of Geology, vol. 117, p 363-376.

CREAM, 2013. Monographie Alaotra Mangoro, 234 p.

CREAM, 2013. Monographie Analamanga, 304 p.

CREAM, 2013. Monographie Bongolava, 150 p.

Dabin, B., 1984. Les sols tropicaux acides. Cahier ORSTOM, série Pédologie, vol. XXI (1), 1984-1985: 7-19.

Delenne, M.F. et Pelletier, F., 1981. Carte du potentiel des unités Physiques, au 1:1 000 000. ORSTOM. Bondy, France.

Delvigne, J., 1967. Bilans géochimiques de l'altération des roches basiques en Côte d'Ivoire ferrallitique. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, vol IX, (4) : 311-320.

Delvigne, J., 1970. Micromorphologie de l'altération des feldspaths et des minéraux ferromagnésiens sous climat ferrallitique. ORSTOM, 14 p.

- De Wouters, P., Lorent, V., 2002.** Le pH_{eau} du sol – Estimer le niveau trophique du sol. Silva Belgica, 8 p.
- Djondo, M-Y., 1995.** Propriétés d'échanges ioniques des sols ferrallitiques argileux de la vallée de Niari et sableux du plateau de Mbe-Bateke au Congo, application à la correction de leur acidité. ORSTOM. France, 5 : 258 p.
- Drouet, T., 2010.** Pédologie. BING-F-302, 138 p.
- Duchaufour, P., 1997.** Abrégé de Pédologie : sol, végétation, environnement. 5^{ème} édition. Masson. Paris, 291 p.
- Duchaufour, P., 1988.** Abrégés de Pédologie. Masson. Paris, 224 p.
- Duchaufour, P., 1977.** Pédologie 1- Pédogénèse et classification. Masson. Paris, 477 p.
- Duchaufour, P., 1960.** Précis de pédologie. Masson & C^{ie}. Paris, 438 p.
- Fagel, N., 2008.** Géologie des argiles, chapitre 4 : Propriétés des argiles. Cours en ligne, Université de Liège.
- FAO, 1974.** Carte pédologique de Madagascar.
- FAO, ISRIC et AISS, 1999.** Base de référence mondiale en ressources en sol. 96 p.
- FAO, 2001.** Lecture notes on the major soils of the world. Rome, 307 p.
- Foucault A., Raoult J.F., 1984.** Dictionnaire de Géologie. 2^{ème} édition. Masson. Paris, 345p.
- Fox, D., Carrega, P., Morschel, J., et al., 2008.** Dégradation du sol dans le monde. De <http://unt.unice.fr/uoh/degsol/fertilite-chimique.php>, consulté en Juin/2014.
- Fuzeau, E., 2005.** De : <http://sef-francomalgache.jimdo.com/madagascar/climat-relief/>, consulté en Aout/2014.
- Gatoux, S., 2011.** SOL-0709 : Extraction au chlorure de cobaltihexamine. De : <http://www6.lille.inra.fr/las/Methodes-d-analyse/Sols/07.-CEC-Cations-echangeables/SOL-0709-Extraction-au-chlorure-de-cobaltihexammine>, consulté en Janvier/2015.
- Gharbi, T.L., 2008.** Rôle de la matière organique sur le devenir des polluants métalliques. Cas de la fertirrigation d'un sol en climat méditerranéen. Thèse de Doctorat pour obtenir le grade de Docteur en Chimie analytique, chimie du sol. Université du Sud Toulon-Var, 302 p.

Gobat, J-M., Aragno, M., Matthey, W., 2010. Le sol vivant: bases de pédologie, biologie des sols. 3^{ème} édition. PPUR. Suisse, 817 p.

Goncalves, P., 2002. Pétrologie et Géochronologie des granulites de Ultra-Hautes Températures de l'unité basique d'Andriamena (Centre-Nord Madagascar). Apport de la géochronologie in-situ U-Th-Pb à l'interprétation des trajets P-T. Thèse de Doctorat (spécialité : Pétrologie), Université Blaise Pascal, 320 p.

Gudbrandsson, S., 2013. Experimental weathering rates of aluminium-silicates (Vitesses d'altération expérimentales des silicates d'aluminium). Thèse en vue de l'obtention du Doctorat. Geosciences Environnement. Université de Toulouse, 206 p.

Handoniaina, N., 2012. Importance de l'infiltration des eaux superficielles dans la formation et de l'évolution des lavaka sur les hautes terres centrales malgaches, cas d'Anjozorobe-Antananarivo-Miarinarivo et Ambatondrazaka. Mémoire en vue de l'obtention d'un diplôme d'études approfondies, Département des Sciences de la Terre, Université d'Antananarivo, 122 p + annexes.

Hervieu, J., 1967. Géographie des sols malgaches. Essai synthétique. ORSTOM, p 39-82.

Jabiol, B., 2002. Propriétés électriques des sols et de leurs constituants. FIF. ENGREF, 28 p.

Jenny, H., 1941. Factors of soil formation, a system of quantitative pedology. Dover publications, INC. New York, 191 p.

Kusky, T., 2005. Encyclopedia of Earth Science. Fact On File, Inc. New York, 510 p.

Lacarce, E., 2006. Evolution structurale, minéralogique et géochimique d'une séquence Vertisol-Alfisol: étude dans la zone de transition climatique du sud de l'Inde sur socle Archéen. 268 p.

Larousse. Pédogenèse. De : <http://www.larousse.fr/encyclopedie/divers/pédogenèse/77823>, consulté en Mai/2015.

Leprun, J-C., Razafinjara, L., Andriantahiana, R., et al., 2010. Pédologie. In Parcours de Recherche à Madagascar. IRD. Marseille, p 249-293.

Liénard, A., 2012. Pédologie III : Notion de base 2. Université de Liège, 100 p.

Lozet, J., Mathieu, C., Jamagne, M., 1997. Dictionnaire de Sciences du sol. 3^{ème} édition. Lavoisier. Paris, 488 p.

Madeira, J., Bédidi, A., Pouget, M., et al., 1995. Spectral (MIR) determination of kaolinite and gibbsite contents in lateritic soils. *Géosciences de Surface. Série II a*, p 119-128.

Massenet, J-Y., 2013. Chapitre 5 : Chimie du sol. De <http://jymassenet-foret.fr/cours/pedologie/PEDO5.pdf>, consulté en Mai/2014.

Mathieu, C., Pieltain, F., 2003. Analyse chimique des sols. Méthodes choisies. Tec & Doc. Lavoisier, 387 p.

McBride M.B., 1976. Origin and position of exchange sites in kaolinite: an ESR study. *Clays and Clay Minerals*, vol. 24: 88-92.

Ministère de l'Environnement et des Forêts, 2012. Rapport sur l'Etat de l'Environnement à Madagascar. p 102-129.

Oldeman, L.R., 1990. An agroclimatic characterization of Madagascar. ISRIC. Netherlands, 64 p.

Ondo, J.A., 2011. Vulnérabilité des sols maraîchers du Gabon (région de Libreville) : acidification et mobilité des éléments métalliques. Thèse pour obtenir le grade de Docteur en Science de l'Environnement Terrestre. Université de Provence, 304 p.

Pansu, M., Gautheyrou, J., 2003. L'analyse du sol minéralogique, organique et minérale. Springer-Verlag. France, 993 p.

Parham, E.W., 1976. Clay mineralogy and geology of Minnesota's Kaolin Clays. Geological Survey. Minnesota, 142 p.

Pelloux, P., Dabin, B., Fillmann, G., Gomez, P., 1971. Méthodes de détermination des cations échangeables et de la capacité d'échange dans les sols. ORSTOM, 117 p.

PGRM, 2012. Carte géologique de Madagascar.

Plan Régional de Développement, 2004. Région Analamanga, 91 p.

Quirine, K., Shaw, R., Renuka, R., 2007. Cation Exchange Capacity (CEC). Agronomy Fact Sheet Series. Fact Sheet 22, p 1-2.

Rabeharisoa, L., 2004. Gestion de la fertilité et de la fertilisation phosphatée des sols ferrallitiques des hautes-terres de Madagascar. Thèse de Doctorat d'Etat es-Sciences Naturelles, Département de Biologie et Ecologie végétales, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo, 186 p + annexes.

Rabezandrina, R., 1993. Caractérisation des principaux sols malgaches et les conséquences agronomiques qui en découlent. Terre Malgache, vol 23, p 3-18.

Rafaranivomihamina, Y., Ralaifenomanana, F.R., 2004. Calendrier agricole de Madagascar. De : <http://www.maep.gov.mg/doncal.htm>, consulté en Août/2014.

Rakotomanga, H.N.H., 2013. Evaluation des teneurs et du stock de phosphore (P) total et de son potentiel de rétention sur les sols d'une petite région agricole du Moyen Ouest de Madagascar. Mémoire pour l'obtention d'un diplôme de Master en Sciences Agronomiques. Athénée Saint Joseph Antsirabe, 96 p.

Ramaroson, H.V., 2012. Incidence des modes de gestion des sols et des restitutions organiques sur la disponibilité du phosphore dans un sol sur « tanety » des hautes terres de Madagascar (cas d'Andranomanelatra). Mémoire en vue de l'obtention d'un diplôme d'études approfondies en Pédologie Appliquée, Département des Sciences de la Terre, Université d'Antananarivo, 63 p + annexes.

Randriamanga, S., 2009. Télédétection, SIG et gestion des sols à Madagascar : le cas des Hautes Terres centrales. Journal d'Animation Scientifique, 9 p.

Rasambainarivo, J.H., Ranaivoarivelo, N., 2003. Profil fourrager Madagascar. FAO, 24 p.

Raunet, M., 2008. Initiation à la lecture des paysages morpho-pédologiques de Madagascar. 58 p.

Razafimahatratra, H.M., 2011. Sols malgaches et spectroscopie dans le moyen infrarouge : classification, caractérisation et sensibilité au climat. Thèse de Doctorat en Sciences Agronomiques, Ecole Supérieure des Sciences Agronomiques, Université d'Antananarivo, 200 p + annexes.

