



HAL
open science

Les sols des páramos d'Équateur sur couverture pyroclastique : diversité, genèse et propriétés physiques

Jérôme Poulenard

► **To cite this version:**

Jérôme Poulenard. Les sols des páramos d'Équateur sur couverture pyroclastique : diversité, genèse et propriétés physiques. Science des sols. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 2000. Français. NNT : 2000NAN10197 . tel-01748024

HAL Id: tel-01748024

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01748024>

Submitted on 29 Mar 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



U.F.R. S.T.M.P.
Ecole doctorale : R.P2.E

THÈSE

présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'université Henri Poincaré – Nancy I
en **PÉDOLOGIE**

par **Jérôme POULENARD**



LES SOLS DES PÁRAMOS D'ÉQUATEUR SUR COUVERTURE PYROCLASTIQUE
DIVERSITÉ, GENÈSE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES

Soutenue publiquement le 22 décembre 2000

Membres du Jury :

M. Michel JAUZEIN	Professeur, Université Henri-Poincaré Nancy I	Président
M. Bruno DELVAUX	Professeur, Université Catholique de Louvain (Belgique)	Rapporteur
M. Pierre FAIVRE	Professeur, Université de Savoie	Rapporteur
M. François BARTOLI	Directeur de recherche au CNRS, Nancy	Examineur
M. Christian VALENTIN	Directeur de recherche à l'IRD, Bondy	Examineur
M. Adrien HERBILLON	Professeur émérite, Université Henri-Poincaré Nancy I	Directeur
M. Paul QUANTIN	Directeur de recherche honoraire de l'IRD	Invité



C.N.R.S. Centre de Pédologie Biologique
UPR 6831 associée à l'université
Henri Poincaré – Nancy I
17, rue Notre Dame des Pauvres – BP 5
54501 Vandoeuvre-lès-Nancy

**Institut de Recherche pour
le Développement**
32, avenue Henri Varagnat
93143 Bondy Cedex



A mon père, Robert Poulenard
et à mon premier maître, Claude Zebrowski

Avant-Propos

Au moment où s'achève ce travail, je souhaite profondément remercier l'ensemble des personnes qui y ont contribué. L'étendue même de cette liste, montre à quel point j'ai reçu appuis, soutiens et conseils...

*En premier lieu, ce travail n'aurait jamais vu le jour sans **Claude Zebrowski**, qui en a été le premier promoteur et qui l'a dirigé pendant les premiers mois. Claude m'a appuyé de toute son expérience sur les sols d'Equateur et m'a transmis son désir de mettre la connaissance des sols au service des hommes... Il est évident que son décès a fortement pesé sur le déroulement et la qualité finale de ce travail. J'espère toutefois, qu'il aurait apprécié ce que j'ai tenté de faire...*

*Dès l'origine, puis pendant les longues années de mon travail en France, **Adrien Herbillon** m'a guidé dans toutes les étapes de cette thèse, du travail d'analyse à la phase de rédaction. Il a toujours été extrêmement disponible et je n'hésite pas à dire qu'il a été un directeur de thèse idéal... Je souhaite lui témoigner toute ma gratitude pour la confiance qu'il m'a accordée et pour son immense patience à mon égard. Si j'ai souvent eu l'impression de n'être pas digne de tant de sollicitude, j'espère qu'il n'est pas trop déçu de son élève... Enfin, si son aide pour cette thèse est incommensurable, je souhaite également souligner que c'est en travaillant avec lui, que j'ai eu l'impression d'apprendre mon métier de pédologue. C'est au cours de nos séances de travail, au cours de nos discussions que ma passion pour les sols s'est forgée et a grandi...*

***Pascal Podwojewski** a joué un rôle décisif dans la réalisation de ce mémoire. C'est lui qui m'a accompagné sur le terrain à travers tout l'Equateur et nos discussions (longues) ont contribué à éclairer mon chemin. Enfin, Pascal a financé sur son propre budget, l'essentiel des analyses réalisées en France et il a toujours été présent quand je rencontrais des difficultés... Je n'oublierais pas ce que je lui dois....*

***Jean Collinet** a également été à l'origine de ce projet. Si, au final, ma thèse ne présente pas l'ensemble des résultats acquis avec son appui scientifique (notamment les expériences de simulation de pluie), qu'il sache que je suis toutefois extrêmement reconnaissant de son concours. Je n'ai sans doute pas assez profité de son expérience et de ses connaissances. Qu'il sache que je le regrette....*

***Jean-Louis Janeau** a fortement contribué au bon déroulement de la phase équatorienne de ma thèse. Je souhaite lui dire ici un grand merci ...*

*Je suis très obligé à Messieurs **Bruno Delvaux** et **Pierre Faivre** d'avoir accepté, malgré leurs importantes responsabilités, d'être les rapporteurs de cette thèse. Je souhaite également remercier messieurs **Michel Jauzein**, **François Bartoli**, **Paul Quantin** et **Christian Valentin** de me faire l'honneur de juger cette thèse. Je sais d'ors et déjà que leurs commentaires et critiques me seront forts utiles...*

*Ma reconnaissance s'adresse également aux membres du projet SISHILAD de l'IRD, et notamment à **Jean-Louis Perrin**, **Edgar Ayabaca** et **Christophe Bouvier** qui ont accepté de me voir consacrer un peu (beaucoup) de temps au début de mes recherches sur les páramos.*

***Jacques Berthelin** a accepté de m'accueillir au Centre de Pédologie Biologique du CNRS, pour la phase française de mon travail. L'environnement scientifique dont j'ai ainsi pu disposer a largement contribué à la réalisation de cette thèse. Les très nombreuses discussions que j'ai pu avoir avec les chercheurs, enseignants-chercheurs et techniciens du centre de pédologie ont joué un grand rôle dans la maturation de cette dernière, Je souhaite en particulier souligner le rôle des discussions avec **François Bartoli**, **Michel Gury**, **François Toutain** et **Christian Mustin**...*

Par ailleurs, j'ai bénéficié de l'assistance de **François Bartoli** pour l'ensemble des analyses physiques. Son appui et ses conseils ont été déterminants pour enrichir le contenu de ce travail, de la phase d'analyse à celle de la rédaction et je souhaite lui exprimer ma profonde gratitude.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à **Mireille Delaune** de l'IRD Bondy qui a effectué un travail considérable de détermination et de comptage minéralogique et qui m'a guidée dans l'interprétation des résultats. Sa contribution m'a été précieuse.

Nombreuses sont les personnes qui, au CPB, m'ont également apporté leur concours et dont la disponibilité, la compétence et l'efficacité ont permis le bon déroulement de ce travail. C'est l'ensemble du personnel scientifique et administratif que je souhaite remercier, et plus particulièrement :

- **Gérard Burtin** pour les analyses des propriétés physiques
- **Elisabeth Schouller** pour les très longues manip de rétention d'eau à différentes pressions et pour la synthèse de benzène destiné à la mesure ^{14}C
- **James Rouïller, Denis Merlet et Emmanuel Jeanroy**, pour l'ensemble des analyses de caractérisation physico-chimique
- **Jean Marie Portal et Bernadette Gerard** pour les analyses organiques
- **Michel Doirisse et Jean Claude Begin** pour la réalisation des lames minces et **François Toutain** pour leurs interprétations
- **Françoise Watteau et Geneviève Villemin** pour les observations en microscopie électronique

Je souhaite également remercier **Thierry Becquer** qui a été mon référent IRD au CPB et qui a contribué maintes fois à résoudre mes problèmes administrativo-financiers.

Philippe Larque du Centre de géochimie de la surface m'a également apporté son soutien pour la détermination minéralogique (drX) et pour les premières observations au MET, et je lui en sais gré.

Enfin, je souhaiterais remercier **Jean-Charles Michel** qui a accepté de m'accueillir à l'Institut National d'Horticulture pour réaliser les expériences de remontés capillaires. J'ai eu un grand plaisir à travailler avec lui et j'espère qu'il aura été heureux de laisser de côté, pour un temps, ses substrats de culture et ses tourbes...

J'ai eu la chance d'être le dernier, au CPB, d'une série de trois thèses sur les Andosols et j'ai donc largement bénéficié des conseils et des travaux de mes deux prédécesseurs : **Delphine Aran** et **Laurent Caner**. Nos discussions passionnées et passionnantes m'ont souvent permis de mettre un peu de lumière sur mes sols si sombres... A tous les deux, Merci.

Je souhaite également remercier profondément, d'une part l'équipe des coopérants du service National de Quito (**Alexis, Benoît, Hubert, Philippe...**) et d'autre part, les jeunes chercheurs-étudiants du CPB (**Carole, Cécile, Delphine, Ghinwa, Laurent, Najat, Philippe, Roberto, Sandra, Sébastien, Stéphane, Stéphanie...**). Les premiers ont dû supporter mes malheureuses tentatives d'arrêt du tabac et ma très grande nervosité, et les seconds, la fumée de mes cigarettes et mes constants mouvements... Leur bonne humeur, leur soutien, et leurs encouragements m'ont souvent permis de remonter la pente...

Enfin, comment dire ce que je dois à **Emmanuelle**, à **Claudette** et à **Marie-Colette**, d'avoir vérifié et corrigé l'orthographe (souvent désastreuse) de mes manuscrits ?

Emmanuelle, Margot... Vous m'avez permis de vivre hors de mes páramos. Merci d'être là....

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	1
PREMIÈRE PARTIE. LES PÁRAMOS D'ÉQUATEUR : PRÉSENTATION GÉNÉRALE	6
Chapitre 1 . Définition du terme páramo et localisation	7
Chapitre 2 . Le climat des páramos	13
Chapitre 3. La couverture végétale	19
Chapitre 4. Géologie et géomorphologie	24
Chapitre 5. Les activités humaines et la dégradation physique des sols des páramos	31
DEUXIÈME PARTIE. GENÈSE ET DIVERSITÉ DES SOLS SUR COUVERTURE PYROCLASTIQUE DES PÁRAMOS D'ÉQUATEUR	34
Introduction. Choix des profils d'étude et objectifs de cette partie	35
Chapitre 1. Caractérisation et classification des sols retenus pour cette étude	41
Chapitre 2. Nature et âge des dépôts pyroclastiques	81
Chapitre 3. Etude des constituants secondaires	99
Chapitre 4 . Composition chimique de la terre fine, indice d'altération et indice d'évolution	130
Chapitre 5. Discussion générale	141
Synthèses et conclusion	149
TROISIÈME PARTIE. PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DES HORIZONS HUMIFÈRES DES SOLS SUR COUVERTURE PYROCLASTIQUE DES PÁRAMOS D'ÉQUATEUR.	155
Introduction	156
Chapitre 1. Porosités totales et courbes de rétention d'eau	159
Chapitre 2. Effet de la dessiccation isotherme sur l'organisation et le comportement physique des sols	185
Chapitre 3. Etude de la mouillabilité des horizons de surface	218
Synthèses et conclusions	239
CONCLUSION GÉNÉRALE. LES SOLS DES PÁRAMOS : DE LA GENÈSE AUX PROPRIÉTÉS PHYSIQUES	242
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	246
TABLE DES MATIÈRES	265

Introduction générale

PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS GÉNÉRAUX

Contexte et problématique régionale

Les zones de montagne : priorité pour un développement durable

Les zones de montagne, longtemps marginalisées, apparaissent aujourd'hui comme des zones clefs pour un développement durable (Messerli et Ives, 1999). Cette constatation a amené le Sommet de Rio de Janeiro, en 1992, à consacrer le 13^{ème} chapitre de son agenda pour le XXI^e siècle aux zones de montagne. Il convient de se reporter ici à la déclaration introductive de ce chapitre 13 adoptée en session plénière le 14 juin 1992 au "sommet de la terre" et qui résume en quelques phrases l'ensemble de la problématique montagne dans laquelle s'inscrit notre travail : *"La montagne constitue une réserve importante d'eau, d'énergie et de biotopes divers. En outre, elle recèle des richesses vitales en minéraux, en produits forestiers et agricoles, et pour leur renouvellement. En tant qu'écosystème majeur, représentatif de l'écologie complexe et interdépendante de notre planète, les montagnes et leur environnement sont essentiels pour la survie de l'écosystème du globe. Toutefois, cet écosystème se dégrade rapidement. Il est victime d'une accélération de l'érosion des sols entraînant des glissements de terrain et une disparition rapide de ses habitants, de sa faune et de sa flore. Au plan humain, la pauvreté sévit parmi les peuples des montagnes, d'où la perte des fondements des civilisations indigènes. Il en résulte que la plupart des zones montagneuses connaissent une détérioration de leur environnement. Dans ces conditions, la gestion rigoureuse des ressources et le développement socio-économique des populations de la montagne mérite une attention immédiate"*.

Dans les Andes : le páramo et ses fonctions

Dans les Andes centrales et septentrionales, l'étage sous-alpin des cordillères, à des altitudes comprises entre 3000 et 4800 m, localement dénommé páramo, apparaît au cœur de cet équilibre

écologique et de la durabilité des systèmes actuels (Luteyn, 1992; Hofstede, 1995 ; Jenik, 1999). En effet, cet écosystème cumule les diverses fonctions environnementales suivantes :

- **Fonction écologique**

De par les particularités des conditions du milieu, les associations végétales de cet étage bioclimatique présentent un très haut degré d'endémisme et la première fonction des páramos est ainsi de constituer une réserve de biodiversité (Jenik, 1999).

- **Fonction hydrologique**

Les páramos apparaissent comme jouant un rôle clé dans le cycle de l'eau en milieu andin (Guhl, 1968). Cet étage éco-géographique est en effet considéré comme une "éponge" permettant le stockage d'eau et la régulation des flux hydriques vers l'aval. Une large part de l'alimentation en eau des systèmes d'irrigation des versants et des villes du couloir inter-andin dépend effectivement des entrées et du cycle de l'eau dans les hautes terres (Luteyn, 1992). Cette fonction hydrologique revêt dès lors une importance capitale pour l'ensemble de la zone andine. Cependant, Hofstede et al. (1998) remarquent que le fonctionnement hydrologique des páramos est encore méconnu.

- **Fonction agricole**

Les páramos, longtemps milieu marginal de production agricole, sont aujourd'hui pour une part intégrés à l'espace agricole. La croissance démographique d'une part et les différentes réformes agraires d'autre part ont en effet conduit les populations des versants à occuper et utiliser de plus en plus les espaces de hautes altitudes. Ainsi, les páramos doivent assumer une fonction de production alimentaire pour une population de plus en plus nombreuse.

Ces fonctions des páramos sont pour une grande part en compétition. La fonction agricole semble en effet perturber à la fois la fonction écologique en provoquant une disparition d'espèces mais également la fonction hydrologique en transformant le régime d'infiltration et d'érosion de ces zones.

Les sols des páramos : clé du système, mais méconnus

Les deux fonctions agricoles et hydrologiques des páramos et leurs interactions apparaissent largement conditionnées par la nature, la diversité et les propriétés des sols de ce milieu. Or, les sols des páramos, leurs propriétés et leur diversité restent largement méconnus notamment dans le vaste domaine où les páramos se développent sur des matériaux volcaniques. En effet, si Escobedo-Urquizo (1980) a étudié les sols des páramos du Nord-Pérou sur roches non-volcaniques, la diversité et les propriétés des sols des páramos développés sur des substrats volcaniques (Équateur et Colombie) n'ont jamais été étudiés de manière spécifique. La compréhension du fonctionnement actuel mais également les propositions de gestion durable et intégrée de ce milieu, passe par une meilleure connaissance des sols et de leurs propriétés vis à vis de l'eau (Luteyn, 1992). C'est l'ambition même de ce travail que de contribuer à la connaissance des sols des páramos équatoriens en vue de la formulation ultérieure de solutions pour une gestion durable du milieu et de ses fonctions.

Les sols sur pyroclastes des páramos : problématiques scientifiques

Genèse et diversité des sols sur pyroclastes en milieu de haute montagne tropicale

Les sols dérivés de cendres volcaniques ou les “volcanic ash soils” des Anglo-saxons ont été largement étudiés aussi bien en zone tempérée qu'en zone tropicale (Cf. la revue de Shoji et al., 1993). Toutefois, la dynamique de formation de ces sols et leur diversité en milieu de hautes montagnes tropicales demeurent peu connues. Différentes raisons peuvent contribuer à expliquer cette méconnaissance :

- en milieu tropical, les grandes études sur la diversité des sols ont souvent été menées au cours de travaux portant sur l'aptitude agricole des sols. Les milieux de hautes montagnes, marginales pour des productions intensives ont alors été assez largement négligés.
- un très grand nombre de travaux sur les sols tropicaux ont été centré sur les facteurs climatiques de différenciation des sols sur cendres, avec notamment l'étude détaillée de climato-toposéquences. Les autres facteurs de pédogenèse et en particulier le facteur temps, ont été considérablement moins étudiés et ce notamment en raison des difficultés qu'impose ce type d'étude (Hugget, 1998). Il en résulte que la diversité des sols sur pyroclastes au sein d'un milieu climatique homogène est souvent mal prise en considération.

Propriétés physiques des sols sur cendres volcaniques

Les propriétés physiques des sols volcaniques apparaissent tout à fait spécifiques en comparaison de celles des autres types de sols (Nanzyo et al., 1993) : très grande porosité, grande capacité de rétention en eau et effet le plus souvent irréversible du séchage.

Toutefois, toutes ces propriétés ne sont pas rencontrées de la même façon dans tous les sols sur cendres : à l'intérieur d'un même environnement climatique, elles peuvent donc s'exprimer de façon très différente et ces différences peuvent affecter les fonctions des sols de cet environnement particulier.

Objectifs et organisation du mémoire

Dans un tel contexte, à la fois régional et scientifique, nous chercherons i) à étudier les sols sur pyroclastes des páramos d'Équateur afin de mieux comprendre leur diversité puis ii) à étudier leurs propriétés physiques.

Nous nous placerons donc dans une étude déterministe des propriétés des sols des páramos sur pyroclastes en tentant de parcourir la succession classique suivante : Facteurs de formation → Processus → Constituants → Organisation → Propriétés physiques. C'est en effet une telle démarche qui pourra permettre, à terme, de construire un modèle à la fois spatialisé et prédictif, du comportement physique des sols des páramos à l'état naturel et après mises en usages. Chacune des

étapes de ce raisonnement doit en outre nous apporter des informations sur la genèse, les processus et les propriétés des sols volcaniques en milieu de hautes montagnes.

La première partie de ce mémoire est consacrée à la présentation générale du milieu des páramos équatoriens pour préciser les conditions écologiques de la formation des sols.

La deuxième partie a pour objectif de présenter les résultats de nos recherches sur les propriétés, la diversité et la genèse des sols des páramos sur couverture pyroclastique.

Enfin, la troisième partie est centrée sur la description des propriétés physiques les plus marquantes de ces sols et notamment des relations existantes entre ces propriétés et leurs constituants dominants.

Première partie

**LES PÁRAMOS D'ÉQUATEUR :
PRÉSENTATION GÉNÉRALE**

CHAPITRE 1

Définition du terme páramo et localisation

1.1. Le problème de la définition du terme páramo

Comme beaucoup de termes géographiques, l'appellation páramo souffre de l'absence d'une définition précise et acceptée unanimement. Aussi, avant de décrire les particularités de ce milieu, il convient de définir ce que nous entendons exactement par ce terme.

L'utilisation du vocable páramo remonte à l'arrivée des Espagnols dans les Andes. Pour les premiers Conquistadores, les hautes terres froides et désolées des Andes centrales évoquaient les paysages froids et désertiques de l'Espagne centrale, appelés páramos. On désigne depuis, sous ce nom, l'espace situé entre la forêt andine naturelle (ou actuellement zone principale de culture des versants) et les neiges permanentes. Cette définition est fort ancienne puisque déjà retenue par La Condamine en 1751 : "*... plus bas encore, dans une zone de quelques 300 toises de hauteur, le terrain est ordinairement couvert par une forte graminée ouverte qui mesure jusqu'à 1 pied et demi à deux pieds de hauteur et que l'on nomme "uchuc" dans la langue Inca. Cette espèce de paille est la caractéristique propre qui distingue les montagnes que les Espagnols appellent páramos. Ils ne donnent en effet ce nom, au moins en Amérique du sud, qu'aux terres incultes trop hautes pour que les forêts puissent y croître et où la pluie ne tombe que sous forme de neige, bien qu'elle fonde immédiatement au contact du sol.*" (La Condamine, 1751)

En fonction des conditions climatiques régionales et/ou locales, les limites altitudinales inférieures de cet ensemble varient sensiblement : de 3000 m au Venezuela jusqu'à 3800 m en Équateur. Au sein même de l'Équateur, Winckell et Zebrowski (1997) ont parfaitement montré les variations d'altitude d'apparition des páramos : depuis 3600 m pour les páramos septentrionaux, jusqu'à moins de 3200 m pour les páramos méridionaux.

Cette définition altitudinale entre deux ensembles clairement distincts, forêt et neige, est unanimement reconnue. Pour tous les auteurs qui s'y réfèrent, le páramo correspond donc à un étage sub-alpin des Andes. À l'inverse, il n'y a aucun consensus au sujet des limites de son extension géographique.

Deux conceptions extrêmes s'opposent : pour l'essentiel des auteurs colombiens (cf. par exemple Faivre, 1988), le terme páramo est directement lié à la présence de rosettes géantes du genre *esveltia*. Les zones d'altitude, dépourvues de cette végétation, ne sauraient, pour ces auteurs, recevoir le nom de páramo, et doivent être plutôt considérées comme des "punas". À l'opposé, d'autres chercheurs (essentiellement péruvien cf. Escobedo Urquizo, 1980) emploient ce terme pour désigner globalement "l'étage sous-alpin des Andes". Dans le premier cas, la limite sud du domaine des páramos se situe à 2° de latitude Nord, alors que dans le second, ce domaine se poursuit jusqu'aux Andes du Chili. Cette dernière définition conduit donc à l'utilisation du terme páramo comme un simple synonyme des "terres gelées" d'Humboldt (1811). Le domaine des páramos est alors très large mais la spécificité de ce terme est réduite.¹

La définition moyenne, située entre ces deux conceptions, est d'établir une distinction nette entre les "páramo-Andes" et les "puna-Andes" selon les régimes pluviométriques : la précipitation est importante tout au long de l'année pour les páramos alors qu'elle est saisonnière avec une saison sèche marquée pour les punas (Troll, 1968 ; Cuatrecasas, 1968). C'est sur cette base que Troll (1968) a établi le schéma suivant qui permet de préciser la limite méridionale des páramos (figure I.1).

¹ Le lecteur intéressé par le problème de la définition du terme páramo et de ses limites géographiques pourra se reporter aux deux forums électroniques qui se sont déroulés sur le thème des páramos et qui rendent largement compte de ce débat (Cf : <http://www.condesan.org/páramos>)

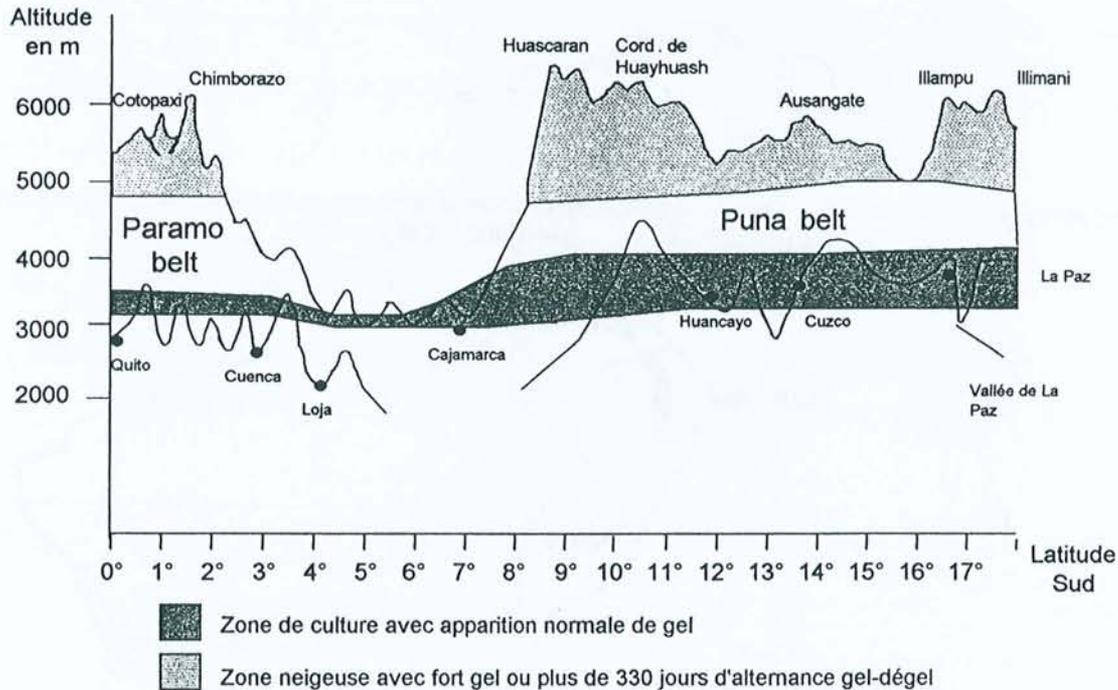


Figure I.1 - Zonation verticale des climats froids dans les Andes inter-tropicales et distinction du domaine des páramos et des punas (Troll, 1968).

Ces différentes définitions ne se fondent donc pas sur les mêmes éléments : la conception colombienne est basée sur une définition botanique, la péruvienne sur une définition géographique, et la conception intermédiaire sur une définition climatique.

Dans le cadre de notre travail, sur les sols des páramos équatoriens, nous devons prendre en considération tous les éléments susceptibles de rendre cet ensemble pédologiquement homogène. Ainsi, notre définition se doit d'être une définition éco-géographique dans son acception la plus complète. Dans ce sens, nous accorderons une priorité aux éléments climatiques et rejoindrons donc la définition de Troll, (1968). Cette définition nous conduit à considérer le páramo comme un écosystème régi par des relations similaires entre les climats, les sols, la flore et la faune établissent des relations communes (Van der Hammen et Cleef, 1986). L'originalité de ce milieu est alors telle que l'on peut le considérer comme unique à l'échelle de la planète. Seule la ceinture afro-alpine des grands volcans de l'Est Africain possède suffisamment de points communs avec les páramos andins pour avoir suscité quelques essais de comparaison (Hedberg, 1992).

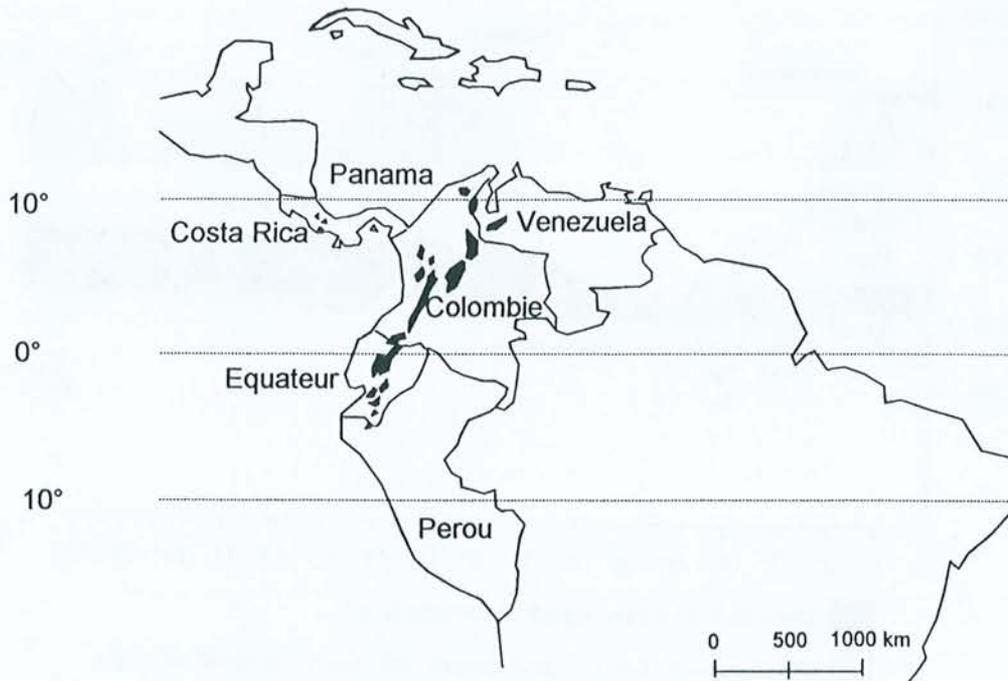


Figure I.2 - Distribution des páramos en Amérique du Sud

En suivant la définition éco-climatique choisie, le domaine des páramos s'étend depuis 11° de latitude nord (Costa Rica) jusqu'à 5° de latitude sud (Pérou) (Luteyn, 1992). Cependant, il n'occupe de vastes étendues qu'en Colombie et en Équateur (Figure I.2)

1.2. Les páramos d'Équateur : cadre général

1.2.1. Physiographie générale du massif andin au niveau de l'Équateur

Le massif andin au niveau de l'Équateur est constitué de deux cordillères orientées nord-sud sub-parallèles et distantes en moyenne de 40 km. Le vaste graben entre ces deux chaînes (la vallée interandine) est fréquemment interrompu par des cols reliant les deux cordillères principales et qui prennent localement le nom de " nudos " (nœuds). Les deux cordillères occidentales et orientales se rejoignent approximativement à 4° de latitude sud pour former une chaîne unique (la cordillère australe) qui se prolonge jusqu'au Pérou (Figure I.3).



Figure I.3 - Cartographie générale de l'Équateur

1.2.2. Distribution des páramos en Équateur

La distribution des páramos est intimement liée à cette morphologie générale des Andes. La figure I.4 présente la distribution générale du relief et la localisation des páramos équatoriens.

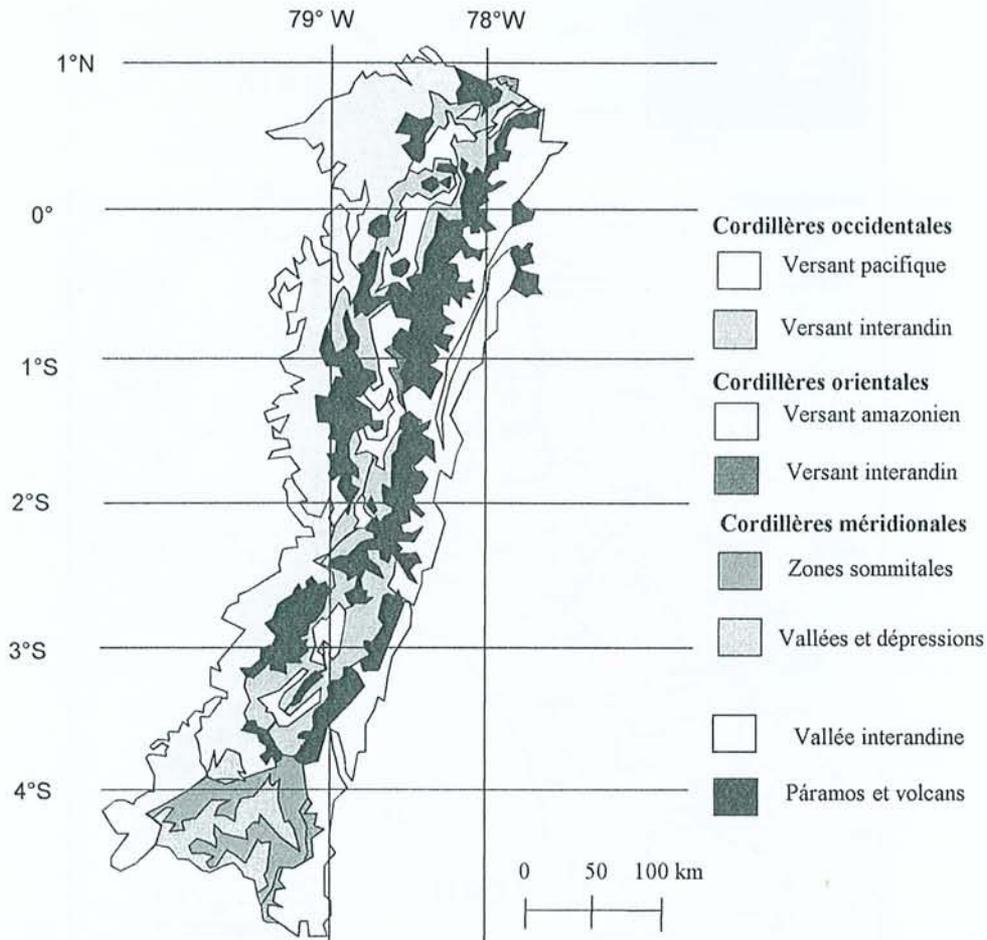


Figure I.4 - Structure du relief et localisation des páramos en Équateur (d'après Winckell et Zebrowski, 1997)

Les páramos s'étendent du nord au sud en suivant l'axe principal de la cordillère andine (Acosta-Solis, 1984). Quand celle-ci comprend de vastes étendues d'altitude entre les plus hauts sommets, le páramo couvre de longues unités étroites et fines sur chacune des cordillères orientales et occidentales. Le páramo constitue alors souvent le milieu sommital entre les versants occidentaux et orientaux des cordillères. Quand les deux chaînes sont découpées de vallées perpendiculaires ou abaissées en altitude, les páramos n'occupent que les espaces restreints autour des volcans les plus hauts. Enfin, certains des plus hauts cols qui relient les deux cordillères appartiennent au domaine éco-géographique des páramos. Autour de 4° de latitude sud, la structure du relief en deux chaînes disparaît et les páramos n'occupent plus que les quelques espaces limités des plus hautes altitudes (Acosta-Solis, 1984 ; 1985). Globalement, les páramos occupent en Équateur une surface de quelques 25 000 km² (INEFAN, 1996) soit 9 % de la surface du pays.

CHAPITRE 2

Le climat des páramos

2.1. Un climat équatorial de haute altitude

Le climat général régnant sur les páramos d'Équateur trouve sa spécificité dans la combinaison de la position équatoriale du pays et des effets d'altitude propre au milieu (Johnson, 1976). Faivre (1988) a donné une bonne esquisse des particularités des climats de montagne du nord des Andes. De la position équatoriale provient l'influence des mouvements de la convergence intertropicale sur le régime pluviométrique et la régularité annuelle des températures. L'aspect montagnard apporte quant à lui, outre un classique étagement thermique, de fortes variations des pluviométries à grande échelle engendrées par le rôle perturbateur des Andes sur le déplacement des masses d'air (Faivre, 1988 ; Pourrut, 1995).

Il résulte de cette combinaison une succession de climats locaux fortement liés à l'altitude et à la topographie. Outre la complexité naturelle des régimes climatiques des hautes Andes, la difficulté majeure pour préciser les climats provient du nombre de stations de mesure extrêmement limité. Sur l'ensemble des stations climatiques équatoriennes qui possèdent un jeu de données important et dont l'inventaire a été fait par Pourrut (1995), on ne compte que 25 stations à plus de 3500 mètres d'altitude.

La complexité et les lacunes des stations de mesure nous conduisent à reprendre la remarque de Faivre (1988) : «Lors des études écologiques il est difficile, voire impossible d'obtenir des relevés climatologiques traduisant la réalité de tous les sites étudiés ».

On ne peut donc qu'essayer de dégager les traits principaux des conditions climatiques régnant sur les páramos.

2.2. Température

Les températures sont marquées par une remarquable régularité annuelle puisque les variations des températures moyennes ne dépassent que très rarement 2°C. Cette régularité est totalement indépendante de l'altitude et imprime une marque climatique spécifiquement équatoriale à l'ensemble des páramos. À l'inverse, les variations journalières sont très importantes avec des fluctuations comprises entre plus de 25°C et moins de 0°C (Luteyn, 1992). Ces fluctuations journalières atteignent leur paroxysme avec un différentiel jour/nuit, mais il existe également de fortes variations diurnes. Ces variations de température ont été résumées, par certains auteurs, par la formule suivante : "le climat des páramos c'est l'été tous les jours et l'hiver toutes les nuits" (Hedberg, 1992). Cependant, la température du sol varie infiniment moins et Faivre (1988) a noté que les températures à 30 cm de profondeur demeureraient quasiment constantes au cours d'une journée.

De nombreux chercheurs (Johnson, 1976 ; Faivre, 1988 ; Pourrut, 1995) ont montré l'existence d'une relation de régression quasiment parfaite entre la température moyenne annuelle et l'altitude. Cet étagement thermique est tout à fait classique dans les zones de montagne. La pente de la droite de régression altitude *versus* température proposée par les différents auteurs, varie peu : de 6 à 6,8° pour 1000 mètres. La valeur moyenne de 6,5°C choisie par Johnson (1976) apparaît la plus raisonnable. La température moyenne de 13°C à Quito (2800 mètres d'altitude) constitue par ailleurs une bonne valeur repère. Le tableau I.1 présente les températures moyennes annuelles de l'air attendues aux différentes altitudes couvrant les páramos Équatoriens.

Tableau I.1 - Variation de la température moyenne annuelle de l'air avec l'altitude

Altitude (m)	2800	3000	3200	3400	3600	3800	4000	4200	4400
Température (°C)	13	11,7	10,4	9,1	7,8	6,5	5,2	3,9	2,6

Les páramos constituent donc un milieu froid avec des températures moyennes annuelles de l'air inférieures à 8°C pour l'essentiel de leur superficie. Les variations altitudinales de la limite inférieure du páramo, depuis le nord de l'Équateur jusqu'au sud, observées notamment par Winckell et Zebrowski (1997) (cf. supra), suggèrent l'existence d'un gradient thermique caractérisé par la décroissance de la température moyenne selon un axe nord-sud. Cependant, cette hypothèse n'est pas

corroborée par les mesures effectuées qui montrent une relative stabilité de la régression établie ci-dessus pour l'ensemble du pays et ce jusqu'à 15° de latitude Sud au Pérou (Johnson, 1976).

2.3. Pluviométrie

2.3.1. Les précipitations : influence de la topographie

La pluviométrie moyenne annuelle dans les páramos varie considérablement selon les sites. Luteyen (1992) note une gamme s'étalant de 500 mm à plus de 3000 mm. La topographie semble être un des facteurs clefs expliquant l'étendue de ces variations. Comme l'a très bien noté Faivre (1988), le massif andin perturbe le déplacement des flux pour deux raisons majeures.

- Il s'oppose, comme obstacle presque perpendiculaire, aux vents chargés d'humidité provenant d'est et d'ouest. Ainsi les versants et páramos extérieurs à la vallée interandine, situés en position « au vent », sont caractérisés par une accumulation de masses d'air humide. Les pluviométries annuelles sont alors très élevées et souvent supérieures à 2000 mm. À l'inverse, les zones internes surplombant la vallée andine se trouvent partiellement en position d'abri par rapport aux vents dominants. Ces effets d'abris trouvent leur paroxysme autour des grands volcans. Les versants occidentaux des volcans Antizana et Cayambe sont par exemple marqués par la faiblesse des précipitations (autour de 500 mm de pluie annuelle).
- Il provoque une redistribution des masses d'air par des phénomènes de convection au niveau de la vallée interandine. Ce phénomène convectif est classique dans toutes les régions du monde. L'air est chauffé dans la vallée interandine (d'altitude relativement basse) et s'élève progressivement le long des versants où le refroidissement provoque des phénomènes de condensation qui engendrent l'apparition d'une nébulosité et de pluies locales, notamment dans l'étage des páramos.

L'ensemble de ces deux phénomènes conduira à la formation d'une multitude de climats locaux. Il n'existe ainsi pas de relations applicables en tous lieux entre pluviométrie et altitude. Sur chaque versant, cette distribution altitudinale des pluies est spécifique. Cependant, le maximum pluviométrique semble se situer, à peu près partout, à une altitude intermédiaire des versants andins c'est à dire vers 2800-3200 mètres (Pourrut, 1995). Il y aurait donc, pour la plupart des páramos, une réduction de la pluviométrie par rapport aux versants.

2.3.2. Précipitations moyennes et régime pluviométrique

Les quelques mesures dont nous disposons sur des stations d'altitude permettent de considérer les pluviométries dans les páramos équatoriens comme s'échelonnant entre 1000 et 2600 mm de pluie annuelle (INEFAN, 1996). Ces valeurs doivent toutefois être considérées avec prudence. En effet, une

importante partie des précipitations reçues par les páramos est apportée par des précipitations occultes (rosée, brouillard, grêle) qui sont mal estimées par les dispositifs classiques de mesure. Les valeurs moyennes annuelles sous-estiment donc les pluviométries réelles (Sturm, 1995). Les páramos d'Équateur sont donc à quelques exceptions près (les zones sous le vent des volcans) des milieux humides.

Un autre fait expliquant le maintien de conditions humides en permanence réside dans la forte nébulosité constatée dans la plupart des páramos. Les valeurs d'insolation annuelle ne dépassent que rarement les 1000 heures par an (Winckell et Zebrowski, 1997). Par ailleurs, l'humidité relative de l'air est toujours supérieure à 80% (INEFAN, 1996). L'évapotranspiration potentielle (ETP) est très mal connue dans les páramos. Cependant, Huntel (1997) estime l'ETP annuelle comme de l'ordre de 600 mm entre 3000 et 4000 m d'altitude. Cette valeur constitue un ordre de grandeur de référence mais il convient de noter que cette estimation est basée sur les résultats d'un nombre de stations très réduit (9 stations entre ces deux altitudes).

La distribution annuelle des pluies est sous la dépendance des mouvements de la convergence intertropicale (CIT) qui provoquent l'apparition de deux saisons sèches de juin à août et de décembre à janvier. Ce régime pluviométrique est spécifique de la zone tropicale et marque donc également les páramos. Néanmoins, les phénomènes convectifs mentionnés ci-dessus tendent à augmenter en importance pendant les périodes anticycloniques ce qui permet de maintenir une atmosphère humide dans les hautes terres des páramos et ce même pendant la saison la plus sèche. L'origine septentrionale de la CIT provoque un gradient pluviométrique Nord-Sud pour la sierra équatorienne. Les saisons sèches sont ainsi d'autant plus marquées que l'on se trouve au nord du pays.

On constate ainsi l'existence des trois éléments géographiques fondamentaux qui constituent, en se combinant, autant de gradients pluviométriques :

- La nature du versant avec des pluviométries plus importantes sur les faces extérieures des cordillères que sur les faces intérieures surplombant les vallées andines,
- La position latitudinale qui influera sur l'ampleur de la saison sèche,
- la position géographique sur le versant (ampleur de l'effet de fœhn) et par rapport aux plus hauts sommets qui peuvent constituer des barrières climatiques (effet au vent/sous le vent) .