Razafimbelo, T., 2005. Stockage et protection du carbone dans un sol ferrallitique sous-systèmes en semis direct avec couverture végétale des hautes terres malgaches. Thèse de Doctorat en Science du Sol, Ecole Nationale Supérieure Agronomique, Montpellier, 132 p + annexes.

Riquier, J., 1966. Définition et classification des sols ferrallitiques de Madagascar. ORSTOM, p 75-88.

Roederer, P., 1971. Les sols de Madagascar. ORSTOM, 56 p.

Roig, J.Y., Tucker, R.D., Delor, C., et al., 2012. Nouvelles cartes géologique et métallogéniques de Madagascar à l'échelle du millionième. Ministère des Mines, PGRM, Antananarivo, République de Madagascar.

Sadalmelik, 2007. Topographic map of Madagascar. De http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Madagascar_Topography.png, consulté en Novembre/2014.

Ségalen, P., 1973. L'aluminium dans les sols. ORSTOM, 284 p.

Ségalen, P., 1994. Les sols ferrallitiques et leur répartition géographique. Tome 1, 2, 3. Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. ORSTOM. Paris, 198 p.

Smirnov et al. , 1977. L'agrochimie. MIR. Moscou, 279 p.

Soltner, D., 2005. Les bases de la production végétale. Tome 1 : Le sol et son amélioration. 24^{ème} édition, Collections Sciences et Techniques agricoles. France, 472 p.

Sumner, M.E. (Ed.), 1999. Handbook of soil science. CRC Press, Boca Raton.

Termium Plus, 2015. Sol tronqué. De : <http://www.btb.termiumplus.gc.ca>, consulté en Mai/2015.

Van Breemen, N., 2004. The formation of soils. Developments in Soil Science, vol 29, p 21-40.

Velde, B., Meunier, A., 2008. The origin of clay minerals in soils and weathered rocks. Springer-Verlag. Berlin, 406 p.

Vendrame, P.R.S., Brito, O.R., Martins, E.S., et al., 2013. Acidity control in Latosols under long-term pastures in the Cerrado region, Brazil. Soil Research, 51, 253–261.

Wikipedia. Géographie de Madagascar. De http://fr.wikipedia.org/wiki/G%C3%A9ographie_de_Madagascar, consulté en Août/2014.

Wikipedia. Madagascar. De <http://fr.wikipedia.org/wiki/Madagascar>, consulté en Août/2014.

Windley, B.F., Razafiniparany, A., Razakamanana, T., et al., 1994. Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: a review and reappraisal. Geologische Rundschau, 83, p 642-659.

Liste des annexes

<u>Annexe I</u> : Différents horizons diagnostiques, compositions et morphologies des autres types de sol (FAO)	II
<u>Annexe II</u> : Modes opératoires des analyses effectuées au laboratoire	III
<u>Annexe III</u> : Principales roches mères des 120 sites de prélèvements de sols.....	V
<u>Annexe IV</u> : Différents types de sol et les produits d'altération des roches mères des 120 sites de prélèvement.....	XI
<u>Annexe V</u> : Résultats des analyses effectuées au laboratoire sur a : 0-10 cm, b : 10-20 cm, c : 20-30 cm, d : 50-60 cm, e : 80-90 cm.....	XVI

Annexe I : Différents horizons diagnostiques, compositions et morphologies des autres types de sol (classification FAO) (AFES, 2008 ; FAO, ISRIC et AISS, 1999).

Arénosol : solum très sableux sur une épaisseur d'au moins 120 cm.

Calcarique : horizon où l'accumulation de carbonate de calcium secondaire est très importante, voire dominante.

Cambique : horizon subsuperficiel manifestant des marques d'altération par rapport aux horizons sous-jacents.

Ferrique : horizon où l'accumulation de fer est jugée dominante, sous formes d'accumulations discontinues et non indurées.

Fluvisol : ayant un horizon salique (caractérisé par un enrichissement secondaire en sels facilement solubles, c'est-à-dire en sels plus solubles que le gypse débutant endéans les 50 premiers cm du sol).

Gleysol : ayant un horizon soit *vitrique*, soit *andique*, débutant endéans les 25 premiers cm du sol.

Humique : ayant une teneur en carbone organique élevée.

Lithosol : solum très minces, limités en profondeur par un matériau cohérent, dur et continu (roche non altérée ou horizons pédologiques très durcis) situé à 10 cm de la surface ou moins

Luvisol : ayant un horizon *argique*.

Régosol : solum très mince comportant, à moins de 10 cm de profondeur, un matériau non ou très peu évolué, non différencié, n'ayant pas acquis de structure pédologique généralisée, meuble ou peu dur.

Thionique : matériau minéral ou organo-minéral, gorgé d'eau ayant un horizon sulfurique ou un matériau de sol sulfidique endéans les 100 premiers cm du sol.

Annexe II : Modes opératoires des analyses effectuées au laboratoire

- Détermination des bases échangeables et de la CEC au pH du sol

1. Réactifs

- Solution mère de chlorure de cobaltihexamine à 100 méq/l : dissoudre 8,916 g de chlorure de cobaltihexamine dans 1 litre d'eau ultra pure.
- Solutions diluées de chlorure de cobaltihexamine : 6,25 - 12,5 - 25 - 50 méq
- Solutions standard de Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} pour préparer les gammes étalons.

2. Mode opératoire

a) Extraction

- Peser 2 g de sol à 2 mm.
- Mettre dans une série de pots à centrifuger nalgène 40 ml avec bouchon vissé.
- Ajouter 20 ml de solution de chlorure de cobaltihexamine à concentration choisie.
- Mettre sur un agitateur va-et-vient pendant 1 heure.
- Centrifuger à 5000 tours.mn⁻¹ pendant 5 mn environ.
- Filtrer sur papier filtre Wattman.

b) Détermination de la CEC

- Lecture à l'absorption atomique de la solution extraite (gaz pour dosage : acétylène) après dilution.
- Les concentrations de la gamme étalon de chlorure de cobaltihexamine : 0,01 - 0,03 - 0,05 - 0,07 méq/l.

c) Dosages des bases échangeables

A partir de la solution d'échange, préparer 100 ml de solutions à concentrations différentes et connues des éléments à doser avec du lanthane oxyde 0,08 ml. Des dilutions appropriées pour chaque dosage sont effectuées.

- Détermination de l'aluminium échangeable au KCl (N)

1. Réactifs

- KCl (N) : 74,5 g/l séché à 105°C.

- NaOH (0,01N) : 0,40 g/l, effectuer un titrage par HCl (0,01 N) avec 3 gouttes d'indicateur phénolphtaléine (prise d'essai HCl dans le becher ; NaOH dans la burette ; virage de l'incolore au rose clair).
- NaF (3,5%) : dissoudre 3,5 g dans 90 ml d'eau bouillie ; filtrer et compléter à 100 ml dans une fiole jaugée en plastique.

2. Extraction

- Peser dans une série de pots à centrifuger $10 \pm 0,01$ g de sol tamisé à 2 mm.
- Ajouter 100 ml de KCl (N) et mettre sur un agitateur va-et-vient durant 1 heure.
- Centrifuger à 5000 tours.mn⁻¹ pendant 5 mn (attention à l'équilibre des pots).
- Filtrer sur papier filtre sans cendres (filtration lente).
- Prélever 2 aliquotes de 20 ml dans 2 fioles cylindro-coniques marquées a et b.
- Faire bouillir et titrer l'extrait a à chaud par NaOH (0,01 N) après avoir ajouté 3 gouttes de phénolphtaléine (a)
- Dans l'extrait b, ajouter 1 ml de NaF (3,5%), puis 3 gouttes de phénolphtaléine et titrer à froid (b) avec NaOH (0,01 N) de l'incolore au rose clair.

Remarque

Toujours commencer par titrer NaOH (0,01 N) par HCl (0,01 N).

Annexe III: Principales roches mères des 120 sites de prélèvements de sols (PGRM, 2012 ; Foucault et Raoult, 1984).

Code	X	Y	Types de roches	Roches	Groupes de roches	Minéralogie	Altération des roches
1_01	47.37700	-18.94490	Socle	Orthogneiss migmatitique granitique à granodioritique	Gneiss	Quartz, feldspath potassique, biotite, amphibole, pyroxène	Hydrolyse
1_02	47.23160	-19.02460					
1_03	47.28361	-19.22750	Volcano-plutonique	Basalte, basanite ankaratrite	Roches mafiques	Plagioclase basique, clinopyroxène (augite), hornblende, olivine	Hydrolyse, oxydo-réduction
1_04	46.93620	-18.97110	Socle	Paragneiss et schiste	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase	Hydrolyse
1_05	46.97111	-19.08167	Socle	Orthogneiss migmatitique granitique à granodioritique	Gneiss	Quartz, feldspath potassique, biotite, amphibole, pyroxène	Hydrolyse
1_07	46.48360	-18.99550	Socle	Paragneiss et schiste	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase	Hydrolyse
1_08	46.46250	-19.02917					
1_09	46.18110	-18.92330	Socle	Orthogneiss migmatitique granitique à granodioritique	Gneiss	Quartz, feldspath potassique, biotite, amphibole, pyroxène	Hydrolyse
1_10	46.32389	-18.98139	Socle	Paragneiss et schiste	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase	Hydrolyse
7a_01	47.55430	-19.05430					
7a_02	47.49120	-19.19470					
7a_03	47.62222	-19.19722	Socle	Orthogneiss migmatitique granitique à granodioritique	Gneiss	Quartz, feldspath potassique, biotite, amphibole, pyroxène	Hydrolyse
7a_04	47.43330	-19.47820	Socle	Paragneiss quartzo-feldspathique et quartzite à magnétite	Gneiss	Quartz, feldspath, mica, quartzite, magnétite	Hydrolyse
7a_05	47.33740	-19.61360	Socle	Orthogneiss migmatitique granitique à granodioritique	Gneiss	Quartz, feldspath potassique, biotite, amphibole, pyroxène	Hydrolyse
7a_06	47.24200	-19.62150					
7a_07	47.14780	-19.71890	Formation superficielle	Cuirrasse latéritique	Roches d'altération	Quartz, hydroxyde de Fer et d'Aluminium	Hydrolyse
7a_08	47.07360	-19.88660	Socle	Granite et orthogneiss acide de type Imorona	Granite et gneiss	Quartz, feldspath, amphibole, biotite	Hydrolyse
44_01	48.45222	-19.04778	Socle	Orthogneiss de Brickaville à grenat + hornblende	Gneiss	Quartz, feldspath potassique, grenat, hornblende, plagioclase acide	Hydrolyse

44_02	48.25770	-18.76750	Socle	Orthogneiss migmatitique dioritique à tonalitique	Gneiss	Quartz, plagioclase, hornblende, biotite	Hydrolyse
44_03	48.28060	-18.60040	Formation superficielle	Argile et grès	Roches détritiques	Quartz, feldspath, mica	Hydrolyse
44_04	48.26390	-18.44040					
44_05	48.26350	-18.12110					
44_06	48.49722	-18.45611	Socle	Orthogneiss de Brickaville à grenat + hornblende	Gneiss	Quartz, feldspath potassique, grenat, hornblende, plagioclase acide	Hydrolyse
44_07	48.26080	-17.97900	Socle	Granite, monzonite et syénite indifférencié	Granite	Quartz, feldspath alcalin, biotite, hornblende	Hydrolyse
44_08	48.33540	-17.84150	Socle	Paragneiss du Ranomafana Est	Gneiss	Quartz, feldspath, mica	Hydrolyse
2_02	49.35226	-18.14918	Socle	Paragneiss et schiste, groupe d'Ambodiriana	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase, quartzite, amphibole	Hydrolyse
2_05	49.12572	-18.54181	Socle	Paragneiss et schiste d'Andasibe	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase	Hydrolyse
2_08	48.98053	-18.95897					
2_09	48.77650	-18.96832	Socle	Paragneiss basique	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase basique	Hydrolyse
2_10	48.63453	-18.96827					
2_11	48.51361	-18.94132	Socle	Orthogneiss de Brickaville à grenat + hornblende	Gneiss	Quartz, feldspath potassique, grenat, hornblende, plagioclase acide	Hydrolyse
2_12	48.36595	-18.95126	Socle	Paragneiss et schiste d'Andasibe	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase	Hydrolyse
2_13	48.18868	-18.93053	Formation superficielle	Argile et grès	Roches détritiques	Quartz, feldspath, mica	Hydrolyse
2_14	48.02119	-18.88796					
2_15	47.88592	-18.91780	Socle	Paragneiss quartzo-feldspathique et quartzite à magnétite	Gneiss	Quartz, feldspath, mica, quartzite, magnétite	Hydrolyse
2_16	47.74492	-18.88971					
2_17	47.63939	-18.87327	Socle	Orthogneiss migmatitique granitique à granodioritique	Gneiss	Quartz, feldspath potassique, biotite, amphibole, pyroxène	Hydrolyse
34_21	46.48443	-19.62188	Socle	Granite et orthogneiss acide de type Imorona	Granite et gneiss	Quartz, feldspath, amphibole, biotite	Hydrolyse
34_22	46.61696	-19.72236	Socle	Orthogneiss migmatitique granitique à granodioritique	Gneiss	Quartz, feldspath potassique, biotite, amphibole, pyroxène	Hydrolyse
34_23	46.76350	-19.80817					

4_18	47.01722	-17.75895	Socle	Granite et syénite stratoïde	Granite	Quartz, feldspath potassique, biotite	Hydrolyse
4_19	47.10414	-17.90982					
4_20	47.15256	-18.03479					
4_21	47.21525	-18.13278					
4_22	47.14250	-18.26671	Socle	Orthogneiss migmatitique granitique à granodioritique	Gneiss	Quartz, feldspath potassique, biotite, amphibole, pyroxène	Hydrolyse
4_23	47.13725	-18.39691					
4_24	47.19927	-18.54278					
4_25	47.29313	-18.66976					
4_26	47.39294	-18.77932	Socle	Paragneiss et schiste	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase	Hydrolyse
6_10	48.61920	-13.49820	Formation superficielle	Cuirasse sableuse	Roches d'altération	Quartz, hydroxyde de Fer et d'Aluminium	Hydrolyse
6_14	48.17580	-13.98415	Sédimentaire	Grès, grès carbonaté et calcaire argileux (Isalo III)	Roches détritiques	Quartz, calcite, feldspath, carbonate, mica	Hydrolyse, dissolution
6_15	48.10338	-14.12233					
7_24	47.01884	-21.59375	Socle	Paragneiss et schiste	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase	Hydrolyse
7_25	47.12374	-21.44521	Socle	Granite et orthogneiss acide de type Imorona	Granite et gneiss	Quartz, feldspath, amphibole, biotite	Hydrolyse
7_26	47.17425	-21.35981	Socle	Paragneiss et schiste	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase	Hydrolyse
7_27	47.24427	-21.15202	Socle	Granite et orthogneiss acide de type Imorona	Granite et gneiss	Quartz, feldspath, amphibole, biotite	Hydrolyse
7_28	47.18211	-21.03880	Socle	Paragneiss et schiste	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase	Hydrolyse
7_30	47.18114	-20.76928	Socle	Granite, monzonite et synéite indifférencié	Granite	Quartz, feldspath alcalin, biotite, hornblende	Hydrolyse
7_31	47.20960	-20.60154	Socle	Granite et orthogneiss acide de type Imorona	Granite et gneiss	Quartz, feldspath, amphibole, biotite	Hydrolyse
7_32	47.23200	-20.46124					
7_33	47.12568	-20.32362					
2_01	49.37778	-18.07398	Formation superficielle	Alluvion et sable	Roches détritiques	Quartz, feldspath, mica	Hydrolyse
2_03	49.29453	-18.22372					
2_04	49.18678	-18.38493	Socle	Paragneiss et schiste d'Andasibe	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase	Hydrolyse

2_06	49.10174	-18.72506	Socle	Orthogneiss de Brickaville à grenat + hornblende	Gneiss	Quartz, feldspath potassique, grenat, hornblende, plagioclase acide	Hydrolyse
34_15	45.66486	-19.61563	Socle	Orthogneiss tonalitique à granitique	Gneiss	Quartz, plagioclase, hornblende, biotite, feldspath potassique, pyroxène	Hydrolyse
34_16	45.66486	-19.61563	Socle	Orthogneiss gabbroïque à dioritique	Gneiss	Quartz, plagioclase basique, biotite	Hydrolyse
34_17	45.97805	-19.64030	Socle	Paragneiss quartzo-feldspathique	Gneiss	Quartz, feldspath, mica	Hydrolyse
34_18	46.08211	-19.60002	Socle	Granite et orthogneiss acide de type Imorona	Granite et gneiss	Quartz, feldspath, amphibole, biotite	Hydrolyse
34_19	46.18770	-19.58830	Socle	Orthogneiss migmatitique granitique à granodioritique	Gneiss	Quartz, feldspath potassique, biotite, amphibole, pyroxène	Hydrolyse
34_20	46.33694	-19.57908					
4_10	47.01475	-16.78779	Formation superficielle	Alluvion et sable	Roches détritiques	Quartz, feldspath, mica	Hydrolyse
4_11	46.92399	-16.94310	Socle	Paragneiss basique	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase basique	Hydrolyse
4_12	46.91164	-16.97124					
4_13	46.80637	-17.11776					
4_14	46.86581	-17.20010					
6_05	49.13689	-12.97979	Volcano-plutonique	Basalte, basanite ankaratrite	Roches mafiques	Plagioclase basique, clinopyroxène (augite), hornblende, olivine	Hydrolyse, oxydo-réduction
6_06	49.08303	-13.11619	Formation superficielle	Alluvion et sable	Roches détritiques	Quartz, feldspath, mica	Hydrolyse
6_07	48.96815	-13.21176	Formation superficielle	Cuirasse sableuse	Roches d'altération	Quartz, hydroxyde de Fer et d'Aluminium	Hydrolyse
6_08	48.90430	-13.36085	Sédimentaire	Grès, argile et conglomérat continental (Isalo I)	Roches détritiques	Quartz, feldspath, argile, mica	Hydrolyse
6_09	48.76410	-13.44789	Formation superficielle	Alluvion et sable	Roches détritiques	Quartz, feldspath, mica	Hydrolyse
6_11	48.46758	-13.63306					
6_13	48.24436	-13.86502	Sédimentaire	Grès, grès carbonaté et calcaire argileux (Isalo III)	Roches détritiques	Quartz, calcite, feldspath, carbonate, mica	Hydrolyse, dissolution
6_17	48.03062	-14.41342					