2.3.3. Morphologie des pluies

Si pour la compréhension des conditions climatiques globales, ces quelques traits principaux sur les pluviométries peuvent suffire, il n'en va pas de même en ce qui concerne les phénomènes de dégradation des páramos, notamment par érosion hydrique. Dans ce cadre, nous devons posséder des

informations beaucoup plus précises quant à la typologie des pluies, leur fréquence et les intensités maximales de celles-ci.

Ne disposant pas d'informations suffisantes pour pouvoir réaliser une telle étude en divers lieux, nous n'utiliserons ici que les données d'un pluviographe situé sur les versants du Pichincha à 4000 m d'altitude et qui a été installé et étudié par le programme SISHILAD. Nous disposons du relevé de deux années de mesure d'octobre 1995 à octobre 1997. Pendant cette période, pas moins de 4284 événements pluviométriques ont été mesurés. Parmi ceux-ci, nous éliminerons les événements n'ayant provoqué que des lames d'eau inférieures à 5 mm, pour ne finalement retenir que les 215 événements pluviométriques les plus importants (lames d'eau > 5 mm).

La figure I.5 présente quelques histogrammes de fréquence des paramètres caractéristiques décrivant ces pluies :

- la durée des événements pluviométriques
- Le volume de la lame d'eau de chaque pluie
- L'intensité maximale enregistrée en 5 minutes
- L'intensité maximale enregistrée en 30 minutes (IM30)

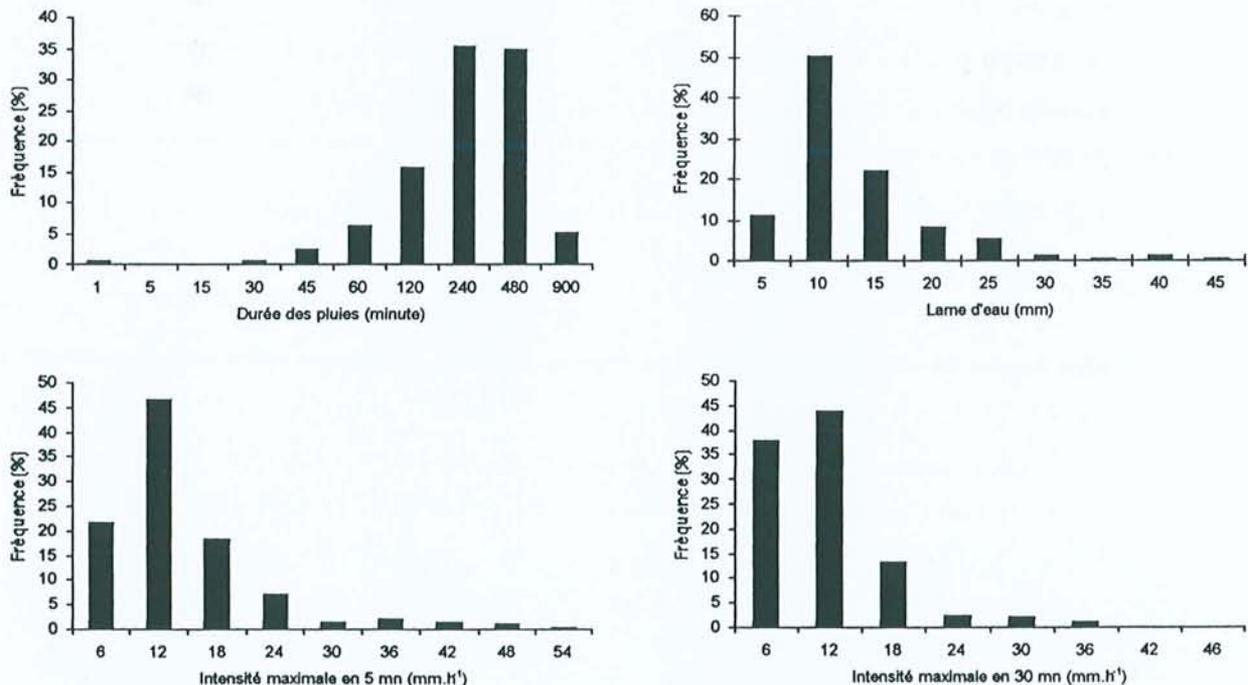


Figure I.5 - Histogrammes de fréquence des paramètres caractéristiques des 215 événements pluviométriques les plus importants mesurés sur le páramo du Pichincha entre octobre 1995 et octobre 1997.

On constate que la plupart des pluies durent longtemps : plus de 2 heures pour 75% d'entre elles. Parallèlement, les lames d'eau de pluie sont d'assez faible ampleur : moins de 15% des pluies ont généré des lames d'eau supérieures à 20 mm. La combinaison de ces longues durées et de ces faibles volumes d'eau totale résulte de pluies de faible intensité : toujours inférieure à 60 mm.h^{-1} et à 40 mm.h^{-1} en 5 minutes et 30 minutes respectivement. La plupart des pluies possèdent des maximums d'intensité de l'ordre de 20 mm.h^{-1} en 5 minutes et de l'ordre de 10 mm.h^{-1} en 30 minutes.

Bien que limités à un seul site et basés sur une période de mesure courte, ces résultats doivent être pris en compte car ils concernent directement l'érosivité des pluies régnantes sur les páramos. L'examen de ces données met donc en évidence le fait que les précipitations sont constituées de pluies fines et longues, caractérisées par une érosivité très faible. Néanmoins, la variabilité temporelle et spatiale des averses est telle en milieu andin (Bouvier et al., 1999) que ces quelques données ne sauraient être considérées autrement que comme une première approximation de la typologie des pluies dans les páramos.

CHAPITRE 3

La couverture végétale

3.1. Généralités

La végétation des páramos, écosystème de haute altitude, se caractérise par des adaptations aux conditions extrêmes qui y prévalent : basse pression atmosphérique, intense radiation ultraviolette, brusque changement de l'insolation et fortes variations des températures diurnes-nocturnes. Par ailleurs, comme dans le cas des plantes de tourbières (Gobat et al., 1998), les plantes des páramos possèdent toute une série d'adaptations morphologiques contre la sécheresse (Luteyn, 1992) : plantes basses (contre l'effet desséchant du vent), feuilles épaisses, petites, coriaces et pubescentes. Il peut paraître paradoxal que dans un milieu très humide comme les páramos, l'eau puisse être un facteur limitant, néanmoins deux facteurs contribuent à expliquer cela : les très fortes pressions osmotiques de l'eau dans le sol et les faibles températures de cette eau. Les mesures d'adaptation des plantes aux conditions du milieu contribuent à un très haut degré d'endémisme des espèces (60% pour Luteyn, 1992).

Escobedo-Urquizo (1980) a estimé les apports de matière organique fraîche dans les sols des páramos comme de l'ordre de 6 à 13 T/ha/an. Cet apport proviendrait majoritairement de la biomasse racinaire. Ce caractère racinaire des apports est propre à imprimer des caractères spécifiques aux matières organiques des sols des páramos, comme cela a été observé dans d'autres formations végétales dominées par des graminées (steppes et prairies alpines).

Par ailleurs, la vitesse de régénération de l'écosystème est très faible. Farwerda (1987) a estimé à 70 ans le temps nécessaire à la régénération d'un páramo herbacé après une culture de pomme de terre.

3.2. Étagement des végétations

Les conditions climatiques (notamment la température) variant avec l'altitude, les associations végétales des páramos diffèrent selon un gradient altitudinal. Cuatrecasas (1968) a proposé de diviser le páramo en trois zones altitudinales : le sub-páramo, le páramo herbacé (grass páramo ou páramo proprement dit) et le super páramo. Cet étagement interne à l'intérieur de l'étage des páramos est aujourd'hui utilisé par la plupart des auteurs (Acosta-Solis, 1984 ; Luteyn, 1992). La figure I.6 présente l'étagement général des différents milieux à la latitude de Quito.

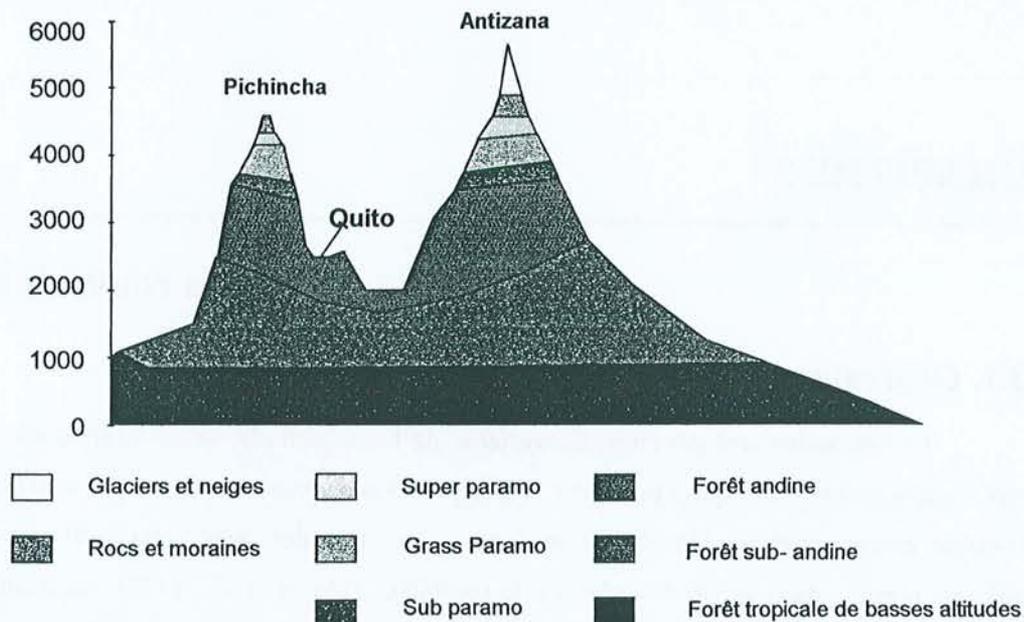


Figure I.6 - Etagement actuel à la latitude de Quito (d'après Van der Hammen et Cleef, 1986)

- Sub-páramo

Il s'agit de l'espace de transition entre la forêt andine et le páramo proprement dit. Cette zone s'étend de 3000 à 3500 m d'altitude et présente une mosaïque d'îlots forestiers et de páramos herbacés avec quelques arbustes et arbres disséminés (Luteyn, 1992 ; Hofstede et al., 1998)

- Super- páramo

Le super-páramo est, à l'inverse, l'espace des plus hautes altitudes compris entre le páramo herbacé et la limite des neiges (entre 4100 et 4800 mètres d'altitude en Équateur). La végétation y est rare et l'on n'y rencontre que quelques plantes dispersées (*Senecium*, *Lupinus*...) supportant les températures nocturnes extrêmement basses et les fortes radiations diurnes qui prévalent à ces altitudes. Ce milieu n'est naturellement rencontré qu'autour des plus hauts sommets et présente donc un caractère insulaire marqué.

- Grass páramo ou páramo proprement dit

Le páramo herbacé constitue le páramo type avec une dominante de graminées en touffes.

3.3. Les associations végétales du páramo herbacé

La végétation qui recouvre le páramo herbacé peut être divisée en deux catégories. D'une part, les plantes ubiquistes que l'on retrouve dans tous les types de páramos et d'autre part les plantes associées à des conditions particulières. Les premières sont essentiellement des graminées en touffes (Tussock grass layer) du genre *Festuca sp.*, *Stipa sp.*, *Calamagrostis sp.*, *Agrostis sp.*, associées à une végétation de plantes courtes et rasantes principalement des Rosaceae et des Blechnaceae (INEFAN, 1996). Ces associations végétales recouvrent, dans la plupart des cas, 100% de la surface du sol (Photographie A de la planche I).

Le second type est constitué notamment des rosettes géantes (localement dénommé *frailejones*), Asteraceae du genre *Espeltia* qui n'ont été observées que dans les páramos très humides de Colombie et du nord de l'Équateur (páramo d'El Angel : photographie B de la planche photographique I). Par ailleurs, dans les zones de bas fonds, la présence de formations végétales en coussin (cushion like formation) du type *Azorella pedunculata* est généralisée (INEFAN, 1996) (Photographie D de la planche I). Enfin très localement, et notamment dans les zones humides et encaissées le long des cours d'eau, on observe la présence de quelques arbustes xérophytes (*Chuquiragua jussieui*) et parfois même de formations arbustives composées presque essentiellement de *Polylepsis*.

La figure I.7 ci-dessous présente le faciès le plus commun de ces différentes catégories :

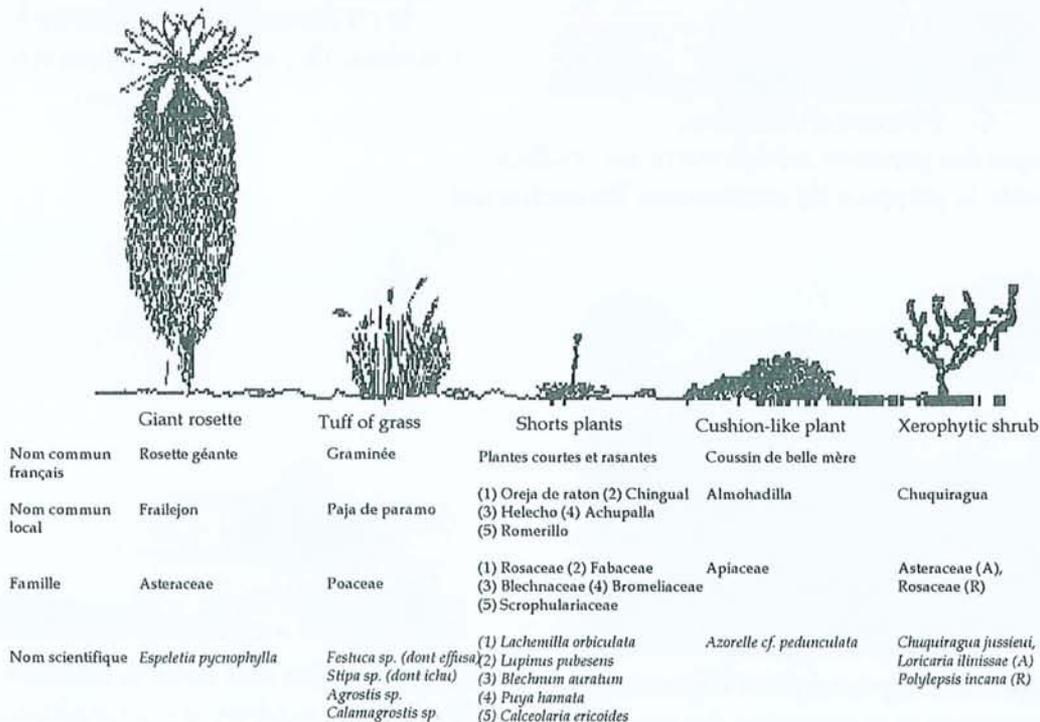
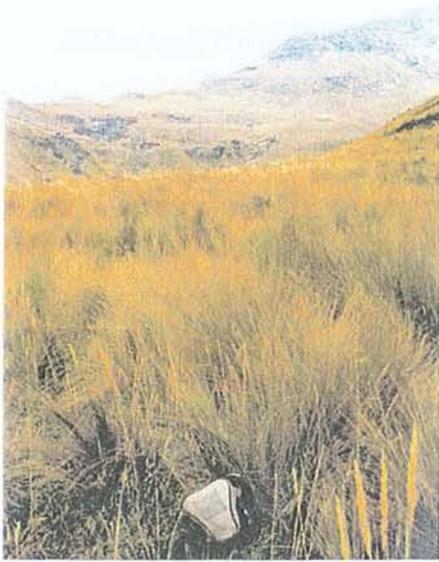


Figure I.7 - Principales catégories de végétaux des páramos

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE I



A : Páramo du Pichincha,
caractéristique des páramos équatoriens
à *Stipa Ichu* ; noter la qualité du couvert végétal naturel.



B : Páramo d'El Angel,
caractéristique des páramos septentrionaux
à *espeletia* (Frailejones).



C : Páramo d'Azogues,
caractéristique des páramos méridionaux sur cendres
volcaniques ; noter la présence de nombreuses Bromeliaceae.



D : Végétation des zones de bas-fonds,
« cushion like formation » dominée par *Azorella
pedunculata*.



E : Surpâturage dans le páramo du Chimborazo ;
noter la fragmentation et la réduction des touffes et
l'absence de couvert inter-touffes.



F : Mise à nu des sols dans le páramo de l'Antizana,
dégradation extrême après surpâturage ; noter la
succession de matériaux pyroclastiques.

3.4. Une végétation climacique ?

Il existe un vif débat sur le caractère naturel de ces associations végétales. Pour certains auteurs, notamment Van der Hammen et Cleef (1986), une part importante du páramo herbacé est d'origine anthropogénique. La destruction de la forêt andine, pour fournir des terres labourables et des pâturages, ainsi que les feux réguliers, auraient i) abaissé la limite inférieure du páramo et ii) augmenté considérablement l'ampleur de l'étage des páramos proprement dit. Laegaard (1992) suggère que la végétation actuelle du páramo et de ses différents étages internes correspond à des végétations à différentes étapes de régénération. Pour cet auteur, de larges zones du páramo actuel étaient couvertes dans un passé récent (< 5000 ans) par des forêts de *Polylepis*. La couverture herbacée serait donc pour une grande part un produit des activités humaines (Hofstede et al., 1998). Ce point de vue semble corroboré par des études locales qui montrent une augmentation de la surface du páramo sous l'effet de la pression humaine et ce, aux dépens des reliques de la forêt inter-andine (Stern, 1995).

Si ces travaux ont montré la limite à accorder au caractère purement naturel de cet étage écogéographique, il s'agit cependant de remarquer que l'existence d'un étage à herbacées dominantes est un trait commun de tous les milieux de montagne et que la pression anthropique ne saurait être considérée comme seule responsable de sa formation. Par ailleurs, une grande part des variations dans le temps des limites altitudinales et des compositions floristiques des páramos (qui servent souvent d'arguments pour démontrer l'impact des activités humaines) trouve en fait son origine dans des variations climatiques naturelles (Winckell et Zebrowski, 1997).

CHAPITRE 4

Géologie et géomorphologie

4.1. La formation des Andes équatoriennes

La base des cordillères occidentale et australe est formée principalement de roches volcaniques datant du Crétacé jusqu'au Paléocène. Ces roches ont des compositions chimiques d'andésite avec de grands batholites de granodiorites, diorites et gabbro tertiaire (Hörmann et Pichler, 1982). À l'inverse la base de la cordillère orientale se compose de roches métamorphiques anciennes datant du Paléozoïque jusqu'au Jurassique (schiste, gneiss mais aussi quartzite).

Cette base structurale s'est trouvée bouleversée par la subduction des Andes. Lips (1998) donne un bon résumé de la genèse de la sierra équatorienne. L'orogénèse andine a débuté à l'Oligocène. Le développement de l'arc volcanique continental est le produit de la rencontre de deux plaques tectoniques : la plaque sud-américaine et la plaque océanique de Nazca qui passe sous la première. Depuis cette période et jusqu'à l'époque contemporaine, la géologie des Andes équatoriennes et la géomorphologie générale du milieu sont dominées par les produits de l'activité volcanique.

4.2. Les formations Pisayambo et Tarqui du tertiaire récent (Pliocène)

Les formations superficielles de la sierra équatorienne proviennent pour l'essentiel de deux formations ayant débuté au cours du Pliocène (4-6 Ma) : les formations Pisayambo et Tarqui, à peu près contemporaines. La formation Tarqui a essentiellement marqué le sud du pays depuis la région de Saraguro jusqu'à Azogues. Elle se caractérise par des flux de laves et de pyroclastes de composition acide (andésitique à dacitique). Ce sont ces laves qui affleurent dans les páramos méridionaux d'Azogues et de Cuenca. Dans le nord du pays, c'est la formation Pisayambo de composition plus basique (andésite à andésite basaltique), qui a recouvert le paysage et qui affleure sur les crêtes des deux cordillères. L'origine des produits volcaniques de ces deux formations est difficile à préciser puisque les anciens centres d'émission sont pour la plupart masqués par les volcans actuels.

4.3. Le volcanisme Quaternaire récent : Pléistocène récent (< 200 000 ans) et Holocène

4.3.1. Extension des dépôts quaternaires

Sur de très vastes zones de la sierra, depuis la frontière colombienne jusqu'à la latitude de la ville de Cuenca, les produits volcaniques des phases Tarqui et Pisayambo ont été recouverts par les produits de la troisième grande phase du volcanisme équatorien. Cette phase d'activité s'étend depuis le pléistocène récent jusqu'à l'holocène actuel. L'extension des dépôts des produits volcaniques de cette phase conditionne l'occurrence des páramos sur pyroclastes (au nord de Cuenca) et des páramos du sud équatorien qui sont dépourvus de pyroclastes quaternaires (Figure I.8).

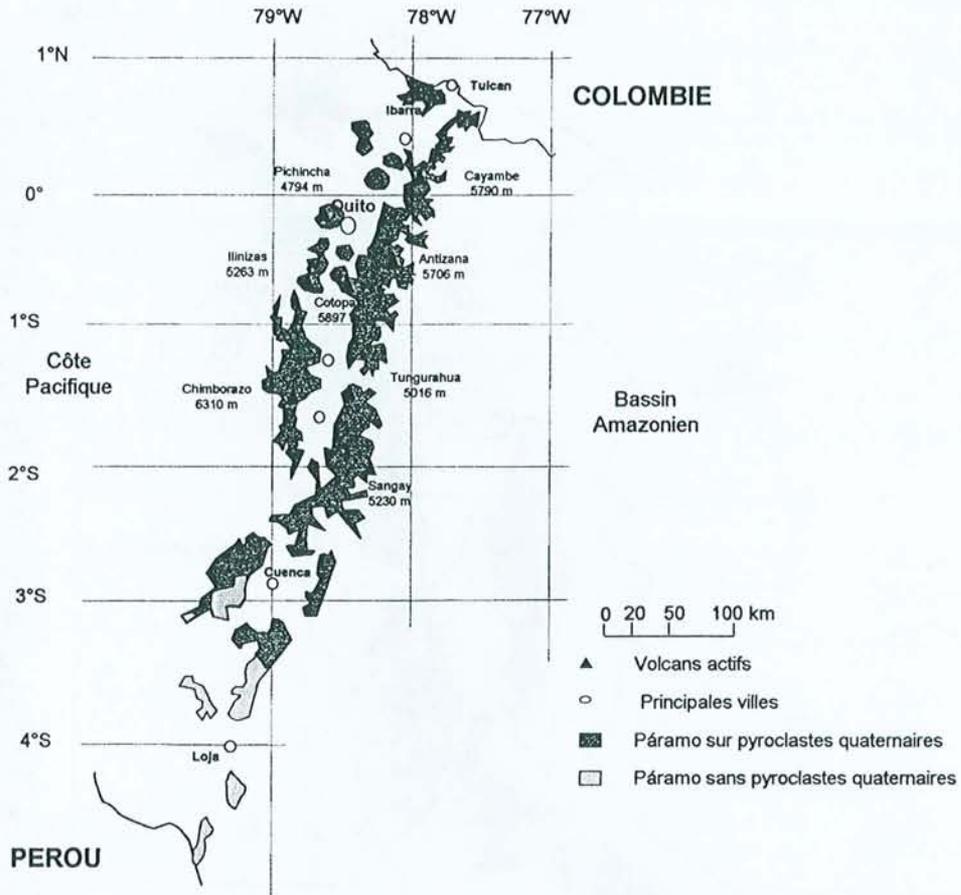


Figure I.8 - Localisation des páramos équatoriens soumis et non soumis aux dépôts pyroclastiques quaternaires (d'après Winckell et al., 1991a)

Cette phase ultime correspond à l'activité maximale des Andes septentrionales et se caractérise par la formation en Équateur des 35 stratovolcans principaux, visibles sur la figure I.9, parmi lesquels 11 ont eu une activité reconnue à l'holocène.

Ces volcancs se distribuent en quatre files semi parallèles, sur la cordillère occidentale, dans la vallée interandine elle-même, sur la cordillère orientale et sur les piedmonts amazoniens. Sur ces axes nord-sud, la position des volcancs est gouvernée par la présence de failles et fractures orientées NE-SO.

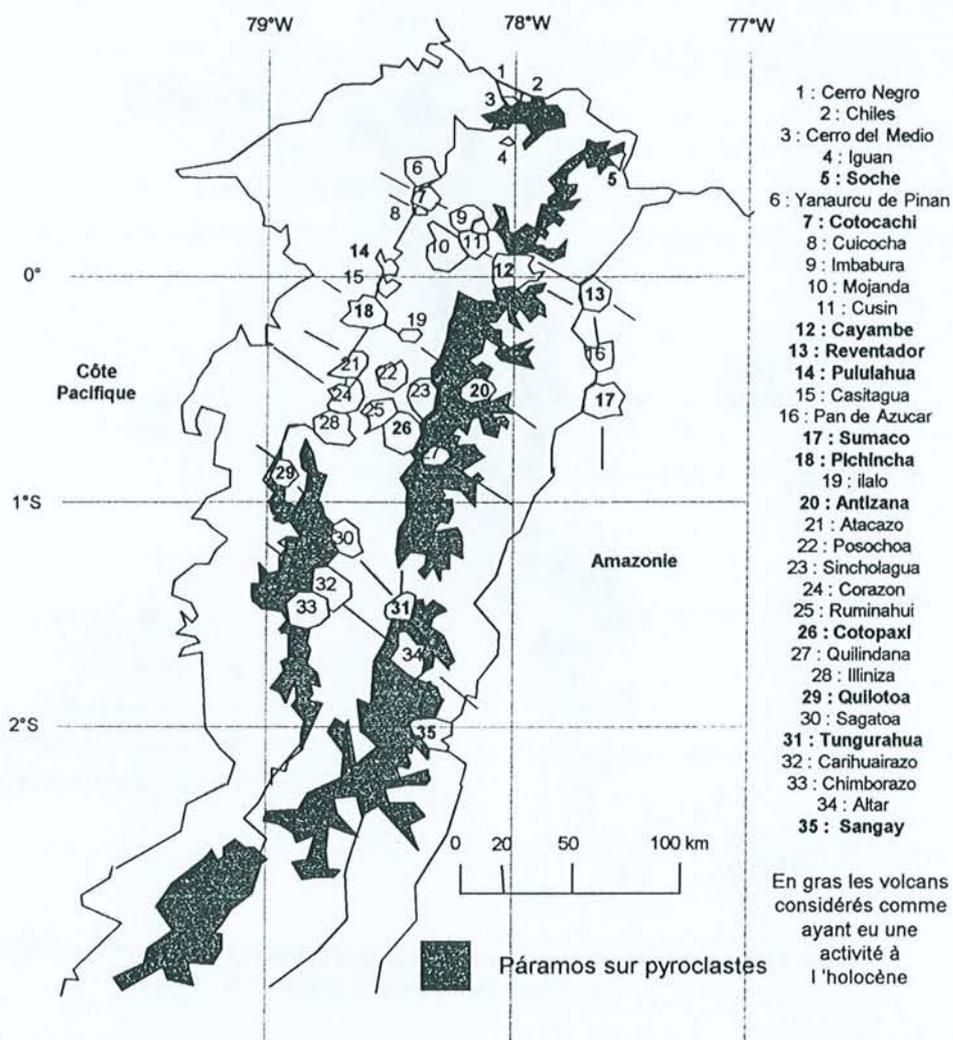


Figure I.9 - Localisation des centres d'émissions volcaniques d'Équateur et délimitations des páramos sur pyroclastes (d'après Winckell et al. 1991a)

4.3.2. Deux grandes générations de dépôts

Deux générations de dépôts quaternaires ont été mises en évidence par Winckell et al, (1991b). La première, qui prend le nom de cendres anciennes, est antérieure et contemporaine du dernier âge glaciaire soit d'un âge supérieur à 10 000 ans B.P. (+/-2000). La présence de ces pyroclastes sur les páramos est exceptionnelle puisque l'activité glaciaire a généralement éliminé les produits de cette première génération. On observe toutefois, très localement, au niveau des páramos de la ville d'Azogues au sud du pays, quelques poches de ces pyroclastes en discordance avec le relief actuel. Ces produits pyroclastiques ante-glaciaire ont par contre massivement couvert les versants des cordillères et rempli le fond de la vallée interandine. Dans ces zones basses, certains de ces dépôts ont subi un processus d'induration leur conférant un aspect général de tuf (Winckell et Zebrowski, 1992). Cette formation sur cendres anciennes, qui prend localement le nom de *cangahua* (équivalent des

termes *tepetates* et *talpetates* d'Amérique centrale), a été abondamment étudié ces dernières années (Quantin et Zebrowski, 1997).

La deuxième génération de pyroclastes est postérieure à la dernière grande retouche glaciaire du paysage. Ce sont les produits de cette génération récente (holocénique) de l'activité volcanique qui recouvrent uniformément les zones de hautes altitudes des páramos et presque toujours en concordance avec le relief actuel. Winckell et al., (1991b) ont proposé une tentative de reconstitution globale de l'activité volcanique holocénique à partir de la chronologie comparée des éruptions des volcans. Ces auteurs notent que la reprise de l'activité volcanique post-glaciaire s'est produite de 12000 à 8000 ans B.P. et n'a été clairement associée qu'avec les seuls volcans Pichincha et Cotopaxi. Par la suite, une deuxième phase située entre 4 500 et 2 000 ans B.P. aurait vu une activité magmatique généralisée, avec un paroxysme entre 2600 et 2000 ans B.P. Enfin, une troisième phase localisée aux volcans du nord (principalement le Pichincha) aurait eu lieu il y a 1600 ans B.P.

4.3.3. Composition chimique des produits volcaniques

La composition chimique et minéralogique des produits de ces volcans est globalement de type dacitique-andésitique (Barberi et al, 1988). Cependant, différents auteurs (Sauer, 1965 ; Colmet-Daage et al., 1967 ; Barberi et al., 1988 ; Winckell et al., 1991b) ont noté des variations longitudinales du chimisme et de la minéralogie. Il y a une opposition entre les volcans occidentaux situés sur le front volcanique et les volcans orientaux. Si, pour les deux ensembles, les andésites dominent, la proportion de produits extrêmes (andésites basaltiques et rhyolites) est plus grande pour les produits de la cordillère orientale que pour celle de l'occidentale (Barberi et al., 1988). Sauer (1965) et Winckell et al., (1991b) ont observé, pour ce qui concerne les produits holocéniques, que les émissions des volcans orientaux présentaient un caractère plus basique que ceux des volcans occidentaux. De même, les volcans Tungurahua et Sangay, à la terminaison de la zone volcanique nord andine, présentent des spécificités chimiques par rapport aux volcans septentrionaux, avec globalement une composition plus basique et des produits particulièrement riches en Mg et Ni (Monzier et al., 1999).

La très grande diversité des sources et du nombre des émissions rend en fait impossible l'utilisation de données globales pour des études stationnelles. Il convient donc pour chaque site étudié de chercher la nature des produits volcaniques déposés.

4.4. Géomorphologie des páramos et essai de reconstitution paléogéographique

Le modelé des páramos est constitué de larges étendues monotones où les dénivelés relatifs ne dépassent que rarement 100 m. Les pentes convexo-concaves sont assez douces et peuvent se terminer par de vastes zones pseudo planes provenant soit d'accumulations colluviales, soit de remplissages alluviaux. Ce sont ces zones plus ou moins continuellement saturées en eau qui sont colonisées par une végétation en coussin (cushion like formation). Les páramos sont beaucoup plus développés sur

les versants internes de la cordillère des Andes que sur ses flancs externes. Cette dissymétrie s'explique en partie par la présence de pentes plus accentuées sur les versants externes, elle même probablement liée à une augmentation de l'efficacité de l'érosion en lien avec les pluviométries plus fortes.

Ainsi, la genèse de ce paysage s'avère complexe et se trouve liée à l'action glaciaire pour une part et volcanique pour une autre.

La présence fréquente de cirques aux parois atténuées, de vallées en U, d'accumulations de type morainique témoigne de l'effet de la présence des glaciers sur ces zones.

Il existe de nombreux travaux sur les fluctuations climatiques au quaternaire récent dans la zone andine (Helmens et al., 1996 ; Clapperton et al., 1997 ; Guillet et al., 1988 ; Van der Hammen, 1986 ; Winckell et al. 1991a ; Winckell et Zebrowski, 1997).

Sur la base de ces informations, différents auteurs se sont appliqués à établir une synthèse de l'histoire paléoclimatique et paléogéographique (Helmens et Kuhry, 1995 ; Winckell et Zebrowski., 1997). Il ressort de leurs travaux que l'étage des páramos actuels était recouvert par une couche glaciaire ou glacio-nivale pendant une période allant de 43 000 ans B.P. jusque vers 17 000 ans B.P. A partir de cette date, puis surtout entre 14 000 et 11 000 ans B.P., se produisit une phase de retrait glaciaire qui dégagait l'essentiel des modelés des páramos actuels probablement autour de 11 600 ans B.P. (Winckell et Zebrowski., 1997). Les páramos occupent les reliefs glaciaires et leur extension est directement liée à la superficie des zones modelées par les glaciers. Si les variations de la limite inférieure des páramos (3400 m au nord du pays, vers 3150 m vers Cuenca et 3000 m dans la province de Loja, région la plus septentrionale du pays) résultent pour une part des conditions d'ascension du front de colonisation agricole actuelle et passée, les géomorphologues remarquent que ce gradient décroissant d'altitude d'apparition des páramos du nord au sud correspond également à l'extension des glaciers quaternaires sous l'effet d'un paléogradient paléoclimatique méridien. Par ailleurs, on constate que l'extension et la limite inférieure du domaine des páramos a profondément varié pendant le quaternaire récent. Il est à noter que les palynologues utilisent abondamment les variations de la limite inférieure des páramos comme traceur des paléoenvironnements (Clapperton et al, 1997 ; Hansen et Rodbell, 1995).

De nombreux témoignages de l'activité volcanique complètent les éléments géomorphologiques provenant des glaciations : pics saillants, affleurements de bancs volcaniques. Mais c'est surtout la présence d'énormes dépôts de pyroclastes qui contribue à adoucir le relief en atténuant les modelés préexistants et en donnant ainsi au paysage de páramos son aspect particulier.

À partir de ces différents éléments de l'histoire paléogéographique liant à la fois les changements climatiques et l'activité volcanique un schéma récapitulatif peut-être proposé (Figure I.10).

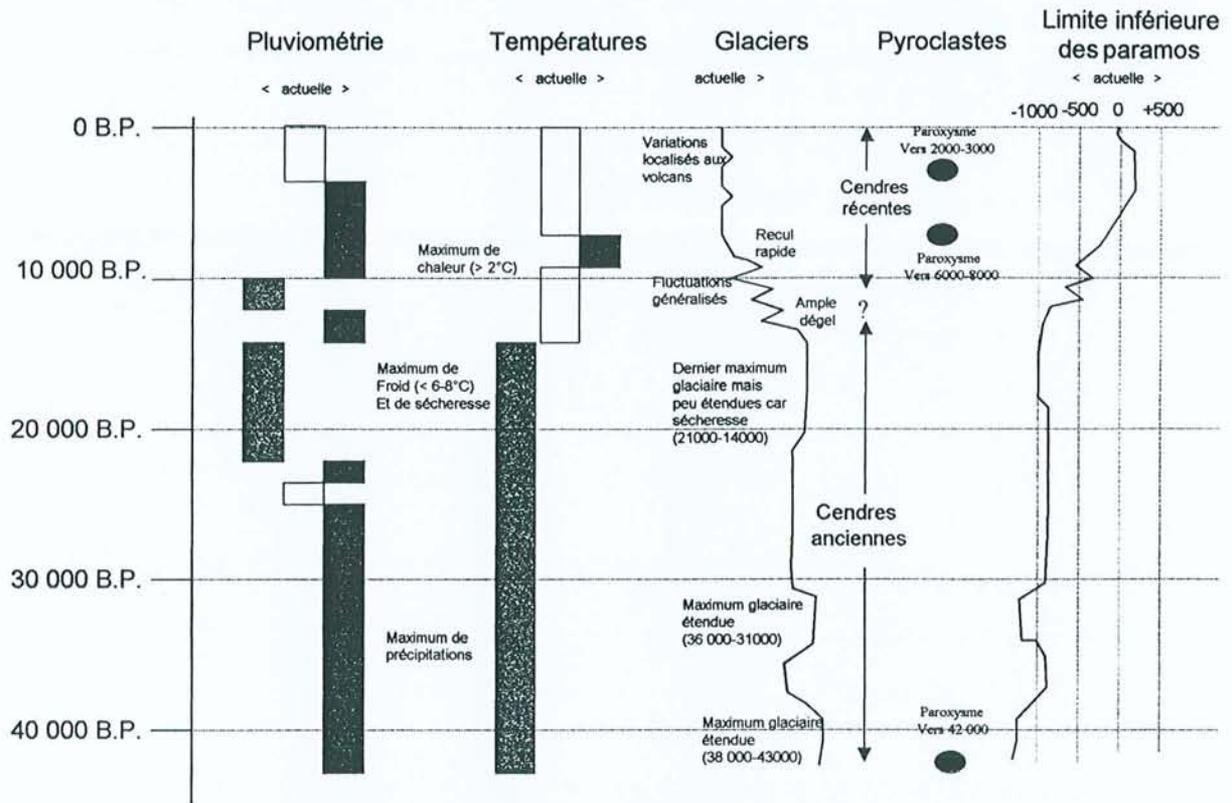


Figure I.10 - Reconstitution de l'histoire paléoclimatique et paléogéographique au quaternaire récent (d'après Helmens et al., 1991 et Winckell et Zebrowski., 1997)

CHAPITRE 5

Les activités humaines et la dégradation physique des sols des páramos

5.1. Historique de l'occupation humaine des páramos

L'occupation humaine des Andes remonte approximativement à 10 000 ans (Van der Hammen et Correal Urrego, 1978). Dans la sierra équatorienne, l'agriculture et l'élevage à grande échelle sont largement pratiqués depuis 3000 ans. Le premier effet de cette occupation humaine fut la destruction par brûlis de l'essentiel de la forêt andine (Hansen et Rodbell, 1995). Pendant l'occupation Inca, la densité de population "équatorienne" était semble-t-il, très élevée et supérieure à la densité actuelle. La pression sur les sols étaient donc très forte, mais les pratiques culturelles et de conservation des sols employées paraissent avoir été particulièrement bien adaptées aux conditions du milieu (De Noni et Viennot, 1993). Pendant cette époque, les zones froides des páramos étaient déjà utilisées pour l'élevage extensif des camélidés andins mais vraisemblablement avec des charges pastorales très faibles. Par ailleurs, il semble que ces hautes terres possédaient une fonction spirituelle et religieuse.

La conquête espagnole bouleversa le système préexistant par l'introduction de nouvelles espèces et techniques culturelles et de l'élevage bovin et ovin. Par ailleurs les populations furent regroupées dans le cadre de l'hacienda et une nouvelle occupation de l'espace vit le jour avec des

cultures dans les bassins interandins et de l'élevage extensif sur les versants. Les zones des páramos demeurent pour une large part réservées à l'élevage extensif mais avec des charges pastorales globalement faibles. Cependant dès cette époque, les quelques zones de páramos soumises à des haciendas spécialisées dans la production de laine (autour du volcan Chimborazo par exemple) furent utilisées pour des élevages ovins à forte charge pastorale. Cette structure survécut largement à la décolonisation jusqu'au début du siècle. La pression démographique (la population décuple en moins d'un siècle) au cours du dernier siècle rendit caduque ce système hérité de la colonisation (De Noni et Viennot, 1993). En 1964 et 1974, deux réformes agraires furent promulguées qui obligèrent les grands propriétaires terriens à concéder une partie de leurs terres à leurs employés. Cette redistribution des terres concernait surtout les zones de forte pente et de haute altitude et l'on assista alors à une recolonisation des versants par le petit paysannat. Les surfaces octroyées ne suffisant généralement pas à nourrir une population en pleine croissance démographique, les petites exploitations agricoles paysannes (minifundio) vont s'étendre sur les zones marginales jusqu'alors délaissées, puis coloniser les terres froides de parcours jusqu'à 4000 m d'altitude (De Noni et Viennot, 1993).

Cette occupation des zones hautes a conduit à deux types de mises en usage des sols :

- une remontée de la frontière agricole dans la zone de transition des sub-páramos. Cet espace est aujourd'hui de plus en plus utilisé pour des productions à cycle court (pommes de terre, orge, oignons).
- un élevage extensif dans l'essentiel de la zone des páramos proprement dit. Il est généralement associé à des brûlis afin d'obtenir des repousses de plus grande valeur nutritive et plus appétentes pour les troupeaux

Ces deux types principaux de mise en usage ont des distributions spatiales très complexes en fonction des conditions géographiques (pentes, altitude de la limite inférieure des páramos, possibilité d'accès aux zones hautes...) et des conditions humaines (structure socio-économique du paysannat, possibilité d'autofinancement, présence d'emploi dans les vallées depuis le développement de l'horticulture). Cependant, si la mise en culture des limites inférieures des páramos ne concerne que quelques régions de la sierra équatorienne, l'élevage et le brûlis sont généralisés à tel point que certains auteurs (Hofstede et al., 1998) considèrent qu'il n'existe pas en Équateur de páramos n'ayant jamais été brûlés.

5.2. L'occupation actuelle et les conséquences sur l'érosion

L'occupation humaine des páramos provoque une rupture dans l'équilibre morpho-dynamique et écologique fragile des páramos (De Noni et Viennot, 1993 ; Hofstede, 1995).

5.2.1. Brûlis et pâturages

Les feux de páramos provoquent un changement dans les associations floristiques. Si les grandes herbacées comme les *stipa ichu* ont une régénération assez rapide après les feux, les petites plantes rasant et les mousses, localisées entre les touffes, doivent attendre que la couverture des grandes herbacées soit rétablie pour se régénérer (Laegaard, 1992). De plus le piétinement du bétail a pour conséquence la destruction de la structure en touffes des grandes graminées (Photographie E de la planche I). On assiste alors à une fragmentation et à une réduction des touffes (Verweij, 1995). Ce processus implique qu'une grande part du sol est mise à nu pendant la période qui suit le brûlis. Peu à peu une végétation secondaire spécifique se reconstruit et recouvre le sol. Dans les situations de pente et de forte charge pastorale, cette reconstruction apparaît très lente et le sol inter-touffes demeure à nu durant de longues périodes (Verweij, 1995) (Photographie F de la planche I).