6_20	48.07956	-14.86810	Sédimentaire	Grès, argile et conglomérat continental (Isalo I)	Roches détritiques	Quartz, feldspath, argile, mica	Hydrolyse
6_21	47.94742	-14.92211	Sédimentaire	Grès, grès carbonaté et calcaire argileux (Isalo III)	Roches détritiques	Quartz, calcite, feldspath, carbonate, mica	Hydrolyse, dissolution
6_22	47.86002	-15.06028	Sédimentaire	Marne glauconieuse, calcaire marneux, calcaire sableux	Roches carbonatées	Calcite, argile, quartz, feldspath, mica, glauconie	Hydrolyse, dissolution
6_26	47.59793	-15.46512	Sédimentaire	Grès, marne, argile à nodule ferrugineux, calcaire, glauconite	Roches détritiques	Quartz, feldspath, mica, calcite, glauconie, argiles	Hydrolyse, dissolution
6_27	47.62303	-15.60510	Sédimentaire	Argile ferrugineuse, argile sableuse, grès grossier, marne, grès glauconieux	Roches détritiques	Argile, quartz, feldspath, calcite	Hydrolyse, dissolution
6_31	47.51857	-16.10222	Sédimentaire	Grès, grès carbonaté et calcaire argileux (Isalo III)	Roches détritiques	Quartz, calcite, feldspath, carbonate, mica	Hydrolyse, dissolution
6_32	47.43197	-16.13511	Sédimentaire	Calcaire marneux-marne	Roches carbonatées	Calcite, argile	Hydrolyse, dissolution
7_13	45.67009	-22.49944	Socle	Paragneiss migmatitique à biotite + grenat	Gneiss	Quartz, biotite, grenat, feldspath alcalin	Hydrolyse
7_14	45.85368	-22.43093	Formation superficielle	Alluvion et sable	Roches détritiques	Quartz, feldspath, mica	Hydrolyse
7_15	46.02678	-22.40221	Socle	Paragneiss métapélitique rubané à magnétite + cordiérite ± orthopyroxène	Gneiss	Quartz, feldspath, mica, magnétite, cordiérite, orthopyroxène	Hydrolyse
7_16	46.17303	-22.40903	Formation superficielle	Alluvion et sable	Roches détritiques	Quartz, feldspath, mica	Hydrolyse
7_20	46.58571	-21.96292	Socle	Paragneiss quartzo-feldspathique	Gneiss	Quartz, feldspath, mica	Hydrolyse
7_21	46.73804	-21.93314	Socle	Paragneiss et schiste	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase	Hydrolyse
7_22	46.85126	-21.81531	Socle	Granite, monzonite et syénite indifférencié	Granite	Quartz, feldspath alcalin, biotite, hornblende	Hydrolyse
7_23	46.95270	-21.77530					
7_29	47.13682	-20.89513					
34_12	45.49541	-19.75262	Sédimentaire	Grès et argile avec bois pétrifiés fréquents (Isalo II)	Roches détritiques	Quartz, argile, mica	Hydrolyse

34_13	45.46685	-19.61272	Sédimentaire	Conglomérat, grès, argile et passées charbonneuses de la Sakamena	Roches détritiques	Quartz, feldspath, argile, mica	Hydrolyse
34_14	45.53320	-19.59730	Socle	Orthogneiss tonalitique à granitique	Gneiss	Quartz, plagioclase, hornblende, biotite, feldspath potassique, pyroxène	Hydrolyse
4_04	46.43244	-15.73892	Sédimentaire	Dolomie, calcaire argileux, grès, dolomie, calcaire dolomitique	Roches carbonatées	Carbonate de Calcium et Magnésium, carbonate, quartz, feldspath	Hydrolyse, dissolution
4_15	46.93030	-17.36093	Socle	Paragneiss et schiste	Gneiss	Quartz, feldspath alcalin, plagioclase	Hydrolyse
4_16	46.98696	-17.48772	Socle	Granite et syénite stratoïde	Granite	Quartz, feldspath potassique, biotite	Hydrolyse
4_17	46.95466	-17.62321					
6_02	49.39230	-12.56588	Volcano-plutonique	Basalte, basanite ankartrite	Roches mafiques	Plagioclase basique, clinopyroxène (augite), hornblende, Olivine	Hydrolyse, oxydo-réduction
6_16	48.03975	-14.29070	Sédimentaire	Grès, grès carbonaté et calcaire argileux (Isalo III)	Roches détritiques	Quartz, calcite, feldspath, carbonate, mica	Hydrolyse, dissolution
6_18	48.06195	-14.59456					
6_23	47.78744	-15.16102	Sédimentaire	Marne glauconieuse, calcaire marneux, calcaire sableux	Roches carbonatées	Calcite, argile, quartz, feldspath, mica, glauconie	Hydrolyse, dissolution
6_24	47.79949	-15.31215					
6_28	47.56925	-15.74421	Sédimentaire	Argile ferrugineuse, argile sableuse, grès grossier, marne, grès glauconieux	Roches détritiques	Argile, quartz, feldspath, calcite	Hydrolyse, dissolution
6_30	47.64967	-16.04860	Formation superficielle	Alluvion et sable	Roches détritiques	Quartz, feldspath, mica	Hydrolyse
6_33	47.32459	-16.22237	Sédimentaire	Marne glauconieuse, calcaire marneux, calcaire sableux	Roches carbonatées	Calcite, argile, quartz, feldspath, mica, glauconie	Hydrolyse, dissolution
6_34	47.26337	-16.37279	Sédimentaire	Grès, grès carbonaté et calcaire argileux (Isalo III)	Roches détritiques	Quartz, calcite, feldspath, carbonate, mica	Hydrolyse, dissolution
7_04	44.20253	-23.10480	Formation superficielle	Cuirasse sableuse	Roches d'altération	Quartz, hydroxyde de Fer et d'Aluminium	Hydrolyse
7_17	46.29153	-22.29997	Socle	Paragneiss quartzo-feldspathique	Gneiss	Quartz, feldspath, mica	Hydrolyse
7_18	46.40901	-22.14360					
7_19	46.40768	-21.98548					

Annexe IV : Différents types de sol et les produits d'altération des roches mères des 120 sites de prélèvement (FAO, 1974 ; Delenne et Pelletier, 1981 ; Ségalen, 1994 ; Beauchamp, 2008; Razafimahatratra, 2011 ; Boulvain, 2013).

Code	X	Y	Sols (Razafimahatratra)	Sols (FAO)	Sols (CPCS) ¹	Composition minéralogique des sols
1_01	47.37700	-18.94490	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sols ferrallitiques fortement rajeunis, pénévulés	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
1_02	47.23160	-19.02460	Ferralsol	Rhodic Ferralsol	Sol ferrallitique induré, concrétionné	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
1_03	47.28361	-19.22750	Ferralsol	Rhodic Ferralsol	Roche à nu	kaolinite, gibbsite, hydroxyde de fer
1_04	46.93620	-18.97110	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure peu dégradée	kaolinite, gibbsite
1_05	46.97111	-19.08167	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure peu dégradée	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
1_07	46.48360	-18.99550	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique à structure dégradée	kaolinite, gibbsite
1_08	46.46250	-19.02917				
1_09	46.18110	-18.92330	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique à structure dégradée	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
1_10	46.32389	-18.98139	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique à structure dégradée	kaolinite, gibbsite
7a_01	47.55430	-19.05430	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol hydromorphe	kaolinite, gibbsite
7a_02	47.49120	-19.19470	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique à structure dégradée	kaolinite, gibbsite
7a_03	47.62222	-19.19722	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure peu dégradée	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
7a_04	47.43330	-19.47820	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol hydromorphe	kaolinite, gibbsite
7a_05	47.33740	-19.61360	Ferralsol	Rhodic Ferralsol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévulé	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
7a_06	47.24200	-19.62150	Ferralsol	Rhodic Ferralsol	Sol ferrallitique humifère	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
7a_07	47.14780	-19.71890	Ferralsol	Rhodic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure peu dégradée	kaolinite, gibbsite ou hydroxyde
7a_08	47.07360	-19.88660	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévulé	kaolinite, vermiculite
44_01	48.45222	-19.04778	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévulé	kaolinite, gibbsite
44_02	48.25770	-18.76750	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique à structure dégradée	kaolinite, vermiculite, smectite
44_03	48.28060	-18.60040	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure peu dégradée	kaolinite, gibbsite
44_04	48.26390	-18.44040				

44_05	48.26350	-18.12110	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure peu dégradée	kaolinite, gibbsite
44_06	48.49722	-18.45611	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, gibbsite
44_07	48.26080	-17.97900	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, vermiculite
44_08	48.33540	-17.84150	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique à structure dégradée	kaolinite, gibbsite
2_02	49.35226	-18.14918	Ferralsol	Dystric Regosol	Sol hydromorphe	kaolinite, gibbsite, vermiculite
2_05	49.12572	-18.54181	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure dégradée	kaolinite, gibbsite
2_08	48.98053	-18.95897	Ferralsol	Xanthic Ferralsol	Sol hydromorphe	kaolinite, gibbsite
2_09	48.77650	-18.96832	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure peu dégradé	kaolinite, gibbsite
2_10	48.63453	-18.96827	Ferralsol	Xanthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni humifère	kaolinite, gibbsite
2_11	48.51361	-18.94132	Ferralsol	Ferralic Cambisol	Sol ferrallitique rajeuni humifère	kaolinite, gibbsite
2_12	48.36595	-18.95126	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, gibbsite
2_13	48.18868	-18.93053	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure peu dégradé	kaolinite, gibbsite
2_14	48.02119	-18.88796	Ferralsol	Ferralic Cambisol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, gibbsite
2_15	47.88592	-18.91780	Ferralsol	Xanthic Ferralsol	Sol ferrallitique induré, concrétionné	kaolinite, gibbsite
2_16	47.74492	-18.88971	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, gibbsite
2_17	47.63939	-18.87327	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure dégradé	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
34_21	46.48443	-19.62188	Ferralsol	Dystric Regosol	Sol ferrallitique rajeuni à structure dégradé	kaolinite, vermiculite
34_22	46.61696	-19.72236	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure peu dégradé	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
34_23	46.76350	-19.80817	Ferralsol	Dystric Regosol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
4_18	47.01722	-17.75895	Ferralsol	Eutric Nitosol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, vermiculite
4_19	47.10414	-17.90982	Ferralsol	Plinthic Ferralsol	Sol ferrallitique induré, concrétionné	kaolinite, vermiculite
4_20	47.15256	-18.03479	Ferralsol	Plinthic Ferralsol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, vermiculite
4_21	47.21525	-18.13278	Ferralsol	Plinthic Ferralsol	Sol ferrallitique induré, concrétionné	kaolinite, vermiculite
4_22	47.14250	-18.26671	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Roche à nu	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
4_23	47.13725	-18.39691	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
4_24	47.19927	-18.54278	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure dégradé	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
4_25	47.29313	-18.66976				

4_26	47.39294	-18.77932	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol hydromorphe	kaolinite, gibbsite
6_10	48.61920	-13.49820	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Peu évolué d'apport, sol d'apport fluviomarin, mangrove	kaolinite, gibbsite ou hydroxyde
6_14	48.17580	-13.98415	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrugineux, sol squelettique peu profond érodé	gibbsite, kaolinite, carbonate
6_15	48.10338	-14.12233	Ferralsol	Calcic Cambisol	Sol ferrugineux, sol squelettique peu profond érodé	gibbsite, kaolinite, carbonate
7_24	47.01884	-21.59375	Ferralsol	Dystric Regosol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, gibbsite
7_25	47.12374	-21.44521	Ferralsol	Ferralic Cambisol	Sol ferrallitique rajeuni à structure peu dégradé	kaolinite, vermiculite
7_26	47.17425	-21.35981	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure dégradé	kaolinite, gibbsite
7_27	47.24427	-21.15202	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure dégradé	kaolinite, vermiculite
7_28	47.18211	-21.03880	Ferralsol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, gibbsite
7_30	47.18114	-20.76928	Ferralsol	Dystric Regosol	Sol ferrallitique induré, concrétionné	kaolinite, vermiculite
7_31	47.20960	-20.60154	Ferralsol	Dystric Regosol	Sol ferrallitique à structure peu dégradé	kaolinite, vermiculite
7_32	47.23200	-20.46124	Ferralsol	Dystric Regosol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, vermiculite
7_33	47.12568	-20.32362				
2_01	49.37778	-18.07398	Cambisol	Dystric Regosol	Sol hydromorphe	kaolinite, gibbsite
2_03	49.29453	-18.22372	Cambisol	Orthic Ferralsol	Sol podzolique et podzol	kaolinite, gibbsite
2_04	49.18678	-18.38493	Cambisol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure dégradé	kaolinite, gibbsite
2_06	49.10174	-18.72506				
34_15	45.66486	-19.61563	Cambisol	Ferralic Cambisol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, gibbsite, hydroxyde de fer
34_16	45.78677	-19.64964	Cambisol	Ferralic Cambisol	Sol ferrugineux, sol squelettique peu profond érodé	kaolinite, gibbsite
34_17	45.97805	-19.64030	Cambisol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure dégradé	kaolinite, gibbsite
34_18	46.08211	-19.60002	Cambisol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure dégradé	kaolinite, vermiculite
34_19	46.18770	-19.58830	Cambisol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure peu dégradé	kaolinite, gibbsite, vermiculite, smectite
34_20	46.33694	-19.57908				
4_10	47.01475	-16.78779	Cambisol	Eutric Fluvisol	Sol ferrugineux, sol squelettique peu profond érodé	kaolinite, gibbsite
4_11	46.92399	-16.94310				
4_12	46.91164	-16.97124				

4_13	46.80637	-17.11776	Cambisol	Dystric Cambisol	Sol ferrugineux, sol squelettique peu profond érodé	kaolinite, gibbsite
4_14	46.86581	-17.20010	Cambisol	Dystric Cambisol	Sol ferrugineux, sol squelettique peu profond érodé	kaolinite, gibbsite
6_05	49.13689	-12.97979	Cambisol	Lithosols	Sol peu évolué d'érosion, lithosol	kaolinite, gibbsite, hydroxyde de fer
6_06	49.08303	-13.11619	Cambisol	Dystric Fluvisol	Sol peu évolué d'apport, sol d'apport salé	kaolinite, gibbsite
6_07	48.96815	-13.21176	Cambisol	Dystric Fluvisol	Sol ferrugineux jaune rouge (sable roux)	kaolinite, gibbsite ou hydroxyde
6_08	48.90430	-13.36085	Cambisol	Orthic Ferralsol	Sol ferrugineux, sol squelettique peu profond érodé	kaolinite, gibbsite
6_09	48.76410	-13.44789	Cambisol	Orthic Ferralsol	Podzolique et podzol	kaolinite, gibbsite
6_11	48.46758	-13.63306	Cambisol	Orthic Ferralsol	Sol hydromorphe	kaolinite, gibbsite
6_13	48.24436	-13.86502	Cambisol	Orthic Ferralsol	Sol ferrugineux, sol squelettique peu profond érodé	gibbsite, kaolinite, carbonate
6_17	48.03062	-14.41342				
6_20	48.07956	-14.86810	Cambisol	Ferric Luvisol	Sol peu évolué d'apport	kaolinite, gibbsite
6_21	47.94742	-14.92211	Cambisol	Thionic Fluvisol	Sol fersiallitique jaune	gibbsite, kaolinite, carbonate
6_22	47.86002	-15.06028	Cambisol	Calcic Cambisol	Vertisol	montmorillonite, vermiculite, carbonate
6_26	47.59793	-15.46512	Cambisol	Cambic Arenosol	Sol ferrugineux, sol squelettique, peu profond érodé	kaolinite, oxyde de fer, glauconie, carbonate
6_27	47.62303	-15.60510	Cambisol	Calcaric Regosol	Vertisol	kaolinite, gibbsite, carbonate
6_31	47.51857	-16.10222	Cambisol	Calcaric Regosol	Sol ferrugineux, sol squelettique, peu profond érodé	gibbsite, kaolinite, carbonate
6_32	47.43197	-16.13511	Cambisol	Calcaric Regosol	Vertisol	carbonate, kaolinite
7_13	45.67009	-22.49944	Cambisol	Plinthic Ferralsol	Sol ferrallitique induré, concrétionné	kaolinite, gibbsite
7_14	45.85368	-22.43093				
7_15	46.02678	-22.40221	Cambisol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique induré, concrétionné	kaolinite, gibbsite
7_16	46.17303	-22.40903	Cambisol	Ferralic Cambisol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, gibbsite
7_20	46.58571	-21.96292	Cambisol	Dystric Cambisol	Sol ferrugineux rouge	kaolinite, gibbsite
7_21	46.73804	-21.93314	Cambisol	Dystric Cambisol	Sol ferrallitique rajeuni à structure dégradé	kaolinite, gibbsite
7_22	46.85126	-21.81531	Cambisol	Orthic Ferralsol	Sol ferrallitique rajeuni à structure dégradé	kaolinite, vermiculite
7_23	46.95270	-21.77530				
7_29	47.13682	-20.89513	Cambisol	Dystric Regosol	Sol ferrallitique induré, concrétionné	kaolinite, vermiculite

34_12	45.49541	-19.75262	Nitisol	Eutric Fluvisol	Sol peu évolué d'apport, sol d'apport salé	kaolinite, gibbsite
34_13	45.46685	-19.61272				
34_14	45.53320	-19.59730	Nitisol	Ferric Luvisol	Sol ferrugineux, sol squelettique peu profond érodé	kaolinite, gibbsite, hydroxyde de fer
4_04	46.43244	-15.73892	Nitisol	Cambic Arenosol	Sol peu évolué d'apport, sol d'apport fluviomarin, mangrove	kaolinite, gibbsite, carbonate
4_15	46.93030	-17.36093	Nitisol	Eutric Nitosol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, gibbsite
4_16	46.98696	-17.48772	Nitisol	Eutric Nitosol	Sol ferrallitique fortement rajeuni, pénévolué	kaolinite, vermiculite
4_17	46.95466	-17.62321	Nitisol	Eutric Nitosol	Sol ferrallitique rajeuni à structure dégradé	kaolinite, vermiculite
6_02	49.39230	-12.56588	Nitisol	Rhodic Ferralsol	Sol ferrallitique humifère	kaolinite, gibbsite, hydroxyde de fer
6_16	48.03975	-14.29070	Nitisol	Ferric Luvisol	Sol ferrugineux, jaune rouge, sable roux	gibbsite, kaolinite, carbonate
6_18	48.06195	-14.59456	Nitisol	Ferric Luvisol	Sol ferrugineux, sol squelettiques, peu profond érodé	gibbsite, kaolinite, carbonate
6_23	47.78744	-15.16102	Nitisol	Calcic Cambisol	Sol peu évolué d'apport, sol d'apport salé	montmorillonite, vermiculite, carbonate
6_24	47.79949	-15.31215	Nitisol	Ferric Luvisol	Sol peu évolué d'apport, sol d'apport salé	montmorillonite, vermiculite, carbonate
6_28	47.56925	-15.74421	Nitisol	Calcaric Regosol	Vertisol	kaolinite, gibbsite, carbonate
6_30	47.64967	-16.04860	Nitisol	Eutric Fluvisol	Sol peu évolué d'apport, sol d'apport salé	kaolinite, gibbsite
6_33	47.32459	-16.22237	Nitisol	Humic Gleysol	Vertisol	montmorillonite, vermiculite, carbonate
6_34	47.26337	-16.37279	Nitisol	Eutric Fluvisol	Sol ferrugineux, sol squelettique peu profond érodé	gibbsite, kaolinite, carbonate
7_04	44.20253	-23.10480	Nitisol	Cambic Arenosol	Sol fersiallitique jaune	kaolinite, gibbsite ou hydroxyde
7_17	46.29153	-22.29997	Nitisol	Ferric Luvisol	Sol ferrugineux rouge	kaolinite, gibbsite
7_18	46.40901	-22.14360	Nitisol	Ferric Luvisol	Sol ferrallitique rajeuni à structure dégradé	kaolinite, gibbsite
7_19	46.40768	-21.98548				

¹ : les sols correspondent à la classe de sol majoritairement cartographié dans l'unité cartographique. Toutefois, au sein de ces unités, des sols ferrallitiques peuvent être présents et ont été étudié dans cette étude.

Annexe V: Résultats des analyses effectuées au laboratoire sur a : 0-10 cm, b : 10-20 cm, c : 20-30 cm, d : 50-60 cm, e : 80-90 cm.