5.2.2. Mise en culture

La mise en culture des terres à la limite inférieure des páramos proprement dit (sub-páramos) est en voie de se généraliser sur l'ensemble du pays. Cette production est, dans certaines zones, largement mécanisée (par exemple dans la province d'El Angel) alors qu'elle reste manuelle dans d'autres zones (Province du Chimborazo). Les paysans bénéficient dans cette zone d'altitude de la faiblesse des problèmes phytosanitaires et de bonnes réponses aux engrais chimiques (Sturm, 1995). Cependant la faible disponibilité des sols en phosphore oblige à l'établissement de longues périodes de repos (7 ans en moyenne) et fréquente (après 2 –3 cycles de culture) (Sturm, 1995). Ces pratiques conduisent à une mise à nu prolongée des sols pendant la phase de culture puis pendant la phase de jachère. Très fréquemment, les agriculteurs pratiquent des labours dans le sens de la pente et il n'existe actuellement aucune pratique de conservation des sols dans cette zone, comme d'ailleurs presque partout dans la sierra équatorienne (De Noni et al, 1986).

5.2.3. Conséquence des pratiques agricoles sur l'érosion des sols des páramos

Les pratiques agricoles ont donc comme conséquence une mise à nu plus ou moins longue de la surface du sol. L'absence de couverture protectrice durant une partie de l'année et des pratiques agricoles non conservatrices (par exemple labours dans le sens de la pente) entraîne une érosion accélérée de ces zones mises en usage (Dehn, 1995 ; Harden, 1993, 1996). Outre les pertes en sols au niveau même des páramos, cette mise en usage, en provoquant une augmentation du ruissellement et de l'érosion a affecté négativement la qualité de l'eau et la régularité de son flux. Il semble que l'envasement des rivières et des lacs des régions, en aval (Luteyn, 1992) soit en partie liée à l'augmentation des sédiments exportés des páramos. La fonction hydrologique de stockage de l'eau se trouverait donc perturbée par cette utilisation agricole des páramos.

Deuxième partie

**GENÈSE ET DIVERSITÉ DES SOLS
SUR COUVERTURE PYROCLASTIQUE
DES PÁRAMOS D'ÉQUATEUR**

INTRODUCTION

Choix des profils d'étude et objectifs de cette partie

A. Les sols des páramos : bref rappel

Dès 1948, en mettant en évidence que l'effet du gradient de température lié à l'altitude sur les teneurs en matières organiques des sols était plus marqué dans les régions tropicales (Colombie) qu'en région tempérée (Californie), Jenny (1948) notait que les sols andins, et singulièrement les sols des páramos andins, étaient particulièrement humifères. Dans un tel contexte, se souvenant aussi que la plupart des anciennes classifications des sols faisaient grand cas du principe de zonalité, il n'est guère surprenant que, lorsque la FAO débuta les travaux devant conduire au levé de la carte mondiale des sols, on pensa à définir une grande unité cartographique appelée "páramos soils" (Wright, 1963 cité par Ecobedo-Urquizo, 1980). Toutefois, il apparut assez rapidement que cette proposition n'était guère appropriée. En effet, le caractère "proéminent" des horizons humifères des sols des páramos n'est pas l'apanage des seuls sols de cet étage bioclimatique. Par ailleurs, la mode n'était plus aux classifications à connotations zonales et la légende de la carte mondiale des sols (FAO, 1974), dont le levé systématique venait de débiter, n'allait plus s'inspirer de cette logique. Les sols humifères des páramos allaient donc pouvoir être reconnus dans diverses unités supérieures de cette légende au sein desquelles figuraient particulièrement celle des Andosols (FAO, 1974) et de son équivalent dans d'autres systèmes de classification comme les Andosols de la CPCS (1967) ou le sous-ordre des Andepts de la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1975). C'est donc sous de telles appellations que furent rapportées les propriétés des sols des páramos andins dérivés de matériaux volcaniques récents

et cela que ce soit en Colombie (Calhoun et al., 1972), ou en Équateur (Colmet-Daage et al., 1967 a et b ; 1969).

En ce qui concerne l'Équateur, il est à noter que les premiers travaux d'inventaire ne se sont pas attachés spécifiquement à l'étage écogéographique des páramos. Dès lors, la légende de la carte de reconnaissance, levée sur l'ensemble du pays (PRONAREG-ORSTOM, 1978-1983), ne fut pas spécifiquement construite pour les identifier comme un ensemble géographique particulier. Cette légende prend toutefois en compte divers types de manifestations des propriétés andiques et, de ce point de vue, les informations en provenance de la carte des sols d'Équateur vont se révéler être des outils précieux pour la suite de ce travail.

B. Choix des profils d'étude

En initiant cette étude, notre objectif était d'observer et de récolter une série limitée de profils susceptibles de renseigner sur la diversité des Andosols volcaniques existant dans l'étage bioclimatique des páramos équatoriens. A cette fin, les démarches suivantes furent entreprises. Dans un premier temps, les informations en provenance de la carte des formations végétales d'Équateur (PRONAREG-ORSTOM, 1978-1985) ont été croisées avec celles qui figurent sur la carte des sols (PRONAREG-ORSTOM, 1978-1983) réalisée à la même échelle (1/200 000). Ce croisement a conduit à i) délimiter les zones occupées par des páramos sur matériaux volcaniques récents (Figure II.1), ii) établir la liste des unités sous lesquelles avaient été cartographiés les sols de cet environnement (Tableau II.1), et iii) observer la répartition spatiale de ces différentes unités.

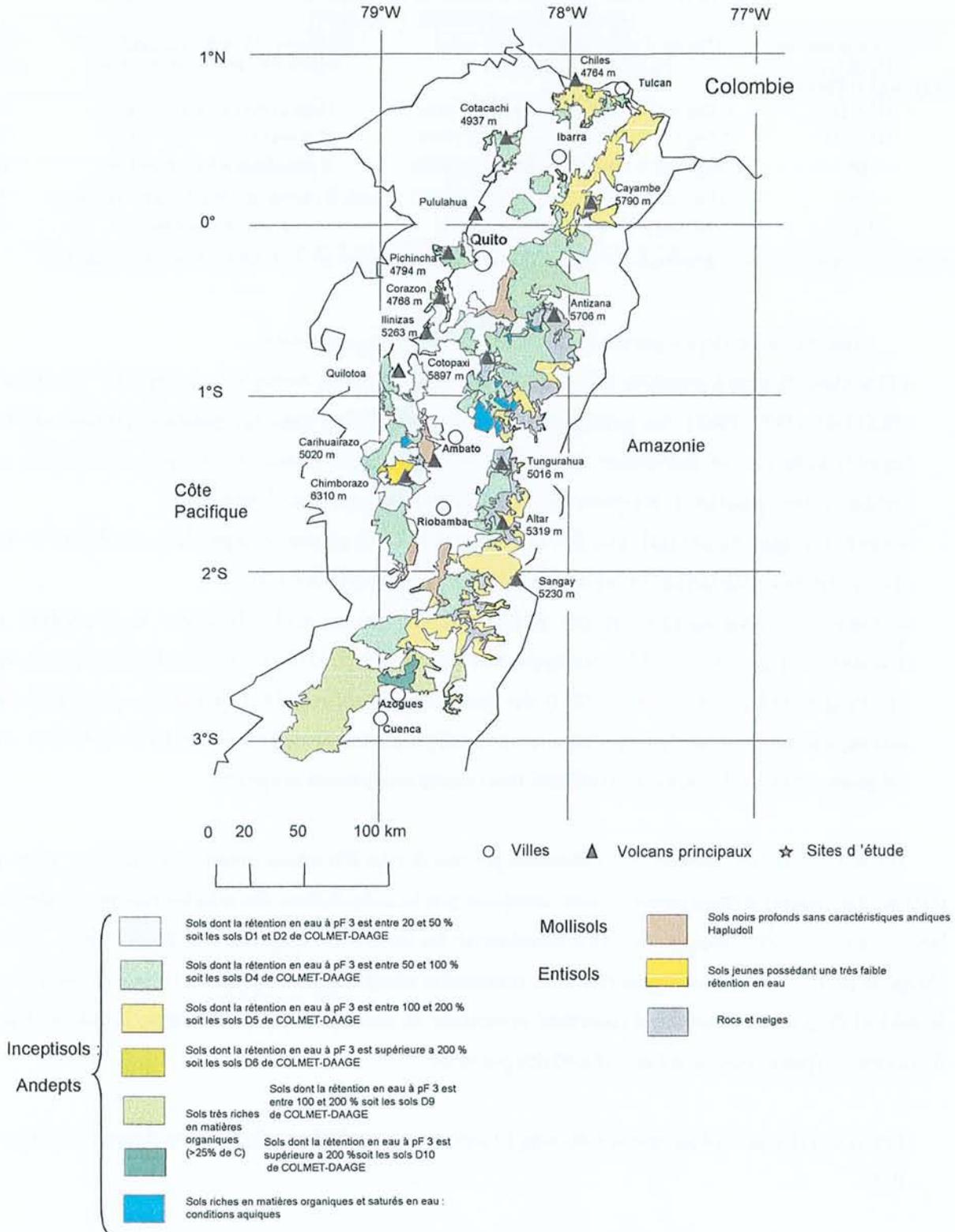


Figure II.1 - Croisement des cartes des formations végétales (PRONAREG-ORSTOM, 1978-1985) et des cartes des sols PRONAREG-ORSTOM (1978-1984).

Tableau II.1 - Choix des sites d'études en référence aux unités cartographiques (PRONAREG/ORSTOM, 1978-1984)

Unité Cartographique des cartes PRONAREG/ORSTOM	Critères d'unités utilisés par les cartes PRONAREG/ORSTOM	Classification (Soil Survey Staff, 1975) d'après PRONAREG/ORSTOM	Sites d'étude
D1 et D2	C.Org < 25 % ; W(pF 3) entre 20 et 50%	Dystrandeps et/ou Cryandeps	PIC
D3 et D4	C.Org < 25 % ; W(pF 3) entre 50 et 100%	Dystrandeps et /ouCryandeps	CHI
D5	C.Org < 25 % ; W(pF 3) entre 100 et 200%	Hydrandeps et/ou Cryandeps	GEL
D9	C.Org > 25 % ; W(pF 3) entre 100 et 200%	Histic Hydrandeps et/ou Hydric Cryandeps	CUE
D10	C.Org > 25 % ; W(pF 3) > 200%	Histic Hydrandeps	AZO

W(pF 3) = rétention en eau pondérale sur échantillon conservé humide à pF 3 ; C.Org = Carbone organique

Cette première étape a permis de livrer les informations suivantes :

- à l'intérieur du grand ensemble taxonomique du sous-ordre des Andepts de la carte PRONAREG-ORSTOM (1978-1983), les principales variations observées dans les páramos portent sur les régimes hydriques et thermiques (udique et mésique versus udique et cryique), les teneurs en carbone et les capacités de rétention en eau à l'état humide des sols (Tableau 1).
- 7 unités cartographiques (D1, D2, D3, D4, D5, D9 et D10) rendent compte de la combinaison des critères retenus pour définir les unités de la légende de la carte des sols.
- la répartition géographique de ces unités indique qu'une seule démarche d'observation et d'échantillonnage était possible pour approcher notre objectif. En effet, au sein des Andepts (sensu PRONAREG-ORSTOM (1978-1983)) des páramos équatoriens, la diversité des propriétés des sols se manifeste surtout le long d'un axe nord-sud parallèle à l'orientation des deux cordillères et à l'alignement des volcans ayant manifesté récemment une activité éruptive.

Sur la base de ces constats, la localisation précise des profils retenus pour cette thèse fut alors le résultat d'un travail d'observation in situ¹ complété par la consultation des nombreuses notes inédites laissées par F. Colmet-Dagge alors qu'il coordonnait les levés de la carte des sols d'Équateur (Colmet-Dagge et al, 1974 ; Colmet-Dagge, nd). Aux contraintes géographiques rappelées ci-dessus, fut associé le souhait de pouvoir observer, à proximité immédiate de nos sites d'échantillonnage, différents types d'occupation (pâturages, mises en culture) des páramos.

Les sites retenus sont au nombre de cinq (Tableau II.1) et leur localisation est donnée à la figure II.2.

¹ Ce travail de prospection et de compilation fut mené en étroite collaboration avec C. Zebrowski et son aboutissement doit beaucoup à l'excellente connaissance qu'il avait des ressources en sols d'Équateur.

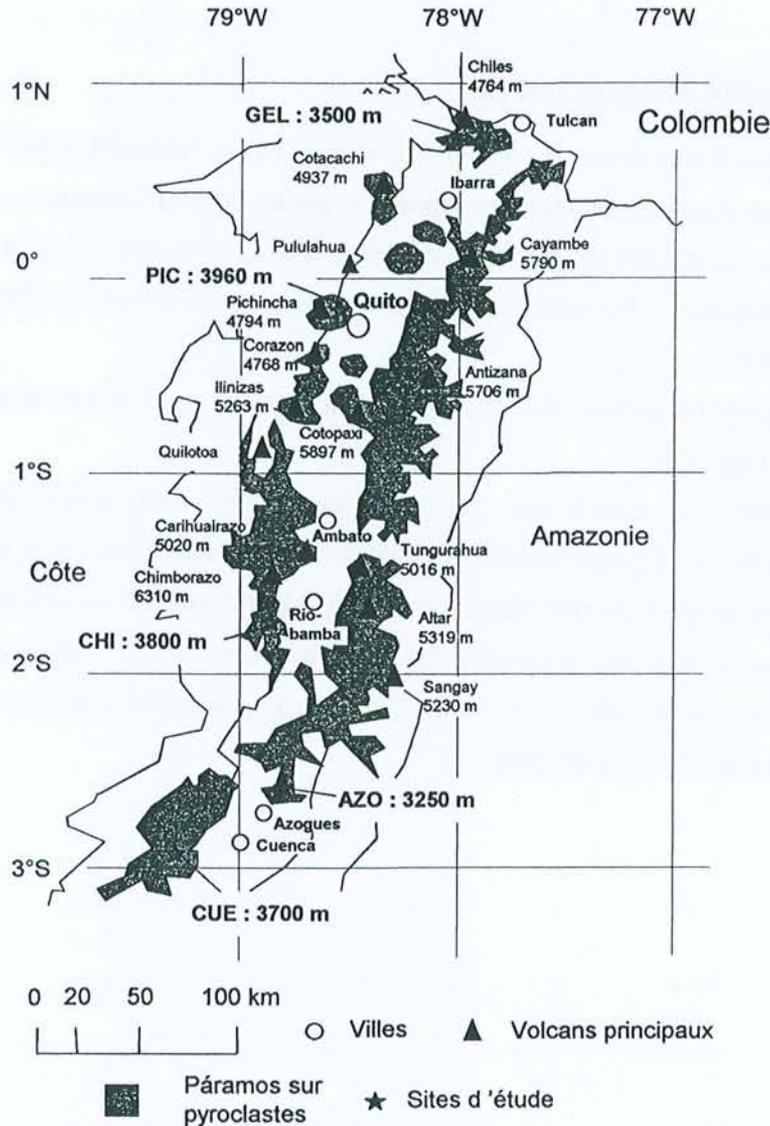


Figure II.2 - Localisation et altitude des sites d'études dans les páramos équatoriens sur couverture pyroclastique (Limites des páramos d'après la cartographie des paysages naturels)

On observe que les sites PIC, CHI, GEL et CUE sont situés sur la cordillère occidentale alors que le site AZO est localisé sur la cordillère orientale dans l'unique page D10 de la carte des sols PRONAREG-ORSTOM (1978-1983). Les profils échantillonnés et leur environnement seront décrits par la suite, mais on peut déjà noter qu'ils ont été choisis dans des páramos apparemment intacts c'est-à-dire sans manifestation d'occupation (agricole ou pastorale) récente. Le site PIC est, pas ailleurs, celui où se réalise le programme hydrologique SISHILAD (EMAP-IRD) tandis que le consortium CONDESAN a des champs expérimentaux dans le páramo d'El Angel (Site GEL). Diverses observations utiles pour ce travail pourront donc être empruntées à ces deux projets.

C. Objectifs de cette partie

En retenant cinq profils susceptibles de renseigner sur les grands types d'Andosols existant sur les páramos volcaniques d'Équateur, nous poursuivons les objectifs suivants :

- i) décrire et traduire les propriétés qui les différencient en utilisant les méthodes de caractérisation, le vocabulaire et les concepts qui sont en usage actuellement dans les taxonomies pédologiques (chapitre 2)
- ii) dégager les facteurs liés à la nature et à l'âge des pyroclastes sur lesquels se développent ces sols (chapitre 3)
- iii) étudier les constituants secondaires organiques, organominéraux et minéraux susceptibles d'éclairer sur les propriétés des sols et les processus génétiques mis en œuvre (chapitre 4)
- iv) traduire les différents degrés d'évolution et d'altération de ces sols par des indices (chapitre 5)
- v) et enfin dégager les caractéristiques de la genèse des sols en mettant en relation, les indices d'altération et d'évolution avec d'une part les propriétés et les constituants dominants et d'autre part les facteurs de formation des sols.

CHAPITRE 1

Caractérisation et classification des sols retenus pour cette étude

1.1. Introduction

L'objectif de ce chapitre est double : i) décrire les profils retenus pour cette étude et ii) rapporter les informations analytiques permettant de les classer en conformité avec les trois systèmes de classification actuellement en vigueur, à savoir la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999), le WRB (FAO, 1998) et le Référentiel Pédologique (Quantin, 1995).

Dans le cadre de ce premier exercice de caractérisation, nous laisserons volontairement dans l'ombre nombre d'informations susceptibles de conduire à des discussions sur la genèse des sols étudiés, mais nous y reviendrons plus loin. Par ailleurs, nous avons pensé qu'il était approprié de débiter ce chapitre en rappelant brièvement comment les concepts relatifs à cette grande catégorie de sols ont évolué pendant la dernière décennie. Un tel choix nous a paru justifié par l'observation que ce qui était autrefois défini sous les appellations "Andepts" (Soil Survey Staff, 1975 ; PRONAREG-ORTSOM, 1978-1983) et "Andosols" (FAO, 1974, 1989 ; CPCS, 1967) a subi récemment de profondes modifications.

1.2. Les andosols : évolution des concepts

Comme le rapporte Simonson (1979), la première mention du terme "Andosols" (plus précisément "Ando soils"), dans la littérature scientifique, date de 1949 et elle fait suite à la prospection de reconnaissance conduite par des pédologues américains au Japon peu après la fin de la seconde guerre mondiale. Ce terme, destiné à regrouper les "volcanic ash soils" connus dans différents pays sous des appellations très différentes, allait connaître différents avatars. La FAO (1964, 1974) et la CPCS (1967) allaient le retenir comme tel et en faire une unité supérieure de leur système de classification tandis qu'aux Etats-unis, la révision du système de classification, mise en place avec la 7th approximation (SSS, 1960) et développée plus tard dans la 1^{ère} édition de la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1975), ne reconnaissait l'originalité des Andosols qu'au niveau du sous-ordre. Les Andosols devenaient ainsi des Andepts, c'est-à-dire des sols non matures (Inceptisols) dotés de propriétés particulières dont, tout particulièrement, un "ECDAM" : un complexe d'échange dominé par des matériaux amorphes. Comme le notent Shoji et al. (1993), il apparaît, que jusqu'au début des années 80, lorsque débutèrent les travaux d'un comité international (ICOMAND) chargé de définir le nouvel ordre des Andisols au sein de la Soil Taxonomy, il existait un large consensus pour considérer que les matériaux amorphes responsables de l'"ECDAM" des Andepts étaient des minéraux allophaniques¹. Pendant plus de 20 ans (c'est-à-dire entre les années 60 à 80), on a donc associé implicitement ou explicitement les termes Andept ou Andosol avec la présence de constituants secondaires particuliers, à savoir des minéraux allophaniques.

Au cours de la décennie qui suivit, les travaux d'ICOMAND (qui influenceront fortement l'ensemble des systèmes de classification en vigueur aujourd'hui) prirent en considération plusieurs faits importants (Parfitt et Clayden, 1991) :

- Tous les Andosols (Andisols) n'étaient pas allophaniques. Dans un nombre important de cas, certaines de leurs propriétés particulières (dont leur ECDAM et leur capacité de rétention en eau) pouvaient être dues à la présence de complexes organo-métalliques en association ou non avec des minéraux allophaniques. En accord avec les observations antérieures de Shoji et Ono (1978), ICOMAND reconnaissait donc l'existence d'Andosols (Andisols) allophaniques et d'Andosols non-allophaniques.
- On avait autrefois rangé sous le nom d'Andosols et d'Andepts, des sols volcaniques présentant des degrés d'évolution et donc des propriétés (notamment morphologiques) assez différentes car certains étaient très jeunes et donc encore très vitreux et de texture grossière alors que d'autres étaient plus évolués. Il apparut donc nécessaire de substituer à l'"ECDAM" des Andepts, (peu développé dans les Andepts vitriques), un autre concept à savoir l'existence de propriétés

andiques. On chercha donc ainsi à définir des propriétés susceptibles de couvrir l'ensemble des Andosols connus, soit aussi bien les vitriques que les non-vitriques ou encore les allophaniques et les non-allophaniques. Les propriétés andiques des Andisols furent donc définies précisément en combinant (i) des caractères de leur matériau parental (teneurs en verres), (ii) des caractères liés à l'existence de leurs constituants secondaires minéraux et organo-métalliques particuliers (à savoir les quantités d'Al et de Fe solubilisés par l'oxalate d'ammonium dans l'obscurité et leur réactivité vis-à-vis de l'ion PO_4^{3-} (Ret-P)), et (iii) leur faible densité apparente.

- Enfin, ICOMAND reconnaissait que, si les propriétés andiques étaient bien l'apanage des sols se développant sur des matériaux volcaniques (le plus fréquemment des pyroclastes récents), il existait néanmoins des Andosols (Andisols) dérivant de matériaux totalement dépourvus de verres volcaniques. Il existait donc aussi des Andisols volcaniques et non volcaniques.

C'est sur cette base commune, rapidement esquissée ci-dessus, que se développèrent les classifications actuelles des Andosols. A quelques détails près, le système américain fut stabilisé dès 1992 (Soil Survey Staff, 1992) et il se fonde aujourd'hui (Soil Survey Staff, 1999) sur la reconnaissance des propriétés andiques sur une épaisseur minimale du volume élémentaire d'observation et d'échantillonnage qu'est le pédon. Le RP (Quantin, 1995) et le WRB (FAO, 1998) quant à eux, font appel à des horizons dits de référence (RP) ou diagnostiques (WRB) et tentent de cette manière d'accéder rapidement à une distinction entre les grands types d'Andosols connus, à savoir les Andosols vitriques (Vitrosols dans le RP) ; les Andosols allophaniques ou silandiques (Silandosols dans le RP) et les Andosols non allophaniques ou aluandiques (Aluandosols dans le RP).

1.3. Conditions environnementales des sites d'études

1.3.1. Température

La température moyenne annuelle de l'air (TMAA) est estimée, pour chaque zone entourant les profils d'étude, à partir de la relation précédemment décrite entre altitude et température (Tableau II.2). La température moyenne annuelle du sol à 50 cm de profondeur (TMAS) qui permet de préciser le régime de température est estimée en référence à Van Wambeke (1995) en ajoutant 2°C à la TMAA. Pour la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999) le régime est cryique si TMAS est < 8°C et mésique si TMAS est comprise entre 8°C (inclus) et 15°C. Nous avons vu dans la première partie de notre étude que les variations annuelles de température de l'air et du sol sont extrêmement faibles dans les

¹ Dans cette étude, nous utiliserons toujours le terme de minéraux allophaniques pour désigner l'ensemble des aluminosilicates à organisation cristalline à courte distance, c'est-à-dire les allophanes sensu-stricto plus l'imogolite (Herbillon, 1994)

páramos et dans tous les cas ne dépassent pas 5°C. Ce constat permet de considérer le régime thermique des sites comme des régimes isotempératures (SSS, 1999).

Tableau II.2 - Température de l'air et du sol. Régimes de température

Profil d'étude	Position géographique	Altitude	TMAA	TMAS	Régime de température (SSS, 1999)
PIC	0°08'27" S 78°34'36" W	3960 m	6	8	Isocryique/Isomésique
CHI	1°45'14" S 78°51'36" W	3800 m	7	9	Isomésique
GEL	0°41'12" N 77°54'55" W	3500 m	8,8	10,8	Isomésique
CUE	2°57'49" S 79°13'05" W	3700 m	7,6	9,6	Isomésique
AZO	2°38'45" S 78°46'23" W	3250 m	10,3	12,3	Isomésique

Comme le montre le Tableau II.2, Le régime de température apparaît isomésique pour l'ensemble des profils étudiés. On doit toutefois remarquer que l'on se situe en limite basse de ce régime, avec des TMAS généralement inférieures à 10°C. De plus, il est à noter de plus que le profil PIC, le plus élevé en altitude, possède un régime de température proche du régime cryique, alors qu'AZO, à une plus faible altitude, est soumis à un régime de température qui, bien que toujours isomésique, est notablement plus élevé. Enfin, si les variations annuelles restent très faibles, il convient de noter que les variations journalières sont importantes, notamment en surface, où l'on relève de fréquents gels nocturnes¹.

1.3.2. Pluviométrie

En l'absence de stations météorologiques proches des profils d'étude, le régime pluviométrique exact de chaque site ne peut être qu'approximatif. La figure II.3 présente les moyennes mensuelles et annuelles des stations les plus proches.

On constate que la pluviométrie moyenne annuelle est de l'ordre de 1200-1300 mm pour les stations proches des sites PIC, CHI, GEL et CUE. Compte tenu des différences d'altitudes entre les stations et les sites, et de la mauvaise prise en compte des précipitations occultes, la valeur de 1500 mm de pluie annuelle constitue une estimation raisonnable pour nos sites. Il est cependant probable que cette valeur sous-estime encore la pluviométrie annuelle moyenne réelle. La moyenne annuelle du site AZO apparaît notablement plus élevée avec des valeurs de l'ordre de 1850 mm.

¹ Il est à noter que les limites des régimes de température de la Soil Taxonomy sont beaucoup trop larges pour permettre une appréciation fine des conditions de températures exactes des sols et de leurs influences éventuelles tant d'un point de vue biologique qu'agronomique (Van Wambeke, 1995). Dans le cadre des sols des páramos, il apparaît clairement que le régime de température isomésique traduit mal les conditions de température assez froides de cet étage bioclimatique. Les très importantes variations journalières ne sont évidemment pas du tout prises en compte alors qu'elles doivent influencer notablement nombre de processus. En dépit de cette réserve et dans un but de caractérisation des sols, nous suivrons strictement ici la nomenclature de la Soil Taxonomy (SSS, 1999)

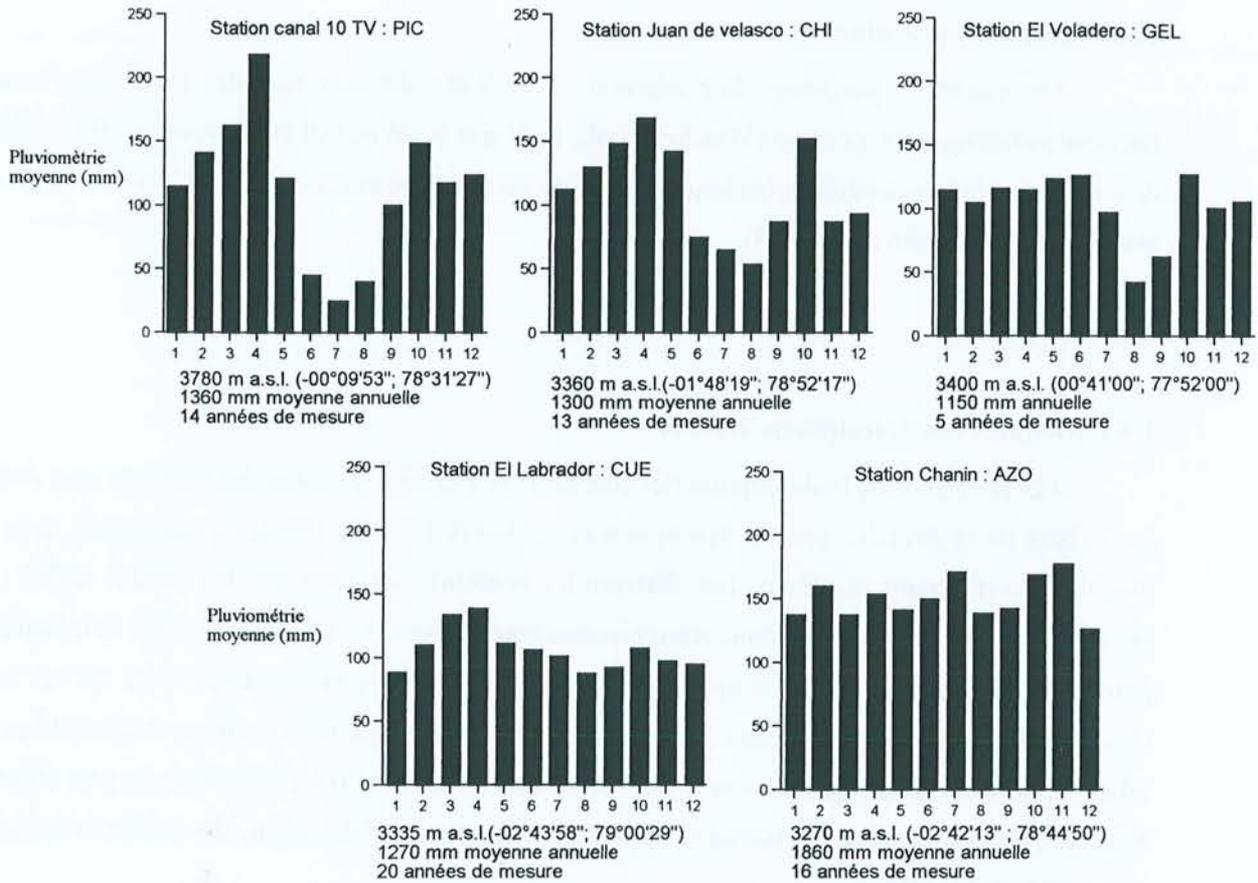


Figure II.3. - Histogrammes pluviométriques des stations les plus proches des sites d'étude

L'observation de cette figure permet également de noter les variations mensuelles de la pluviométrie liées aux grandes variations régionales. On constate que les sites PIC, CHI et dans une moindre mesure GEL présentent une saison de moindre pluviométrie du mois de juin au mois de septembre. À l'opposé, les sites méridionaux AZO et CUE présentent un histogramme révélant peu de variations mensuelles et une absence de saison sèche. Le mouvement de la convergence intertropicale semble avoir peu d'effet sur ces sites situés à des latitudes plus basses.

Compte tenu des précipitations, nous pouvons considérer que la section de contrôle de l'humidité du sol n'est pas sèche pendant plus de 90 jours cumulés ce qui permet d'attribuer à tous les sites un régime d'humidité du sol de type udique (Soil Survey Staff, 1999). Il est même vraisemblable que la section de contrôle de l'humidité ne soit jamais sèche au cours de l'année. L'absence de données concernant l'évapotranspiration ne nous permet pas de réaliser un bilan hydrique. Nous ne pouvons donc affirmer que les précipitations dépassent l'évapotranspiration tous les mois de l'année (régime pérudique). Cependant en considérant l'ETP annuelle comme de l'ordre de 600 mm (Huntel, 1997), il est vraisemblable que certains des sites étudiés (notamment les sites méridionaux) possèdent un tel régime pérudique.

1.3.3. Matériaux parentaux

Les matériaux parentaux dont dérivent les sols étudiés sont tous des pyroclastes issus de l'activité volcanique holocénique (Winckell et al., 1991 a et b ; Winckell et Zebrowski, 1997). Comme déjà indiqué, nous reviendrons plus largement sur la nature, l'âge et les conditions de mise en place de ces matériaux plus loin (chapitre 3).

1.4. Méthodes

1.4.1. Modalité des descriptions des sols

Les modalités de la description des sols ainsi que la dénomination des horizons sont réalisées sur la base de la directive pour la description des sols FAO (FAO, 1994). En conformité avec cette directive, les différents matériaux dont dérivent les horizons sont notés par des chiffres arabes (où le numéro 1 est omis). Les distinctions entre niveaux hétérogènes quant à l'origine, l'âge et la nature des pyroclastes, se fondent sur la morphologie des profils observés in situ mais aussi sur un certain nombre d'informations analytiques obtenues au laboratoire. Les prélèvements d'échantillons sont effectués au cœur de chaque horizon repéré. Approximativement 20 kg sont prélevés puis séparés en deux lots, l'un est conservé à l'humidité du terrain et l'autre est séché à l'air. Ce deuxième échantillon est ensuite tamisé à 2mm.

1.4.2. Micromorphologie

Des lames minces des horizons A1 et A2 des profils PIC, CHI, GEL et CUE ont été confectionnées à partir des prélèvements de blocs non perturbés réalisés sur le terrain dans des boîtes de Kubiena. Les blocs ont été séchés à l'air puis imprégnés sous vide de résine liquide. Les lames découpées d'épaisseur approximative de 25 μ m sont observées avec un microscope optique en lumière naturelle et polarisée. Les descriptions sont établies en référence à Fedoroff et Courty, (1994).

1.4.3. Propriétés physiques

La granulométrie est effectuée sur des échantillons humides, après destruction des ciments organo-métalliques par prétraitement à l'oxalate d'ammonium à pH 3, puis oxydation de la matière organique à l'hypochlorite de soude. Les teneurs en sables grossiers et en sables fins sont déterminées par tamisage. La dispersion de la fraction < 50 μ m est ensuite assurée en utilisant des résines échangeuses d'ions (Résine-Na) (Rouiller et al., 1972 ; Churchman et al., 1998). Les limons et les argiles sont quantifiés par prélèvement à la pipette de Robinson. Les résultats font référence à la terre fine séchée à 105°C.

Les densités apparentes (ρ_d) sont mesurées par prélèvement de cylindres non-perturbés (300 cm³) avec trois répétitions. Les valeurs de ρ_d sont obtenues par le rapport entre la masse de l'échantillon séché à 105°C et le volume apparent du cylindre. La capacité de rétention en eau à -1500

kPa de potentiel matriciel est mesurée sur plaque de Richards sur i) le sol total conservé à l'humidité au prélèvement et ii) sur des échantillons préalablement séchés à l'étuve à 30°C pendant 48 h. Dans les deux cas, la mesure est effectuée sur des échantillons à structure perturbée.

1.4.4. C, N, Indice mélanique

Les teneurs en carbone organique et en azote ont été déterminées par combustion sèche de la terre fine en présence d'oxygène sur un autoanalyseur CHN (Carlo Erba 1108). L'indice mélanique est obtenu sur la terre fine selon la méthode de Honna et al. (1988) par le rapport des absorbances d'un extrait NaOH 0,5 N à 470 et 520 nm.

1.4.5. Extraction sélectives

Les résultats des extractions sélectives à l'oxalate et au pyrophosphate sont utilisés ici simplement pour répondre aux nécessités des classifications. Ces méthodes et leurs limites seront discutées plus loin.

- L'extraction oxalate est réalisée sur 1g de sol dans 80 ml d'une solution d'oxalate d'ammonium 0,2M tamponnée à pH 3 par de l'acide oxalique. L'extraction est effectuée par agitation à froid (20°C) pendant 4h et à l'obscurité. Après centrifugation (5min à 5000 rpm), Al, Fe et Si sont dosés par ICP-AES.
- L'extraction au pyrophosphate est réalisée par agitation à froid pendant 16 h de 1 g de sol dans 100 ml d'une solution de pyrophosphate de sodium 0,1M (pH 10). Après centrifugation (20 min à 40.000g) destinée à éliminer les colloïdes mis en suspension par ce réactif fortement dispersant, Al, Fe et Si sont dosés dans le surnageant par ICP-AES.

Pour ces deux types d'extractions, les teneurs en Al, Fe et Si sont exprimés en g.kg^{-1} de terre fine séchée à 105°C.

1.4.6. Verres volcaniques

La teneur en verres volcaniques de la fraction 0,02-0,5 mm est estimée par comptage sous binoculaire de la fraction légère séparée de la fraction lourde par le bromoforme. Le comptage est réalisé sur les fractions suivantes : 500-315 μm ; 315-200 μm ; 200-100 μm ; 100-50 μm et 50-20 μm . En effet, la fraction la plus grossière des sables est constituée pour l'essentiel par des clastes de ponces où des microlites sont enrobés dans une matrice vitreuse. Le comptage d'individus s'avère dès lors difficile à réaliser. Malgré cette réserve, nous pouvons considérer la moyenne pondérale corrigée de la teneur en minéraux lourds sur la fraction 500-20 μm comme une valeur approchée de la quantité de verres présents dans la fraction 0,02-2mm (fraction considérée dans les critères de la Soil Taxonomy). De plus, pour répondre aux exigences du WRB (FAO, 1998), la quantité de verres volcaniques dans la terre fine est calculée en considérant i) la teneur en verres dans la fraction limoneuse fine (2-20 μm)

équivalente à ce qu'elle est dans les limons grossiers et ii) une absence de verres dans la fraction argileuse.

1.4.7. Analyses physico-chimiques

Les pH eau et KCl N sont mesurés dans des suspensions de un rapport sol/solution de 1/2,5. Le Δ pH, correspondant à la différence pH(KCl)-pH(H₂O) est calculé. Les cations échangeables (Ca, Mg, K, Na) sont extraits selon la méthode de percolation à l'acétate d'ammonium N à pH 7 (Soil Survey Staff, 1984) et dosés par absorption atomique au laboratoire d'analyses des sols d'Arras. La capacité d'échange cationique (CEC) est déterminée selon le procédé standard pour la classification des sols (SSS, 1999) par percolation d'une solution d'acétate d'ammonium puis déplacement de l'ammonium fixé par une solution de NaCl. L'Al extractible dans une solution de KCl N est également mesuré. Par ailleurs un échange à un pH proche de celui du sol est réalisé dans une solution de NH₄Cl 0,5 N (rapport sol/solution ratio : 1/20) (Rouiller et al., 1994). Les cations et l'aluminium de cette solution d'échange sont dosés dans la solution d'extraction par ICP-AES.

La capacité de rétention des phosphates (Ret-P) est évaluée par la méthode de Blakemore et al. (1981) : 5 g de terre fine séchée à l'air et 25 ml d'une solution contenant 1 mg P/ml ajustée à pH 4,6 sont agités 24 h puis centrifugés (20 min à 40.000g). Le phosphate résiduel dans la solution est dosé par chromatographie ionique (DIONEX série 2000) et Ret-P est déterminé par différence.

1.5. Résultats et discussions

1.5.1. Traits morphologiques principaux

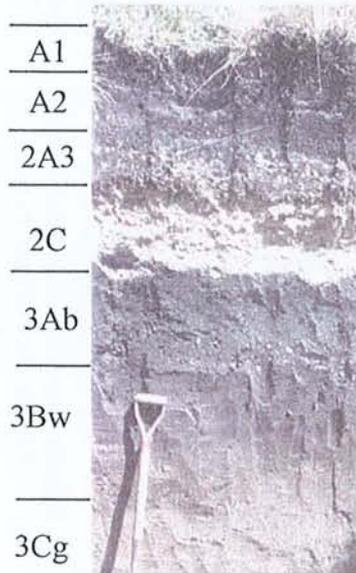
Les photographies de coupe de sol proches des profils étudiés figurent dans la planche photographique II. Les descriptions complètes figurent en annexe I et le tableau II.3 en présente les traits principaux.

- Le profil PIC, situé sur les flancs même du volcan Pichincha, est morphologiquement marqué par la présence à 55 cm d'un niveau blanchâtre de lapilli, non ou très peu altérés. Cet horizon marque toute la couverture pédologique des páramos du Pichincha et constitue un niveau repère lors des travaux stratigraphiques (Hall et Mothes, 1993). Cet horizon 2C constitue une limite au développement du profil racinaire. La texture de l'ensemble du profil est relativement grossière (sablo-limoneuse) et on note l'abondance, dans tous les horizons, d'éléments grossiers (lapilli). Les horizons noirs (A1, A2, 2A3 et 3 Ab1) présentent un touché graisseux, cireux (*smearly*). Il n'y a pas, en revanche, de manifestation de changement d'état de solide à fluide après une faible pression (thixotropie). La végétation est typique du páramo proprement dit avec une dominante de graminées (presque exclusivement *Stipa ichu*). La couverture de la superficie du sol est quasiment totale avec un fort développement de *Lachemilla orbiculata* entre les touffes des grandes herbacées (photographie A de la planche photographique I).