N° LRI	Code	pH _{KCl}	pH _{eau}	CEC	Al ³⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Kt	Gb	Gt-Hm	R _{KGb}
				cmolc.kg ⁻¹					g.kg ⁻¹						
35472	1_01a	4,25	5,01	1,42	0,48	0,20	0,18	0,43	48,75	306,18	99.40	104.72	405.07	102.29	0.21
35473	1_01b	5.68	6.32	1.63	0.00	0.02	0.21	0.70	119.79	364.85	100.24	257.30	402.63	107.43	0.39
35475	1_01d	4.96	5.42	1.40	0.03	0.03	0.12	0.34	153.98	263.10	91.74	330.73	202.63	95.38	0.62
35476	1_01e	5.38	6.48	1.41	0.00	0.02	0.12	0.37	127.31	335.96	99.62	273.46	348.68	102.53	0.44
35478	1_02b	4.59	5.26	0.93	0.05	0.07	0.16	0.32	72.46	341.87	111.20	155.65	428.90	118.75	0.27
35481	1_02e	5.72	5.95	1.08	0.00	0.04	0.14	0.35	6.19	317.58	100.19	13.30	477.74	103.63	0.03
35489	1_04c	4.55	6.12	1.60	0.07	0.07	0.16	0.34	128.57	239.83	106.11	276.15	200.01	113.91	0.58
35503	1_07b	4.13	5.28	2.80	0.85	0.04	0.20	0.43	35.53	198.81	100.96	76.31	258.00	107.96	0.23
35504	1_07c	4.24	5.5	2.39	0.55	0.03	0.20	0.51	174.70	239.15	107.25	375.24	139.11	111.08	0.73
35505	1_07d	4.86	6.09	1.84	0.00	0.03	0.23	0.96	91.16	252.29	118.36	195.80	267.62	123.04	0.42
35516	1_09e	4.72	5.71	1.78	0.02	0.02	0.11	0.51	194.37	243.53	120.84	417.50	120.26	124.36	0.78
35523	7a_01b	4.27	5.01	1.39	0.63	0.07	0.12	0.44	143.86	253.77	55.46	309.00	201.49	61.54	0.61
35531	7a_02e	4.99	5.91	1.73	0.03	0.11	0.08	0.36	274.06	381.22	73.55	588.66	227.47	76.65	0.72
35537	7a_04a	4.07	4.48	2.22	2.28	0.75*	0.12	0.57	118.10	232.50	146.99	253.67	202.38	162.46	0.56
35539	7a_04c	4.34	4.61	2.68	0.78	0.04	0.11	0.32	134.81	283.49	146.45	289.55	258.70	156.39	0.53
35541	7a_04e	5.12	4.46	2.02	0.00	0.07	0.10	0.41	149.83	250.76	165.08	321.83	189.14	178.15	0.63
35543	7a_05b	4.07	4.59	1.83	1.70	0.06	0.12	0.34	177.64	310.37	218.58	381.57	244.21	235.27	0.61
35550	7a_06d	4.08	5.57	2.40	2.03	0.06	0.14	0.43	110.31	239.06	65.30	236.94	222.52	72.17	0.52
35552	7a_07a	3.97	4.57	2.77	2.82	0.17	0.23	0.47	257.21	300.94	110.37	552.47	126.54	121.99	0.81
35553	7a_07b	3.97	4.56	2.74	2.57	0.10	0.16	0.34	169.18	281.46	102.47	363.38	210.99	113.26	0.63
35555	7a_07d	4.62	5.28	2.91	0.15	0.04	0.17	0.38	97.81	315.40	137.53	210.09	355.50	148.03	0.37
35557	7a_08a	3.98	5.05	5.08	3.10	0.22	1.23	0.93	189.02	248.02	166.77	406.01	134.08	184.32	0.75

35558	7a_08b	4.04	5.12	6.50	3.22	0.22	0.77	0.73	171.26	250.72	174.52	367.87	161.25	193.67	0.70
35561	7a_08e	4.54	5.38	7.90	3.08	0.01	0.22	0.37	73.26	253.90	193.67	157.37	293.29	215.50	0.35
35568	44_02b	4.48	5.15	1.71	0.35	0.03	0.12	0.40	190.73	222.70	147.26	409.68	93.13	163.85	0.81
35569	44_02c	4.72	5.3	1.67	0.15	0.01	0.09	0.42	133.12	263.56	159.11	285.94	230.39	175.61	0.55
35573	44_03b	4.11	4.91	1.59	1.23	0.04	0.13	0.40	114.46	186.87	81.32	245.86	137.31	90.49	0.64
35574	44_03c	4.32	5.16	1.47	0.43	0.04	0.14	0.36	134.88	199.96	88.41	289.73	130.81	98.38	0.69
35576	44_03e	5.02	2.35*	1.87	0.00	0.26	0.10	0.41	154.46	273.17	112.65	331.78	217.39	125.34	0.60
35585	44_05d	4.21	5.11	1.62	0.18	1.83*	0.11	0.63	93.64	300.96	62.09	201.14	338.83	68.78	0.37
35592	44_07a	4.5	5.33	1.59	0.48	0.08	0.27	0.65	168.96	136.07	46.01	362.92	0.00	50.97	1.00
35595	44_07d	4.35	5.46	3.50	0.40	0.14	0.32	0.51	240.80	214.80	50.56	517.23	16.06	56.01	0.97
35598	44_08b	4	5.38	1.75	2.53	0.07	0.11	0.41	106.86	201.50	117.02	229.53	169.55	130.22	0.58
35601	44_08e	4.48	5.68	2.08	0.23	0.02	0.13	0.32	91.33	283.04	79.57	196.17	314.42	87.83	0.38
17188	2_02a	4.5	5.64	1.98	0.78	0.04	0.24	0.35	23.63	56.51	35.01	50.76	55.77	38.96	0.48
17189	2_02b	4.46	5.46	1.89	0.78	0.03	0.20	0.32	55.45	72.05	42.68	119.11	38.24	47.49	0.76
17191	2_02d	4.47	5.25	4.20	3.50	0.03	0.36	0.42	148.92	211.71	81.36	319.88	130.57	90.53	0.71
17192	2_02e	4.35	5.38	7.86	5.52	0.02	0.54	0.64	258.75	256.94	90.98	555.78	57.24	97.67	0.91
17173	2_05a	4.4	5.64	4.83	0.76	0.09	0.65	0.55	130.62	217.91	115.56	280.55	163.82	128.59	0.63
17158	2_08a	4.46	5.9	1.45	0.75	0.04	0.11	0.36	61.08	90.32	16.33	131.20	58.89	18.17	0.69
17159	2_08b	4.62	6.17	1.24	0.70	0.03	0.10	0.39	113.45	103.94	18.99	243.68	11.77	21.13	0.95
17160	2_08c	4.62	6.07	1.52	0.35	0.04	0.11	0.39	200.38	97.53	18.44	430.41	0.00	20.52	1.00
17161	2_08d	4.67	5.45	1.25	0.58	0.02	0.06	0.32	167.01	207.18	17.74	358.74	100.17	19.75	0.78
17162	2_08e	4.63	5.34	2.12	1.53	0.02	0.11	0.46	271.95	278.19	17.31	584.14	72.60	19.26	0.89
17150	2_10c	4.5	5.71	1.88	0.15	0.09	0.18	0.34	118.43	235.53	126.61	254.38	206.59	140.89	0.55
17144	2_11b	4.96	5.15	1.81	1.28	0.34	0.14	0.41	85.32	105.73	49.67	183.26	51.01	55.26	0.78
17134	2_13b	4.48	5.05	1.71	0.18	0.04	0.08	0.43	13.38	357.28	88.28	28.75	529.13	98.24	0.05

17129	2_14b	4.77	5.21	1.25	0.45	0.05	0.10	0.34	96.54	353.62	97.60	207.36	415.62	108.60	0.33
17123	2_15a	4.74	5.79	1.53	0.63	0.04	0.11	0.64	20.45	267.89	123.53	43.93	383.24	137.46	0.10
17124	2_15b	4.81	5.85	1.58	0.23	0.07	0.10	0.37	10.20	293.42	115.04	21.92	435.58	127.15	0.05
17114	2_17b	5.01	5.15	1.75	0.38	0.05	0.16	0.45	115.02	323.31	31.34	247.06	345.27	34.87	0.42
17115	2_17c	4.63	5.36	1.52	0.25	0.03	0.10	0.34	53.98	270.65	87.05	115.94	343.94	96.60	0.25
13255	34_21c	4.72	5.79	2.09	0.13	0.08	0.11	0.49	125.98	213.19	50.27	270.61	162.61	52.26	0.62
13243	34_23a	4.74	5.29	1.91	0.95	0.08	0.44	0.68	188.01	207.00	80.41	403.84	72.64	88.87	0.85
12656	4_18d	4.41	5.5	1.91	0.90	0.05	0.09	0.40	267.10	172.87	136.89	573.71	0.00	152.32	1.00
12650	4_19c	4.59	5.92	1.23	0.00	0.02	0.08	0.44	23.86	315.26	120.12	51.24	451.27	128.28	0.10
12651	4_19d	5.44	5.54	1.30	0.00	0.02	0.07	0.42	48.18	256.65	52.71	103.48	330.05	56.29	0.24
12645	4_20c	5.1	5.54	1.19	0.33	0.01	0.14	0.45	238.86	261.47	92.80	513.06	89.97	103.26	0.85
12638	4_21a	4.8	5.58	2.28	0.90	0.10	0.14	0.40	181.77	249.84	100.11	390.43	146.28	111.39	0.73
12634	4_22b	4.53	5.43	1.10	0.15	0.03	0.09	0.41	106.74	285.69	71.40	229.28	298.47	79.45	0.43
12635	4_22c	4.69	5.52	1.31	0.10	0.04	0.08	0.32	63.34	181.71	174.38	136.05	195.75	193.52	0.41
12632	4_23e	4.68	5.79	1.77	0.00	0.03	0.39	0.86	231.31	228.35	91.70	496.84	49.12	98.51	0.91
15478	6_10a	5.46	5.58	1.50	0.53	0.08	0.16	0.43	57.34	30.15	11.93	123.16	0.00	13.27	1.00
15480	6_10c	4.39	5.44	1.56	0.88	0.05	0.13	0.40	57.88	58.71	33.47	124.31	14.69	34.44	0.89
15500	6_14c	4.29	5.5	1.88	0.40	0.08	0.08	0.35	129.18	160.88	38.50	277.48	78.43	42.65	0.78
15506	6_15d	4.44	5.43	1.63	0.23	0.04	0.14	0.34	63.15	122.38	31.96	135.64	105.24	35.41	0.56
13957	7_24a	4.45	4.93	1.58	0.90	0.08	0.15	0.42	96.77	236.99	47.50	207.87	236.91	52.85	0.47
13955	7_25d	4.48	4.92	1.21	0.03	0.03	0.09	0.39	180.90	270.96	105.71	388.56	179.71	113.28	0.68
13942	7_27a	4.59	4.95	2.55	1.13	0.10	0.12	0.39	164.52	214.41	95.45	353.39	114.46	105.92	0.76
13946	7_27e	4.55	5.91	1.54	0.00	0.02	0.10	0.52	307.45	284.21	102.94	660.40	35.75	106.48	0.95
13931	7_30e	5.08	6.27	0.71	0.23	0.08	0.10	0.41	65.71	120.74	33.98	141.14	99.42	35.75	0.59
13925	7_31d	4.86	5.88	1.25	0.15	0.01	0.06	0.32	221.05	317.26	62.76	474.80	198.43	65.41	0.71

13918	7_32b	4.94	6.2	3.30	0.00	0.42	0.13	0.36	219.95	328.60	66.96	472.44	217.20	74.50	0.69
13913	7_33b	5.16	5.7	1.70	1.30	0.11	0.16	0.34	94.61	256.91	57.68	203.23	270.20	64.19	0.43
17197	2_01e	4.48	5.3	2.29	0.48	0.07	0.23	0.43	113.38	247.18	173.84	243.54	230.96	193.43	0.51
17184	2_03b	4.71	5.94	1.47	0.68	0.10	0.19	0.49	195.28	194.97	52.60	419.46	44.81	58.53	0.90
17178	2_04a	4.6	5.43	2.25	2.20	0.09	0.29	0.43	81.99	174.97	51.55	176.12	161.24	57.36	0.52
17172	2_06e	4.08	5.36	4.48	4.13	0.01	0.18	0.38	247.84	279.80	99.02	532.34	106.36	110.19	0.83
13287	34_15e	4.45	5.95	2.63	0.00	0.04	0.28	1.45	159.78	246.34	17.06	343.21	169.46	17.67	0.67
13279	34_16b	5.44	5.17	3.44	0.03	0.08	0.60	2.01	272.03	168.22	154.17	584.31	0.00	158.66	1.00
13281	34_16d	4.85	5.93	4.48	0.05	0.08	0.55	2.81	128.79	213.53	167.78	276.64	159.48	172.68	0.63
13268	34_18a	5.04	5.83	2.71	0.03	0.14	0.56	0.85	135.03	175.02	56.07	290.04	92.49	59.95	0.76
13271	34_18d	4.84	5.95	2.41	0.00	0.06	0.42	1.00	313.68	284.89	141.73	673.77	28.71	145.87	0.96
13267	34_19e	5.16	5.54	2.72	0.73	0.02	0.12	0.32	309.69	255.91	11.85	665.19	0.00	13.13	1.00
13259	34_20b	4.67	5.56	2.25	0.48	0.05	0.17	0.67	100.82	247.24	82.20	216.56	247.35	87.79	0.47
12689	4_11b	4.72	6.16	15.17	0.03	0.03	3.33		136.88	127.34	77.09	294.02	17.14	82.76	0.94
12684	4_12b	4.7	6.03	7.88	0.00	0.17	3.74	1.01	162.79	219.45	108.60	349.67	124.41	115.97	0.74
12678	4_13a	5.16	5.96	8.97	0.02	0.08	3.21	3.46	167.33	138.69	59.35	359.42	0.00	61.07	1.00
12682	4_13e	4.27	5.96	20.52*	0.00	0.02	3.10		221.90	188.10	44.34	476.62	0.00	47.35	1.00
15453	6_05a	4.93	5.43	4.78	0.00	0.09	2.93	1.62	86.02	178.44	22.95	184.77	161.32	25.54	0.53
15456	6_05d	5.04	5.8	4.57	0.03	0.02	1.07	3.13	50.03	201.92	54.33	107.46	243.93	60.46	0.31
15461	6_06d	4.26	5.6	5.54	0.03	0.04	1.68	3.32	50.79	111.01	76.22	109.09	103.90	84.82	0.51
15463	6_07a	4.15	5.32	3.05	0.35	0.13	0.63	0.83	138.91	244.14	63.61	298.37	193.18	70.78	0.61
15467	6_07e	4.06	5.28	2.47	1.23	0.08	0.29	0.45	57.70	99.37	168.14	123.95	77.11	187.09	0.62
15468	6_08a	3.94	4.76	1.95	1.55	0.05	0.22	0.49	48.75	306.18	99.40	104.72	405.07	102.29	0.21
15474	6_09b	3.64	4.55	2.80	3.18	0.03	0.16	0.37	126.23	78.43	37.71	271.13	0.00	41.96	1.00
15476	6_09d	3.79	5.5	4.14	3.72	0.03	0.14	0.35	138.97	83.34	19.66	298.50	0.00	21.87	1.00

15485	6_11c	5.75	8.42*	19.25*	0.00	0.08	8.18*		102.84	158.38	77.61	220.89	108.80	86.35	0.67
15487	6_11e	5.82	8.46*	20.91*	0.00	0.05	7.52*		133.80	185.09	68.11	287.40	109.48	75.78	0.72
15494	6_13b	3.78	4.79	5.02	6.38	0.13	0.14		116.92	166.96	41.88	251.13	103.66	46.60	0.71
15516	6_17d	3.72	4.81	4.53	3.60	0.03	0.23	0.47	102.80	97.36	41.93	220.80	15.52	46.45	0.93
15517	6_17e	3.75	4.82	5.00	4.10	0.04	0.20	0.43	71.29	118.66	29.20	153.12	88.99	31.43	0.63
15534	6_21b	4.75	5.7	1.74	0.02	0.07	0.26	0.56	51.28	57.66	18.69	110.15	21.65	20.06	0.84
15535	6_21c	4.72	5.37	1.24	0.02	0.07	0.23	0.52	79.03	81.78	134.22	169.76	22.52	148.95	0.88
15542	6_22e	4.06	4.72	4.66	1.70	0.17	0.74	1.39	71.47	152.89	36.82	153.52	141.12	39.31	0.52
15554	6_26a	4.26	5.45	0.79	0.35	0.06	0.12	0.33	68.57	56.23	36.02	147.28	0.00	40.08	1.00
15555	6_26b	4.07	5.14	0.80	0.75	0.06	0.11	0.33	73.90	55.22	44.91	158.73	0.00	49.97	1.00
15557	6_26d	4.53	5.47	0.60	0.25	0.02	0.10	0.36	39.63	55.14	38.04	85.13	32.91	42.33	0.72
15560	6_27b	3.91	5.35	1.54	0.90	0.09	0.30	0.78	56.33	80.81	145.44	120.99	50.51	161.83	0.71
15561	6_27c	3.9	5.24	1.86	0.95	0.03	0.27	0.63	64.83	90.25	39.91	139.25	53.92	44.29	0.72
17022	6_27e	3.92	4.43	2.68	2.02	0.03	0.30	0.38	77.20	158.01	69.45	165.83	141.51	74.17	0.54
15593	6_32a	4.32	5.86	1.47	0.12	0.09	0.31	0.52	52.62	41.30	121.26	113.02	0.00	133.85	1.00
15595	6_32c	4.2	5.61	2.21	0.12	0.08	0.34	0.64	118.00	75.31	69.97	253.47	0.00	74.72	1.00
14016	7_13e	4.57	4.84	2.55	0.03	0.02	0.33	1.71	102.07	255.97	66.85	219.24	259.09	71.64	0.46
14005	7_15d	4.27	4.6	1.82	0.42	0.05	0.25	0.44	254.66	265.51	28.16	547.00	75.65	31.33	0.88
13997	7_16a	4.61	5.27	2.35	0.08	0.21	0.60	0.84	106.60	109.80	64.14	228.97	29.61	71.36	0.89
13998	7_16b	4.53	4.91	1.78	0.10	0.10	0.31	0.61	139.24	114.54	24.30	299.07	0.00	25.99	1.00
13977	7_20a	4.58	5.75	3.32	0.18	0.13	0.85	1.48	135.10	115.32	55.70	290.18	1.07	59.56	1.00
13972	7_21a	5.17	5.94	2.70	0.03	0.22	0.80	1.34	241.48	207.75	92.08	518.68	4.42	98.34	0.99
13975	7_21d	5.33	6.96	2.47	0.00	0.13	0.36	1.12	85.17	234.75	20.40	182.93	248.56	21.11	0.42
13967	7_22a	4.5	5.46	1.86	0.67	0.16	0.30	0.71	85.14	135.22	36.19	182.87	96.36	40.26	0.65
13963	7_23b	4.81	6.11	2.42	0.30	0.10	0.26	0.87	283.35	246.72	89.05	608.62	9.68	91.64	0.98