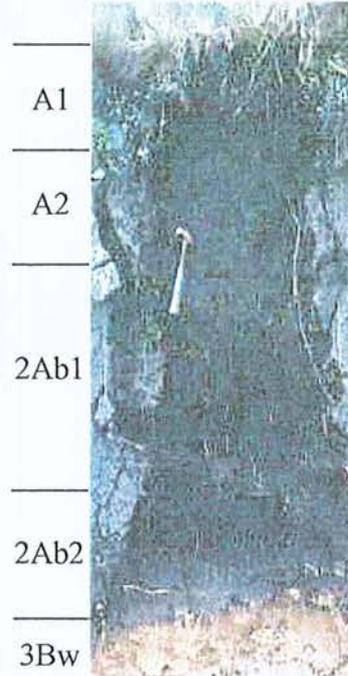
PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE II

Morphologie des profils étudiés

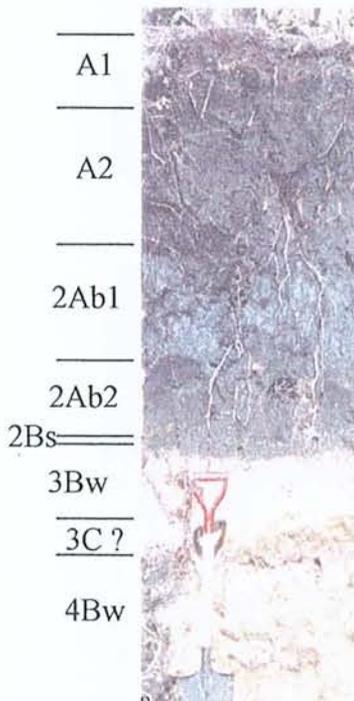
Profil PIC



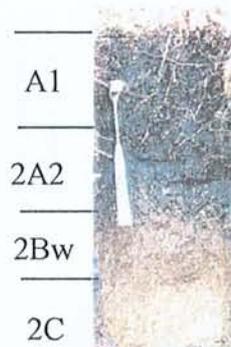
Profil CHI



Profil GEL



Profil CUE



Profil AZO



N.B. Ces photographies correspondent, dans la plupart des cas, à des coupes de route alors que les profils étudiés et prélevés proviennent de fosses. Il existe alors un certain nombre de différences de détail entre la morphologie visible sur ces photos et les profils décrits. La position des limites entre les horizons est donc également approximative

Tableau II.3 - Traits morphologiques principaux des profils étudiés

Pedon	Horizons	Profondeur	Couleur (humide)	Texture	Elements Grossiers	Structure	Transition	
PIC	A1	0-20	10 YR 2/1 (noir)	Sablo-limoneux	Peu-lapilli	Polyèdr. fine	Claire-unie	
	A2	20-40	10 YR 2/1 (noir)	Sablo-limoneux	Peu-lapilli	Massive	Claire-unie	
	2 A3	40-55	10 YR 3/2 (brun foncé)	Sablo-limoneux	Abondants-lapilli	Massive	Abrupte-unie	
	2 C	55-80	10 YR 5/6 (jaunâtre)	Grossier	Dominants-Lapilli	Particulaire	Abrupte-unie	
	3 Ab	80-115	10 YR 2/1 (noir)	Sablo-limoneux	Aucun	Massive	Graduelle-unie	
	3 Bw	115-150	10 YR 3/2 (brun foncé)	Sablo-limoneux	Peu-lapilli	Massive	Claire-unie	
	3 C	150-185	10 YR 4/3 (brun)	Sablo-limoneux		Massive		
CHI	A1	0-30	10 YR 2/1 (noir)	Limoneux	Aucun	Granulaire-fine	Graduelle-unie	
	A2	30-60	10 YR 2/1 (noir)	Limoneux	Aucun	Massive	Claire-unie	
	2 Ab1	60-130	10 YR 2/1 (noir)	Limoneux	Aucun	Massive	Graduelle-unie	
	2 Ab2	130-170	10 YR 2/1 (noir)	Limoneux argileux	Aucun	Massive	Claire-unie	
	3 Bwb	170-210	10 YR 4/4 (brun jaunâtre)	Sablo-limoneux	Peu-Lave	Massive		
GEL	A1	0-30	7,5 YR 2/0 (noir)	Limoneux	Aucun	Granulaire-fine	Graduelle-unie	
	A2	30-85	7,5 YR 2/0 (noir)	Limoneux	Aucun	Massive	Claire-unie	
	2 Ab1	85-140	7,5 YR 2/0 (noir)	Limoneux	Aucun	Polyédr. Fin + Prism. Moy.	Graduelle-unie	
	2 Ab2	140-165	10 YR 2/1 (noir)	Limoneux	Très Peu-lapilli		Massive	Abrupte-unie
	2 Bs	165-168	5 YR 4/6 (rouge)			"horizon placique"		
	3 Bwb	168-195	10 YR 5/4 (brun)	Sableux (fin)	Aucun		Massive	Claire-unie
	3 C	195-205		Sablo-limoneux	Aucun		Massive	Abrupte-unie
	4Bwb	205-225 +	10 YR 4/4 (brun jaunâtre)	Limoneux argileux	Aucun	Massive		
CUE	A1	0-30	7,5 YR 2/0 (noir)	Limoneux	Aucun	Polyédr. moy.	Claire-unie	
	2 A2	30-45	7,5 YR 2/0 (noir)	Sablo-limoneux	Très peu-dacite	Polyédr. moy.	Claire-unie	
	2 Bw-C	45-60	10 YR 3/4	Sablo-limoneux	Nombreux-dacite	Massive	Claire-unie	
	2 C	60-70 +	10 YR 5/4	Sableux	Abondants-dacite	-		
AZO	A1	0-15	10 YR 2/1 (noir)	Limoneux	Aucun	Polyédr. fin.	Graduelle-unie	
	A2	15-50	10 YR 2/1 (noir)	Limoneux	Aucun	Polyédr. moy.	Claire-unie	
	A3	50-65	10 YR 2/2 (noir)	Limoneux	Peu-roche volcanique	Polyédr. moy. à sur structure colonnaire	Claire-unie	
	2 Bw	65-80	10 YR 3/3 (brun foncé)	Sablo-limoneux	Peu-roche volcanique		Polyédr. moy.	Claire-unie
	2 C	80-105	10 YR 5/6 (brun jaunâtre)	Sablo-limoneux	Peu-roche volcanique	Massive	Abrupte-unie	
	3 Ab1	105-170	10 YR 2/2 (noir)	Limoneux	Aucun	Polyédr. moy. à sur structure colonnaire	Graduelle-unie	
	3 Ab2	170-195	10 YR 3/2 (brun foncé)	Limoneux	Aucun		Polyédr. fin + prisma. moyen.	Claire-unie
	4 Bw	195-210 +	10 R 3/4 (brun jaunâtre)	Limoneux	Aucun	Massive		

- Le profil CHI est situé au sud du grand volcan Chimborazo, mais il n'est pas dans son environnement immédiat. Le trait morphologique principal est sa couleur noire, traduisant une accumulation de substances organiques, jusqu'à 170 cm. La téphrostratigraphie de cet ensemble n'est pas morphologiquement très apparente. On remarquera l'absence d'éléments grossiers pour cet ensemble noir, une texture limoneuse et des structures massives. Le touché cireux *smearly* est noté pour l'ensemble des horizons, mais là encore aucune manifestation de thixotropie n'est apparente. L'environnement floristique est équivalent à celui du profil PIC, mais *Calamagrostis intermedia* est l'espèce graminéenne majoritaire.
- Le trait morphologique principal du profil GEL est sa couleur noire jusqu'à 170 cm. La structure du niveau 2 Ab1 apparaît très particulière. On observe en effet, sur les faces des agrégats polyédriques et prismatiques, des surfaces lissées, mamelonnées évoquant les *slikensides* des sols vertiques. Les autres niveaux présentent des structures massives, des textures limoneuses et un touché "smearly". Sous cet ensemble, un mince horizon rouge (horizon placique : 2Bs) marque la transition avec l'horizon 3 Bw. Aucune trace notable d'oxydoréduction n'est pourtant décelable à la base de 2 Ab2. A l'amont de ce profil, des observations ont établi la présence de traits morphologiques typiques de remaniements glaciaires entre les niveaux 3 et 4. On peut donc situer le retrait glaciaire entre les époques de dépôt des niveaux 3 et 4. Le niveau 4 qui, sur le profil étudié est parfaitement meuble, se trouve endurci dans les profils situés à l'aval (notamment les profils de vallée) et prend localement le nom de cangahua (Quantin et Zebrowski, 1997). La végétation de ce site d'étude est spécifique puisqu'il s'agit du seul site où les rosettes géantes, caractéristiques des páramos colombiens, se développent en Équateur. La végétation est donc composée d'*Espeltia pycnophylla*, entre lesquelles se développent de nombreuses touffes de *Stipa Ichu* et quelques *Agrostis sps* (photographie B de la planche photographique I).
- Le trait morphologique principal du profil CUE est la faible épaisseur du dépôt de cendres sur des laves anciennes (dacites de la formation Tarqui du Miocène). Ce niveau peu épais de cendres épouse parfaitement le relief actuel et a donc clairement été déposé à une date postérieure au retrait glaciaire. Il est à noter que de nombreuses observations ont montré une cryoturbation intense de la surface de la dacite avec des faciès en plaquettes délitées sub-verticales. Le modelé de cette zone est typiquement glaciaire avec de nombreuses retenues d'eau bloquée par les anciennes moraines (Winckell et Zebrowski, 1997). L'horizon A1 est développé sur des pyroclastes (niveau 1) alors que les horizons 2 Bw-C et 2C sous-jacents sont développés aux dépens de l'altérite dacitique (niveau 2). Le niveau 2 A2 constitue un volume de transition entre ces deux ensembles, et apparaît comme une zone de mélange entre ces deux types de matériaux. Les deux niveaux supérieurs présentent une structure assez nette, polyédrique angulaire et subangulaire, un touché "smearly" et un comportement thixotropique marqué. La végétation est typique du páramo proprement dit avec des *Calamagrostis spc.* et *stipa spc.* Quelques espèces (*Gentianella hirculus*) sont ici spécifiques des páramos sud équatoriens.

- Le profil AZO est situé à l'amont de la ville d'Azogues en limite basse du domaine des páramos. Aux altitudes maximales de cette zone, les profils présentent la même morphologie que le profil CUE avec un mince dépôt pyroclastique concordant au relief actuel. A l'aval, sur le versant et à des altitudes inférieures à la zone des páramos, on rencontre ponctuellement des poches de pyroclastes très noires, discordantes du relief actuel et datant très probablement d'une période ante glaciaire. Le profil AZO a été choisi dans une zone où coexistent ces deux types de couvertures pédologiques, à l'un des rares endroits où le niveau de cendres récentes 1 (Horizons A1, A2 et A3) est superposé au niveau 3 présentant le faciès des cendres anciennes (Horizons 3Ab1, 3Ab2). Dans le profil choisi, ces niveaux sont séparés par un ensemble de près de 50 cm correspondant à des produits de remaniements glaciaires (niveau 2). Les textures de ce profil sont limoneuses, mais les structures polyédriques sont ici bien exprimées avec parfois des tendances à une sur-structuration en prisme. Le touché "smearly" et la thixotropie sont nets pour les deux ensembles pyroclastiques (niveaux 1 et 3). La végétation est dominée par des poaceae (*Festuca dolichophylla*, *Stipa Ichu.*). On remarque également ici de nombreuses Bromeliaceae du type *Puya hamata* (photographie C de la planche photographique I).

Quelques conclusions d'ensemble sur la morphologie des sols des sites étudiés peuvent être dégagées :

- Les profils des páramos équatoriens sur pyroclastes sont tous marqués par une coloration noire intense tant des horizons superficiels que de certains horizons enterrés.
- Tous les profils choisis montrent la superposition de pyroclastes d'âges différents. Ces sols sont donc des sols complexes¹ avec une superposition de matériaux distincts plus ou moins masquée par des accumulations de matières organiques.
- A l'exception du niveau de lapilli du profil PIC, on constate que la pédogenèse a partout transformé profondément les dépôts pyroclastiques : on ne retrouve pas d'horizons peu altérés de pyroclastes. Ainsi les profils étudiés se confondent avec des solums² superposés.

¹ Le terme de sols complexes est utilisé en référence à Duchaufour (1983) qui distingue les sols polycycliques formés dans des conditions écologiques différentes où les caractères actuels s'opposent nettement aux caractères hérités, des sols composés et complexes formés aux dépens de deux couches géologiques distinctes. Le terme sol composé s'applique dans le cas où les deux pédogenèses ont affecté les matériaux sans interférence entre elles, alors que dans le cas des sols complexes, les processus génétiques récents affectent également le sol enterré. Les sols complexes étudiés peuvent également être polycycliques. C'est certainement le cas ici des profils GEL et AZO où l'on constate une superposition de matériaux ante et post glaciaires.

² Le terme solum est ici employé dans son acception internationale, c'est-à-dire en faisant référence à la superposition des horizons génétiques A et B dans un pedon donné (Van Wambeke, 1995).

- Compte tenu du fait qu'il y a simultanément superposition des matériaux et développement d'horizons génétiques, aucun des profils étudiés ne livre un horizon ou un niveau que l'on peut assimiler à un matériau parental non affecté par une pédogenèse.

1.5.2. Organisation micromorphologique des horizons de surface

- *Profil PIC*

Horizon A1.

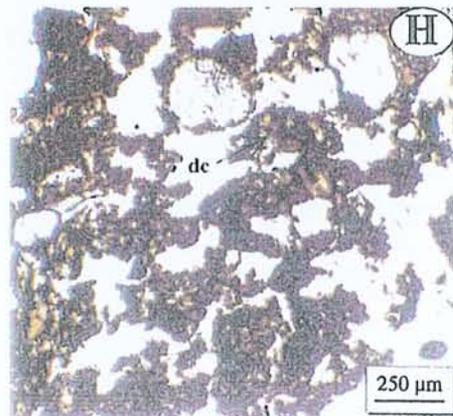
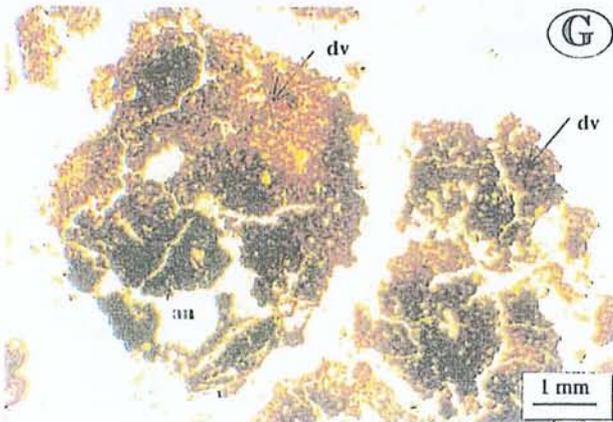
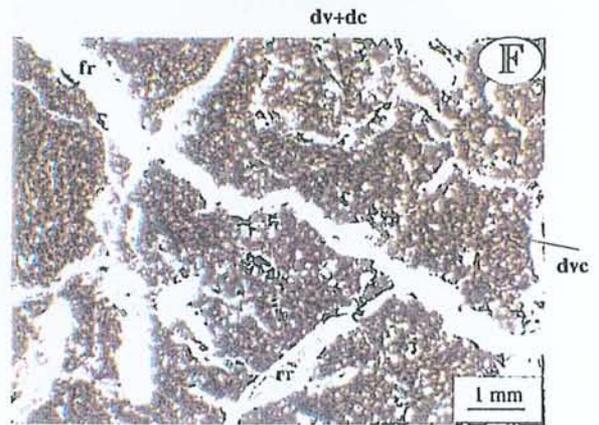
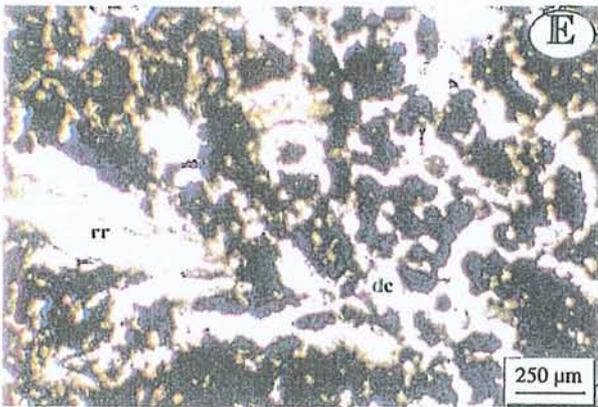
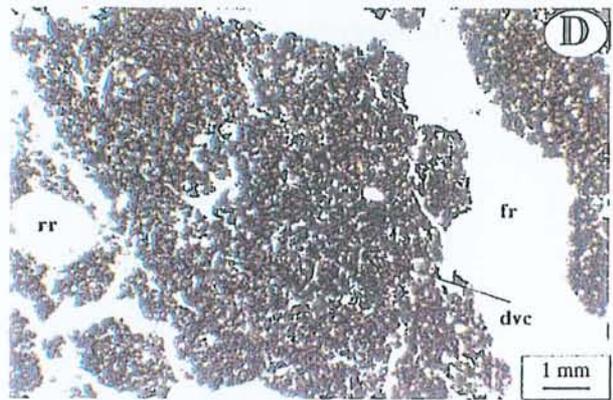
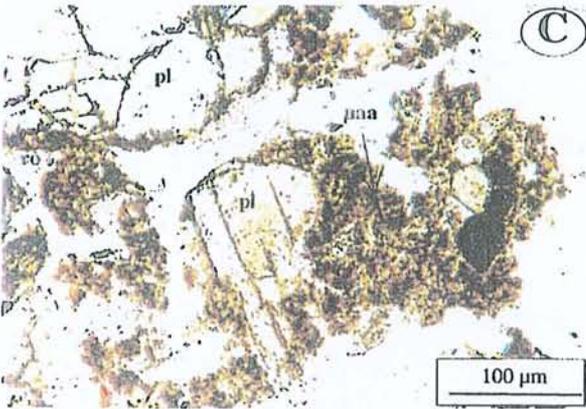
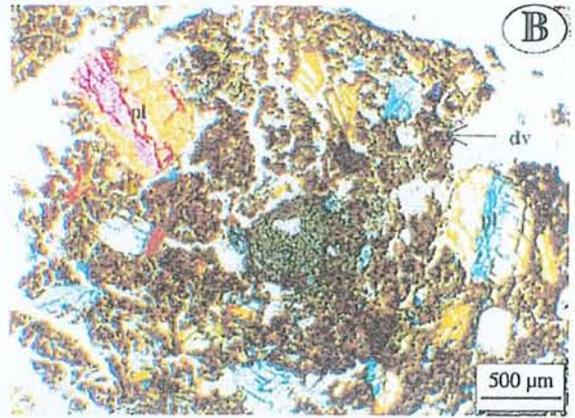
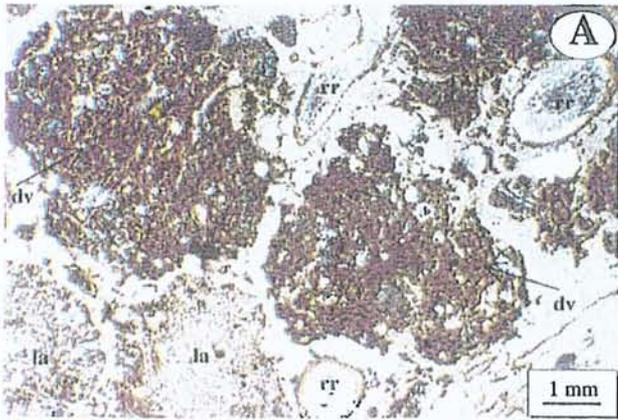
La microstructure est de type microagrégée intergranulaire, constituée de lapilli et de quelques fragments de roches (lithoreliques) juxtaposés à des agrégats et micro agrégats (photographie A de la planche III). Les agrégats sont très nombreux et sont principalement constitués de déjections de vers de terre de 1 à 4 mm de diamètre moyen. On rencontre deux types distincts : d'une part des agrégats libres bien individualisés, plus ou moins arrondis et d'autre part des agrégats coalescents entre eux. Plus localement et en particulier autour des racines, on observe de petits agrégats (+/- 200-400 µm) irréguliers élaborés par des enchytréides.

La porosité est très importante (de l'ordre de 30 à 40%) et essentiellement de type macroporale inter-agrégats avec de nombreux chenaux et cavités biologiques connectés. La distribution entre les matériaux grossiers et fins est principalement de type énaulique (la fraction fine est présente entre les grains de la fraction grossière). Le squelette est constitué de très nombreux fragments organiques où dominent les racines des graminées et des plantes basses rasantes de type *Lachemilla*. Ces racines sont distribuées autour des agrégats et des lapilli (inter-agrégats) mais également à l'intérieur des agrégats (racines mortes intra-agrégats). Le squelette minéral est très abondant. Il est constitué de très nombreux lapilli, de quelques fragments de roches et de nombreux phénocristaux isolés de 1 à 3 mm. A l'intérieur des agrégats d'origine biologique, on observe des fragments minéraux bien distribués, généralement de 200 à 500 µm.

Les plagioclases dominent cette fraction minérale en association avec quelques pyroxènes (photographie B de la planche III). Ces minéraux sont toujours craquelés, signe probable d'un refroidissement brusque lors d'une éruption "phréato-magmatique" (Quantin et Zebrowski, 1997). Ces minéraux montrent peu de signes d'altération. Les verres volcaniques sont abondants dans les clastes de ponces et sont parfois altérés en palagonite de couleur orange-vif au niveau de la surface.

Le plasma est présent à l'intérieur des agrégats et microagrégats et apparaît sous la forme d'un matériel organique ou organo-minéral amorphe brun foncé à noir. Les figures pédologiques sont essentiellement des traits excrémentaux traduisant donc une intense activité biologique des vers de terre et une plus discrète activité de la mésofaune (enchytréides, collembolés..).

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE III
 Micromorphologie des horizons de surface



Légende de la planche photographique III

Photographie A :

- * Horizon PIC A1
- * Lumière polarisé
- * dv : déjection de vers de terre ; rr : racine récente ; la : lapilli

Photographie B :

- * Horizon PIC A1
- * Lumière polarisée
- * dv : déjection de vers de terre ; pl : plagioclase

Photographie C :

- * Horizon PIC A2
- * Lumière normale
- * pl : plagioclase ; μ aa : micro-agrégat amorphes ; ro : revêtement organique

Photographie D :

- * Horizon CHI A1
- * Lumière normale
- * dvc : déjection de vers de terre coalescent ; fr : fente de retrait ; rr : racine récente

Photographie E :

- * Horizon CHI A1
- * Lumière normale
- * dc : déjection de collemboles ; rr : racine récente

Photographie F :

- * Horizon GEL A1
- * Lumière polarisée
- * dc : déjection de collemboles ; dv : déjection de vers de terre ;
dvc : déjection de vers de terre coalescent ; fr : fente de retrait

Photographie G :

- * Horizon CUE A1
- * Lumière normale
- * dv : déjection de vers de terre ; an : agrégat noirâtre

Photographie G :

- * Horizon CUE A1
- * Lumière normale
- * dc : déjection de collembole

Horizon A2

La structure est similaire mais on observe un plus grand nombre de lapilli et de fragments lithiques. Ces fragments sont de forme sub-angulaire et présentent une texture microlitique porphyrique où abondent des phénocristaux de plagioclases. Dans cet horizon, les déjections de vers de terre sont encore nombreuses. On observe très localement, un revêtement des phénocristaux isolés par des produits organiques amorphes. Localement également, on observe quelques minéraux primaires altérés qui disparaissent progressivement au profit d'un plasma organisé en micro-agrégats (photographie C de la planche III).

- *Profil CHI*

Horizon A1

La microstructure est de type micro-agrégée. Les agrégats de 1 à 4 mm dominent la structure. Ces agrégats correspondent à des boulettes fécales de vers de terre et présentent très fréquemment en coupe des racines mortes incluses et plus ou moins décomposées. Ils sont souvent (photographie D de la planche III). Ces agrégats sont eux mêmes constitués de micro-agrégats ronds de 200 à 500 μm présentant la morphologie type des déjections de collemboles (photographie E de la planche III). La porosité est très importante avec une forte macroporosité en chenaux et fentes (25 à 30% de la surface) mais également une forte microporosité intra-agrégats (10 à 20% de la surface). Des grains grossiers sont souvent présents à l'intérieur des agrégats et ils sont sertis dans le plasma (distribution porphyrique). Les racines sont beaucoup moins abondantes que dans PIC et elles sont le plus souvent réparties entre les agrégats. Le squelette minéral est constitué de cristaux de petite taille ($< 200\mu\text{m}$) bien répartis dans les agrégats. Là encore les plagioclases dominent. Il est à noter que ces minéraux ne sont que très rarement craquelés et fissurés. Ils apparaissent peu altérés et frais. Le plasma est présent à l'intérieur des microagregats et apparaît sous la forme d'un matériel organique amorphe noir.

Les figures pédologiques sont essentiellement ici aussi des traits excrémentaux avec des déjections de vers de terre ayant consommé des déjections de collemboles mais peut-être également d'enchytréides. Les macroagregats fécaux des lombrics peuvent être repris et pulvérisés par les collemboles.

Horizon A2

L'organisation est semblable mais les déjections de vers de terre sont davantage coalescentes. Les micro-agrégats de quelques centaines de microns qui constituent la matrice micro-agrégée apparaissent pour une part liés aux activités des collemboles (formes nettement arrondies) et pour une autre part issus de l'éclatement des agrégats lors du séchage des échantillons avant imprégnation.

- *Profil GEL*

Horizon A1

L'organisation micromorphologique est similaire à celle observée pour les échantillons provenant du profil CHI. On note toutefois que la structuration et l'activité biologique sont moins évidentes. Les fentes de retrait sont ici très importantes et dessinent un réseau hiérarchisé de chenaux (photographie F de la planche III). Les agrégats sont quasiment toujours coalescents et apparaissent plus denses et compacts. La microporosité intra-agrégat visible est cependant très importante. Les racines sont peu nombreuses et principalement logées dans les fentes (photographie F de la planche III). Les minéraux présentent la même allure et distribution que ceux présents dans CHI A.1. Ils apparaissent néanmoins plus craquelés que ceux-ci. A plus fort grossissement, on note un mince liseré rougeâtre en revêtement de certains agrégats et ce trait pédologique pourrait correspondre à une discrète ségrégation d'oxydes de fer. Les figures pédologiques dominantes sont donc là encore des traits amorphes (concentrations en matières organiques) et quelques traits biologiques. Cependant on n'observe que peu de reprise des boulettes fécales par d'autres organismes. Toutefois, il faut noter ici l'abondance de nématodes de tailles diverses observables sur cette lame mince.

Horizon A2

Le trait micromorphologique marquant est ici l'absence de structures pédologiques en agrégats visibles. On observe de très nombreuses fentes mais elles ne sont pas connectées entre elles. Les vésicules sont également fort nombreuses. Le squelette est du même type que pour l'horizon A1 avec de fines particules primaires distribuées de manière homogène dans un plasma organique amorphe très noir. Quelques racines apparaissent incluses dans le plasma.

- *Profil CUE*

Horizon A1

La structure est micro-agrégée et dominée par des macro-agrégats (2 à 4 mm) similaires en taille et en morphologie à ceux observés sur les autres profils et qui ont été attribués à des déjections de vers de terre incluant des racines mortes présentes dans des agrégats et plus ou moins décomposées. Ces agrégats sont pour partie constitués de volumes noirs opaques et pour une autre partie d'ensembles plus clairs (photographie G de la planche III). Localement ces parties claires apparaissent constituées de micro-agrégats de 200 à 500 μm présentant la morphologie type des déjections d'enchytréides. Cependant, dans la plupart des cas la microstructure de ces ensembles est constituée d'agrégats beaucoup plus fins (de l'ordre de 10 à 50 μm) (photographie H de la planche III). A l'inverse, aucune micro-agrégation n'est visible dans les ensembles noirs opaques. La porosité est très importante avec une très forte macroporosité en chenaux et fentes (30 à 40% de la surface) résultant d'un intense retrait à la dessiccation. Les agrégats apparaissent également fendillés par des fentes de retrait. Les ensembles noirs présentent uniquement quelques vacuoles alors qu'une assez forte microporosité est visible dans les parties claires. Les racines sont peu abondantes et principalement situées en position

inter-agrégats. On note localement la présence de charbons de bois. Les minéraux visibles en lumière polarisée sont de toute petite taille (<50 µm) et très peu abondants. Ils apparaissent répartis d'une façon homogène dans le plasma (distribution porphyrique). Le plasma est donc, soit assez clair dans les microstructures fines, soit très noir, opaque et continu dans les parties noirâtres. On observe comme pour GEL quelques traits ferrugineux amorphes en revêtement le long des fentes intra-agrégats. Mais les figures pédologiques dominantes sont là encore des traits excrémentaux. Cependant, si l'activité de vers de terre est importante, les traits correspondant à des organismes plus petits sont assez discrets.

En conclusion les observations micromorphologiques nous permettent de dégager les points suivants :

- On observe très clairement une évolution de la taille, de la morphologie et de la distribution des minéraux primaires dans une séquence PIC > CHI > GEL > CUE. Dans cette séquence, on constate une réduction de la taille moyenne des minéraux et une homogénéisation de leur distribution.
- Sur l'ensemble des lames observées, on constate l'absence de revêtements argileux visibles dans les cavités ou fissures.
- De la même façon nous n'avons pas noté de traces évidentes de traits cristallins néoformés dans le sol si ce n'est peut-être quelques dépôts ferrugineux pour les horizons des profils GEL et CUE.
- Les traits majeurs sont donc i) des traits pédologiques amorphes avec une dominance de produits organiques noirs dans des plasmas isotropes ii) des traits biologiques issus de l'activité de la faune du sol. Ces traits correspondent aux porosités biologiques et aux nombreuses déjections apparaissant en agrégats et en micro-agrégats. Ces structures organo-minérales apparaissent issues majoritairement de l'activité des vers de terre mais elles sont également dues à la pulvérisation de ces macro-agrégats par des organismes plus petits (enchytreides, collemboles).

Il est à noter que ces traits majeurs correspondent parfaitement à ce qui a été observé par d'autres auteurs sur des sols andiques (Stoops, 1981 ; Lassausse, 1991; Quantin et Zebrowski, 1997 ; Aran, 1998 ; Caner, 2000).

1.5.3. Propriétés physiques

1.5.3.1. Distribution granulométrique

Le tableau II.4 suivant présente les teneurs en éléments grossiers et la répartition granulométrique de la terre fine après destruction de la matière organique et traitement à l'oxalate.

Tableau II.4 - Eléments grossiers et distribution granulométrique de la terre fine

Pedon	Hor.	E.G. (> 2mm)	Sg	Sf	Lg	Lf	A
		(%)			(% de la terre fine)		
PIC	A1	5	50	12	8,2	22,6	7,2
	A2	7	17,7	31,3	21,7	21,1	8,2
	2A3	45	20,8	31,6	15,6	25,4	6,6
	2 C	85	91	4	0,5	4	0,5
	3Ab	12	34,6	31,5	11,3	17,9	4,7
	3 Bw	18	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd
	3 C	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd
CHI	A1	0	14,3	0	37,2	30,3	18,2
	A2	0	1,8	30,2	22	35,5	10,5
	2Ab1	0	1,5	20,2	28,9	33,7	14,7
	2Ab2	0	1,1	14,8	28,8	33,2	22,1
	3 Bwb	15	4,5	14,2	22,3	28,8	30,2
GEL	A1	0	8,7	0	22,5	42,7	26,1
	A2	0	1,7	22,8	17,9	40,6	17
	2Ab1	0	7,1	26,2	14,3	36,2	16,2
	2Ab2	3	18,5	44,5	12,8	16,5	7,7
	3Bwb	0	11,8	45,3	10,2	23,2	9,5
	4Bwb	0	0,2	24,6	16,6	24	34,6
CUE	A1	0	5,8	0	16,5	39,6	38,1
	2A2	7	7,9	6	14,6	40,4	31,1
	2 Bw-C	20	33	14,9	10,4	19,9	21,7
	2C	50	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd
AZO	A1	0	3,8	0	12,2	29,5	54,5
	A2	0	5,3	0	10,6	36,4	47,7
	A3	4	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd
	2 Bw	5	4,7	0	7	31,5	56,9
	2Bw-C	10	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd
	3 Ab1	0	0	1,4	0,7	12,3	85,6
	3 Ab2	0	0	2,4	6,3	17,5	73,8
	4 Bw	0	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd

On constate que les teneurs en éléments grossiers sont très faibles, hormis pour les horizons du site PIC et pour les horizons d'altération de la lave en place du profil CUE. En ce qui concerne les dépôts pyroclastiques, remarquons que les éléments grossiers n'ont jamais une taille supérieure à 64 mm. Il y a, dans tous les cas, absence de blocs et de bombes pyroclastiques. Les éléments grossiers des niveaux pyroclastiques sont donc toujours de la taille des lapilli.

Pour ce qui concerne la distribution granulométrique de la terre fine, on observe :

- la prédominance des sables pour le profil PIC
- les très faibles teneurs en particules grossières (sables et limons grossiers) pour les sites CUE et AZO
- le caractère intermédiaire des sites CHI et GEL avec équilibre entre les teneurs en sables et en limons pour CHI et prédominance des limons pour GEL.
- la très forte variation des teneurs en argile de l'ensemble des horizons en suivant la séquence suivante : PIC (< 10%) ; CHI et GEL (10 et 30%); CUE (20 et 40%) et enfin AZO (50 à 90%). On notera également la très grande richesse en argile des horizons enterrés du niveau 3 d'AZO.

1.5.3.2. Densité apparente et rétention en eau à -1500 kPa

Il s'agit des deux propriétés prises en compte par les classifications des Andosols (Tableau II. 5).

Tableau II.5 - Densité apparente sèche (ρ_d) et rétention en eau à -1500 kPa de potentiel matriciel

Pedon	Hor.	Profondeur (cm)	ρ_d	Rétention pondérale en eau à -1500 kPa de potentiel matriciel	
				Humide ^a	Sec ^b
PIC	A1	0-20	0,80	52	46
	A2	20-40	0,89	27	23
	2A3	40-55	0,70	36	22
	2C	80-115	Nd	Nd	Nd
	3Ab	80-115	1,00	18	14
	3 Bw	115-150	1,10	Nd	Nd
	3 C	150-185	1,10	Nd	Nd
CHI	A1	0-30	0,65	63	36
	A2	30-60	0,75	48	28
	2Ab1	60-130	0,62	63	35
	2Ab2	130-170	0,53	86	26
GEL	A1	0-30	0,39	97	35
	A2	30-85	0,58	59	28
	2Ab1	85-140	0,42	92	31
	2Ab2	140-165	0,60	66	22
	3Bwb	165-200	0,90	Nd	Nd
	4Bwb	200-225	0,70	Nd	Nd
CUE	A1	0-30	0,35	142	62
	2A2	30-45	0,40	130	41
AZO	A1	0-15	0,33	149	58
	A2	15-50	0,33	148	40
	A3	50-65	0,70	Nd	Nd
	2 Bw	65-80	1,00	Nd	Nd
	2Bw-C	80-105	0,95	Nd	Nd
	3 Ab1	105-170	0,27	220	40
	3 Ab2	170-195	0,4	Nd	Nd

Humide^a : mesures effectuées sur des échantillons conservés à l'humidité au prélèvement ; Sec^b : mesures effectuées sur des échantillons préalablement séchés 48 heures à 30°C.

Les résultats mettent en évidence que :

- les densités apparentes sont faibles et, hormis pour les horizons de profondeur du profil PIC (3Ab1, 3Bw, 3C), toujours inférieures à 0,9
- les teneurs en eau pondérale à -1500 kPa ne sont que très rarement inférieures à 30% pour des échantillons humides et à 15% pour des échantillons préalablement séchés (valeurs seuils pour la reconnaissance des propriétés des sols vitriques de la Soil Taxonomy). Le seul cas où ces deux conditions sont réunies correspond au niveau enterré 3Ab1 de PIC
- ces teneurs en eau pondérale sont parfois supérieures à 100% pour des horizons des profils AZO et CUE et très proches de cette valeur pour les niveaux A1 et 2Ab1 de GEL.

On constate par ailleurs, une forte variation des capacités de rétention en eau à -1500 kPa entre les profils avec des valeurs de l'ordre de 20 à 50 g.kg⁻¹ pour PIC jusqu'à 150 à 220 g.kg⁻¹ pour

AZO. Les capacités de rétention à -1500 kPa sur des échantillons n'ayant pas subis de dessiccation préalable croissent dans l'ordre suivant pour les horizons de surface : PIC < CHI < GEL < CUE = AZO.

1.5.4. Matières organiques

1.5.4.1. Teneurs en carbone et azote

On observe que les teneurs en carbone sont très élevées dans les horizons de surface et en particulier pour les profils GEL, CUE et AZO (Tableau II.6) avec des teneurs dépassant 150 g.kg⁻¹. Les teneurs en azote sont relativement faibles et les rapports C/N élevés .

Tableau II.6 - Teneur en Carbone organique, Azote et indice mélanique des sols étudiés

Pedon	Hor.	Profondeur	C	N	C/N	Indice Mélanique
			g.kg ⁻¹			
PIC	A1	0-20	125	10,7	11,7	1,83
	A2	20-40	40	2,5	15,8	1,61
	2A3	40-55	27	2,0	13,5	1,71
	2 C	55-80	2	0,3	6,6	-
	3Ab	80-115	25	1,8	13,9	1,65
	3 Bw	115-150	24	2,0	12,0	1,64
	3 C	150-185	17	1,4	12,2	-
CHI	A1	0-30	86	4,0	21,5	1,6
	A2	30-60	59	3,0	19,6	1,57
	2Ab1	60-130	72	3,3	21,8	1,54
	2Ab2	130-170	49	2,7	18,2	1,51
	3 Bwb	170-210	33	2,0	16,5	1,69
GEL	A1	0-30	212	11,2	18,9	1,66
	A2	30-85	92	4,7	19,3	1,56
	2Ab1	85-140	150	8,0	18,8	1,56
	2Ab2	140-165	73	4,0	18,2	1,61
	3Bwb	165-200	8	0,5	16,0	-
	4Bwb	200-225	23	1,3	17,6	-
CUE	A1	0-30	233	8,7	26,8	1,52
	2A2	30-45	194	9,8	19,8	1,55
	2 Bw-C	45-60	54	-	-	-
	2C	60-70	16	-	-	-
AZO	A1	0-15	180	12,0	15,0	1,57
	A2	15-50	156	10,0	13,6	1,53
	A3	50-65	87	7,0	12,4	1,54
	2 Bw	65-80	43	4,0	10,7	1,59
	2Bw-C	80-105	21	1,7	12,4	1,6
	3 Ab1	105-170	71	1,8	39,4	1,54
	3 Ab2	170-195	67	1,8	37,2	1,59
	4 Bw	195-210	29	1,6	18,1	-

La répartition du carbone avec la profondeur permet de confirmer l'existence d'horizons organo-minéraux enterrés (Figure II.4).

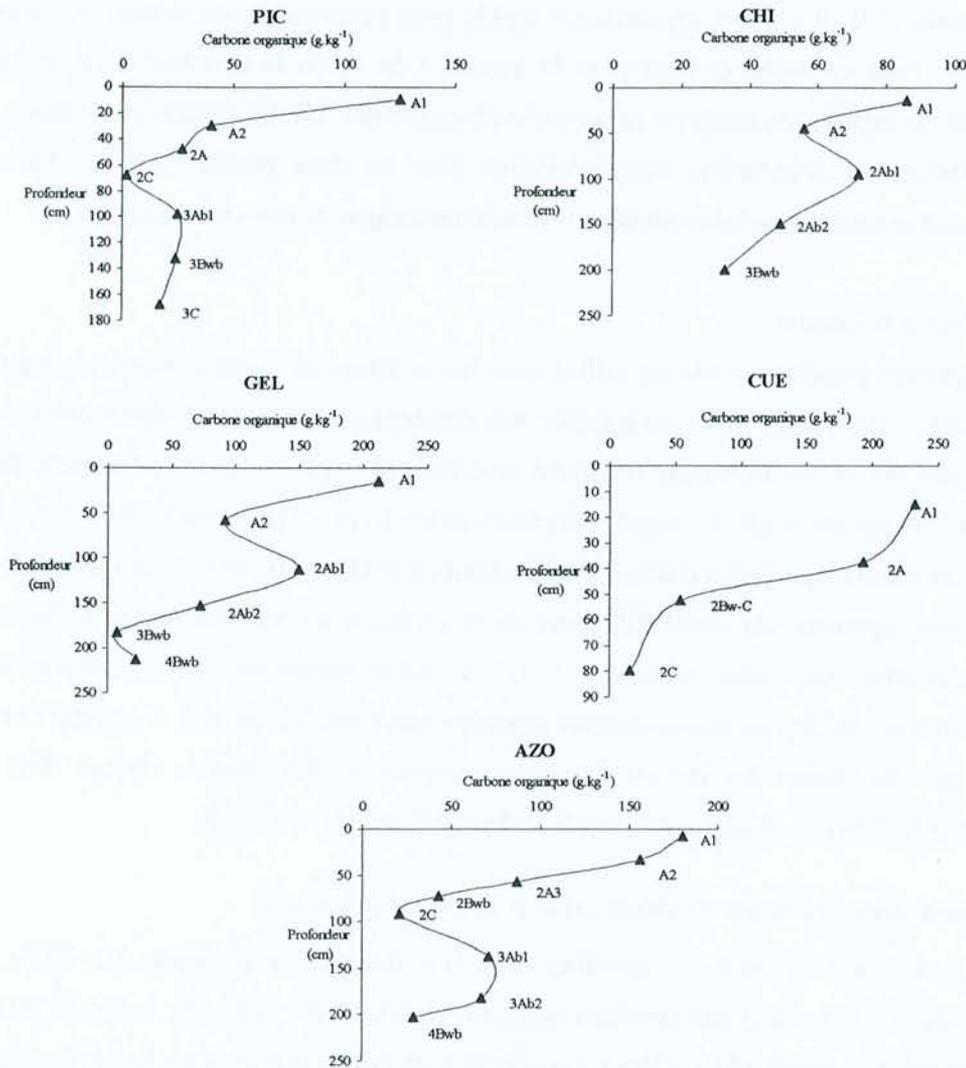


Figure II.4 - Répartition des teneurs en carbone de la terre fine avec la profondeur

On constate, pour le profil PIC, une très forte diminution de la teneur en carbone pour le niveau de lapilli à 60 cm de profondeur, puis une réaugmentation avec les niveaux 3A1b et suivants. En revanche, ce profil de carbone ne met pas en évidence de pic de carbone pour le niveau 2A3. Le tableau II.4 montre toutefois que cet horizon 2A3 est beaucoup plus riche en éléments grossiers que les horizons A1 et A2. Ceci suggère une parenté de cet horizon avec le niveau de lapilli sous-jacent (2C). et justifie de le reconnaître comme appartenant à un niveau différent de celui dans lequel se sont développés les horizons A1 et A2. Les profils CHI et GEL montrent une augmentation importante des teneurs massiques en carbone pour les niveaux 2Ab1. L'existence de paléosurfaces à l'intérieur de l'ensemble morphologique de couleur noire, qui était peu apparente sur la base des critères morphologiques, est ainsi confirmée pour ces deux profils. Pour le profil AZO, on constate une très nette augmentation des teneurs en carbone pour les niveaux 3Ab1 et 3Ab2. Par contre, il faut noter une décroissance progressive avec la profondeur, des teneurs en carbone pour les deux ensembles supérieurs. On ne constate pas de pic de carbone pour les horizons sommitaux du niveau 2. De même,

pour le profil CUE il y a une décroissance rapide mais progressive des teneurs en carbone avec la profondeur. Pour ce profil, comme pour le niveau 2 de AZO, la distribution du carbone avec la profondeur ne met pas en évidence la présence d'un paléosol. La distribution du carbone affine donc essentiellement les observations morphologiques pour les deux profils GEL et CHI et atteste de l'existence d'au moins deux générations de pyroclastes au sein de leur ensemble noir .

1.5.4.2. Indice mélanique

L'indice mélanique (IM) est utilisé dans les systèmes de classifications internationales (Soil Survey Staff, 1999 ; FAO, 1998) pour établir une distinction entre les Andosols mélaniques (IM <1,7) dominés par des acides humiques fortement aromatiques (type A), et les Andosols fulviques (IM >1,7) dominés par des acides humiques plus aliphatiques (type B) (Kumada et al., 1967; Shoji, 1988).

Les résultats présentés (tableau II.6) mettent en évidence i) des indices mélaniques > 1,7 pour les horizons supérieurs du profil PIC alors qu'en revanche ii) tous les horizons des autres profils étudiés possèdent un indice mélanique < 1,7. L'indice mélanique décroît généralement avec la profondeur avec de légères augmentations lorsqu'on rencontre un horizon A enterré. On constate par ailleurs une diminution des valeurs de cet indice pour les horizons de surface dans la séquence suivante : PIC(1,6-1,8) ; CHI et GEL (1,55-1,65) ; CUE et AZO (+/-1,55).