13934	7_29c	4.61	6	2.33	0.88	0.05	0.28	0.73	121.01	231.68	100.06	259.92	197.35	106.85	0.57
13300	34_12c	4.74	5.65	2.28	0.07	0.09	0.66	0.97	226.97	68.06	17.57	487.52	0.00	19.55	1.00
13302	34_12e	4.55	5.7	4.40	0.13	0.23	2.29	1.60	119.06	144.09	124.29	255.72	65.90	134.02	0.80
13293	34_13a	4.48	5.75	2.06	0.30	0.13	0.42	0.70	50.14	22.03	12.11	107.70	0.00	13.47	1.00
13297	34_13e	4.35	5.77	4.51	1.25	0.06	2.06	1.55	226.10	75.13	15.72	485.66	0.00	17.49	1.00
13291	34_14d	5.04	5.84	4.15	0.00	0.07	0.76	2.56	171.93	126.81	28.44	369.29	0.00	30.61	1.00
12724	4_04b	5.56	6.85	12.01	0.00	0.08	4.56	6.35	108.43	215.34	105.98	232.90	188.68	113.32	0.55
12725	4_04c	5.7	7.13	11.68	0.00	0.07	4.61	6.13	259.47	208.84	107.80	557.33	0.00	111.64	1.00
12663	4_16a	4.69	5.61	2.17	0.03	0.07	0.85	0.45	263.92	184.90	66.23	566.89	0.00	70.81	1.00
12664	4_16b	4.77	5.56	1.95	0.13	0.04	0.84	0.57	97.93	205.42	48.89	210.35	187.12	52.28	0.53
15438	6_02a	4.33	5.83	8.83	0.18	0.19	2.24	3.86	176.67	182.73	185.36	379.48	50.24	198.63	0.88
15439	6_02b	4.63	6.2	7.73	0.00	0.05	1.88	2.65	137.41	195.42	209.05	295.15	120.60	224.03	0.71
15440	6_02c	4.94	6.19	5.96	0.00	0.08	1.85	2.31	89.94	207.20	230.96	193.18	200.22	247.50	0.49
15442	6_02e	5.62	6.55	4.70	0.00	0.04	1.56	2.57	95.93	229.11	45.76	206.06	225.95	49.04	0.48
15518	6_18a	3.96	5.3	4.26	1.30	0.29	1.30	1.32	98.15	96.84	17.73	210.83	20.75	19.00	0.91
15543	6_23a	3.88	5.5	2.17	1.23	0.05	0.66	0.75	101.71	64.57	34.56	218.46	0.00	38.46	1.00
16300	6_23d	3.91	5.22	5.34	3.88	0.03	0.54	0.53	144.89	89.13	27.55	311.23	0.00	30.66	1.00
15545	6_24b	3.87	5.12	4.45	2.75	0.05	0.60	0.88	168.57	118.87	51.75	362.08	0.00	57.58	1.00
15564	6_28b	4.7	5.84	10.52	0.00	0.26	2.22	8.59*	84.06	116.51	27.30	180.57	69.13	30.38	0.72
15574	6_30b	4.1	5.7	2.62	0.73	0.13	0.71	1.08	128.07	125.68	49.33	275.10	26.03	52.67	0.91
15585	6_34c	3.74	5.85	15.05	9.20*	0.35	4.68*	1.13	90.42	169.01	43.45	194.21	141.19	45.00	0.58
14062	7_04a	5.13	6.02	3.48	0.00	0.10	0.71	2.03	161.44	150.76	118.92	346.77	21.10	122.38	0.94
14063	7_04b	5.23	6.7	2.65	0.00	0.05	0.49	1.44	138.43	130.43	104.21	297.34	19.87	107.93	0.94
13992	7_17a	4.71	4.98	1.88	0.18	0.11	0.49	0.80	92.41	192.39	24.16	198.48	174.36	24.87	0.53
13991	7_18e	5.43	5.81	4.94	0.00	0.03	1.00	3.65	187.09	257.24	48.36	401.85	150.70	53.81	0.73

17153	2_09a	4.31	5.45	1.86	1.45	0.09	0.33	0.40							
17138	2_12a	4.4	4.98	1.80	1.35	0.06	0.19	0.35							
17118	2_16a	4.62	5.63	1.61	0.95	0.08	0.18	0.65							
13273	34_17a	4.73	6.18	2.54	0.05	0.08	0.41	0.85							
13248	34_22a	4.53	5.55	1.78	0.32	0.09	0.28	0.58							
12693	4_10a	5.2	5.98	3.51	0.00	0.14	0.91	2.28							
12673	4_14a	4.34	6.31	4.02	0.02	0.16	1.35	1.54							
12668	4_15a	4.64	5.86	2.07	0.25	0.08	0.32	0.72							
12658	4_17a	4.88	5.75	1.88	0.05	0.08	0.29	0.67							
12623	4_24a	4.43	5.17	1.29	0.63	0.07	0.15	0.42							
12618	4_25a	4.6	5.16	1.03	0.40	0.04	0.13	0.37							
12613	4_26a	4.68	5.62	1.74	0.23	0.10	0.22	0.50							
14007	7_14a	4.58	4.75	1.79	0.35	0.08	0.35	0.88							
13982	7_19a	4.8	5.3	2.79	0.03	0.11	0.57	1.33							
13947	7_26a	4.65	5.53	1.63	0.93	0.06	0.16	0.56							
13937	7_28a	4.64	5.89	1.63	0.48	0.15	0.28	0.62							

* : valeurs atypiques

Author: ANDRIAMASY Henintsoa Laurencia

E-mail: henintsoalaurencia@gmail.com

Tél: 0326745662

Title : **Relation entre les caractéristiques pédologiques des sols ferrallitiques de Madagascar et leurs propriétés d'échange.**

Number of pages: 66

Number of figures: 24

Number of tables: 3

Abstract

This study was carried out to better understand the soil characteristics of ferrallitic soils of Madagascar such as mineralogical composition and pH, exchange properties and acidity. The research aimed to investigate the relationship between the exchange properties and the pedological characteristics of ferrallitic soils of Madagascar, particularly the effect of the geological origin of soils on exchangeable cations contents and soil exchange acidity. Samples of ferrallitic soils were previously collected from 120 sites along the national roads 1, 2, 4, 6, 7, 34, and 44. The geological origin of these samples was defined into seven groups of bedrocks, according to the geological map of Madagascar, and into three classes of soils, according to the pedological map of Madagascar. For each site, samples were collected at different depths: 0-10, 10-20, 20-30, 50-60 and 80-90 cm. Among all, 163 samples were analysed in the laboratory: the mineralogical composition and pH were analysed previously; analyses of the CEC, the content of K^+ Mg^{2+} , Ca^{2+} and Al^{3+} were performed as part of this work. The results showed that the mineralogical composition of soil varied depending on the parent material. A bedrock effect on the mineralogical composition and on the exchange properties of soils was observed: an average of 393 g.kg^{-1} for kaolinite in soils on gneiss and granite-gneiss; averages of 181 and 167 g.kg^{-1} for gibbsite in soils on gneiss and mafic rocks; a mean of 134 g.kg^{-1} for the whole goethite-hematite in soils on mafic rocks. Depending of pH water, the contents of exchangeable Al^{3+} varied between rocks (detrital rocks and gneiss, pH water $< 5,5$, higher Al^{3+}) and soil classification (cambisols more acid compared to ferralsols and nitisols). The contents of exchangeable cations and exchangeable Al^{3+} varied depending on type of soils. This study revealed the interactions between soil mineralogy and physico-chemical properties of ferrallitic soils of Madagascar by taking account the geological origin of these soils.

Keywords: exchangeable aluminium, cation exchange capacity, soil mineralogy, ferralsol, geology.

Encadreur : Dr ANDRIAMALAZA Sahondra, Maître de conférences, Faculté des Sciences, Domaine Sciences et Technologie, Université d'Antananarivo

Auteur: ANDRIAMASY Henintsoa Laurencia

Courriel: henintsoalaurencia@gmail.com

Tél: 0326745662

Titre : **Relation entre les caractéristiques pédologiques des sols ferrallitiques de Madagascar et leurs propriétés d'échange.**

Nombre de pages: 66

Nombre de figures: 24

Nombre des tableaux: 3

Résumé

Cette étude a été réalisée afin de mieux connaître les caractéristiques pédologiques des sols ferrallitiques de Madagascar telles que leur composition minéralogique et pH, leurs propriétés d'échange et leur acidité. Cette recherche vise à étudier la relation entre les propriétés d'échange et les caractéristiques pédologiques des sols ferrallitiques de Madagascar, particulièrement de déterminer leurs teneurs en cations échangeables ainsi que l'évaluation de l'acidité d'échange de ces sols en tenant compte de leur origine géologique. Des échantillons de sols ferrallitiques ont été prélevés antérieurement sur 120 sites, le long des RN 1, 2, 4, 6, 7, 34 et 44. L'origine géologique de ces échantillons a été définie en sept groupes de roches mères, à partir de la carte géologique de Madagascar et en trois classes de sols, à partir de la carte pédologique de Madagascar. Pour chaque site, des échantillons ont été prélevés à différentes profondeurs : 0-10, 10-20, 20-30, 50-60 et 80-90 cm. Parmi l'ensemble, 163 échantillons ont été analysés au laboratoire : la composition minéralogique ainsi que le pH ont été déterminés antérieurement ; les analyses de la CEC, des teneurs en K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} et Al^{3+} ont été effectuées dans le cadre de ce travail. Les résultats obtenus ont montré que la composition minéralogique des sols varie en fonction du matériau parental. Un effet de la roche mère sur la composition minéralogique et les propriétés d'échanges des sols a été observé : une moyenne de 393 g.kg^{-1} pour la kaolinite dans les sols sur gneiss et granite-gneiss ; des moyennes de 181 et 167 g.kg^{-1} pour la gibbsite dans les sols sur gneiss et roches mafiques ; une moyenne de 134 g.kg^{-1} pour l'ensemble goethite-hématite dans les sols sur roches mafiques. En fonction du pH_{eau} , les teneurs en Al^{3+} échangeables varient entre les roches (roches détritiques et gneiss, $pH_{\text{eau}} < 5,5$, Al^{3+} élevée) et la classification de sol (cambisols plus acides par rapport aux ferralsols et nitisols). Les teneurs en cations échangeables et en Al^{3+} échangeable varient en fonction du type de sol et de l'altération des sols. Cette étude a révélé les interactions entre les caractéristiques minéralogiques et les propriétés physico-chimiques des sols ferrallitiques de Madagascar en prenant en compte l'origine géologique de ces sols.

Mots clés : aluminium échangeable, capacité d'échange cationique, minéralogie des sols, ferralsol, géologie.

Encadreur : Dr ANDRIAMALAZA Sahondra, Maître de conférences, Faculté des Sciences, Domaine Sciences et Technologie, Université d'Antananarivo