1.5.5. Eléments extraits par l'oxalate (o) et le pyrophosphate (p).

La figure II.5 présente la répartition avec la profondeur de la somme $Al_o + 1/2Fe_o$, de Si_o et du rapport Al_p/Al_o . Sur ces graphiques les limites $Al_o + 1/2Fe_o = 20 \text{ g.kg}^{-1}$, $Si_o = 6 \text{ g.kg}^{-1}$ et $Al_p/Al_o = 0,5$ sont figurées. La somme ($Al_o + 1/2Fe_o$) correspond à un critère utilisé, dans les différents systèmes de classification, pour la reconnaissance des Andisols (Andosols). Si_o conduit à une estimation des teneurs en allophanes permettant de distinguer les horizons silandiques ($Si_o > 6 \text{ g.kg}^{-1}$) des horizons aluandiques ($Si_o < 6 \text{ g.kg}^{-1}$) (Quantin, 1995). De même Al_p/Al_o permet de distinguer en première approximation, les horizons plutôt allophaniques ($Al_p/Al_o < 0,5$) des horizons plutôt non-allophaniques ($Al_p/Al_o > 0,5$) (Mizota et van Reeuwijk, 1989).

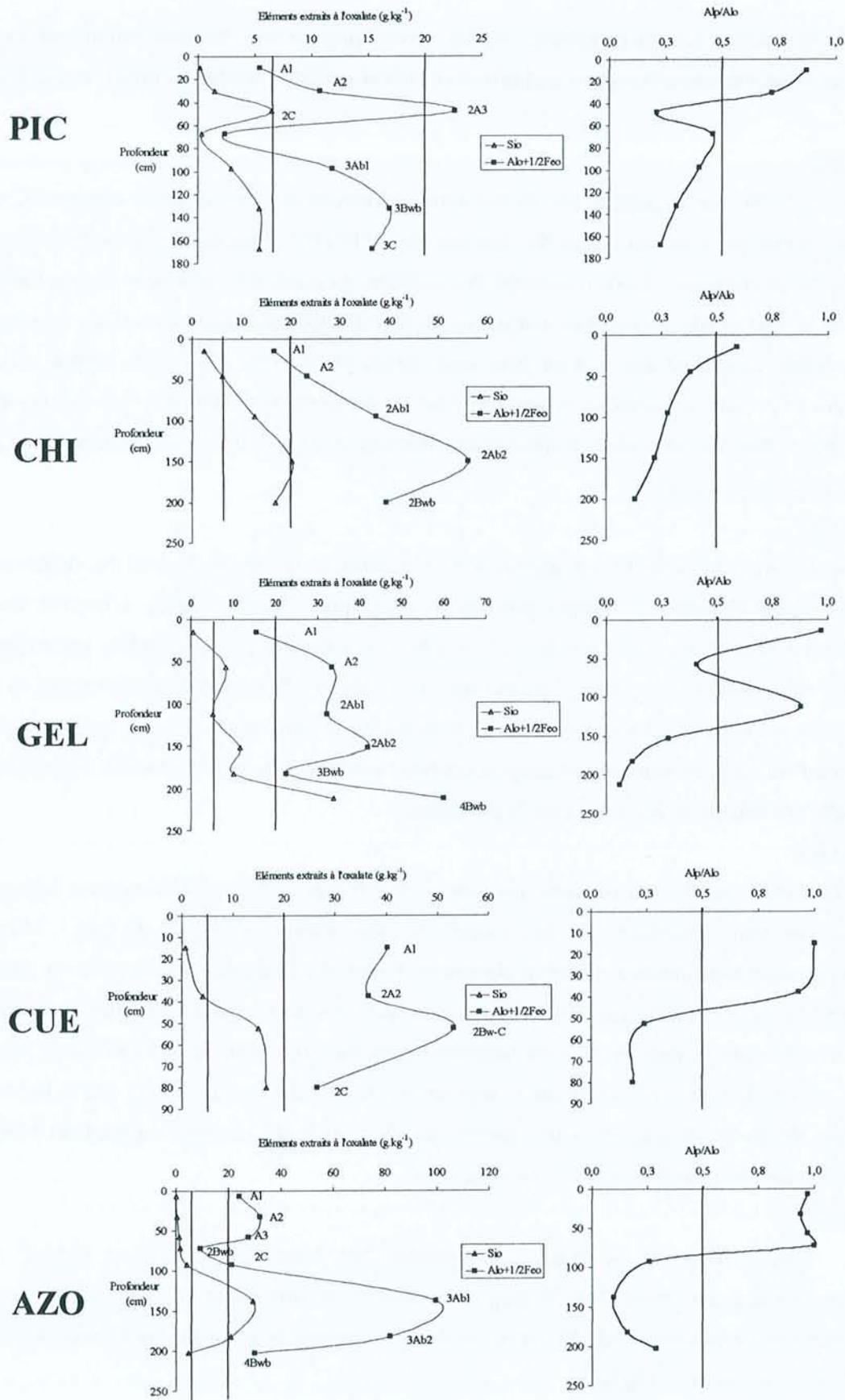


Figure II.5 - Répartition avec la profondeur de Si_o, Al_o+1/2Fe_o et du rapport Al_p/Al_b

On constate que les paramètres étudiés varient souvent avec les tephrostratigraphies et qu'il existe de fortes variations tant entre les horizons d'un même profil qu'entre les profils eux-mêmes.

Profil PIC

Le profil PIC est caractérisé par de très fortes variations des valeurs de la somme $Al_o + 1/2Fe_o$. Cette teneur est minimale au niveau de l'horizon de lapilli (2C) et maximale sur la terre fine du petit horizon qui le surmonte (2A3). L'essentiel des horizons du profil PIC se trouve sous la limite de 20 g.kg^{-1} de la somme $Al_o + 1/2Fe_o$ et les teneurs en Si_o sont faibles notamment en surface. Le petit niveau 2A3 possède cependant des teneurs plus importantes en Si_o ($>6 \text{ g.kg}^{-1}$). Le rapport Al_p/Al_o est supérieur à 0,7 pour les horizons de surface. Pour les horizons de profondeur l'aluminium serait *pro parte* inclus dans des minéraux allophaniques (rapport $Al_p/Al_o < 0,5$) mais les teneurs en Si_o sont toujours faibles ($< 6 \text{ g.kg}^{-1}$).

Profil CHI

On observe pour ce profil une augmentation constante de la somme $Al_o + 1/2 Fe_o$ depuis moins de 20 g.kg^{-1} pour l'horizon A1 jusqu'à près de 50 g.kg^{-1} pour l'horizon 2Ab2. L'horizon de surface présente un rapport $Al_p/Al_o > 0,5$ et $Si_o < 6 \text{ g.kg}^{-1}$. Les horizons de profondeur présentent tous à l'inverse des teneurs en $Si_o > 6 \text{ g.kg}^{-1}$ et des rapports $Al_p/Al_o < 0,5$. Le maximum de teneurs en Si_o et en $Al_o + 1/2Fe_o$ est observé pour le niveau 2Ab2. Notons, sur la base de ces résultats qu'aucune saut n'est noté entre les deux niveaux pyroclastiques repérés mais que l'on assiste plutôt à une augmentation graduelle des teneurs en Al_o et Si_o avec la profondeur.

Profil GEL

L'horizon de surface A1 présente une somme $Al_o + 1/2Fe_o < 20 \text{ g.kg}^{-1}$ alors que les horizons sous-jacents sont tous caractérisés par des valeurs de cette somme proche de 30 g.kg^{-1} . Mais ici les variations avec la profondeur montrent clairement l'effet des stratigraphies. En effet, on observe des rapports $Al_p/Al_o > 0,8$ pour les deux horizons supérieurs des deux niveaux pyroclastiques repérés (A1 et 2Ab1) alors que ce rapport est assez largement inférieur à 0,5 pour les autres horizons. Les teneurs en Si_o suivent la même évolution que le rapport Al_p/Al_o . Il faut toutefois noter que si la plupart des horizons de ce profil présentent des teneurs en $Si_o > 6 \text{ g.kg}^{-1}$, celles-ci demeurent relativement modestes, excepté pour l'horizon très profond 4Bw.

Profil CUE

Tous les horizons du profil CUE possèdent une somme $Al_o + 1/2 Fe_o > 20 \text{ g.kg}^{-1}$ avec des valeurs élevées situées entre 30 et 50 g.kg^{-1} . On observe par contre une très nette opposition entre les deux horizons de surface où Al_p/Al_o est voisin de 1 (Si_o pratiquement nul) et les niveaux de profondeur où $Al_p/Al_o < 0,3$ et $Si_o > 15 \text{ g.kg}^{-1}$.

Profil AZO

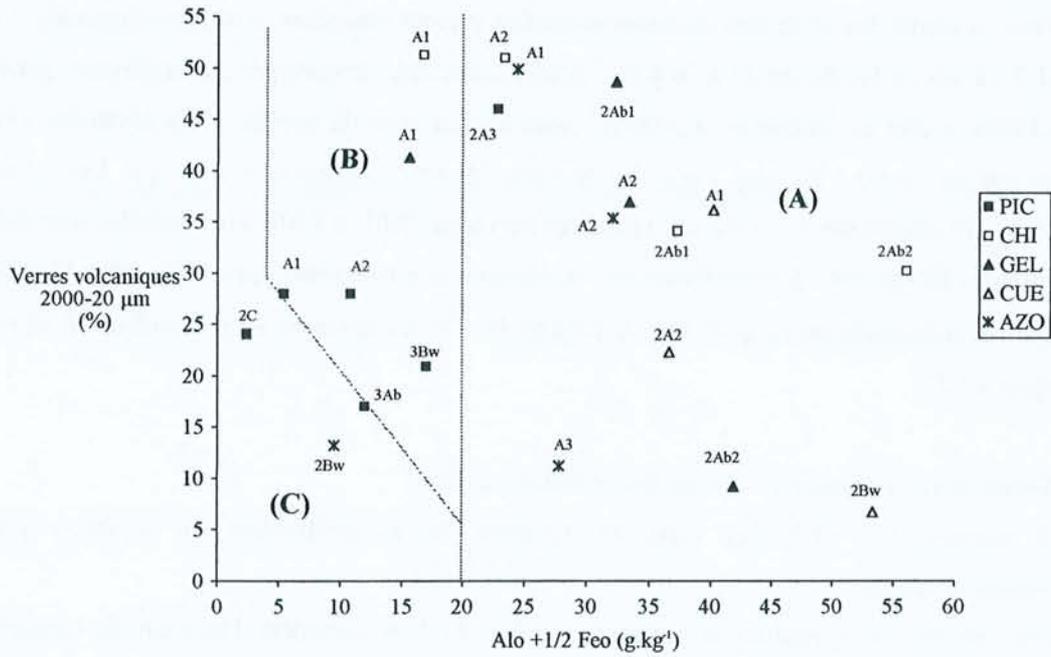
Pour ce profil, les différents paramètres étudiés varient fortement avec la stratigraphie. La somme $Al_0 + 1/2 Fe_0$ est de l'ordre de 20 à 30 $g.kg^{-1}$ pour les horizons développés sur la dernière génération de pyroclastes et elle est inférieure à 20 $g.kg^{-1}$ pour les horizons du niveau 2. En revanche, elle est très élevée (autour de 60 à 70 $g.kg^{-1}$) pour les horizons du niveau organique enterré 3. Les teneurs en Si_0 s'avèrent très importante ($> 15 g.kg^{-1}$) pour les horizons 3Ab1 et 3Ab2 alors qu'elles sont faibles pour les horizons sus-jacents. Corrélativement, on observe une très nette opposition entre les horizons de surface qui présentent un rapport Al_p/Al_0 proche de 1 et les horizons de profondeur où ce rapport est inférieur à 0,3.

De manière générale on constate les éléments suivants.

- La somme $Al_0 + 1/2 Fe_0$ varie en fonction de la profondeur en reflétant souvent les téphrostratigraphies.
- Cette somme varie également entre les profils. Si l'on considère l'horizon de subsurface (A2) développé sur la dernière génération de pyroclastes pour les profils PIC, CHI, GEL et AZO et le niveau A1 de CUE, on observe la séquence suivante pour la valeur $Al_0 + 1/2 Fe_0$: PIC (10,8 $g.kg^{-1}$) < CHI (23,3 $g.kg^{-1}$) < GEL et AZO (32-33 $g.kg^{-1}$) < CUE (40,2 $g.kg^{-1}$).
- Les teneurs en Si_0 sont faibles pour les horizons de surface et tendent à augmenter avec la profondeur. Ainsi, les horizons de surface développés sur la dernière génération de pyroclastes apparaissent dominés par des complexes organo-métalliques avec des rapports Al_p/Al_0 proches de 1. A l'inverse les horizons de profondeur présentent globalement des teneurs en Si_0 plus élevées (toujours supérieures à 6 $g.kg^{-1}$) et corrélativement un rapport $Al_p/Al_0 < 0,5$.
- Les teneurs en Si_0 n'atteignent cependant des valeurs élevées pour les profils GEL et AZO qu'à des profondeurs supérieures à un mètre. A l'inverse, pour le profil CHI, on observe une augmentation plus régulière de Si_0 avec la profondeur sur les 150 premiers centimètres.

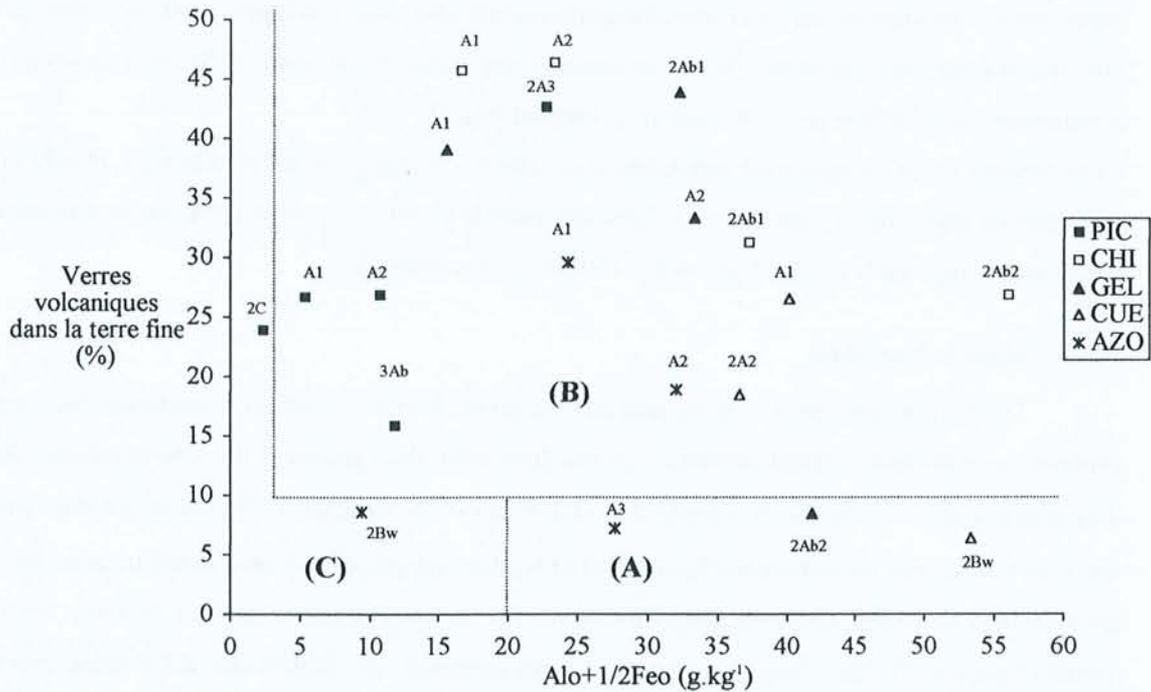
1.5.6. Verres volcaniques

Les teneurs en verres volcaniques des différents horizons sont ici considérées par rapport aux critères des différentes classifications. Les résultats sont alors placés i) dans le graphique de la Soil Taxonomy (SSS, 1999) où la somme $Al_0 + 1/2 Fe_0$ est en abscisse et les quantités de verres de la fraction 0,02-2 mm en ordonnée (figure II.6) et ii) dans un graphique avec la même abscisse mais où les quantités de verres sont calculées sur la terre fine comme le recommande le système WRB (FAO, 1998) (figure II.7). Sur chacun des graphes sont reportées les limites des différentes catégories et horizons diagnostiques propres à ces classifications.



(A) = première catégorie des propriétés andiques, (B) = deuxième catégorie, (C) = absence de propriétés andiques

Figure II.6 - Position des horizons dans un graphique verres volcaniques de la fraction 0,02-2 mm et Al_o+1/2Fe_o en référence à la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999)



(A) = horizons andiques, (B) = horizons vitriques, (C) = autres horizons

Figure II.7 - Position des horizons dans un graphique verres volcaniques de la terre fine et Al_o+1/2Fe_o en référence au WRB (FAO, 1998)

L'examen de ces figures permet de mettre en évidence l'importance des teneurs en verres pour l'ensemble des horizons étudiés avec des valeurs toujours > à 10% dans la fraction 0,02-2mm et dans la plupart des cas > 10% dans la terre fine. On observe ainsi, que la plupart des horizons étudiés (notamment tous les horizons A1 et A2) doivent être considérés comme des horizons vitriques dans le WRB. Dans la Soil Taxonomy, on note que la grande majorité des horizons étudiés répond, à ce niveau, aux critères de la première catégorie des propriétés andiques. Remarquons toutefois que la majorité des horizons du profil PIC de même que les horizons de surface (A1) des profils CHI et GEL sont placés dans la zone des propriétés andiques de seconde catégorie, eu égard à la faiblesse de la somme $Al_o + 1/2Fe_o$.

1.5.7. Propriétés physico-chimiques

Les principales caractéristiques physico-chimiques sont présentées au tableau II.7.

1.5.7.1. Le pH, la capacité d'échange à pH 7 et la garniture cationique

Les sols sont relativement acides avec des pH variant de 5,6 à 4,2. En accord avec ce qui a souvent été observé ailleurs (Parfitt et Clayden, 1991 Shoji et al., 1993), on constate une assez bonne relation entre le pH eau et le rapport Al_p/Al_o : les horizons présentant des rapports Al_p/Al_o faibles ont généralement des pH supérieurs à 4,8 alors que les horizons possédant des rapports Al_p/Al_o plus élevés présentent des pH eau plus faibles (< 4,8) . Comme observé depuis longtemps (Mizota et Van Reeuwijk, 1989), il existerait une relation entre la nature de la phase colloïdale et le pH des sols. On constate par ailleurs que les pH KCl sont toujours inférieurs au pH eau et qu'ainsi les ΔpH sont négatifs ce qui traduit la présence d'éléments acides échangeables.

Les capacités d'échange cationique (CEC) à pH 7 des horizons étudiés sont élevées (jusqu'à près de $70 \text{ cmol}(+)\cdot\text{kg}^{-1}$). La figure II.8 suivante expose la relation entre teneur en carbone organique et capacité d'échange cationique. Les valeurs les plus élevées du taux de carbone et de la CEC sont observées parmi les échantillons dont le rapport $Al_p/Al_o > 0,5$ (droite de régression : $CEC = 0,287.C + 1,874$; $r = 0,9$). Les fortes teneurs en matières organiques apparaissent responsables de ces hautes CEC. Remarquons cependant que le point correspondant à l'horizon A1 du profil PIC s'écarte de la relation de régression présentée à la figure II.8. Ce fait est sans doute dû à la prédominance du carbone figuré, contribuant peu à la CEC de cet horizon. On constate par ailleurs que les horizons possédant un rapport $Al_p/Al_o < 0,5$ (horizons enterrés plutôt allophaniques) présentent une relation de régression plus pentue (droite de régression : $CEC = 0,464.C + 1,47$; $r = 0,83$). Pour ces horizons, il existe une relation entre la teneur en Si_o et la CEC ($r=0.76$, $n=8$). Le décalage entre les deux droites (figure II.8) peut alors être interprété comme un estimateur grossier de la contribution de la fraction minérale (notamment des minéraux allophaniques) à la CEC du sol.

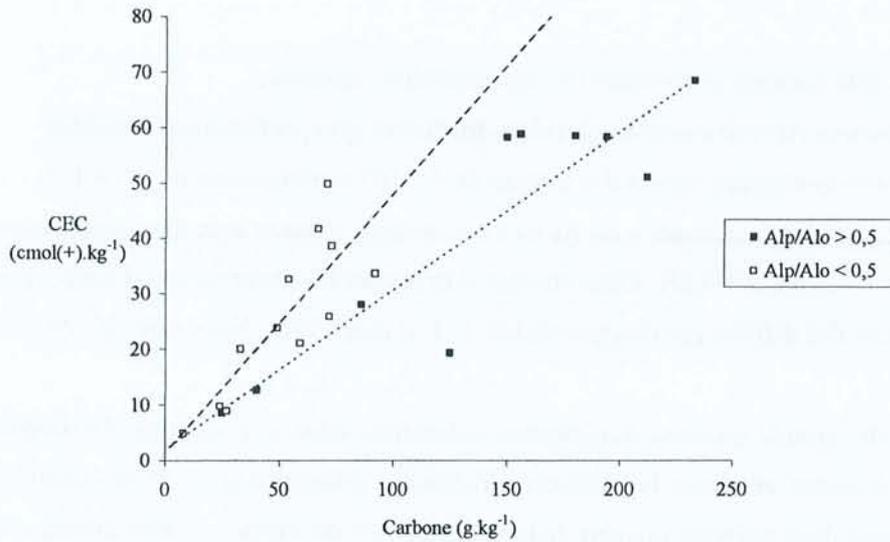


Figure II.8 - Relation entre la teneur en carbone et la capacité d'échange cationique à pH 7

Dans les horizons de surface acides des profils GEL, CUE et AZO, Al est le cation "échangeable" largement majoritaire.

Si l'ensemble des horizons étudiés présente des taux de saturation faibles (< 40%) on observe que ces taux de saturation diminuent i) en profondeur pour chaque profil (effet du recyclage biologique des éléments nutritifs) et ii) dans la séquence précédemment observée (PIC > CHI > GEL > CUE et AZO).

1.5.7.2. Comparaison de méthodes d'échange

La comparaison des quantités d'aluminium extraites par une solution de KCl N et de NH₄Cl 0,5 N est présentée à la figure II.9.

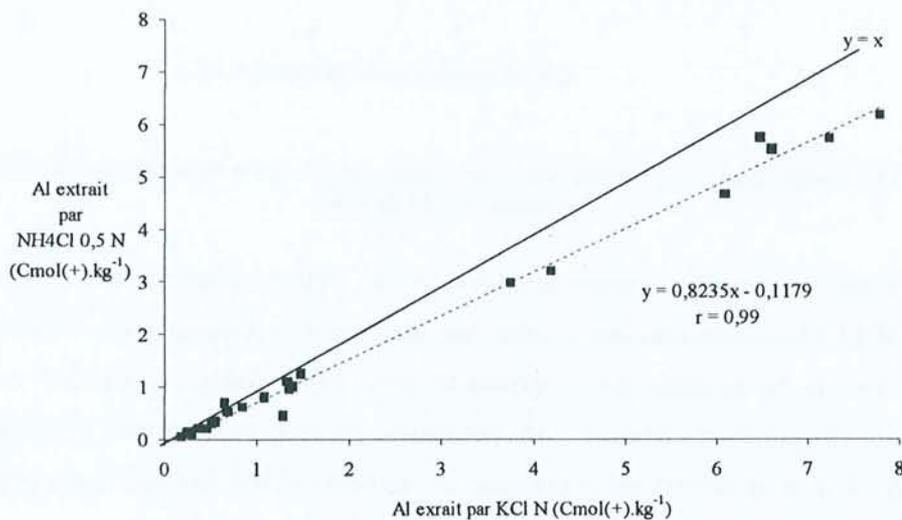


Figure II.9 - Comparaison des quantités d'Al extraites par KCl N et NH₄Cl 0,5 N

Cette comparaison permet les commentaires suivants :

- les teneurs en Al "échangeable" des deux méthodes sont parfaitement corrélées
- on observe systématiquement des teneurs en Al KCl supérieures à Al NH₄Cl.
- cette plus forte concentration en Al KCl est mise en relation avec l'augmentation de la force ionique entre KCl N et NH₄Cl 0,5N. Cette constatation rejoint les observations d'Amedee et Peech (1976) qui observaient des différences d'extractabilité de l'Al dans des solutions de KCl N et 0,1 N dans des sols oxiques.
- cette plus grande quantité d'aluminium extractible dans une solution d'électrolyte plus concentrée conduit à mettre en doute la caractère strictement échangeable de l'aluminium extrait. Une part de l'aluminium dosé pourrait provenir de la solubilisation de composés aluminiques amorphes.

De même la comparaison entre la somme des bases "échangeables" dans l'acétate d'ammonium et dans NH₄Cl met en évidence une supériorité systématique des quantités de cations "échangeables" dans le chlorure d'ammonium (Figure II.10).

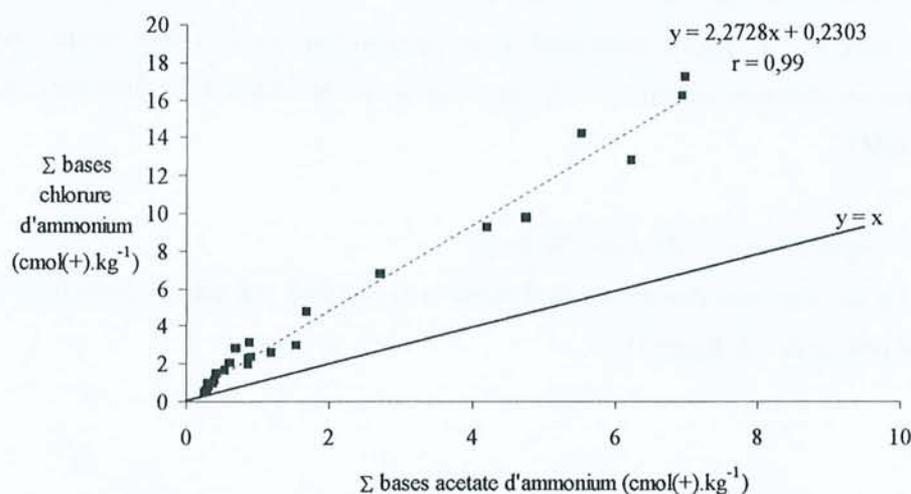


Figure II.10 - Comparaison de la somme des bases extraites par l'acétate d'ammonium (pH 7) et le chlorure d'ammonium (pH du sol).

Cette augmentation de la somme des bases est le fruit de quantités des cations Ca et Mg extraites dans NH₄Cl beaucoup plus importantes que dans l'acétate d'ammonium. A l'inverse, on note que les quantités de K extraites sont légèrement plus faibles dans NH₄Cl que dans l'acétate d'ammonium. Ce comportement particulier du potassium, est peut être à mettre en relation avec les observations de Shoji et al, (1993) qui ont montré une moindre altérabilité des verres potassiques par rapport à leurs équivalents calciques ou magnésiques.

Ces résultats mettent en évidence le caractère non strictement échangeable des cations extraits par NH_4Cl . En effet, les quantités de bases extraites se révèlent ici plus importantes dans le réactif non-tamponné que dans le réactif tamponné à Ph 7. Il y a donc bien eu, dans l'échange NH_4Cl , un processus d'altération et de solubilisation d'une phase solide libérant des cations. On peut en effet considérer, au minimum, que l'écart entre la droite de régression et la droite $y=x$ de la figure 10, correspond à des cations alcalins et alcalino-terreux bases mis en solution par un processus d'altération. Ces cations devraient alors être considérés comme des cations extractibles avec le réactif mis en jeu et non pas, strictement, comme des cations échangeables. Par ailleurs, ces résultats montrent que la comparaison de la capacité d'échange "effective" à différents pH n'a que peu de sens compte tenu de la dépendance de la somme des bases et de l'Al extrait avec le pH du réactif.

1.5.7.3. Rétention des phosphates

La capacité de rétention des phosphates est une caractéristique retenue dans la classification des Andosols. La relation entre la rétention des phosphates et le somme $\text{Al}_0 + 1/2\text{Fe}_0$ dans le cas des horizons du premier mètre des sols étudiés est présentée sur la figure II.11.

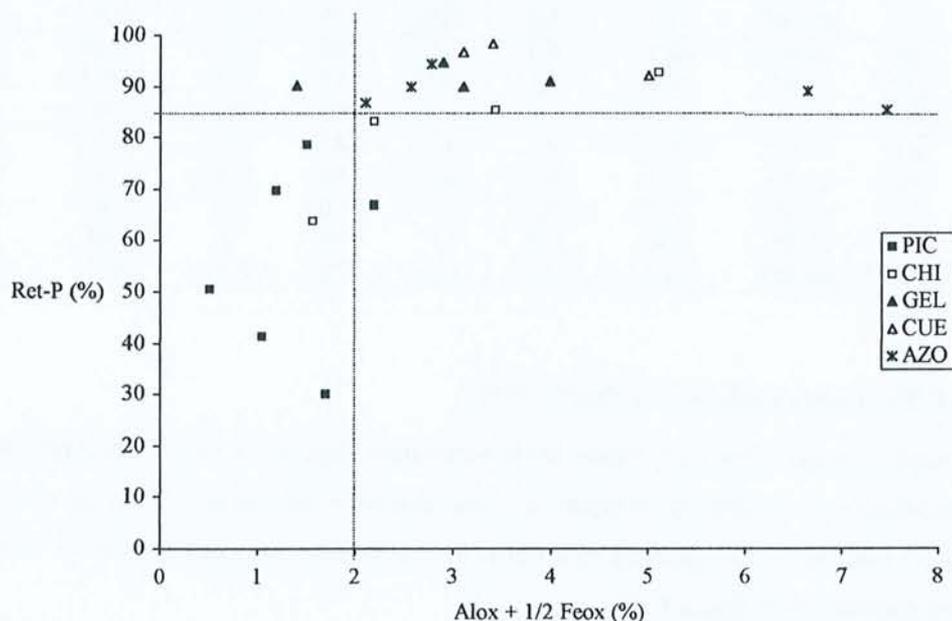


Figure II.11 - Relation entre la somme $\text{Al}_0 + 1/2\text{Fe}_0$ et la capacité de rétention des phosphates pour les horizons du premier mètre

On note que six horizons du premier mètre étudiés répondent au double critère $\text{Al}_0 + 1/2\text{Fe}_0 > 2\%$ et $\text{ret-P} < 85\%$. On constatera au tableau 7 que l'essentiel des horizons ayant une somme $\text{Al}_0 + 1/2\text{Fe}_0 > 2\%$ mais des rétention de phosphates comprises entre 80 et 90% (c'est à dire des rétentions modestes) ont également un rapport $\text{Al}_p/\text{Al}_0 < 0,5$. Ces résultats sont en bon accord avec les plus faibles capacités de rétention en phosphate des horizons andiques allophaniques (Nanzyo et al., 1993)

1.6. Classements des sols

Le tableau II.8 résume les informations, récoltées dans ce chapitre, nous permettant d'aboutir aux classements des profils sélectionnés dans la Soil Taxonomy (SSS, 1999) et le WRB (FAO, 1998) ainsi qu'à leur rattachement au sein du Référentiel Pédologique (Quantin, 1995).

Tableau II.8 - Résumé des principales propriétés des profils étudiés.

	Hor.	Prof.	Al _o +1/2Fe _o	Si _o	Al _p /Al _o	Ret-P	Da	W1500 _{Kpa}	C	IM
		(cm)	(g.kg ⁻¹)			(%)	(g.cm ⁻³)	(humide) (g.kg ⁻¹)	(g.kg ⁻¹)	
PIC	A1	0-20	5,4	0,2	0,87	51	0,8	520	125	1,83
	A2	20-40	10,8	1,5	0,72	41	0,89	270	40	1,61
	2A3	40-55	22,7	6,5	0,21	67	0,7	360	27	1,71
	2C	55-80	2,4	0,4	0,46	0,3	Nd	Nd	2	Nd
	3Ab	80-115	11,9	2,9	0,4	70	1	140	25	1,65
CHI	A1	0-30	16,6	2,4	0,59	64	0,65	630	86	1,6
	A2	30-60	23,3	6,1	0,38	83	0,75	480	59	1,57
		60-130	37,3	12,7	0,28	85	0,62	630	72	1,54
GEL	A1	0-30	15,5	0,4	0,97	90	0,39	970	212	1,66
	A2	30-85	33,4	8,3	0,41	90	0,58	590	92	1,56
		85-140	32,3	5,3	0,88	95	0,42	920	150	1,56
CUE	A1	0-30	40,2	0,7	1	98	0,35	1420	233	1,52
	2A2	30-45	36,6	4,1	0,93	97	0,4	1300	194	1,55
	2 B-C	45-60	53,3	14,9	0,24	92	Nd	Nd	54	Nd
AZO	A1	0-15	24,3	0,3	0,97	87	0,33	1490	180	1,57
	A2	15-50	32,1	0,6	0,94	94	0,33	1480	156	1,53
	A3	50-65	27,7	1,4	0,97	90	0,7	Nd	87	1,54
	2 Bw	65-80	9,4	1,6	1	36	1	Nd	43	1,59
	2 Bw-C	80-105	21,3	4,2	0,26	76	0,95	Nd	21	1,6

1.6.1. Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999)

Rappelons que, dans ce système, la clé permettant d'accéder à l'ordre des Andisols se fonde sur la reconnaissance de propriétés andiques sur une épaisseur suffisante (36 cm au moins au sein des premiers 60 cm) du pédon examiné. En outre, les propriétés andiques reconnues relèvent de deux catégories distinctes (Cf. figure II.6) :

- Dans les Andisols évolués, la section de contrôle du pédon doit posséder suffisamment de constituants secondaires minéraux et/ou organominéraux pour que soient vérifiés simultanément les critères suivants : $Al_o+1/2Fe_o \geq 20g.kg^{-1}$, $Ret-P \geq 85\%$ et $Da \leq 0,9 g.cm^{-3}$. Dans ce cas, les teneurs en verres de la fraction 20-2000 μm ne sont pas prises en considération.
- Dans les Andisols peu évolués (2^o catégorie), il convient de combiner les teneurs en verres des fractions limoneuses et sableuses et les valeurs des critères reliés à la réactivité des constituants secondaires ($Al_o+1/2Fe_o$; Ret-P). Dans ce cas de figure, la limite $Da < 0,9$ est portée à $Da < 1g.cm^{-3}$.

Notons enfin que si un horizon contient plus de 250 g.kg⁻¹ de carbone, ses éventuelles propriétés andiques ne doivent pas être prises en compte.

En appliquant ces règles aux pédons sélectionnés, nous vérifions qu'ils peuvent tous être identifiés comme des Andisols. Toutefois, les propriétés andiques de leurs sections de contrôle respectives sont vérifiées de trois façons différentes (Tableau II.9).

Tableau II.9 - Principales caractéristiques des Andisols de cette étude

Profils	Propriétés andiques	Epipedon diagnostique	Autres propriétés diagnostiques
PIC	Oui (2° catégorie)	Umbrique	
CHI	Oui (2° catégorie)	Pachique Mélanique	
GEL	Oui (2° catégorie et 1° catégorie)	Pachique mélanique	Hydrique (> 70 %)ª
CUE	Oui (1° catégorie)	Mélanique	Hydrique (> 100 %)
AZO	Oui (1° catégorie)	Pachique mélanique	Hydrique (> 100 %)

ª: La propriété hydrique permettant le rattachement à un grand groupe (par exemple hydrudand) est fixée à 100% de rétention pondérale en eau à 1500 kPa. Au niveau du sous-groupe (par exemple hydric melanudand) cette limite est abaissée à 70%.

- Les pédons PIC et CHI doivent leurs propriétés andiques à la combinaison de leurs teneurs en verres et de la réactivité de leurs constituants secondaires. Ce sont donc des Andisols peu évolués.
- Les propriétés andiques des pédons CUE et AZO sont dues à la réactivité de leurs seuls constituants secondaires. Ces Andisols sont donc plus évolués que les précédents.
- Le pédon GEL représente de ce point de vue une situation intermédiaire. En surface (A1) ses propriétés andiques relèvent de la 2° catégorie tandis que, dans l'horizon A2, elles relèvent de la première.

Si l'on poursuit l'exercice de classement de ces pédons, on observe (Tableau II.9) :

- qu'à l'exception de PIC, les autres pédons possèdent la combinaison des propriétés permettant la reconnaissance d'un épipedon mélanique;
- que dans trois cas sur quatre (CHI, GEL, AZO) ces épipedons mélaniques sont suffisamment épais pour être qualifiés de pachiques ;
- que les profils les plus évolués (GEL, CUE et AZO) possèdent également des propriétés de rétention en eau au point de flétrissement suffisantes pour être qualifiés comme hydriques au niveau du sous-groupe pour le premier et au niveau du groupe pour les suivants.

Finalement, les classifications détaillées auxquelles il est possible d'aboutir (Tableau II.10) s'avèrent très instructives. Elles indiquent en effet que les pédons retenus pour cette étude représentent différents stades d'évolution au sein de l'ordre des Andisols.

Tableau II.10 - Classification des sols en référence à la Soil Taxonomy (1999)

Pédon	Taxon (S.S.S., 1999).
PIC	Medial over ashy Pumiceous glassy isomesic Thaptic Hapludand
CHI	Medial amorphic isomesic Typic Melanudand
GEL	Medial amorphic isomesic Hydric Pachic Melanudand
CUE	Hydrous over loamy skeletal amorphic isomesic Hydric Melanudand
AZO	Hydrous amorphic isomesic Hydric Pachic Melanudand

1.6.2. World Reference Base (FAO, 1998)

Le World Reference Base for Soil Resources (WRB) a été présenté comme référence internationale de classification des sols au congrès de Montpellier en 1998 et soutenu comme tel par l'association internationale de science du sol. Le rattachement d'un sol dans ce système se fonde sur la présence d'horizons diagnostiques. Les horizons diagnostiques qui permettent le rattachement au groupe de référence des Andosols sont de deux types :

1- les horizons vitriques dont les critères d'identification sont assez similaires à la deuxième catégorie des propriétés andiques de la Soil Taxonomy. Toutefois, les horizons vitriques doivent posséder plus de 10% de verres volcaniques dans la terre fine (< 2mm).

2- les horizons andiques dont les critères d'identification sont proches de ceux de la première catégorie des propriétés andiques de la Soil Taxonomy (1999) à deux exceptions près : i) la rétention des phosphates est abaissée à 70% et ii) la teneur en verres volcaniques de la terre fine doit être inférieure à 10%.

En outre, le WRB établit que i) tout horizon qui aurait des teneurs en C organique supérieures à 200 g.kg⁻¹ ne peut être andique et ii) l'horizon diagnostique (vitrique ou andique) permettant l'identification d'un Andosol doit être rencontré dans les 25 premiers centimètres du profil.

Le tableau II.11 fait apparaître les types d'horizons diagnostiques observés dans les cinq profils de cette étude ainsi que les classements qui découlent de l'utilisation du WRB lorsqu'il est pratiqué jusqu'au niveau de ses unités inférieures, via l'adjonction des adjectifs préconisés.

Tableau II.11 - Classifications des sols en référence au WRB (FAO, 1998)

Pédon	Horizons diagnostiques	Référence WRB (FAO, 1998)
PIC	Vitrique	Areni-vitric Andosol (Thaptovitrique)
CHI	Vitrique	Dystri-vitric Andosol (Thaptovitrique)
GEL	Vitrique	Dystri-vitric Andosol (Thaptovitrique)
CUE	Vitrique	Hydri-vitric Andosol (Dystrique)
AZO	Vitrique	Hydri-vitric Andosol (Dystrique)

Les placements taxonomiques auxquels nous aboutissons (Tableau II.11) ne manquent pas de générer paradoxes et insatisfactions. En effet, dans tous les profils étudiés, l'horizon diagnostique permettant d'accéder au groupe de référence des Andosols est un horizon vitrique (Fig. II. 7). Compte tenu de cette particularité, ces Andosols ne contiennent donc pas d'horizons andiques et ceci handicape fortement leur description via l'utilisation des adjectifs proposés dans ce système pour subdiviser le groupe de référence. Il est ainsi impossible de noter les éventuels caractères mélanique et silique de certains de leurs horizons. Par ailleurs, les adjectifs utilisés révèlent parfois des connotations contradictoires. Ainsi, par exemple, le profil AZO se trouve être un Andosol à la fois vitrique (c'est-à-dire peu évolué) et hydrique (c'est-à-dire caractérisé par une propriété qui, dans les Andosols des climats humides, indique un degré d'évolution avancé).

A l'évidence, le WRB s'avère, en tout cas dans sa version actuelle, peu satisfaisant pour exprimer en termes adéquats les propriétés et la diversité des sols volcaniques existant dans les páramos équatoriens. Il est certainement regrettable que les propositions formulées par Shoji et al. (1996) pour subdiviser le groupe de référence des Andosols n'aient pas été suivies plus rigoureusement. En effet, en utilisant les critères proposés dans cet article, seuls les horizons du profil PIC seraient des horizons vitriques (vitrandic horizons)¹. De même (Tableau II.12), l'utilisation de ces critères permettraient de mettre en évidence l'apparente prédominance des allophanes dans le profil CHI, (Horizon Sil-andic), et la prédominance des complexes organo-métalliques dans les autres profils.

Tableau II.12 - Classifications des sols en référence à Shoji et al. (1996)

Pedon	Horizons reconnus	Référence (second level unit)
PIC	Vitr-andic	Vitric Andsol
CHI	Sil-andic	Melano-silic Andosol
GEL	Alu-andic	Melano- alu Andosol
CUE	Alu-andic	Melano- alu Andosol
AZO	Alu-andic	Melano- alu Andosol

Il est enfin à noter que Shoji et al., (1996), ne prévoient l'apparition de propriétés hydriques (100% ou plus de rétention en eau à 1500 kPa) que pour des horizons Sil-andic au sein d'une référence Hydro-silic Andosol. Or, dans les páramos équatoriens, ces propriétés ne sont rencontrées que dans des horizons alu-andic.

¹ Dans cette proposition, aucune teneur en verres n'est utilisée pour les horizons ayant plus de 2% de la somme $Al_0 + 1/2Fe_0$.

1.6.3. Référentiel pédologique (Quantin, 1995)

Le Référentiel Pédologique n'est pas à proprement parler un système de classification. Les observations réalisées sur un solum¹ donné ne conduisent pas, en effet, à des placements taxonomiques mais plutôt à des rattachements à des Grands Ensemble de Référence (GER). En outre, et compte tenu du fait que les critères proposés pour un rattachement donné ne sont qu'indicatifs, les rattachements obtenus peuvent être plus ou moins parfaits. Dans ce système, lorsque le rattachement à un GER donné est proposé, le pédologue complète l'information qu'il souhaite livrer en adjoignant au nom du GER retenu les adjectifs qui lui semblent appropriés. Une liste d'adjectifs est proposée dans le RP mais cette liste n'est pas contraignante.

Dans le RP, on accède au GER de rattachement via l'identification d'horizons dits de référence. Ainsi, au sein du GER des Andosols, les horizons de référence à rencontrer sont de trois types :

- Horizon vitrique (Avi) avec i) D_a entre 0,9 et 1,2, ii) capacité de rétention en eau à 1500 Kpa < 25%, iii) $0,4\% < Al_o + 1/2 Fe_o < 2\%$ et iv) rétention des phosphates < 85%. L'apparition de cet horizon dans les 50 premiers centimètres conduit à rattacher le solum considéré à la référence Vitrosol.

- Horizons silandiques (And et Snd) avec i) $D_a < 0,9$, ii) $Al_o + 1/2 Fe_o > 2\%$, iii) $Si_o > 0,6\%$ et iv) $Al_p/Al_o < 0,5$. And et Snd se dissocient eu égard à leur couleur et à leur teneur en carbone organique. L'apparition d'un de ces horizons de plus de 30 cm d'épaisseur dans les 50 premiers centimètres conduit à la référence SilAndosols.

- Horizons aluandiques (Alu et Slu) avec i) $D_a < 0,9$; ii) $Al_o + 1/2 Fe_o > 2\%$; iii) $Si_o < 0,6\%$ et iv) $Al_p/Al_o > 0,5$. L'apparition d'un de ces horizons de plus de 30 cm d'épaisseur dans les 50 premiers centimètres conduit à la référence AluAndosols

En utilisant les recommandations du RP, les caractéristiques des solums étudiés conduisent aux rattachements présentés dans le tableau II.13

Tableau II.13 - Rattachement des solums étudiés selon le Référentiel Pédologique (1995)

	Hor.	Prof.	Horizons reconnus	Rattachement proposé	Caractéristiques supplémentaires
PIC	A1	0-20	Ah	Vitrosol (!)	Humique, Dystrique
	A2	20-40	Ah		
	2A3	40-55	And		
CHI	A1	0-30	Ah	Silandosol dystrique	Humique, Pachique
	A2	30-60	And		
GEL	A1	0-30	Ah	Silandosol humique	Pachique, Dystrique
	A2	30-85	And		
CUE	A1	0-30	Alu	Aluandosol perhydrique	Humique, Dystrique
	2A2	30-45	Alu		
	2 B-C	45-60	Snd		
AZO	A1	0-15	Alu	Aluandosol perhydrique	Dystrique, Humique, Pachique
	A2	15-50	Alu		

¹ Ici, le terme solum est utilisé en lui donnant le sens qui lui est reconnu dans le RP c'est à dire la tranche verticale d'une couverture pédologique observable dans une fosse.

Ce tableau permet de constater que le rattachement du profil PIC à la référence Vitrosol n'est pas parfait. En effet, ce solum présente en surface (Cf tableau II.8) une combinaison de propriétés qui n'est ni celle des horizons vitriques (capacité de rétention en eau trop élevée), ni celle des horizons aluandiques ($Al_0+1/2Fe_0$, trop faible). Cependant, nous considérerons ces horizons comme étant proches d'horizons vitriques et cela nous conduit donc à la référence Vitrosol. Ce rattachement imparfait est toutefois souligné dans le tableau II.13 par un point d'exclamation.

Si l'on excepte cette réserve, on constate que le rattachement au référentiel Pédologique de nos sols s'effectue sans difficultés et qu'il met en évidence une succession Vitrosol-Silandosol-Aluandosol.

1.7. Discussion

1.7.1. Les traits communs

1.7.1.1. Andosolisation dans les páramos

Notre étude confirme l'appartenance des sols des páramos sur pyroclastes à l'ordre des Andisols de la Soil Taxonomy ou au Andosols du WRB et du Référentiel Pédologique. Cette andosolisation des sols apparaît tout à fait conforme aux conditions du milieu tant environnementales que lithologiques (Volcanic ash soils). Les profils sont marqués par des dépôts pyroclastiques superposés et l'une de leurs caractéristiques majeures réside dans la nature très vitreuse de leurs horizons, y compris les horizons enterrés. Cette importance des teneurs en verres suggère soit que les vitesses d'altération sont faibles, soit que la mise en place des différents niveaux pyroclastiques est récente.

Quoi qu'il en soit le recouvrement rapide des horizons pédologiques par de nouveaux dépôts pyroclastiques est un paramètre essentiel qui devra être pris en compte quand nous aborderons l'étude de la genèse de ces sols.

1.7.1.2. Activité biologique et structuration

Nous avons relevé par ailleurs, en micromorphologie, l'importance de l'activité biologique de la mésofaune. Ceci corrobore les travaux sur la faune du sol de la cordillère orientale colombienne (Rangel et Sturm, 1995 ; Garcia et Chamarro, 1995 ; Salamanca et Chamarro, 1995) qui mettent en évidence l'abondance des vers de terre (± 110 individus par m^2) et des enchytréides (80 000 à 90 000 individus par m^2) dans les horizons superficiels des sols des páramos. Ces mêmes auteurs ont également noté le très grand nombre de collemboles, d'oribates et de nématodes vivant dans les 5 premiers centimètres du sol. Nos propres observations morphologiques concernant les boulettes fécales nous ont permis de reconnaître que ces mêmes grands groupes jouent un rôle dans la structuration des sols des páramos équatoriens. Cependant, si la bioturbation apparaît comme micromorphologiquement évidente, il convient de prendre en considération qu'une part des micro-

agrégats visibles sur les lames minces peut résulter également de processus chimiques (stabilisation des hydroxydes de fer à l'état amorphe par adsorption de composés organiques) (Boudot et Bruckert, 1978) ou de processus physico-chimiques liés au séchage (formation des pseudo-sables et pseudo-limons par réorganisation des volumes et augmentation des forces de cohésion sous les très fortes pressions imposées par un séchage à l'air) (Cf. Partie III).

La formation de ces micro-agrégats biologiques pourrait jouer un rôle important dans la dynamique d'accumulation du carbone. Barrois et al., (1998) ont montré, au Mexique, dans un environnement similaire et sous une végétation graminéenne d'altitude, que ces agrégats sont souvent le siège de séquestration de carbone.

1.7.2. Diversité des sols

Si des traits communs ont été mis en évidence notre étude a montré également que les andosols des páramos étudiés présentaient une assez forte diversité.

1.7.2.1. Diversité des sols et des propriétés : relation avec les classifications

Cette diversité s'exprime à la fois par le degré d'accumulation humifère et par la teneur en composés amorphes. Sur la base de ces deux paramètres, une séquence traduisant les variations du degré d'évolution peut être esquissée : PIC < CHI et GEL < CUE et AZO. Un grand nombre de propriétés des sols apparaissent liées à cette séquence d'évolution. On observe ainsi : l'apparition du mélanisme, la diminution du pH et des taux de saturation et une augmentation des capacités de rétention en eau à 1500 kPa, La Soil Taxonomy rend partiellement compte de cette séquence avec i) le passage de sols vitriques (PIC) à des sols andiques sensu-stricto ii) l'apparition du caractère mélanique pour les sols CHI, GEL, CUE et AZO iii) l'apparition du caractère humifère et de la propriété hydrique pour les trois sols les plus évolués. Cette séquence d'évolution correspond également à une évolution de la nature de la fraction "amorphe" : verres, minéraux allophaniques et complexes organo-métalliques. Le Référentiel Pédologique illustre bien cette évolution avec les termes Vitrosols, Silandosols et Aluandosols. Cependant, il s'agit de noter les très fortes variations de la teneur en Si₀ au sein de chaque profil en relation avec la profondeur (figure II.5). On constate globalement une superposition de niveaux non-allophaniques développés sur la dernière génération de pyroclastes au-dessus de niveaux enterrés plus riches en minéraux allophaniques. Dans un tel contexte, les systèmes qui établissent une distinction tranchée entre ces deux types d'andosols (Silandosol versus Aluandosol, par exemple dans le RP) semblent mal adaptés.

1.7.2.2. Diversité et facteurs de formation des sols

Les facteurs environnementaux (climats et végétations) ne peuvent expliquer que partiellement cette diversité puisque notre logique d'échantillonnage a consisté à chercher des situations où ces facteurs étaient assez constants. Il semble donc que ce soient des variations liées à la nature et/ou à

l'âge des pyroclastes qui permettront de comprendre la diversité des sols et de leurs propriétés. Or, dans un milieu pyroclastique, la recherche de ces paramètres nécessite une démarche et des études spécifiques.

1.8. Conclusion

L'étude des propriétés générales des 5 profils sélectionnés au chapitre précédent met en évidence des traits communs caractéristiques de tous les sols des páramos sur pyroclastes. Nous avons ainsi noté la présence d'horizons organiques noirs très développés liés à une forte accumulation de carbone. L'examen micromorphologique montre une forte activité biologique de la mésofaune (vers de terre, Collemboles, Enchytreides) contribuant à une structuration marquée. L'ensemble des horizons étudiés possède des propriétés andiques avec toujours une grande richesse en verres volcaniques. Les sols sont relativement acides avec des complexes d'échange toujours désaturés et fréquemment des teneurs en Al extractible importantes.

En revanche, on constate des différences nettes quand au degré d'évolution des 5 profils retenus. Cette diversité se traduit assez bien en terme de classification avec le changement de catégorie des propriétés andiques (*sensu* Soil Taxonomy) et l'apparition progressive des propriétés mélaniques, et hydriques .

Par ailleurs, le classement des profils en référence au Référentiel Pédologique suggère une séquence Vitrosol-Silandosol-Aluandosol et donc une modification des constituants secondaires dominants. Enfin, l'utilisation du WRB conduit à des classifications peu satisfaisantes; et ce notamment à cause des très hautes teneurs en verres qui conduisent à ne reconnaître que des horizons vitriques.

Quoi qu'il en soit, les propriétés générales et les classifications des sols montrent déjà que les 5 profils étudiés forment une séquence de sols caractérisée par différents états d'évolution et sans doute d'altération.

CHAPITRE 2

Nature et âge des dépôts pyroclastiques

2.1. Introduction

Le chapitre précédent a permis de mettre en évidence que les profils sélectionnés pour rendre compte de la diversité des Andosols développés sur pyroclastes récents dans les páramos équatoriens, différaient par leur degré d'évolution. En outre, les différences observées ne semblent pas, en première approximation, pouvoir être reliées aux conditions environnementales (climat, végétation) assez constantes de cet étage bioclimatique. En revanche, la localisation géographique et la morphologie des profils étudiés indiquent que ces sols se développent sur des matériaux dont l'origine doit être très variable.

L'objectif de ce chapitre sera donc de récolter des informations susceptibles de renseigner sur ces facteurs importants de la genèse des Andosols volcaniques que sont la nature et l'âge de leurs matériaux pyroclastiques parentaux. Pour ce faire, l'exposé qui suit se fondera d'une part sur la bibliographie existante et d'autre part sur des résultats analytiques en provenance des profils sélectionnés.

Dès à présent, nous soulignerons que i) l'absence de matériaux épargnés par la pédogenèse au sein des profils étudiés ainsi que ii) la dispersion géographique de ces derniers dans un environnement affecté par de nombreux épisodes d'activité volcanique holocène sont deux éléments qui pèseront sur la qualité de l'information que nous pourrions recueillir.

2.2. Nature physique des pyroclastes : mode de dépôt

2.2.1. Rappels bibliographiques

Un pyroclaste est défini par son mode de formation qui est une fragmentation par une éruption volcanique explosive. Les pyroclastes sont subdivisés en fonction de leur granulométrie (IUGS, 1989 ; Bourdier et Vincent, 1994) (Tableau II.14)

Tableau II.14 - Nomenclature des pyroclastes sur la base de leur granulométrie

Taille	Nomenclature des pyroclastes	Dépôt pyroclastique	
		Non consolidé : Tephra	Consolidé : Roches pyroclastiques
> 64 mm	Bombes, blocs	Agglomérat de blocs ou bombes	Agglomérat, brèche pyroclastique
> 2 mm	Lapilli	Tephra de lapilli	Tuf de lapilli
> 1/16 mm	Particules cendreuses grossières	Cendre grossière	Tuf cendreux grossier
< 1/16 mm	Particules cendreuses fines	Cendre fine	Tuf cendreux fin

La taille des pyroclastes est intimement liée aux conditions de mise en place aérienne des dépôts et on distingue généralement (i) les retombées pyroclastiques, et (ii) les écoulements pyroclastiques :

(i) Les retombées pyroclastiques sont liées à des projections verticales. En fonction de la violence des explosions, de l'intensité de l'activité et de l'état de fragmentation des produits, des différences considérables existent, et c'est sur la base de la dispersion des retombées (soit l'extension du dépôt) et du degré de fragmentation des produits (granulométrie) que les volcanologues établissent des classifications des éruptions (Cas et Wright, 1987). Les retombées proximales résultent des explosions les moins violentes et dans la majorité des cas, elles proviennent de l'activité de magmas basaltiques (Camus, 1994). Les plus typiques de ces retombées (types hawaïen et strombolien) sont liées à la projection de pyroclastes à des distances comprises entre 20 et 1000 mètres. Le dépôt correspond généralement à des projections selon une trajectoire balistique depuis le point d'émission. Le tri granulométrique des éléments est alors peu marqué, avec un mélange de blocs, bombes, lapilli et cendres (Cas et Wright, 1987). Dans le cas des retombées distales, les pluies (quasiment verticales) de particules deviennent majoritaires par rapport aux pyroclastes à trajectoires balistiques. Le classement granulométrique est intense et il existe théoriquement une décroissance exponentielle de l'épaisseur du dépôt et de la taille moyenne des pyroclastes avec l'éloignement du point d'émission. La taille des particules en un point donné, est alors fonction de la distance au volcan et de la hauteur du panache qui est elle même fonction de la vitesse initiale et du débit au niveau de la colonne éruptive (Carey et Sparks, 1986). Au cours d'une même éruption, ces paramètres évoluent et le classement granulométrique est alors perturbé. De plus, la présence des vents perturbe le système en donnant une direction privilégiée à ces retombées (Camus, 1994). Les colonnes éruptives les plus grandes (parfois

plus de 50 km d'altitude) des éruptions ultra-pliniennes et pliniennes, sont généralement associées à des compositions magmatiques acides de type dacitique et rhyolithique (Cas et Wright, 1987). Les éruptions pliniennes de magmas à compositions de type andésitique à dacitique produisent généralement des colonnes de plus faibles altitudes et leurs produits sont alors directement soumis aux vents locaux (Hall et Mothes, 1993).

(ii) Les écoulements pyroclastiques sont des dispersions de particules, plus denses que l'atmosphère, qui s'écoulent au contact du sol (Bourdier et Pennec, 1994). Dans la plupart des cas, ils se produisent lors d'éruptions latéralement dirigées, associées à la destruction totale ou partielle d'un dôme volcanique. On distingue classiquement deux types d'écoulements pyroclastiques : les coulées et les déferlantes. Les premières correspondent à des écoulements de faible énergie alors que les déferlantes sont des phénomènes extrêmement violents. Les dépôts produits par des coulées pyroclastiques sont en général canalisés par les vallées et les variations de leur épaisseur avec la distance sont irrégulières. Le classement granulométrique est, en général, assez mauvais. Les déferlantes épousent et moulent la topographie préexistante, mais leurs produits ont tendance à s'accumuler dans les dépressions.

On observe donc que l'analyse de la nature physique des pyroclastes doit prendre en compte la taille des éléments (notamment les plus grossiers) et la répartition de ces tailles pour mettre en évidence d'éventuels tris granulométriques. Il est évident cependant que la distribution granulométrique actuelle d'un horizon pédologique donné ne rend qu'imparfaitement compte de la taille des pyroclastes au moment de leur dépôt. En effet, les processus d'altération et de pédogenèse affectent la taille des particules et donc leur distribution granulométrique. Notre objectif reste néanmoins d'étudier ce qui, dans cette distribution granulométrique actuelle, peut traduire l'origine des pyroclastes.

2.2.2. Matériels et méthodes

Les horizons les plus profonds de chacun des niveaux pyroclastiques identifiés dans chaque profil ont été sélectionnés pour cette analyse. Après avoir été tamisés à 2 mm, les matériaux en provenance de ces horizons ont été débarrassés de leur matière organique par un traitement par H₂O₂ à chaud et dispersés par agitation mécanique sur un appareil rotatif à pH acide en conformité avec le mode opératoire proposé par Quantin (1992). La répartition granulométrique des particules dispersées a alors été obtenue au moyen d'un granulomètre automatique sédigraphe. Les résultats sont présentés sous forme de graphes dans lesquels la fréquence relative à une taille donnée (en %) est portée en fonction de la taille de chaque fraction.

2.2.3. Résultats et discussion

Les résultats sont présentés à la figure II.12. Si l'on compare ces données à celles qui ont été recueillies via la méthode de dispersion et de quantification (Résines Na puis pipette de Robinson, cf.

tableau II.4), on constate que les répartitions granulométriques obtenues ici sont plus grossières. Le prétraitement aux ultrasons employé ici, n'est pas aussi performant que celui utilisant des résines, et des micro-agrégats non entièrement dispersés persistent.

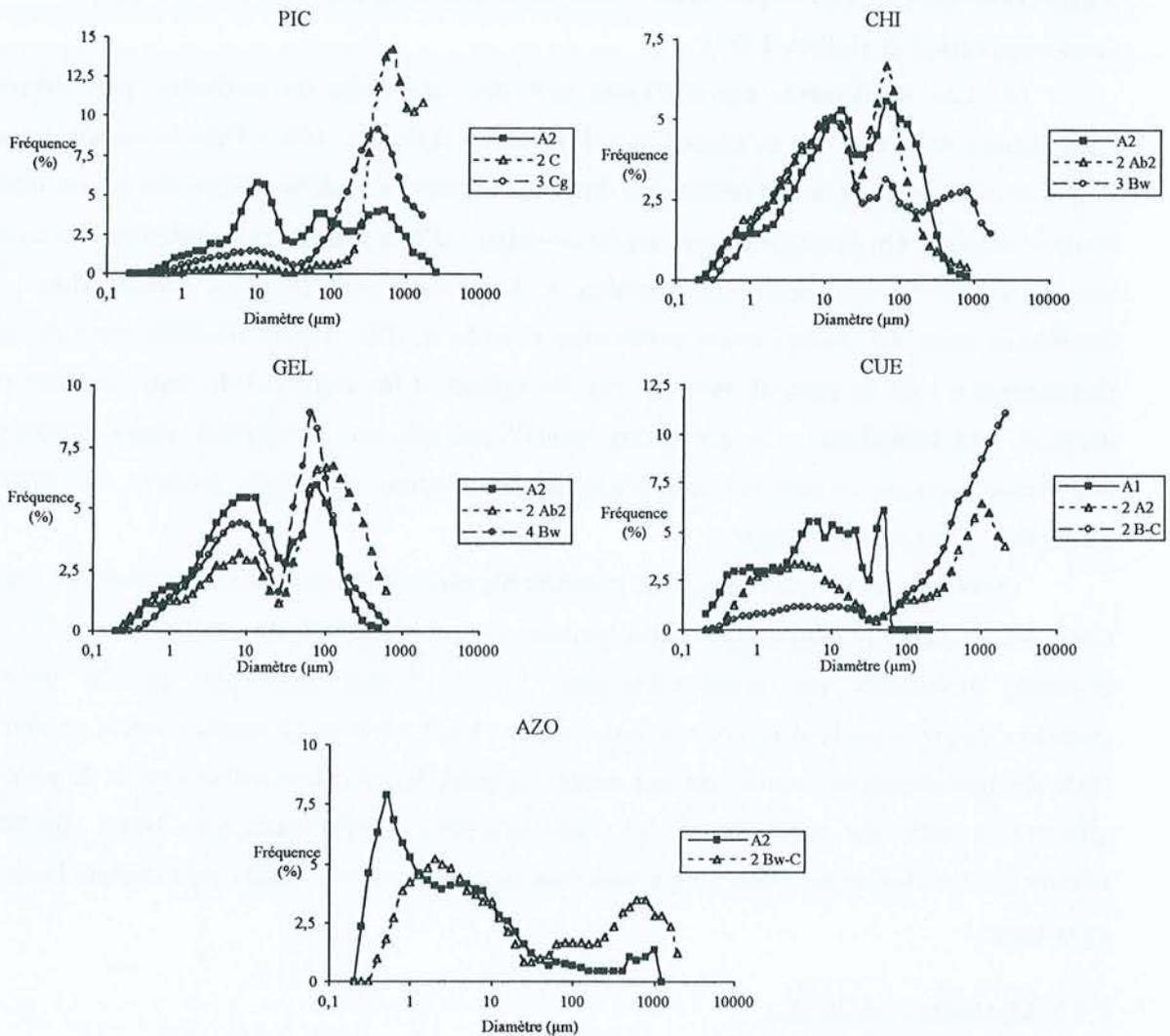


Figure II.12 - Courbes de fréquences granulométriques obtenues au sedigraph de quelques horizons

Les derniers dépôts pyroclastiques (niveau 1) ayant recouvert les zones des sites CUE et AZO, sont en majorité constitués de particules fines (< 100µm). On note l'absence d'éléments grossiers (cf. supra) et la distribution granulométrique de la terre fine est unimodale autour de 10 et 1 µm pour CUE et AZO respectivement. Le niveau 1 (horizon A1) de CUE est légèrement plus grossier que le niveau 1 de AZO (horizon A2) mais il faut remarquer l'absence de particules de plus de 100µm pour ce dernier horizon. L'horizon 2A2 de CUE peut être interprété comme constitué d'un mélange des cendres fines déposées lors de la dernière émission et de particules grossières résultant de l'altération des niveaux inférieurs. Le spectre de 2A2 est alors typiquement bimodal avec un mode autour de 5 µm (cendres) et un mode autour du millimètre (altération de la lave en place). La finesse des pyroclastes des niveaux actuels de ces deux profils (classés en référence à Bourdier et Vincent, (1994) comme cendres fines)

ainsi que le caractère unimodal de leur granulométrie est en accord avec l'importante distance existant entre ces sites et les volcans équatoriens actifs pendant l'holocène (au minimum de 80 km). Ces dépôts peuvent donc être interprétés comme résultant de retombées distales affectées par un important tri granulométrique (Fisher et Schmincke, 1984).

Les pyroclastes des dépôts du site PIC, sur le volcan Pichincha lui-même, sont de taille très variables avec une distribution complexe (trimodale) pour les cendres les plus récentes (A2) classées comme des particules cendreuses grossières (Bourdier et Vincent, 1994). La distribution est unimodale grossière pour les niveaux 2C (Lapilli) et 3Cg (cendres grossières-lapilli). D'après leur granulométrie, ces dépôts peuvent avoir été aussi bien générés par des retombées proximales que par des écoulements pyroclastiques (Fisher et Schmincke, 1984).

Les pyroclastes des sites GEL et CHI semblent avoir connu un tri granulométrique, mais moins intense que ceux des sites méridionaux, et les distributions sont nettement bimodales avec un mode autour de 20 μm et un autre autour de 200 μm . Ces pyroclastes sont alors classés, en référence à Bourdier et Vincent (1994), comme un mélange de particules cendreuses fines et grossières.

En résumé, les dépôts étudiés présentent des différences nettes quant à leur granulométrie. Le profil PIC se développe sur des pyroclastes grossiers (cendres grossières et lapilli), alors qu'à l'inverse, les sites méridionaux (CUE et AZO) sont constitués de cendres fines. Les sites CHI et GEL apparaissent en position intermédiaire entre ces deux pôles.

2.3. Nature chimique et minéralogique des pyroclastes

2.3.1. Introduction

Préciser la nature chimique et minéralogique originelle des pyroclastes s'avère une entreprise délicate dans le cadre de dépôts pyroclastiques. Fisher et Schmincke (1984) signalent, dans leur ouvrage sur les roches pyroclastiques, trois raisons principales à cette difficulté : i) l'altération qui conduit à des changements du chimisme (désilicification, lixiviation des bases) est beaucoup plus rapide que sur les laves, ii) on observe très fréquemment des mélanges de cendres, et iii) les tris granulométriques en fonction de la distance au volcan s'accompagnent également de tris chimiques et minéralogiques.

On cherchera cependant dans les fractions sableuses et limoneuses, c'est-à-dire les fractions qui, sans doute, ont été le moins affectées par les processus de pédogenèse, des signatures minéralogiques et chimiques des matériaux originels.

2.3.2. Matériels et méthodes

Les sables des fractions 500-315, 315-160 et 160-50 μm , obtenus par tamisage après destruction de la matière organique par oxydation par H_2O_2 , puis dispersion par les ultrasons subissent tout d'abord une séparation densimétrique dans le bromoforme ($d=2,95$). Les minéraux des fractions lourdes et légères sont ensuite montés sur lame dans du baume du Canada. Les minéraux légers et lourds de chacune des lames sont comptés sous microscope. Les moyennes de chaque type minéralogique sont enfin calculées par fraction, puis sur l'ensemble de la fraction 500-50 μm . L'ensemble de ces résultats a été obtenu par Madame Delaune à l'IRD de Bondy.

Par ailleurs, les limons (2-50 μm), recueillis après destruction de la matière organique par NaOCl à froid et traitement oxalate, puis dispersion dans des résines Na, sont étudiés par diffraction des rayons X (poudres non-orientées sur un diffractogramme utilisant la source $\text{CuK}\alpha$). Enfin une analyse chimique totale est réalisée sur quelques échantillons de sables et limons grossiers obtenus avec le même protocole. En effet, l'analyse chimique totale des fractions grossières n'a de sens que si les fractions sont dépourvues de pseudo-particules. Nous avons donc cherché à utiliser la méthode de dispersion la plus efficace. Ainsi il nous faut noter que la composition chimique des sables ne peut pas être rigoureusement comparée aux minéraux comptés sous binoculaire puisque le protocole de séparation diffère. Les échantillons (200 mg) très finement broyés sont portés à 1100°C dans un four avec 1 g de métaborate de lithium, utilisé comme fondant. Après fusion, la dissolution s'effectue dans une solution nitrique (1 ml HNO_3 65% pour 100 ml d'eau). Les éléments majeurs sont dosés par ICP-AES dans la solution. La perte au feu est déterminée sur un autre échantillon par la perte de poids de l'échantillon après calcination à 1000°C (Jeanroy, 1974).

2.3.3. Résultats et discussion

2.3.3.1. Minéralogie de la fraction 500-50 μm

Les minéraux de la fraction 500-50 μm , observés et comptés sous microscope sont présentés sur le tableau II.15.

Tableau II.15 - Minéralogie de la fraction 500-50 µm (comptage sous microscope optique)

Profils	Horizons	Lithoreliques	Augite	Hyper.	Horn.	Feld.	Quartz	Verres	Agrégats argileux	Total ¹
PIC	A1	2,0	0,6	7,8	15,9	44,5	0,0	22,9	5,4	99,1
	A2	3,8	0,5	4,2	10,7	53,9	0,0	18,9	7,7	96,6
	2A3	9,2	0,5	5,3	9,6	31,0	0,0	41,5	2,8	99,8
	3Ab1	4,4	0,6	6,6	13,7	36,2	0,0	23,5	15,1	100,0
CHI	A1	5,7	2,1	2,9	0,2	18,6	0,0	53,1	16,4	99,0
	A2	3,1	6,0	8,4	0,3	17,8	0,0	46,9	13,8	96,3
	2Ab1	2,5	4,4	6,0	0,5	16,8	0,0	34,9	31,9	96,9
	2Ab2	0,5	2,7	4,5	0,2	14,0	0,0	31,8	44,2	97,9
GEL	A1	3,2	0,2	2,6	13,5	35,3	1,0	42,7	1,5	99,9
	A2	4,5	0,0	1,0	17,5	28,5	1,2	35,9	10,4	99,1
	2Ab1	3,3	0,2	0,8	7,9	37,8	tr.	39,4	10,4	99,8
	2Ab2	0,7	0,1	0,0	18,6	40,0	1,6	10,1	27,9	98,9
	3 Bw	2,3	tr.	0,0	20,1	49,4	1,4	24,9	1,5	99,5
	4 Bw	tr.	1,0	3,4	6,9	20,5	tr.	11,4	56,2	9,4
CUE	A1	3,5	0,3	1,5	5,0	24	16,9	40,4	7,0	98,6
	2A2	0,5	0,4	0,1	2,9	20,6	8,8	35,6	31,2	100,0
	2Bw	0,5	0,0	0,0	1,2	12,4	3,9	73,2	8,7	100,0
AZO	A1	3,7	1,9	2,4	0,7	14,4	7,5	57,9	11,2	99,7
	A2	2,8	10,8	16,0	1,8	16,6	2,0	34,9	12,5	97,3
	A3	0,8	0,5	4,3	2,4	34,0	0,5	22,2	35,3	100,0
	2Bw	0,0	1,1	3,2	2,6	15,0	0,5	21,8	56,0	99,7
	2 Bw-C	0,0	0,2	3,8	1,6	7,8	0,5	22,7	63,3	99,4
	3 Ab1	0,0	0,0	0,1	0,3	3,0	2,1	0,3	94,2	100,0
	3 Ab2	0,0	0,0	0,3	0,3	4,4	2,4	0,4	92,1	99,8

Hyper : hypersthène ; Horn : hornblende ; Feld : feldspaths ; tr : trace

(A) Généralités

On constate que les verres volcaniques et les feldspaths dominent très largement. On note l'absence de quartz pour les profils PIC et CHI et leur très faible proportion dans le profil GEL. En revanche les quartz sont abondants dans les profils CUE et AZO notamment en surface. Morphologiquement les quartz du profil CUE apparaissent limpides et souvent bipyramidés et sont certainement d'origine volcanique. Les quartz du profil AZO sont difficiles à distinguer des feldspaths et ne présentent pas la morphologie type des quartz d'origine volcanique. Les verres volcaniques observés se présentent majoritairement sous la forme de grains irréguliers et translucides, parfois blanchâtres ou jaunâtres. Ce sont des verres non colorés caractéristiques des magmas acides de types rhyolitique, dacitique ou andésitique (Yamada, 1988). On note cependant quelques verres colorés (noir et jaune) typiques des basaltes et de l'andésite basaltique notamment pour les horizons de surface des profils CUE et AZO. Les verres volcaniques apparaissent globalement plus abondants dans les fractions fines (limons grossiers et sables fins) que dans les fractions les plus grossières, dominées par

¹ Le total n'atteint pas toujours 100% du fait de la présence de minéraux lourds très minoritaires (épidotes, sphène...) dans quelques horizons.

des lithoreliques et des minéraux cristallisés (feldspaths et quartz). Cette répartition granulométrique correspond bien avec ce que notent Dahlgren et al. (1993). On observe par ailleurs que les quantités de verres varient assez considérablement entre les profils et entre les différents niveaux pyroclastiques. Cette variation s'explique i) par des différences de nature des magmas et de conditions de refroidissement (Yoshinaga, 1988 ; Dahlgren et al, 1993) et ii) par des degrés divers d'altération. Nos résultats ne permettent pas de distinguer clairement ces deux sources possibles de variation. Par ailleurs, les lithoreliques observés sont constitués de microlites (essentiellement des plagioclases) cimentés dans une matrice vitreuse. La proportion de verres individualisés comptés ne rend donc qu'imparfaitement compte de la quantité totale de produits vitreux.

L'abondance des agrégats argileux est à mettre en relation avec la méthode de dispersion utilisée. La dispersion mécanique ne parvient pas à rompre un certain nombre de pseudo-sables qui sont alors comptés comme agrégats-argileux (Cf. supra). Il faut noter que la proportion de ces pseudo-particules augmentent avec le degré d'évolution des profils. Elle est maximale pour les horizons enterrés du profil AZO.

Enfin, notons la présence, parfois abondante, de phytolithes dans les fractions sableuses des horizons de surface.

(B) Les minéraux lourds : origine des pyroclastes

Les minéraux ferromagnésiens (amphiboles et pyroxènes) sont relativement peu abondants (Tableau II.15). L'abondance relative de ces deux types de minéraux lourds a été utilisée par Winckell et al., (1991) comme traceur des grandes éruptions holocènes des principaux volcans actifs d'Équateur. Nous utiliserons donc ces rapports pour tenter de préciser l'origine des différents dépôts pyroclastiques. On doit toutefois rappeler que l'hypersthène s'altère plus vite que la hornblende et qu'ainsi les cendres altérées peuvent présenter un enrichissement relatif en hornblende (Winckell et al., 1991). Par ailleurs la proportion de hornblende tend à augmenter par rapport à l'hypersthène en fonction de la distance au volcan (Juvigne et Shipley, 1983). Il s'agit donc de bien prendre en considération que cet examen des minéraux lourds ne peut être considéré comme un moyen infaillible pour préciser l'origine des pyroclastes.

Les minéraux lourds du profil GEL sont largement dominés par l'amphibole calcique (hornblende), ce qui rapproche les pyroclastes de ce profil des cendres typiques des volcans Cuicocha et Quilotoa.. Compte tenu de la position géographique de ce site (Figure II.13), l'hypothèse d'un dépôt de pyroclastes du volcan Cuicocha est à privilégier. Cependant l'attribution des pyroclastes de GEL aux produits du volcan Cuicocha demeure problématique. En effet, toujours eu égard à la position géographique de ce profil, à l'extrême Nord de l'Équateur, on ne peut pas écarter la possibilité d'un recouvrement lors d'éruptions de volcans colombiens (Galeras, ou Azufra) ou du volcan Soche à la frontière colombienne. Les quelques données disponibles sur la minéralogie des volcans du Sud Colombien (Malagon et al., 1991) montrent en effet des compositions de cendres andésitiques riches en hornblende.

Le profil PIC est nettement plus riche en hypersthène que le profil GEL, et possède un cortège minéralogique voisin des dépôts des dernières phases du volcan Pichincha (phase A de Winckell et al., 1991). L'attribution des cendres du site PIC au volcan Guagua Pichincha est hautement probable vu la position géographique du profil sur les versants mêmes de ce volcan.

Les profils CHI et AZO présentent des cortèges minéralogiques, dominés par l'association hypersthène-augite, proches de ceux des volcans Tungurahua et Sangay et de certaines phases du volcan Cotopaxi, sans qu'il soit vraiment possible de distinguer très clairement leur origine. Cependant, au vu des positions relatives des volcans et des sites (Figure II.13), nous privilégierons l'hypothèse Sangay ou Tungurahua pour le site AZO et l'hypothèse Cotopaxi ou Tungurahua pour le site CHI.

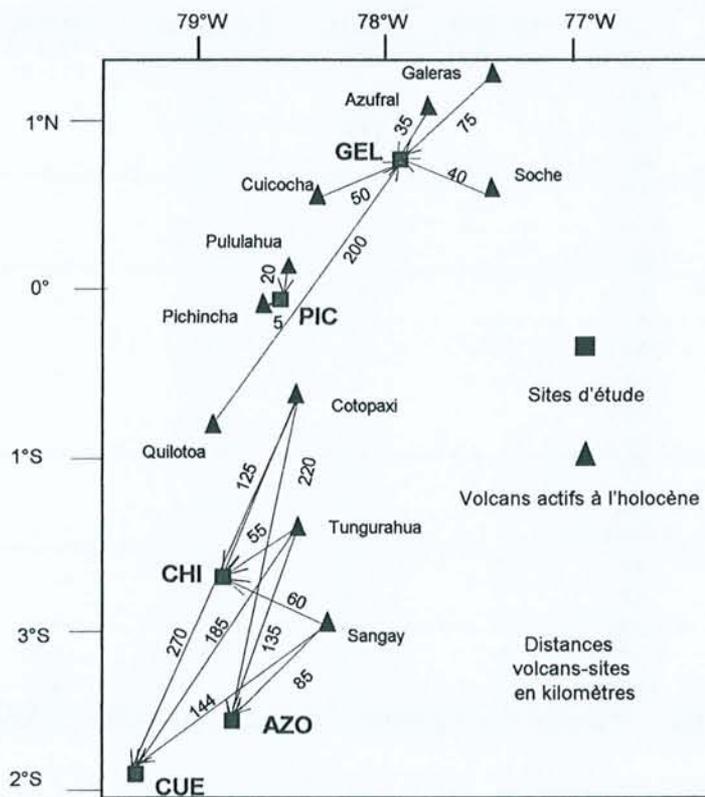


Figure II.13 - Position et distance des sites par rapport aux principaux volcans actifs pendant l'holocène

Le niveau de cendres du profil CUE (A1) présente une minéralogie composée de 60 % d'hornblende et de 20 % d'hypersthène qui s'éloigne des minéralogies types des volcans répertoriés dans le sud de l'Équateur. On peut supposer que les cendres de ce niveau ont pu être partiellement polluées par la roche sous-jacente. En effet, le même niveau prélevé par Winckell et al. (1991) présentait un cortège minéralogique s'approchant des cortèges types des volcans Sangay et/ou Tungurahua. On a vu par ailleurs que, morphologiquement, ce niveau présentait le même faciès que les niveaux A1 et A2 du profil AZO. Il apparaît ainsi tout à fait possible d'attribuer le mince dépôt pyroclastique récent des páramos de Cuenca et d'Azogues à l'un des deux volcans susmentionnés (Sangay ou Tungurahua).

L'examen des minéraux lourds montre que les horizons des profils PIC, GEL et CUE présentent une signature relativement acide (typique des andésites acides) avec hyperthène et hornblende alors que les horizons des profils CHI et AZO, riches en augite, présentent une signature plus basique. A l'inverse, nous avons observé l'absence de quartz pour les profils PIC et CHI alors que le quartz est abondant en surface des profils CUE et AZO.

2.3.3.2. Identification des minéraux de la fraction 2-50µm par diffraction des rayons X.

Le tableau II.16 suivant présente une estimation semi-quantitative de l'abondance des différents minéraux de la fraction 2-50µm identifiés par DRX.

Tableau II.16 - Estimation semi-quantitative de la minéralogie des limons à partir des diffractogrammes X.

Pedon	Hor.	Amphibole	Quartz	Feldspaths	Cristobalite	Magnétite
PIC	A2			+++		
	2A3	+	(+)	+++		
	3Ab		(+)	+++		
	3C	+	++	+++		
CHI	A2	+	+	+++		
	2Ab1			+++		
	3Bw	+	+	+++		
GEL	A1	+	+	+++		
	A2	+	+	+++		
	2Ab1	++	+	+++		
	2Ab2	++		+++		
	3Bwb	+		+++		
	4Bwb	+	++	+++		
CUE	A1	+	++	++		?
	2A2	+	++	++		?
	2 Bw-C		+++	++		?
AZO	A1	?	+++	+		
	A2	?	+++	+		
	3 Ab1	+	+++		++	+
	3 Ab2	+	+++	?	++	+
	4 Bw	+	+++		++	

+++ Minéral dominant; ++ Minéral bien représenté, + présence; (+) présence probable; ? identification douteuse.

Ces résultats sont globalement en accord avec ce qui a été observé pour les comptages effectués sur les sables et mettent en évidence la présence des feldspaths, de l'amphibole (notamment pour le profil GEL), et du quartz. En revanche, la diffraction des rayons X ne permet pas d'identifier des pyroxènes, sans doute présents en quantités trop faibles. La présence éventuelle de cristobalite n'a pu être mise en évidence que dans les horizons où les plagioclases n'apparaissent pas. Mais la cristobalite pourrait également être présente dans les autres niveaux sans qu'il soit possible de la différencier des feldspaths. De plus, notons que les spectres présentent pour la plupart une large bosse centrée sur 0,35 nm attribuée à la présence de verres volcaniques. Ce décalage de la ligne de base est particulièrement marqué pour les horizons des sites CHI et GEL. En ce qui concerne le rapport quartz/feldspaths, les résultats obtenus sur les limons, coïncident bien avec les comptages sous binoculaire des sables. On constate en effet que les plagioclases dominant très largement le quartz

pour les trois profils PIC, CHI et GEL. Dans ces derniers, le quartz est quasiment absent ou en très faible quantité. À l'inverse, le quartz est abondant dans l'ensemble des horizons des profils CUE et AZO.

2.3.3.3 Classification chimique des sables et limons

L'analyse chimique totale est réalisée sur les sables des horizons caractéristiques des profils PIC, CHI, GEL et CUE. En revanche, la teneur en sables dans les horizons pyroclastiques des profils CUE (A1) et AZO (A1 à A3; 3Ab1) est trop faible pour que l'analyse chimique soit réalisée dans de bonnes conditions. Aussi, pour palier à l'impossibilité de préciser la nature chimique des sables de ces deux profils, nous observerons les résultats des analyses totales des limons grossiers (50-20 μ m). Les résultats obtenus sur les sables et les limons sont alors placés dans le diagramme Total Alkalin Silica (TAS) qui fait référence pour la classification des roches volcaniques dont on ignore le mode minéralogique (Figure II.14).

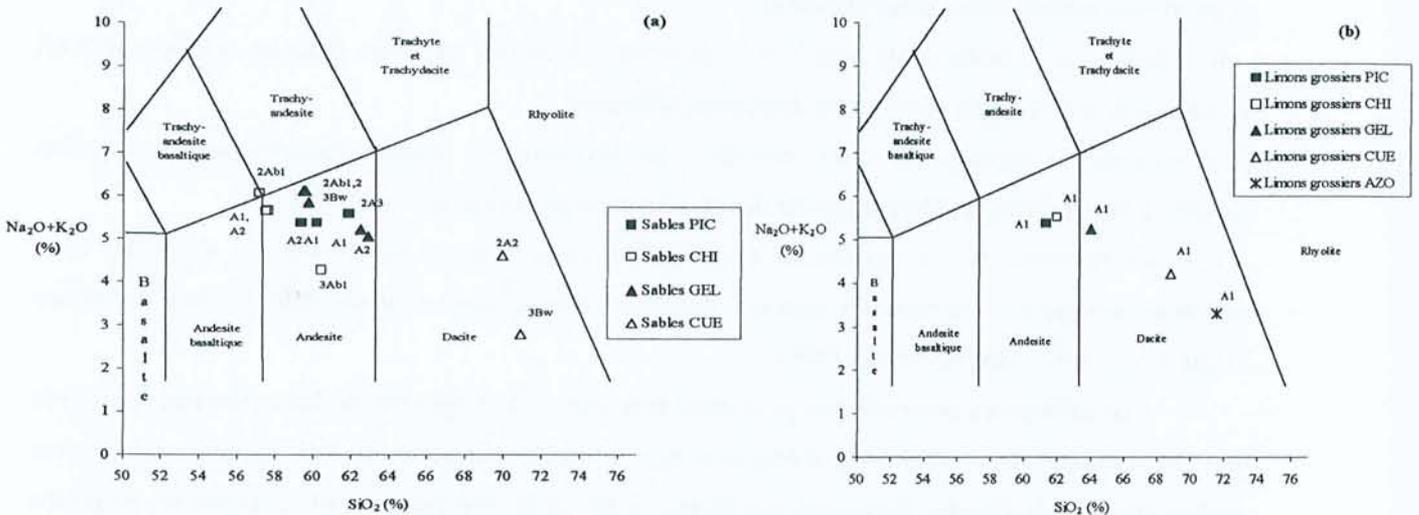


Figure II.14 - Position des sables des horizons des profils PIC, CHI, GEL et CUE (a) et des limons grossiers des horizons de surface des 5 profils (b) dans un diagramme TAS (IUGS, 1989).

Les sables des profils PIC, CHI et GEL présentent une grande homogénéité chimique et sont tous situés dans un diagramme TAS dans la zone des andésites (Figure II.14.a). On note cependant l'augmentation de la teneur en SiO_2 dans une séquence CHI-PIC-GEL : les sables du profil CHI sont assez proches de la zone des andésites basaltiques alors que ceux du dernier niveau pyroclastique de GEL sont proches des dacites. Cette constatation s'accorde bien avec i) les migrations reconnues de l'activité magmatique (pôle acide au nord, plus basique au sud) (Winckell et al., 1991) et ii) nos observations minéralogiques (augite abondante pour CHI et présence de quartz pour GEL). Les sables des horizons profonds de CUE présentent des compositions dacitiques en conformité avec la nature reconnue de la lave tertiaire qui contamine ces matériaux.

Les limons grossiers des horizons de surface des profils CHI et PIC présentent des compositions andésitiques proches de celle des sables (Figure II.14.b). Les limons grossiers de

l'horizon A1 de GEL sont également assez proches des sables du même horizon bien que présentant une composition dacitique. Les limons grossiers des horizons de surface des profils CUE et AZO sont plus nettement dacitiques. Ce résultat apparaît en concordance avec la présence en abondance de quartz pour ces profils.

2.3.3. Nature chimique des pyroclastes

L'examen de la minéralogie et de la composition chimique des sables et limons nous permet d'établir, avec de bonnes probabilités la nature chimique des pyroclastes originels.

Les pyroclastes des profils septentrionaux (PIC, CHI et GEL) apparaissent de type andésitique. Au sein de ce groupe, on a constaté une augmentation des teneurs en SiO₂ du sud vers le nord. Il y a ici concordance entre les données minéralogiques (comptage et DRX) et l'analyse chimique des sables.

À l'inverse, pour les pyroclastes récents des profils méridionaux (AZO et CUE) les données apparaissent partiellement contradictoires :

- la présence en abondance de quartz et la position des limons grossiers dans un diagramme TAS conduiraient à privilégier l'hypothèse de dépôts dacitiques.
- en revanche la présence de verres colorés et la prédominance d'augite dans les minéraux lourds tendent à faire privilégier l'hypothèse de dépôts plus basiques (andésite basaltique).
- l'origine probable de ces pyroclastes (Tungurahua et/ou Sangay) ne permet pas de régler cette question puisque ces volcans ont subi des éruptions holocéniques tant andésitiques que dacitiques (Hall et al., 1999 ; Monzier et al., 1999)

Ces différentes contradictions pourraient provenir i) de fragments de laves basiques entraînés par le ramonage de la cheminée volcanique lors de l'éruption et/ou ii) d'un mélange de cendres andésitiques et dacitiques, provenant soit d'une même série d'éruptions, soit de plusieurs éruptions distinctes. Par ailleurs, il convient également de prendre en considération que des contaminations des horizons de surface par i) des dépôts éoliens (Nanzyo et al, 1993 ; Mizota et Inoue, 1988) et/ou ii) par des colluvionnements locaux sont possible pour ces deux profils.

Cette "pollution" des cendres volcaniques de la dernière génération de pyroclastes pourrait être le fruit de résidus d'altération de la lave dacitique pour le profil CUE et de matériaux issus des produits remaniés pendant la phase glaciaire pour le profil AZO (Cf. morphologie du profil et morphologie des quartz).

Remarquons enfin que nous ne disposons pas d'assez d'éléments pour pouvoir préciser la nature chimique des dépôts pyroclastiques très anciens (ante-glaciaires) des profils GEL et AZO. En effet, ces niveaux ont connu une altération trop poussée pour que l'examen de leur composition traduise fidèlement la nature des pyroclastes au moment du dépôt.

2.4. Datation des niveaux pyroclastiques

2.4.1. Introduction

La datation des niveaux pyroclastiques est le plus souvent réalisée au moyen de méthodes de géochimie isotopique. Pour les événements anciens, les volcanologues utilisent couramment la méthode K-Ar (âge >10⁵ ans) ou la méthode du déséquilibre radioactif ²³⁰Th-²³⁸U (10⁴ ans < âge < 3.10⁵ans) (Cantagrel, 1994). Pour les périodes récentes (âge < 5.10⁴ ans), la datation au radiocarbone ¹⁴C reste la méthode de référence (Cantagrel, 1994). Ces datations sont réalisées idéalement sur des fragments de bois carbonisés par les phénomènes volcaniques. Cependant, il s'avère bien souvent difficile de repérer et prélever ces éléments sous les dépôts de pyroclastes (Lockwood et Lipman, 1980). Une méthode alternative consiste à mesurer l'activité ¹⁴C du carbone organique d'un paléosol pour estimer l'âge du dépôt qui lui est superposé (Hetier et al., 1983) et de considérer alors que l'activité ¹⁴C du paléosol donne l'âge de l'enfouissement par le dépôt pyroclastique. Hetier et al., (1983) ont bien montré le caractère approximatif d'une telle démarche. En effet, le carbone de tout sol, qu'il soit ou non enterré sous un nouveau matériau parental, est une entité hétérochrone reflétant le mélange de carbones incorporés à des périodes différentes de son évolution. L'activité ¹⁴C globale ne reflète donc qu'un temps de résidence moyen et non pas l'âge du sol qui ne pourrait être estimé que par l'activité de la fraction la plus ancienne de son carbone.

Ici, notre objectif est d'utiliser l'activité ¹⁴C d'horizons enterrés comme repère chronologique approximatif en nous fondant sur le raisonnement suivant : Soit x l'âge apparent établi par l'activité ¹⁴C d'un niveau enterré donné. On peut en déduire i) que le matériau superposé à ce niveau a été mis en place au cours d'une période postérieure à x (T₁ < x) et ii) que le matériau contenant le niveau daté a été déposé a un temps T supérieur à x (T₂ > x). En effet, ce niveau contient du C jeune et du C vieux et l'activité ¹⁴C de ce mélange révèle un âge apparent x qui est inférieur à l'âge (T₂) du matériau parental de ce niveau.

2.4.2. Matériels et méthodes

2.4.2.1. Principe

Le principe de la datation ¹⁴C est le suivant : tout corps vivant contient une très faible proportion de ¹⁴C radioactif. Après la mort de l'organisme ce ¹⁴C n'est plus renouvelé et sa radioactivité décroît lentement avec une période de désintégration λ fixée par convention à 5568 ans. La mesure de la radioactivité résiduelle d'un élément carboné permet de calculer son âge. Cette mesure de la radioactivité est réalisée par comptage des particules β - émises dans un compteur à scintillation où l'échantillon à dater est sous la forme C₆H₆.

L'âge de l'échantillon est alors calculé par la formule suivante : $t = -\frac{1}{\lambda} \ln \frac{A}{A_0} = -8035 \times \ln \frac{A}{A_0}$

avec A l'activité de l'échantillon et A_o une activité spécifique mesurée sur un standard international NSB (acide oxalique à 95%). Cette méthode implique que la proportion de ¹⁴C intégré par les différentes espèces de leur vivant ait été constante. Or les explosions nucléaires ont introduit des quantités massives de ¹⁴C dans l'atmosphère et donc la loi d'homogénéité du rapport ¹⁴C/¹²C n'est pas respectée (Balesdent et Guillet, 1982). On calcule alors la variation d'abondance δ¹⁴C par rapport à l'acide oxalique standard avec la formule suivante : $\delta^{14}\text{C} = \frac{A - A_o}{A_o} \times 1000$ (Suharta, 1992). Un δ¹⁴C négatif permet de considérer l'effet des bombes atomiques comme négligeable et l'on peut alors calculer l'âge directement avec la formule mentionnée ci-dessus. A l'inverse quand δ¹⁴C est positif, l'influence du ¹⁴C fissiogénique ne peut être négligée et l'on doit alors avoir recours à des modèles plus complexes faisant intervenir les variations du ¹⁴C dans l'atmosphère.

2.4.2.2. Méthode

La méthode de datation est réalisée en deux phases : d'une part la synthèse du C₆H₆ à partir du carbone organique du sol (réalisée au CPB) et d'autre part le comptage (réalisé au centre de datation par le radiocarbone de Villeurbane par l'équipe de J. Evin) (Guillet, 1972).

Pour les résultats exposés ici, les échantillons de sols sont tamisés à 50 µm pour éliminer les racines et les radicules pouvant perturber l'activité mesurée. Le carbone organique est transformé en CO₂ par combustion sous oxygène. Le CO₂ est introduit dans une chambre à lithium pour former du carbure de Li. Après refroidissement, une réaction d'hydrolyse conduit à la production d'acétylène qui polymérise ensuite sous forme de benzène C₆H₆ liquide.

Le benzène est introduit dans un compteur à scintillation après mélange avec un liquide scintillateur. L'activité de l'échantillon est mesurée en coups par minute.

2.4.3. Résultats

Avant d'interpréter nos propres datations de la matière organique nous rappellerons quelques données, issues de la bibliographie, nous permettant d'estimer l'âge de quelques niveaux repères.

2.4.3.1. Utilisation des données de la littérature

Winckell et al, (1991b) ont réalisé un certain nombre de datation sur des bois fossiles par la méthode du ¹⁴C et cela, sur un certain nombre de sites proches de nos profils d'étude. Dans la collection d'échantillons datés, nous constatons :

- à 3360 m et à proximité du páramo d'El Angel, Winckell et al., (1991b) ont daté à 17 150 (+/- 170) ans B.P. le niveau le plus récent des éruptions anciennes. Ce niveau apparaît aussi bien stratigraphiquement que morphologiquement identique à l'horizon 4Bw du profil GEL
- sur le même profil, la base des matériaux récents a été datée à 11 600 ans B.P. (+/- 110). Ce niveau correspond à l'horizon 3 Bw du profil GEL

• sur le páramo de Cuenca-Molleturo, une datation des mêmes auteurs permet de considérer le mince dépôt pyroclastique de la superficie du profil CUE comme postérieur à 4230 (+/- 50) années B.P. (Winckell et al., 1991b).

Par ailleurs, nous pouvons comparer les datations des éruptions connues des différents volcans avec les niveaux pyroclastiques repérés sur nos profils d'étude. Cette démarche trouve tout son sens pour le profil PIC. En effet, la stratigraphie observée sur ce profil est très proche de celle qui a servi de base à la reconstitution des éruptions du volcan Pichincha (Hall et Mothes, 1993 ; Barberi et al., 1992). Le niveau de lapilli (2C) est parfaitement repéré comme provenant d'une éruption ayant eu lieu il y a 980 ans B.P. (+/- 80) (ou 970 après J.C.). De même le niveau actuel du profil PIC (A1, A2) semble correspondre à l'éruption historique de 1660 après J.C. (290 ans B.P.) qui a été abondamment décrite. La datation du dépôt 3 est plus difficile à réaliser : il pourrait s'agir de l'éruption datée à 1400 ans B.P. (+/-80) du volcan Pichincha ou d'un dépôt provenant des éruptions du centre de la caldera du Pululahua datées à 2305 ans B.P. (+/- 65). La première hypothèse apparaît cependant la plus probable compte tenu du caractère sableux de ce dépôt qui est un trait morphologique majeur de cette éruption.

La même démarche appliquée aux autres sites d'étude s'avère beaucoup plus délicate principalement en raison des incertitudes relatives à l'origine exacte des dépôts (cf supra).

2.4.3.2. Utilisation des datations ^{14}C du carbone organique

Compte tenu des informations acquises par l'étude bibliographique, nous avons centré nos mesures sur les deux profils CHI et GEL où l'apport bibliographique s'avérait très insuffisant. Les autres mesures ont pour objectif de conforter les âges estimés sur la base de la bibliographie citée ci-dessus.

Tableau II.17 - Activité et âge ^{14}C de quelques horizons

Pedon	Horizon	Profondeur (cm)	$\delta^{14}\text{C}$ (‰)	Age moyen apparent (année B.P.)
PIC	A2	20-40	-18	146 (+/-25)
CHI	A1	0-30	60	Moderne
	A2	30-60	-108	918 (+/-36)
	2 Ab1	60-130	-311	2993 (+/-47)
	2 Ab2	130-170	-532	6101 (+/-52)
GEL	A1	0-30	29	Moderne
	A2	30-60	-223	2027 (+/- 41)
	2 Ab1	60-140	-425	4446 (+/-42)
	2 Ab2	140-190	-623	7838 (+/-64)
CUE	2 A2	30-45	-253	2344 (+/-32)
AZO	A2	15-50	-205	1839 (+/-34)
	3 Ab1	105-170	-943	23018 (+/- 142)

2.4.3.3. Estimation de l'âge de différents niveaux pyroclastiques

Si l'on utilise conjointement les données du tableau II.16 et les informations bibliographiques, il ressort que :

- Le niveau 1 du profil PIC est d'un âge supérieur à 100 ans. La mesure de l'âge du carbone organique de cet horizon coïncide bien avec l'âge de 290 ans B.P. de la dernière éruption du Pichincha.

- Le niveau 1 du profil CHI apparaît plus ancien que 918 ans B.P., mais plus jeune que 2993 ans B.P. (âge apparent du C de l'horizon 2Ab1). Aucune éruption pliniène susceptible d'avoir déposé des cendres en des zones aussi éloignées n'a été décrite pour le volcan Cotopaxi (Barberi et al, 1995). Pour le volcan Tungurahua, Hall et al, (1999) notent une série d'événements pyroclastiques ayant donné lieu à des dépôts régionaux (et non pas localisés aux flancs du volcan) entre 1230 et 1470 ans B.P. (+/- 30 et +/- 85 respectivement). Il est probable que le niveau 1 du profil CHI soit un dépôt datant de cette période.
- Le niveau enterré 2 du profil CHI est plus ancien que 6101 ans B.P. (Tableau II.15) En l'absence d'autres données, nous attribuerons ce dépôt à la phase de reprise de l'activité volcanique du Cotopaxi entre 6000 et 8390 (Winckell et al, 1991) sans qu'il soit possible d'affiner cette date.
- Le niveau 1 de GEL est daté entre 2027 et 4446 ans B.P. Ce dépôt pyroclastique est vraisemblablement dû à la série d'éruptions majeures du volcan Cuicocha entre 2990 et 3100 ans B.P. (Hall et Mothes, 1993). Le niveau 2 du profil GEL est daté entre 7845 ans B.P. et 11 600 ans B.P. (datation du niveau III de Winckell et al., 1991). Durant ce laps de temps assez important, de nombreuses éruptions de volcans situés sur le territoire équatorien comme de ceux situés en Colombie (Galeras, Azufra...) sont probables. Parmi les éruptions connues, l'hypothèse d'un recouvrement des páramos d'El Angel au cours de l'explosion du volcan Soche vers 10.000. ans B.P. apparaît la plus probable aux volcanologues (Monzier. Comm. Pers.).
- Les niveaux actuels des sites méridionaux (AZO et CUE) sont considérés, nous l'avons vu, comme provenant d'un même dépôt (ou d'une même série de dépôts). Les âges des horizons A2 et 2A2 des profils AZO et CUE respectivement, sont assez proches. La valeur de 1839 ans B.P. mesurée à AZO semble devoir toutefois être préférée comme référence. En effet, le carbone du niveau 2 de CUE pourrait constituer un mélange du carbone de la pédogenèse actuelle avec le carbone accumulé avant le dépôt dans l'altérite de la dacite en place. On ne peut donc pas affirmer que cette éruption a eu lieu avant la date de 2344 ans B.P. puisqu'une partie du carbone daté sur cet horizon provient de la pédogenèse actuelle. Il apparaît préférable de considérer que cet événement pyroclastique a eu lieu il y a plus de 1840 ans B.P. et moins de 4230 ans B.P. (datation Winckell et al., 1991 ; Cf. Supra). Ces datations rendent impossible l'attribution de ces cendres à la série d'éruptions du Tungurahua vers 1210 – 1470 ans B.P. Par contre, il pourrait s'agir des dépôts des éruptions ayant accompagné la destruction de l'ensemble Tungurahua II vers 2995 B.P. Notons que pendant cette phase plusieurs séries d'émissions ont eu lieu avec des compositions d'andésite basaltique et de dacite (Hall et al., 1999). Par ailleurs de petits recouvrements de produits andésitiques ont pu avoir lieu après l'effondrement de Tungurahua II pendant la période 3000-2000 ans B.P. Ces observations semblent concorder avec la nature complexe des cendres de ces dépôts qui ont vraisemblablement été générés par des mélanges de pyroclastes.
- Le niveau 3 du profil AZO dérive de cendres d'un âge supérieur à 22000 ans B.P. et il est antérieur au retrait glaciaire.

2.4.4. Conclusion sur l'âge des pyroclastes

La figure II.15 suivante reprend les différents éléments de datation et présente les conclusions sur les âges estimés des différents dépôts. Elle comporte trois éléments distincts : i) les datations absolues des niveaux repérés et datés par différents auteurs (Hall et Mothes, 1993 ; Winckell et al., 1991b), ii) les périodes de dépôts des pyroclastes établies par nos propres datations ¹⁴C (Cf. Supra) et iii) dans chaque période, l'âge que nous considérons le plus probable sur la base des recoupements entre histoires éruptives connues et les mesures effectuées.

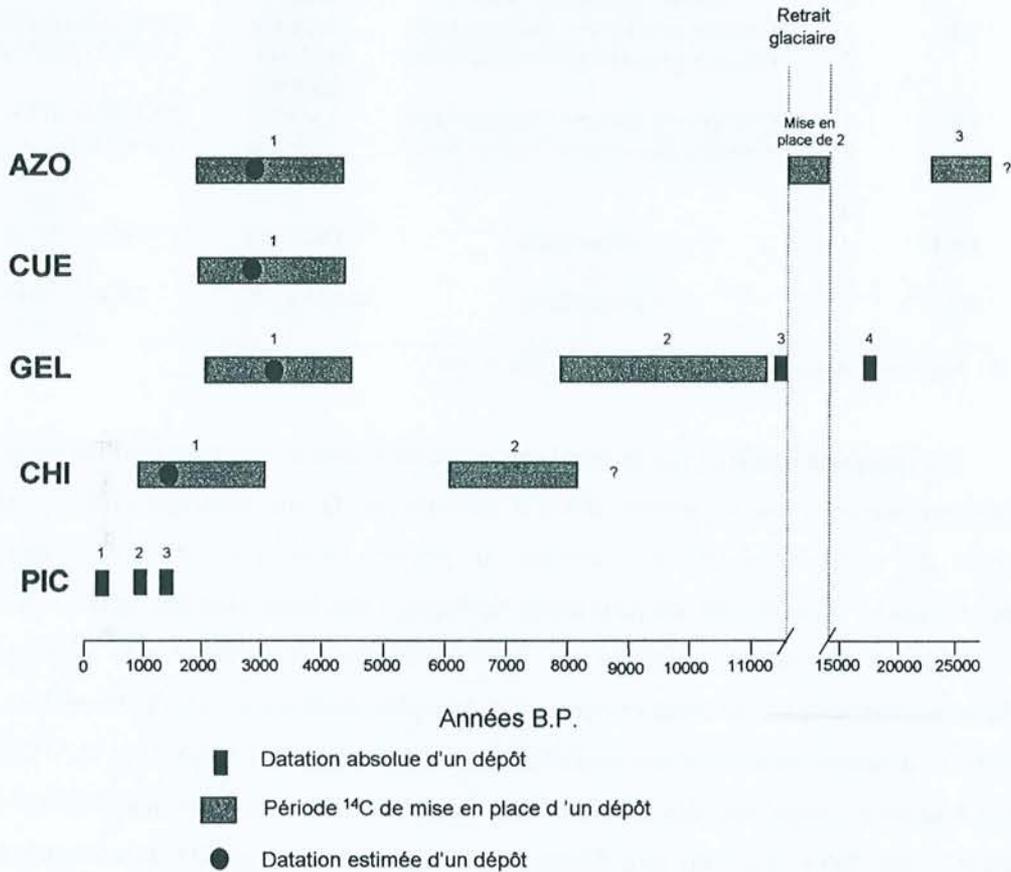


Figure II.15 - Schéma de synthèse sur l'âge estimé des pyroclastes (1, 2, 3 reflètent les niveaux stratigraphiques successifs du plus récent au plus ancien).

On constate qu'il existe des différences importantes d'âge entre les dépôts. L'âge des niveaux actuels s'échelonne depuis 300 jusqu'à 3000 ans B.P. L'âge de mise en place des matériaux des divers paléosols enterrés varie par contre depuis 1000 ans B.P. pour le site PIC et jusqu'à plus de 22000 ans B.P. pour le niveau 3 du profil AZO.

2.5. Les matériaux parentaux : facteurs de formations des sols

Le tableau II.18 suivant présente une synthèse de la connaissance acquise dans ce chapitre sur la nature et l'âge des différents dépôts pyroclastiques de nos profils.

Tableau II.18 - Synthèse sur la nature et l'âge estimé des dépôts pyroclastiques

Profil	Niveau	Nature physique	Nature Chimique	Age Période (<i>âge supposé</i>)
PIC	1	Cendres grossières +Lapilli	Andésite	290
	2	Lapilli	Andésite	980
	3	Cendres grossières + Lapilli	Andésite	1400/2300
CHI	1	Cendres grossières+ Cendres fines	Andésite	1000-3000 (1200-1400)
	2	Cendres grossières+ Cendres fines	Andésite	> 6000 (6000-8500)
	3	?	Andésite	?
GEL	1	Cendres grossières+ Cendres fines	Andésite	2030-4450 (2990-3100)
	2	Cendres grossières+Cendres fines	Andésite	7800-11600 (+/-10000)
	3	?	Andésite	11600
	4	?	?	17500
CUE	1	Cendres fines	Dac/And	1800-4250 (3000)
	2	Lave	Dacite	Tertiaire
AZO	1	Cendres fines	Dac/And/R* ?	1800-4250 (3000)
	3	?	?	>23 000

R : matériaux remaniés pendant la dernière glaciation

On remarque que les trois facteurs pris en considération, âge, nature chimique et physique des pyroclastes, varient entre les profils. Il n'y a donc pas de facteur isolé qui expliquerait à lui seul la diversité des sols. Ainsi, les sols étudiés ne peuvent donc pas être placés dans une simple chronoséquence. En revanche, on peut tenter de dégager une hiérarchie des facteurs. Il existe en effet une certaine homogénéité chimique des matériaux avec simplement une distinction entre les pyroclastes andésitiques du nord et ceux peut être plus dacitiques du sud. Rappelons ici que cette évolution va l'encontre du gradient acide/basique du nord au sud (Winckell et al., 1991b) et pourrait être le fruit de mélange avec des produits d'altération, de la lave dacitique pour CUE et des matériaux remaniés pour AZO. Il conviendra de garder à l'esprit cette possibilité de contamination, qui peut localement s'avérer un facteur majeur de formation et d'évolution des sols.

Par ailleurs, on peut considérer un gradient de décroissance de la taille moyenne des particules dans la séquence PIC > CHI et GEL > CUE et AZO en fonction de la distance moyenne entre les sols et les centres d'émissions volcaniques.

Le paramètre âge, c'est-à-dire la durée de la pédogenèse, apparaît enfin comme un des facteurs à prendre particulièrement en considération. En effet, le gradient d'âge des sols issus de la dernière génération de pyroclastes (de 300 à 3000 ans) pourrait apparaître comme modéré, mais il se situe dans la phase clef de la pédogenèse sur cendres volcaniques pendant laquelle les Andosols passeraient de l'état vitrique à leur pleine maturité (Hetier, 1975 ; Quantin, 1992; Shoji et al., 1993).

CHAPITRE 3

Etude des constituants secondaires

3.1. Introduction

Nous avons fait apparaître, dans le premier chapitre, une forte diversité des propriétés des sols dans l'étage des páramos équatoriens sur couverture pyroclastique. Dans un second temps, l'importance de la nature (physique et minéralogique) et de l'âge des pyroclastes comme facteurs pouvant expliquer cette diversité a été mis en évidence. Dès lors, le présent chapitre vise à une connaissance plus approfondie de la nature des constituants secondaires organiques, organo-minéraux et minéraux et de leur diversité intra et inter-profil.

3.2. Les constituants organiques

3.2.1. Matériels et méthodes

Un fractionnement à 50µm est réalisé sur les échantillons humides. Les matériaux sont, dans un premier temps, agités dans l'eau en présence de billes pour fracturer les agrégats et la séparation à 50 µm est effectuée par tamisage. Les composés humiques sont ensuite extraits sur la fraction < 50µm de quelques échantillons en milieu alcalin par de la soude 0,1N + 1% de pyrophosphate de sodium. Les échantillons de sols ont été extraits jusqu'à épuisement, ce qui représente 5 extractions

successives. Les argiles dispersées ont été floculées par ajout d'une solution de KCl (20g.l⁻¹). La séparation des acides humiques (AH), des acides fulviques (AF) est obtenue par précipitation des premiers à un pH compris entre 1,5 et 2 puis centrifugation à 40 000 g pendant 10 minutes. Les acides humiques sont ensuite purifiés par dialyse et décationisés par passage sur des résines échangeuses d'ions. L'analyse élémentaire est réalisée avec un CHN (Carlo Erba 1108) et l'oxygène par pyrolyse sur un autoanalyseur (Carlo Erba 1106). Les spectres infrarouges des AH sont obtenus sur des pastilles contenant 1 mg d'AH dans 200 mg de KBr.

Le classement des AH est obtenu en calculant deux indices basés sur les propriétés spectrales dans le visible d'une solution d'acides humiques dans NaOH 0,1N : $\Delta \log K$ et RF avec $\square \log K = \log K_{400} - \log K_{600}$ avec K l'absorbance à 400 et 600 nm d'une solution d'AH et $RF = K_{600}/C$ avec C la concentration en carbone de la solution (Kumada et al., 1967; Arai et al., 1996).

Enfin, les âges ¹⁴C calculés au chapitre précédent serviront à établir une estimation des Temps Moyens de Résidence (TMR) selon le modèle de Balesdent (1982) et Balesdent et Guillet (1982). Ce modèle repose sur les hypothèses suivantes :

- distribution exponentielle des âges des différentes fractions organiques du sol (hypothèse d'un mélange parfait)
- cette distribution implique une vitesse de minéralisation constante pour tous les éléments quel que soit leur âge, et ne tient pas compte de l'existence d'un pool de matière organique stable dans le sol.

Cette hypothèse est, selon Balesdent (1982), applicable uniquement dans les horizons biologiquement actifs et c'est pourquoi nous ne calculerons le TMR que pour les horizons A1 et A2 des différents profils.

3.2.3. Résultats et discussion

3.2.3.1. Répartition granulométrique du carbone

Le tableau II.19 ci-dessous présente les teneurs en carbone de la fraction inférieure à 50µm

Tableau II.19 - répartition du carbone dans les fractions supérieures et inférieures à 50µm

Pédon	Hor.	Prof.	Terre fine C g.kg ⁻¹	Fraction < 50µm			Taux d'humification %
				Poids g.kg ⁻¹ (a)	C g.kg ⁻¹ (b)	C g.kg ⁻¹ (c)	
PIC	A1	0-20	125	300	119	36	29
	A2	20-40	40	320	85	27	68
	2A3	40-55	27	320	59	19	70
	3Ab	80-115	25	226	57	13	52
CHI	A1	0-30	86	485	115	56	65
	A2	30-60	59	460	82	38	64
	2Ab1	60-130	72	484	98	47	66
	2Ab2	130-170	49	553	88	49	99
GEL	A1	0-30	212	688	196	135	64
	A2	30-85	92	576	123	71	77
	2Ab1	85-140	150	524	190	100	66
	2Ab2	140-165	73	372	137	51	70
CUE	A1	0-30	233	777	221	171	74
	2A2	30-45	194	715	170	121	63
AZO	A1	0-15	180	840	200	168	93
	A2	15-50	156	841	180	151	97
	3 Ab1	105-170	71	898	70	63	96

g.kg⁻¹ (a) : g.kg⁻¹ de terre fine

g.kg⁻¹ (b) : g de carbone dans la fraction < 50 µm par kg de cette fraction

g.kg⁻¹ (c) : g de carbone dans la fraction < 50 µm par kg de terre fine

Taux d'humification du carbone : carbone de la fraction < 50 µm (en g.kg⁻¹ de terre fine) sur carbone total

Pour le profil PIC dont la texture est assez grossière (Cf. tableau II.4), les teneurs en carbone total sont élevées, mais seule une faible quantité est associée à la fraction inférieure à 50µm. L'essentiel du carbone des horizon A de surface de ce profil est donc encore sous une forme plus ou moins figurée. A l'inverse, l'essentiel du carbone des horizons des sols les plus évolués (CHI, GEL, CUE et AZO) se trouvent associé à la fraction < 50µm. Ainsi, le taux d'humification du carbone tend à croître avec le degré d'évolution des sols.

3.2.3.2. Extractions et caractérisations des acides humiques

Le tableau II.20 présente la répartition du carbone entre les différentes fractions des horizons soumis à ce fractionnement.

Tableau II.20 - Extraction des composés humiques : bilan de répartition du carbone.

Profil	Horizon	Répartition du carbone de la terre fine (%)				Taux d'humification (%)	Taux d'extraction (%)	AF/AH
		> 50 µm	humine	AF	AH			
PIC	A1	71,0	21,9	3,5	3,6	29	25	0,93
	A2	32,0	35,4	14,7	17,9	68	48	0,82
CHI	A1	35,0	43,5	5,3	16,1	65	33	0,33
	2 Ab1	36,0	25,6	17,0	21,5	64	60	0,79
GEL	A1	36,0	31,9	9,5	22,6	64	50	0,42
	A2	23,0	58,2	7,8	11,0	77	25	0,7
CUE	A1	26,0	40,1	11,8	22,1	74	46	0,53
	2 A2	37,0	36,8	9,9	16,4	63	42	0,6
AZO	3 Ab1	4,0	38,7	41,3	16,0	96	60	2,58

Les taux d'extraction du carbone par le réactif NaOH + Pyrophosphate varient assez considérablement depuis 25% jusqu'à 60%. Globalement, les taux d'extraction augmentent i) avec la profondeur et ii) avec le degré d'évolution des sols. L'humine domine assez largement dans l'ensemble des fractions < 50 µm des horizons étudiés. À l'exception de l'horizon enterré 3Ab1 du profil AZO, les acides humiques dominent les acides fulviques et ainsi les rapports AF/AH sont presque toujours inférieurs à 1. Nous étudierons de manière plus spécifique la nature des acides humiques. Il s'agit toutefois de bien prendre en compte que le carbone des acides humiques ne représente jamais plus de 25 % du carbone de la terre fine de ces sols.

Les analyses élémentaires des acides humiques sont présentées dans le tableau II.21 ci-dessous.

Tableau II.21 - Analyse élémentaire des acides humiques

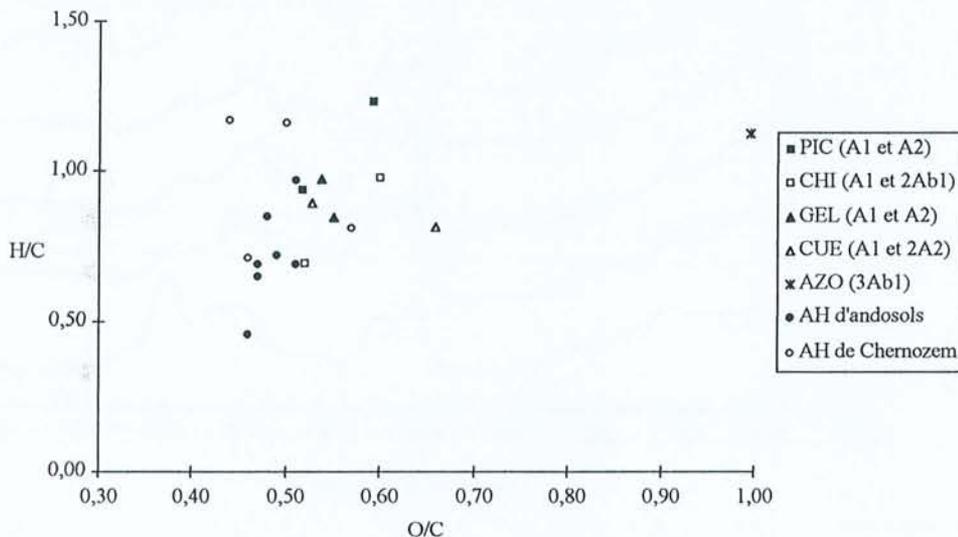
Profil	Horizon	C	N	O	H	Cendres	Rapport atomique		
							C/N	O/C	H/C
PIC	A1	46,06	4,77	36,37	4,72	8,1	11,3	0,59	1,23
	A2	49,61	4,01	34,27	3,89	8,2	14,4	0,52	0,94
CHI	A1	47	3,8	37,81	3,84	7,5	15,9	0,60	0,98
	2Ab1	52,92	2,70	36,72	3,07	4,6	22,9	0,52	0,70
GEL	A1	50,84	3,47	36,43	4,13	5,1	17,1	0,54	0,97
	A2	48,43	2,74	35,52	3,42	9	20,6	0,55	0,85
CUE	A1	45,35	2,25	39,80	3,07	8,5	23,5	0,66	0,81
	A2	52,43	3,28	36,86	3,92	3,5	18,6	0,53	0,90
AZO	3Ab1	34,63	1,08	46,00	3,25	12	37,4	1,00	1,12

A partir de ces analyses élémentaires, on peut définir trois groupes d'acides humiques distincts :

- les acides humiques de l'horizon de surface du profil PIC montrent une structure relativement aliphatique avec un rapport H/C proche de 1,25, valeur seuil couramment utilisée pour repérer des produits aliphatiques (Schnitzer et Kahn, 1978 ; Barriuso, 1985).

- les acides humiques de l'horizon enterré 3Ab1 du profil AZO présentent une composition originale avec une relativement faible teneur en carbone et donc des rapports H/C et O/C élevés. Ces résultats sont à mettre en relation avec le taux de cendres important de ces acides humiques (12%) qui traduit sans doute une mauvaise purification de ces composés.
- les acides humiques des autres horizons étudiés sont caractérisés par des rapports H/C faibles (<1) suggérant une structure aromatique marquée.

On constate également une augmentation du rapport C/N des AH avec le degré d'évolution des profils. Les C/N du profil PIC compris entre 11 et 15 traduisent une assez bonne incorporation de l'azote au cours des processus d'humification. En revanche, les C/N élevés (>17 et souvent >20) des acides humiques des autres profils indiquent une perte d'azote plus importante au cours des processus d'évolution de la matière organique.



AH d'andosols : Yonebayashi et Hattori (1988) ;
 AH de Chernozem (Kononova (1966) ; Andreux (1978) ; Chen et al. (1977)

Figure II.16 - Position des acides humiques des sols des páramos dans un diagramme O/C-H/C

Dans un diagramme H/C-O/C (Van Krevelen, 1950 ; Barriuso, 1985) qui définit les domaines d'existence des composés humiques et des kérogènes, la position des acides humiques étudiés est voisine de celle de la moyenne des acides humiques d'andosols du Japon (Yonebayashi et Hattori, 1988) et des sols isohumiques du type chernozem (Kononova, 1966) (Figure II.16). On observe cependant que les acides humiques des páramos présentent un rapport O/C toujours plus élevé que la moyenne des AH du japon.

Les spectres IR des acides humiques des différents horizons étudiés sont présentés sur la figure II.17 suivante.

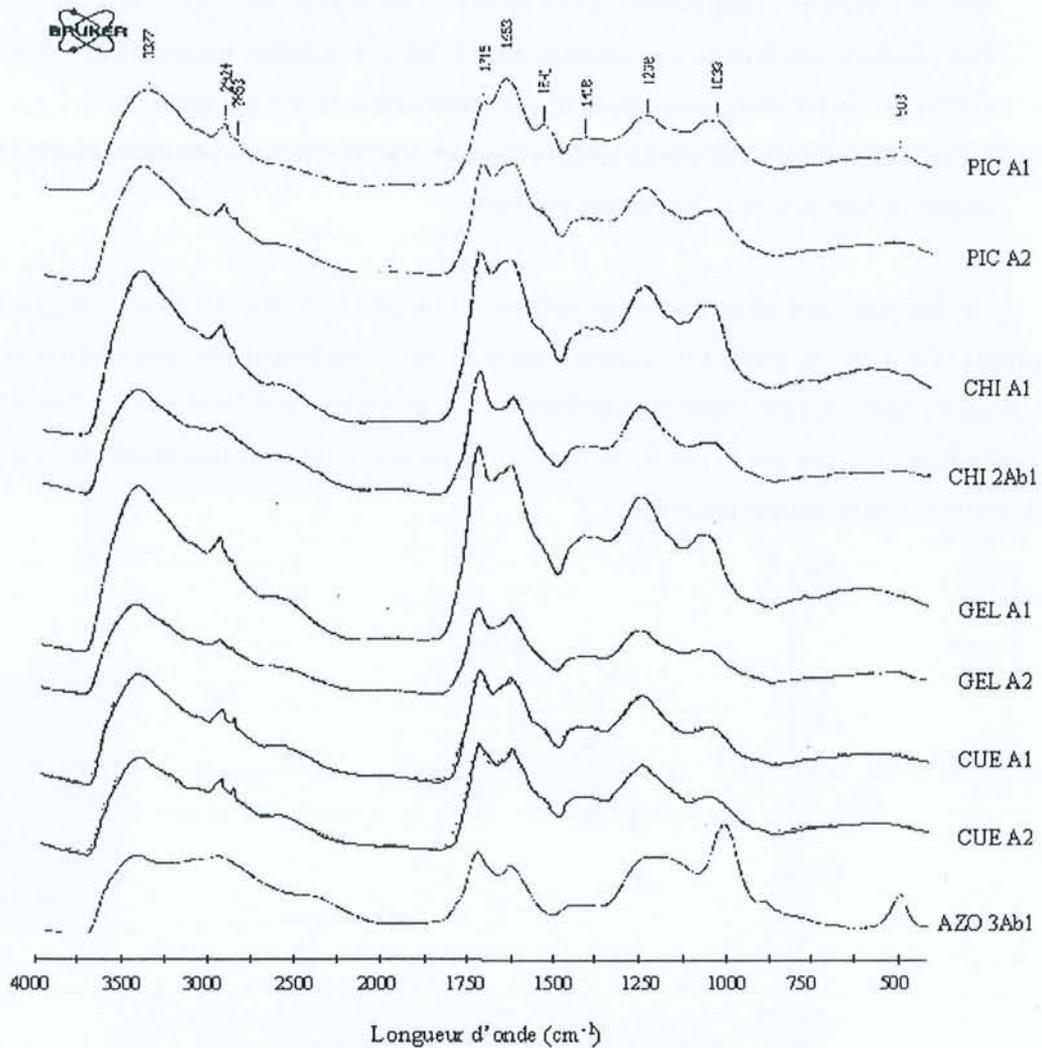


Figure II.17 - Spectres Infra rouge des acides humiques de quelques horizons

On constate :

- une diminution du caractère aliphatique avec la profondeur et avec le degré d'évolution dans la séquence de PIC à CUE : diminution de l'intensité de la double bande à 2920 cm^{-1} ($-\text{CH}_2$, $-\text{CH}_3$).
- une augmentation avec la profondeur, des fonctions acides carboxyliques (épaulement à 2600 cm^{-1} et rapport de la bande à 1720 cm^{-1} sur 1600 cm^{-1})
- les groupements fonctionnels $-\text{OH}$ alcool des polysaccharides (1000 à 1100 cm^{-1}) sont bien représentés notamment dans les AH de surface et particulièrement dans le niveau enterré 3Ab1 du profil AZO (la richesse particulière en $-\text{OH}$ alcool expliquant la position originale de ces AH dans le diagramme Van Krevelen de la figure II.17).
- on observe enfin une faible augmentation de l'épaulement à 1380 cm^{-1} ($-\text{CH}$ aromatique) avec la profondeur et avec le degré d'évolution des sols.

Les spectres infrarouges des acides humiques confirment donc les résultats de l'analyse élémentaire : i) structure aliphatique marquée pour les AH de PIC et diminution de ce caractère avec la profondeur et dans la séquence d'évolution et ii) richesse en oxygène et structure plus aromatique pour les AH de profondeur et les sols les plus évolués avec notamment abondance des fonctions carboxyles.

3.2.3.3. Typologie des acides humiques sur la base des propriétés spectrales dans le visible

L'étude des propriétés spectrales dans l'UV et le visible des acides humiques étudiés montre que ceux-ci appartiennent au type A de la classification de Kumada à l'exception des AH de surface du profil PIC qui sont du type P (Figure II.18).

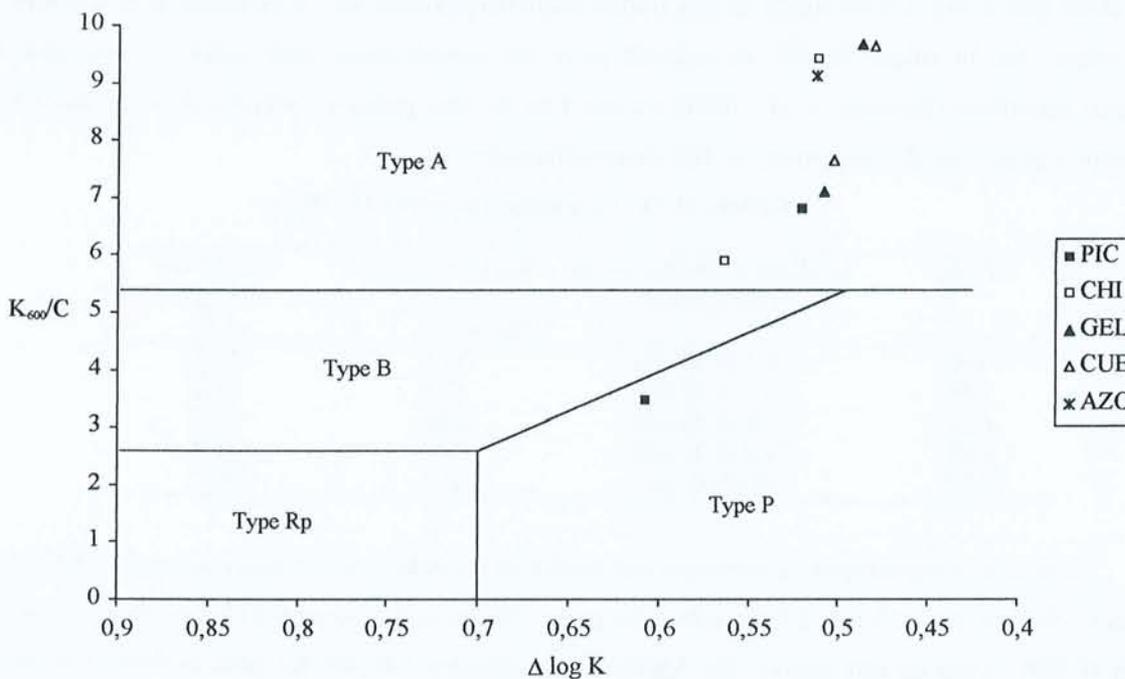


Figure II.18 - Position des acides humiques dans un diagramme de Kumada modifié (Arai et al, 1996)

Les sols évolués des páramos possèdent des acides humiques de type A caractéristiques d'une structure condensée (Kumada, 1987 ; Yonebayashi et Hattori, 1988), ce qui coïncide avec les résultats de l'analyse élémentaire et des spectres IR. La prédominance de ces acides est également en parfait accord avec les indices mélaniques qui ont servi aux classements des sols (chapitre 2). Pour les auteurs japonais (Shoji et al., 1990 ; Shoji et al., 1993), le caractère mélanique des épipedons et les propriétés spectrales des acides humiques qu'ils contiennent sont à mettre en relation avec la nature graminéenne de la végétation. Les graminées (au Japon tout particulièrement *Miscanthus sinensis*) sont en effet considérées comme des végétaux "mélanisateurs". Il faut cependant noter que certains auteurs (Skjemstad et al., 1996 ; 1999 ; Golchin et al., 1997 a et b) mettent en relation les couleurs très noires de certains sols (sols isohumiques et sols mélaniques sur cendres volcaniques du Japon) avec la présence de carbonisats résultant de la combustion de la végétation lors

de feux occasionnels. Compte tenu de la fréquence de tels feux dans les páramos, cette origine possible de la couleur mélanique des sols étudiés ici ne peut être écartée. Toutefois, nous n'avons récolté aucun argument pour conforter cette thèse.

3.2.3.4.. Estimation des stocks de carbone et Temps moyen de résidence

Les estimations des stocks en carbone (Tableau II.22) ont été obtenues en utilisant les teneurs en carbone de la terre fine, la densité apparente et les teneurs en éléments grossiers. Les très hautes teneurs en carbone massique combinées à la grande profondeur de l'accumulation organique conduisent à des stocks de carbone considérables. On constate des stocks particulièrement importants de 30 à 65 kg.m⁻² dans le premier mètre. Le stock total est également conséquent et souvent beaucoup plus élevé que le stock à un mètre ce qui traduit bien l'importance de l'accumulation de carbone en profondeur. Ici, la valeur de 30 cm souvent prise en considération pour estimer l'épaisseur des horizons humifères (Eswaran et al., 1993) n'a que peu de sens puisque l'accumulation de substances organiques peut s'étendre largement au delà du premier mètre.

Tableau II.22 - Estimation des stocks de carbone

Profil	Stock sur le dernier niveau pyroclastique	Stock sur 100 cm (kg.m ⁻²)	Stock Total
PIC	26,2 (0-40 cm)	31,9	50,3
CHI	30,1 (0-60 cm)	47,9	78,2
GEL	55,2 (0-85 cm)	64,2	105,3
CUE	24,5 (0-30 cm)	45,3	45,3
AZO	27 (0-50 cm)	45,5	70,7

A titre de comparaison, la moyenne des stocks en carbone des Andosols du monde établie par Batjes (1996) est de l'ordre de 20 (pour les vitriques) à 30 (pour les humiques) kg.m⁻² dans le premier mètre (P100). Avec de tels stocks, les Andosols représentent les sols les plus humifères après les Histosols (Batjes, 1996 ; Eswaran et al., 1993). Avec un stock de 30 à 65 kg.m⁻², les Andosols des páramos équatoriens apparaissent comme des sols particulièrement riches en matières organiques et ce, même si on les compare à la moyenne des andosols humiques mondiaux. L'examen des temps moyens de résidence du carbone des horizons issus de la dernière génération de pyroclastes confirme les données relatives aux stocks importants de carbone en mettant en évidence une stabilisation à long terme de la matière organique dans les horizons de surface de ces sols (Tableau II.23).

Tableau II.23 - Activité et TMR estimés de quelques horizons de surface

Pedon	Horizon	Profondeur (cm)	δ ¹⁴ C (‰)	Temps moyen de résidence (année)
PIC	A2	20-40	-18	422 (+/-18)
CHI	A1	0-30	60	146 (+/-4)
	A2	30-60	-108	1133 (+/-39)
GEL	A1	0-30	29	220 (+/-15)
	A2	30-60	-223	2465 (+/-55)
CUE	2 A2	30-45	-253	3040 (+/-59)
AZO	A2	15-50	-205	2260 (+/-42)

On constate ainsi que :

- le TMR des horizons A2 est très élevé puisque supérieur à 1000 ans pour les quatre profils CHI, GEL, CUE et AZO. Ils sont relativement proches des âges estimés du dépôt pyroclastique (Tableau II.18).
- les TMR sont de l'ordre de quelques centaines d'années pour les horizons de surface (A1).

Ces résultats suggèrent que l'activité biologique minéralisatrice est limitée aux horizons de surface et que les horizons de profondeur (ici entre 20 et 50 cm) renferme de la matière organique contenant un pool très important de carbone ancien et « biologiquement inerte ». Ces résultats sont comparables avec les TMR déterminés par Faivre (1988) pour le profil le plus haut de la séquence qu'il étudie en Colombie et qui possédait des TMR de l'ordre de 6000 ans à 60 cm.

Cette stabilité du pool organique est à relier :

- aux conditions climatiques froides du milieu (notamment la présence de gels nocturnes) qui limitent l'activité microbienne.
- à la présence d'associations organo-métalliques peu biodégradables (Guillet, 1990 ; Boudot et al., 1986 ; 1988) et aux fortes teneurs en Al échangeable qui peuvent induire une toxicité aluminique.
- à la faible disponibilité du Phosphore (Boudot et al., 1986)
- à la nature des apports de matière organique, essentiellement racinaire, dans le milieu des páramos (Ecobedo-Urquizo, 1980).
- à la limitation de l'accessibilité de la matière organique au sein de agrégats (notamment des agrégats biologiques) donc un processus de séquestration du carbone lié à l'organisation et à la nature des structures (Barrois et al., 1998 ; Beare et al., 1994 ; Gregorich et al., 1989).

3.3. Formes d'Al, Fe et Si : extractions sélectives

3.3.1. Introduction

Pour déterminer les différents constituants du complexe d'altération des sols andiques et pour distinguer et évaluer quantitativement les formes des éléments constitutifs Al, Fe, Si, les méthodes d'extraction sélectives sont fréquemment utilisées (Wada et Wada, 1977 ; Jeanroy, 1983). Ces méthodes s'appuient sur l'utilisation de réactifs adaptés à une dissolution sélective des différentes "formes" d'Al, Fe et Si caractéristiques du sol. Par différence, il est possible de compartimenter et de quantifier les différents constituant ainsi isolés.

La figure II.19 d'après Jeanroy (1983) résume les caractéristiques de dissolution des réactifs employés :

		Complexes organo-minéraux		Oxyhydroxydes		Aluminosilicates paracrystallins et amorphes		
		Mobiles	Peu mobiles	Non ou mal cristallisés	Cristallisés	Al-like	Allophanes	Imogolite
Tétraborate (t)	Fe	→						
	Al	→						
	Si							
Pyrophosphate (p)	Fe	→	→	→				
	Al	→	→	→				→
	Si							
Oxalate (o)	Fe	→	→	→				→
	Al	→	→	→				→
	Si							→
Citrate-bicarbonate-dithionite (d)	Fe	→	→	→	→			→
	Al	→	→	→	→			→
	Si							→

Figure II.19 - Résumé des fractions extraites par différents réactifs d'après Jeanroy, (1983)

Ce modèle de dissolution spécifique est en partie théorique. De nombreux auteurs ont en effet montré que la sélectivité de ces réactifs n'est pas parfaite. En particulier, l'oxalate ne parvient pas toujours à dissoudre la totalité du Fer de la ferrihydrite (Parfitt et al., 1988) ou des complexes organométalliques (Wada et al., 1986) alors que son effet sur les goethites et hématites mal cristallisées et surtout la magnétite n'est pas nul (Jeanroy, 1983). De même, le pyrophosphate peut extraire, outre le fer des complexes organiques, une part du fer des particules d'hydroxydes finement divisées (Jeanroy et Guillet, 1981 ; Madeira et Jeanroy, 1984). De même Kaiser et Zech (1996), ont montré que le pyrophosphate pouvait solubiliser une partie de l'Al des hydroxydes. Il convient donc d'être extrêmement prudent sur l'interprétation des résultats de ces extractions sélectives et de bien prendre en considération que le schéma présenté ci-dessus constitue un modèle approximatif de répartition des formes d'Al, Fe et Si. L'utilisation des extractions sélectives correspond ainsi plus à une méthode de repérage global et opérationnel des formes majeures de ces éléments plutôt qu'à une méthode d'étude fine de leur répartition. Cependant les résultats de ces extractions peuvent être utilisés pour estimer approximativement les concentrations en minéraux allophaniques et en complexes organo-aluminiques.

3.3.2. Matériels et méthodes

3.3.2.1. Méthodes

Les extractions sont réalisées sur la terre fine (< 2 mm) séchée à l'air, mais les teneurs en Al, Fe, Si sont rapportées à la terre fine séchée à 105°C. Les méthodes employées pour réaliser l'extraction à l'oxalate d'ammonium (noté o) et au pyrophosphate de Na (noté p) ont été décrites au chapitre 2. Le

carbone extrait au pyrophosphate obtenu à partir d'une nouvelle extraction a été dosé au laboratoire de pédologie de Louvain-la-Neuve (Belgique). L'extraction au citrate-bicarbonate-dithionite (noté d) est réalisée à chaud selon la méthode de Mehra et Jackson (1960). La solution de citrate-bicarbonate (50 ml) et 1 g de sol sont portés à 80°C au bain marie. Après 15 min, le dithionite de Na est ajouté et l'extraction se poursuit 30 min. Après centrifugation (5 min à 5000 rpm), Al, Fe et Si sont dosés sur ICP-AES. Enfin, l'extraction au tétraborate de Na est réalisée par agitation à froid, pendant 1 heure, de 1 g de sol dans 50 ml d'une solution de tétraborate de Na tamponnée à pH 9,7. Après centrifugation (20 min à 18000 rpm), Fe est dosé par ICP-AES. Enfin, les valeurs Al_T et Fe_T proviennent des résultats de l'analyse chimique totale sur la terre fine réalisée selon la méthode Jeanroy (1974) (Cf. Infra).

3.3.2.2. Estimation des teneurs en minéraux allophaniques

Les résultats de ces extractions sélectives sont utilisés pour estimer la quantité de minéraux allophaniques (noté Allo). Le principe de l'estimation de la quantité d'allophanes repose sur la reconnaissance du rapport atomique Al/Si, soit $(Al_o - Al_p/Si_o) * (28/27)$ caractéristique de l'espèce dominante dans l'échantillon. On utilise alors la formule cristallographique type du minéral paracrystallin prédominant pour estimer la quantité approximative d'allophanes sur la base de la teneur en silicium extrait à l'oxalate (Si_o) (Parfitt et Wilson, 1985 ; Parfitt et Hemni, 1988).

3.3.2.3. Estimation des teneurs en complexes organo-métalliques

Si l'estimation de la quantité d'allophanes est classique et réalisée par tous les auteurs travaillant sur les sols andiques, il n'existe pas de méthode codifiée pour estimer les teneurs en complexes organo-métalliques. Afin de disposer d'un ordre de grandeur de la quantité de ces complexes, nous calculerons ici une quantité minimale de complexes organo-aluminiques (noté CoAl) sur la base d'une des deux d'hypothèses que nous avons présentées ailleurs (Poulenard et Herbillon, 2000 et annexe II). Cette estimation minimale repose sur la formule suivante $CoAl = 7,5 Al_p$

3.3.3. Résultats et discussion

3.3.3.1. Eléments extraits et rapports caractéristiques

Le tableau II.24 présente les résultats des extractions sélectives exprimées en $g.kg^{-1}$ de terre fine. Les résultats complètent et affinent les informations présentées à la figure II.5. Le tableau II.24 présente des rapports caractéristiques qui permettent de comparer l'effet de certains réactifs et qui ont valeurs de diagnostic :

- le rapport Fe_d/Fe_T exprime la proportion de fer "libre" par rapport au fer total
- le rapport Fe_o/Fe_d exprime le degré de désordre du fer "libre"
- le rapport Fe_p/Fe_o rend compte du degré de complexation du fer non cristallisé avec la MO
- le rapport Al_o/Al_T rend compte des teneurs relatives d'aluminium mal ou non cristallisé

- Enfin le rapport Al_p/Al_o est très fréquemment utilisé pour exprimer la prépondérance des formes d'aluminium complexé à la MO sur les formes liées au silicium au sein de minéraux paracristallins.

Profil PIC

Le profil PIC est caractérisé par de très fortes variations des teneurs en Al_o entre les horizons développés sur les différents matériaux. Cette teneur est minimale au niveau de l'horizon de lapilli (2C) et maximale sur la terre fine de l'horizon peu épais sus-jacent (2A3). Globalement les teneurs en Al_o sont faibles pour ce profil. Les teneurs relatives en fer oxyde sont faibles ($Fe_d/Fe_T < 0,25$) et l'essentiel de ce fer se trouve sous forme désorganisée ($Fe_o/Fe_d > 75\%$). Pour la phase « amorphe », le fer et l'aluminium apparaissent principalement complexés à la matière organique pour les deux horizons de surface ($Al_p/Al_o > 0,7$). Parmi ces formes complexées, les formes « complexes mobiles » estimées par le Fer tétraborate sont extrêmement faibles. Pour les horizons de profondeur, l'aluminium apparaît en partie inclu dans des minéraux allophaniques (rapport $Al_p/Al_o < 0,5$).

Profil CHI

La teneur relative en fer "libre" est un peu plus importante que précédemment, mais l'essentiel de ce fer demeure sous des formes "amorphes". Notons cependant ici que le rapport Fep/Fe_o est inférieur à 0,5, ce qui suggère la présence de ferrihydrite en proportion assez forte par rapport aux complexes organo-ferriques. Les teneurs en Al_o sont ici plus élevées et augmentent avec la profondeur. L'horizon de surface présente des teneurs en Al_o faible (11 g.kg^{-1}) et les formes complexées à la matière organique dominent les formes d'aluminium inclus dans les minéraux allophaniques ($Al_p/Al_o > 0,5$). Les horizons de profondeur présentent tous, à l'inverse, des teneurs en $Si_o > 6 \text{ g.kg}^{-1}$ et des rapports $Al_p/Al_o < 0,5$. Toutefois, la distinction entre niveaux pyroclastiques superposés n'est pas décelable sur la base des quantités d'éléments extraits par ces réactifs.

Profil GEL

Les teneurs en Al_o , ainsi que les fractions en fer libre et en aluminium mal cristallisé (Fe_d/Fe_T ; Al_p/Al_T) sont du même ordre de grandeur que pour le profil précédent. Mais ici, les variations avec la profondeur montrent clairement l'effet des stratigraphies. Les horizons de surface des deux niveaux pyroclastiques 1 et 2 sont très clairement dominés par des formes d'aluminium et de fer complexés à la matière organique ($Al_p/Al_o > 0,8$). Cependant, la teneur en Al_o est faible pour l'horizon A1 ($Al_o = 11 \text{ g.kg}^{-1}$), alors qu'elle est beaucoup plus importante pour le niveau 2Ab1 (24 g.kg^{-1}). Les deux horizons sous-jacents (A2 et 2Ab2) sont plus riches en minéraux à organisation cristalline à courte distance ($Al_p/Al_o < 0,4$). Les niveaux de profondeur (3Bw et 4 Bw) sont dominés par des minéraux allophaniques.

Tableau II.24 - Résultats des extractions sélectives (en g.kg⁻¹) et rapports diagnostiques.

Pedon	Hor.	Citrate-Bicarbonate-Dithionite			Oxalate			Pyrophosphate			Tetra	$\frac{Fe_d}{Fe_T}$	$\frac{Fe_o}{Fe_d}$	$\frac{Fe_p}{Fe_o}$	$\frac{Al_o}{Al_T}$	$\frac{Al_p}{Al_o}$
		Al	Fe	Si	Al	Fe	Si	Al	Fe	Si	Fe					
PIC	A1	3,3	5,5	1,7	3,1	4,6	0,2	2,7	3,3	0,5	Nd	0,21	0,83	0,73	0,05	0,87
	A2	4,6	8,9	0,9	6,9	7,7	1,5	4,9	3,3	0,8	0,3	0,27	0,87	0,43	0,09	0,72
	2A3	3,5	13,8	0,9	16,1	13,2	6,5	3,3	3,0	0,6	0,1	0,39	0,96	0,23	0,20	0,21
	2 C	0,7	2,4	0,4	1,3	2,2	0,4	0,6	0,2	0,2	Nd	0,05	0,92	0,09	0,01	0,46
	3Ab	5,5	6,9	1,0	9,3	5,1	2,9	3,8	3,2	0,8	0,05	0,17	0,74	0,62	0,11	0,40
	3 Bw	6,9	14,1	1,3	12,9	8,0	5,5	3,8	2,9	0,9	Nd	0,33	0,56	0,37	0,16	0,30
	3 C	4,8	9,6	1,3	12,1	6,6	5,5	2,7	1,6	0,8	Nd	0,21	0,68	0,25	0,14	0,23
CHI	A1	6,6	10,3	1,4	11,7	10,0	2,4	6,9	4,9	1,7	Nd	0,27	0,97	0,49	0,17	0,59
	A2	8,0	12,2	1,5	17,4	11,7	6,1	6,5	5,5	1,5	0,09	0,28	0,96	0,47	0,23	0,38
	2Ab1	13,0	21,5	2,6	29,5	15,6	12,7	8,2	6,4	1,8	0,06	0,51	0,73	0,41	0,40	0,28
	2Ab2	18,2	23,2	2,6	47,2	17,7	20,3	10,5	7,8	2,5	0,04	0,54	0,76	0,44	0,59	0,22
	3 Bwb	9,0	16,9	1,8	33,5	11,9	16,9	4,4	2,4	1,2	Nd	0,37	0,71	0,20	0,38	0,13
GEL	A1	11,1	6,7	1,6	12,3	6,4	0,4	12,0	5,7	2,0	0,4	0,42	0,95	0,89	0,31	0,97
	A2	13,1	12,0	1,2	27,9	10,9	8,3	11,6	6,9	1,4	0,2	0,45	0,91	0,63	0,39	0,41
	2Ab1	18,8	12,2	1,8	26,8	11,1	5,3	23,5	10,0	3,4	0,2	0,56	0,91	0,90	0,44	0,88
	2Ab2	14,8	14,2	1,2	34,8	14,2	11,7	9,9	7,0	0,6	0,2	0,41	1,00	0,49	0,41	0,28
	3Bwb	4,6	4,3	0,9	20,5	4,1	10,1	2,4	0,3	1,2	Nd	0,10	0,95	0,08	0,21	0,12
	4Bwb	8,8	10,7	1,0	56,4	7,3	33,8	3,3	0,5	0,8	0,01	0,29	0,68	0,07	0,54	0,06
CUE	A1	33,0	16,6	1,7	32,7	15,0	0,7	34,1	14,6	1,1	0,13	0,63	0,91	0,97	0,81	1,04
	2A2	36,1	12,9	4,2	31,9	9,5	4,1	29,6	9,6	3,0	0,18	0,54	0,74	1,01	0,64	0,93
	2 Bw-C	19,6	5,0	2,5	51,8	3,0	14,9	12,6	1,9	0,9	Nd	0,18	0,60	0,64	0,62	0,24
	2C	7,3	3,1	0,9	25,6	1,6	16,4	4,9	0,4	0,5	Nd	0,11	0,53	0,25	0,31	0,19
AZO	A1	23,3	32,8	5,7	15,1	18,3	0,3	14,7	18,6	0,9	1	0,87	0,56	1,02	0,22	0,97
	A2	32,4	41,6	7,9	20,6	23,0	0,6	19,4	23,1	1,7	0,6	0,84	0,55	1,01	0,23	0,94
	A3	25,9	38,9	5,0	18,1	19,0	1,4	17,6	20,5	1,6	Nd	0,71	0,49	1,08	0,17	0,97
	2 Bw	15,4	31,3	2,4	6,0	6,8	1,6	9,4	11,3	1,1	Nd	0,48	0,22	1,67	0,05	1,56
	2Bw-C	12,2	41,6	1,2	15,9	10,9	4,2	4,2	3,5	0,4	Nd	0,64	0,26	0,33	0,13	0,26
	3 Ab1	18,6	29,3	0,9	85,5	28,0	29,3	8,3	13,3	0,4	0,01	0,51	0,95	0,48	0,62	0,10
	3 Ab2	32,1	43,2	1,7	67,6	28,6	21,0	11,1	7,2	0,6	0,02	0,84	0,66	0,25	0,60	0,16
	4 Bw	12,5	44,8	1,0	21,3	17,5	4,8	6,2	10,4	0,3	Nd	0,73	0,39	0,60	0,19	0,29

Profil CUE

Les teneurs en Al_o sont beaucoup plus importantes dès l'horizon superficiel ($Al_o > 27 \text{ g.kg}^{-1}$). Cette fraction « amorphe » de l'aluminium est ici considérable puisque représentant plus de la moitié de l'aluminium total ($Al_o/Al_T > 50\%$). On observe une très nette distinction entre les deux horizons de surface où l'aluminium et le fer sont très majoritairement complexés à la matière organique (Al_p/Al_o voisin de 1 et Si_o voisin de 0) et les niveaux de profondeur où les allophanes dominent. Corrélativement, on observe une diminution avec la profondeur de la fraction fer libre (Fe_d/Fe_T).

Profil AZO

On observe très clairement, pour ce profil, les variations de la nature des formes de l'aluminium, du fer et de la silice avec les différents matériaux. Les teneurs en Al_o sont nettement plus faibles que pour le profil précédent ($Al_o < 20 \text{ g.kg}^{-1}$). Mais pour ce profil, la fraction fer libre est significativement plus importante que pour les autres profils (de l'ordre de 0,75). Ce fer libre est pour 50 % sous forme d'oxydes et pour 50 % complexé à la matière organique. Ainsi, la différence Fe_d-Fe_o (Fe des oxydes bien cristallisés) qui était de l'ordre de 1 à 6 g.kg^{-1} pour tous les autres profils varie pour le profil AZO entre 15 et 30 g.kg^{-1} . En surface, l'aluminium « amorphe » est exclusivement sous forme complexée ($Al_p/Al_o > 0,9$). Remarquons que le rapport Al_p/Al_T est ici beaucoup plus faible que pour le profil CUE. En profondeur, pour les horizons 3Ab1 et 3Ab2, le trait principal réside dans la richesse en Si_o .

Pour l'ensemble des profils, nous remarquons donc une augmentation de la teneur relative en fer libre pour les horizons issus de la dernière génération de pyroclastes dans la séquence PIC, CHI, GEL, CUE et AZO. Cependant, le fer libre reste sous forme désorganisée pour les profils PIC, CHI, GEL et CUE alors qu'une part plus importante de ce fer libre est sous forme d'oxydes cristallisés dans le profil AZO. Pour l'aluminium, on observe une augmentation de la fraction « amorphe » de PIC vers CUE puis une diminution pour le profil AZO.

Par ailleurs, nous pouvons noter que les teneurs en Fe_p sont parfois importantes (jusqu'à 20 g.kg^{-1} pour le profil AZO) ce qui suggère la présence parfois abondante de complexes organo-ferriques en association avec les complexes organo-aluminiques. A l'inverse, les teneurs en ferrihydrite sont vraisemblablement faibles (rapport Fep/Feo proche de 1) hormis peut-être pour le profil CHI.

Enfin les teneurs en Si_o sont faibles pour les horizons de surface et parfois le silicium extrait au CBD (Si_d) est supérieur à Si_o . Ce caractère est parfois considéré comme indicateur de la présence de silicium phytogénique (phytolithes) dans ces horizons (Jeanroy, 1983). La présence de silice amorphe en abondance dans les horizons dominés par les complexes organo-métalliques est un fait très fréquemment rapporté (Dahlgren et al, 1993 ; Quantin, 1992). Les résultats des extractions sélectives constituent un premier indice de leur présence dans les horizons organiques des páramos équatoriens.

3.3.3.2. Estimation des teneurs en minéraux allophaniques et en complexes organo-aluminiques

Le tableau II.25 présente les rapports Al/Si (Al_o-Al_p/Si_o)*(28/27) des minéraux allophaniques, le rapport C_p/Al_p , ainsi qu'une estimation des concentrations en allophanes et en complexes organo-aluminiques via l'utilisation des équations décrites précédemment.

Tableau II.25 - Estimations des concentrations en minéraux allophaniques (Allo) et en complexes organo-métalliques (CoAl)

Profil	Horizon	Al/Si*	$C_p/Al_p^{*(a)}$	Allo (g.kg ⁻¹)	CoAl (g.kg ⁻¹)
PIC	A1	Nd	22,2	< 20	20
	A2	Nd	8,2	< 20	37
	2A3	1,89	8	45	25
	2C	Nd	Nd	< 20	5
	3Ab	1,94	6,6	21	29
	3 Bw	1,75	Nd	38	29
	3 C	1,76	Nd	38	20
CHI	A1	Nd	9,9	< 20	52
	A2	1,86	8,0	43	49
	2Ab1	1,74	8,2	89	62
	2Ab2	1,87	8,8	142	79
	3 Bwb	1,79	Nd	118	33
GEL	A1	Nd	11,4	< 20	90
	A2	2,04	7,9	58	87
	2Ab1	Nd	7,9	27	173
	2Ab2	2,2	7,6	82	74
	3Bwb	1,83	Nd	71	18
	4Bwb	1,64	Nd	203	25
CUE	A1	Nd	9,2	< 20	256
	2A2	Nd	7,2	< 20	222
	2 B-C	2,7	Nd	150	95
	2 C	1,3	Nd	98	37
AZO	A1	Nd	10,1	< 20	110
	A2	Nd	8,4	< 20	146
	A3	Nd	6,9	< 20	132
	2 Bw	Nd	Nd	< 20	71
	2Bw-C	2,92	Nd	50	32
	3 Ab1	2,68	Nd	293	62
	3 Ab2	2,77	Nd	252	83
	4 Bwb	3,28	Nd	58	47

* : rapport molaire ; (a) notons que ce rapport a été déterminé à Louvain sur une extraction différente de celle utilisée pour les autres résultats.

Quand la présence de minéraux allophaniques peut être détectée avec certitude (Allophanes > 20 g.kg⁻¹), leur rapport Al/Si est voisin de 2, c'est-à-dire proche de la formule structurale de l'imogolite. Il s'agit donc de minéraux allophaniques riches en aluminium souvent décrits dans la littérature anglo-saxonne comme des "protoimogolite-allophanes" (Parfitt et Wilson, 1985 ; Mizota et van Reeuwijk, 1989).

Les rapports Cp/Alp sont élevés pour les horizons de surface (A1) et ils varient assez fortement d'un échantillon à l'autre. A l'inverse, le rapport Cp/Alp des horizons plus profonds est relativement constant, autour de 7 (variation maximum de 6,6 à 8,8). L'existence d'un tel rapport est en accord avec les résultats de Inoue et Higashi (1988) sur les rapports Cp/Alp de 33 profils du Japon et d'Indonésie.

La figure II.20 présente la répartition avec la profondeur des minéraux allophaniques et des complexes organo-métalliques.

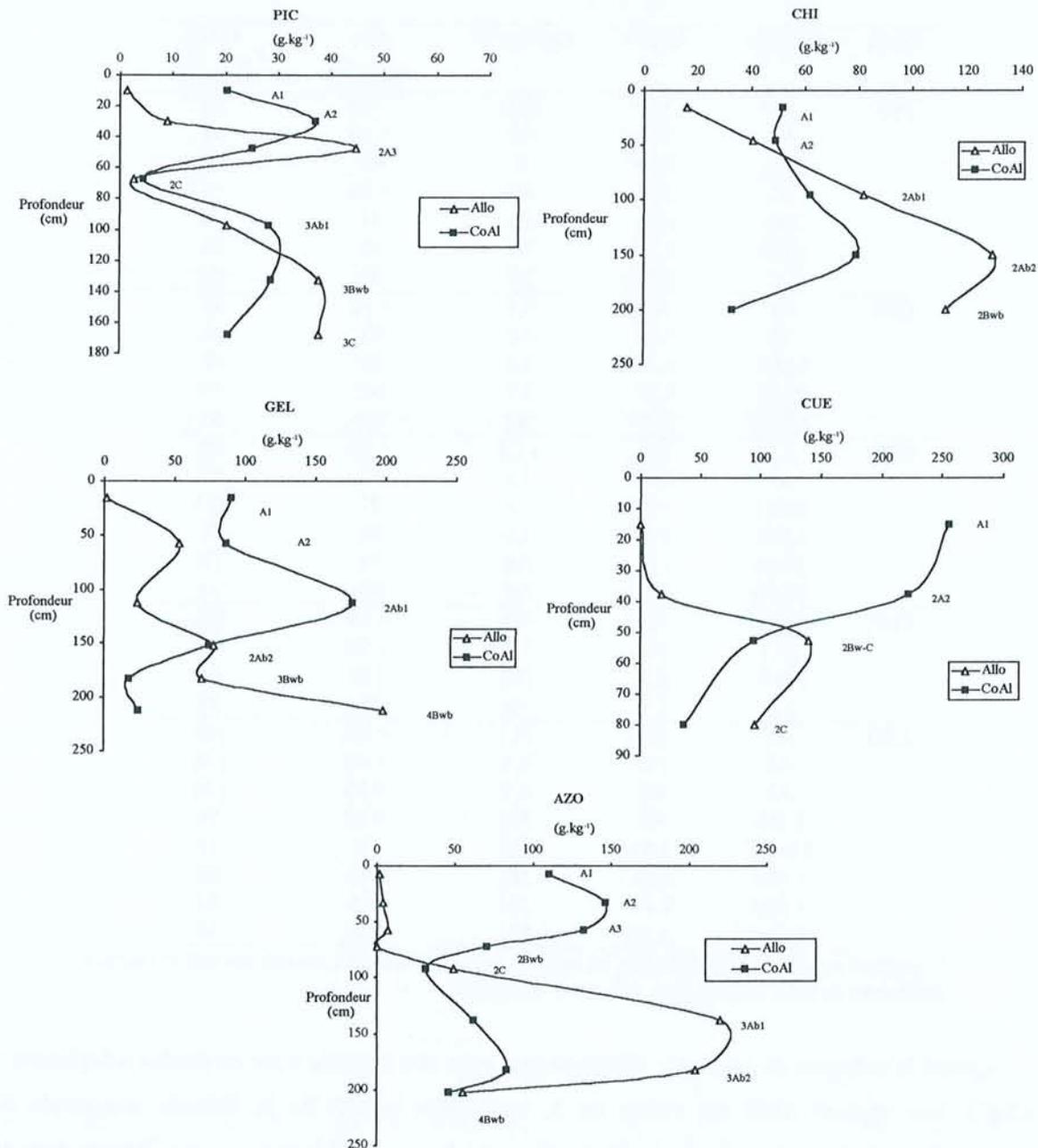


Figure II.20 - Répartition des teneurs estimées en minéraux allophaniques (Allo) et en complexes organo-aluminiques (CoAl) avec la profondeur pour les 5 profils

On constate que les horizons enterrés sont clairement dominés par des minéraux allophaniques. A l'inverse, les horizons de surface issus de la dernière génération de pyroclastes sont tous dominés par des complexes organo-métalliques. En particulier, sur la base de nos hypothèses, les deux horizons A2 des profils GEL et CHI qui apparaissaient de type allophanique sur la base de leur rapport Al_p/Al_o , sont en fait plus riches en complexes organo-métalliques qu'en minéraux allophaniques. La figure II.20 illustre donc bien que, dans les Andosols étudiés, ces deux types de constituants montrent des distributions contrastées qui peuvent être reliées à deux types de paramètres: les complexes organo-aluminiques suivent, parfois avec un certain retard, l'évolution des teneurs en carbone tandis que les teneurs en minéraux allophaniques sont franchement décalées par rapport à celles du carbone. En effet, les premières montrent toujours une tendance à être plus élevées soit à la base du premier solum (PIC, GEL) soit dans les horizons supérieurs du solum sous-jacent (CHI, AZO).

Les informations présentées au tableau II.25 permettent de dénommer les horizons andiques rencontrés dans les profils étudiés selon les propositions faites récemment par Poulénard et Herbillon (2000) c'est-à-dire en distinguant non plus deux mais trois horizons de référence au sein des horizons andiques. Selon cette nomenclature, les profils étudiés montrent la séquence d'horizons présentée ci-dessous (Tableau II.26).

Tableau II.26 - Dénomination des horizons en référence aux propositions de Poulénard et Herbillon, (2000) (Cf. Annexe II)

Profil	Horizon	Al/Si*
PIC	A1	Non-andique
	A2	Non-andique
	2A3	Sialuandique
	2C	Non-andique
CHI	A1	Non-andique
	A2	Sialuandique
	2Ab1	Silandique s.s.
GEL	A1	Non-andique
	A2	Sialuandique
	2Ab1	Aluandique s.s.
CUE	A1	Aluandique s.s.
	2A2	Aluandique s.s.
	2 B-C	Silandique s.s.
AZO	A1	Aluandique s.s.
	A2	Aluandique s.s.
	A3	Aluandique s.s.
	2 Bw	Non-andique

Ce tableau montre que dans les horizons développés dans la dernière génération de pyroclastes, il n'existe jamais de proportions relatives de minéraux allophaniques et de complexes organo-aluminiques permettant d'identifier un horizon silandique s.s. En d'autres termes, cela signifie que les profils CHI et GEL, que nous avons précédemment rattachés à la référence silandosol sur la base de leurs teneurs en Si_o et des rapports Al_p/Al_o de certains de leurs horizons andiques (Tableau

II.13), sont en fait des Andosols dont les horizons andiques supérieurs (horizons A2) sont plus riches en complexes organo-aluminiques qu'en minéraux allophaniques.

3.4. Minéralogie des argiles

3.4.1. Recherche des phyllosilicates de la fraction < 2 µm

3.4.1.1. Matériels et méthodes

La diffraction des rayons X des argiles de l'ensemble des horizons des 5 profils a été réalisée sur les échantillons préalablement traités à l'hypochlorite de soude (destruction des matières organiques) puis à l'oxalate (élimination des minéraux allophaniques et des complexes métalliques). Notons que l'utilisation de NaClO à pH 10 a vraisemblablement solubilisé les composés siliceux amorphes (Cf. plus loin). Les spectres de diffraction sont obtenus sur des argiles (saturées Mg) orientées sur lames avec un diffractomètre utilisant la source CoK α .

Différents traitements sont effectués :

- Traitements d'intercalation avec des amides : hydrazine monohydraté (Theng et al, 1984 ; Faivre 1988) et formamide (Churchman et al., 1984 ; Theng et al., 1984)
- Traitement à l'éthylène-glycol (EG)
- Chauffage à 550°C

3.4.1.2. Résultats

Les diffractogrammes sont présentés en Annexe III

Profil PIC

Les diagrammes de diffraction X des horizons du profil PIC présentent tous un aspect monotone sans véritables pics bien distincts. Les rares pics visibles sont de très faible intensité, très larges et peu symétriques ce qui rend l'identification difficile. Sur les spectres des horizons A2 et 3Ab1 aucun pic n'est observable. Les argiles de l'horizon 2A3 montrent un large pic peu intense centré entre 1,2-1,3 nm et s'étalant de 1,0 à 1,4 nm. Une partie de ce pic se trouve décalée à 1,6 nm par passage à l'E.G. et une partie est fermée à 1,0 nm après chauffage à 500°C. On constate ainsi la présence probable de chlorites associées à des minéraux présentant un comportement smectitique. Les argiles de profondeur du niveau 3Cg montrent plus clairement un comportement de smectite avec un pic à 1,4 nm passant à 1,6 nm à l'EG. Ces spectres mettent également en évidence la présence de quartz (pic de faible intensité à 0,33) et la présence possible de cristobalite (pic à 0,404).

Profil CHI

Les diagrammes des horizons A1 et 2Ab1 présentent tous le même faciès caractérisé par l'absence de réflexion. Les spectres du niveau A2 montrent un large pic de 1,0 à 1,4 nm passant proportionnellement à 1,6 nm à l'EG et à 1,0 nm au chauffage et ceci suggère la présence de minéraux smectitiques.

Les spectres des niveaux 2Ab2 montrent un signal de faible intensité à 1,4 et 1,9 nm et un remplissage de 0,7 à 2,0 nm à l'EG. L'interprétation est délicate mais on considérera possible la présence d'interstratifiés à base de smectites et chlorites. Le niveau de profondeur 3 Bwb est caractérisé par la présence de trois pics de très faible intensité et de grande largeur à 0,7, 1,0 et 1,4 nm. Une part des argiles pourrait être ici constituée d'argile 1:1 en association avec des 2/1 de type illite et chlorite et des matériaux smectitiques. Sur ce spectre la présence de quartz est plus facilement observée avec un pic bien individualisé à 0,33 nm.

Profil GEL

Le diagramme de l'horizon de surface A1 ne montre aucun pic. Comme pour les profils précédents, les réflexions des diagrammes (quand elles existent) sont caractérisées par de très grandes largeurs et de très faibles intensités. Le diagramme de l'horizon sous-jacent A2 met en évidence la présence de quartz et probablement de cristobalite. Un très léger pic à 0,7 nm (argile 1/1 très mal organisée) et une bosse centrée à 1,4 nm n'évoluant pas avec les différents traitements (vraisemblablement une chlorite) complètent le spectre. Les spectres des deux niveaux inférieurs sont marqués par la présence d'un pic marqué à 0,404 nm attribué à de la cristobalite. Un comportement chloritique est repéré pour le niveau 2Ab1 (pics à 1,4 nm n'évoluant pas avec les traitements). Pour le niveau 2Ab2 un pic est observable à 1,4 nm. Ce pic reste stable à L'EG mais passe à 1,0 nm au chauffage. Un tel comportement est interprété comme correspondant à des minéraux intergrades de type vermiculites hydroxy-alumineuses (HIV). Les horizons profonds ne montrent aucun pic caractéristique si ce n'est une très légère réflexion à 0,404 nm attribuée à la cristobalite.

Profil CUE

On observe une amélioration de la qualité des spectres avec la profondeur. Le spectre de l'horizon superficiel est du même type que les diagrammes des trois profils précédents avec des pics peu nets et de très faible intensité. Les horizons sous-jacents (2 Bw-C , 2C) montrent des réflexions beaucoup plus claires. Hormis cette importante distinction sur l'intensité des pics, on constate pour l'ensemble des horizons de ce profil i) la présence de pics très nets de quartz ii) la présence de pics à 0,7 nm et 0,355 nm attribués à une argile de la famille des kaolins iii) un pic à 1,4 nm n'évoluant pas avec les traitements et caractéristique des chlorites.

Profil AZO

Les diagrammes des argiles du profil AZO montrent des pics nets, intenses et le plus souvent symétriques, ce qui témoigne d'un degré de cristallinité accrue par rapport aux profils précédents. Sur l'ensemble des diagrammes, on observe des pics intenses à 0,7 et 0,35 nm. Un phyllosilicate 1:1 de la famille des kaolins est donc présent en assez grande quantité. Les traitements par les amides mettent en évidence que ces 1:1 sont largement dominés par des kaolinites. Par ailleurs, nous ne notons, en

microscopie électronique à transmission, aucune présence d'halloysite ni en tube, ni en sphères sur l'ensemble des horizons de ce profil. En association avec cette kaolinite, des minéraux 2:1:1 et 2:1 sont présents. La nature de ceux-ci semble évoluer avec le niveau considéré. Pour le niveau pyroclastique actuel A1 et A2, un mélange de chlorites et de HIV est probable. Dans le niveau sous-jacent (2 Bwb) l'illite est facilement identifiable avec des pics intenses à 1,0 nm. En profondeur, (horizons 3Ab1 et 3Ab2) on retrouve un comportement peu net de type chloritique ou d'interstratifié 1,0-1,4 nm.

Le premier fait marquant de cette étude de la fraction argileuse réside dans l'absence de phyllosilicates détectables par drX dans un grand nombre d'horizons des profils PIC, CHI et GEL. Très fréquemment, les spectres sont totalement plats et ne font pas apparaître la bosse caractéristique de la silice amorphe, vraisemblablement solubilisée au cours du traitement par l'hypochlorite de sodium (cf. plus loin). Quand des produits cristallisés sont visibles pour ces sols peu évolués, il s'agit toujours de phyllosilicates 2:1 et 2:1:1. La présence d'argiles 2:1 et 2:1:1 dans les sols andiques de type non-allophanique est un fait fréquemment rapporté (Yoshinaga, 1988 ; Dahlgren et al., 1993). L'origine de ces phyllosilicates 2:1 et 2:1:1 dans les sols issus de cendres volcaniques reste encore largement soumise à débat (Yoshinaga, 1988 ; Dahlgren et al., 1993). Plusieurs hypothèses ont été évoquées quant à leur origine i) produit d'altération des pyroxènes, amphiboles et micas du matériau parental ii) produit d'altération des produits amorphes primaires (verres) ou secondaires dans des stades avancés de l'altération, (Shoji et Fujiwara, 1984) ; iii) altération hydrothermale dans le cratère au moment de l'éruption, iv) contamination par dépôts éoliens. La présence de chlorites dans les sols les moins évolués de notre séquence (profils PIC et CHI) constitue un argument pour privilégier l'héritage de ce minéral (produit de l'altération hydrothermale au cours de l'épisode volcanique) plutôt que la voie de la néoformation. Les particules ainsi formées seraient alors de toute petite taille ce qui expliquerait en partie la mauvaise résolution des spectres.

Un des faits marquants de notre étude réside dans l'absence d'halloysite, alors que ce minéral est très fréquemment le phyllosilicate 1:1 dominant des sols sur cendres volcaniques. De nombreux auteurs ont mis en évidence les conditions nécessaires à la formation de ce minéral en montrant notamment que la synthèse d'halloysite est gouvernée par la disponibilité de la silice dans la solution du sol (Parfitt, 1982 ; Wada et Kabuto, 1985 ; Dahlgren et al., 1993). Ceci explique que l'halloysite soit un minéral commun des horizons enterrés qui bénéficient des produits de désilicification de la surface. On parle alors de processus de resilicification de profondeur (Shoji et Saigusa, 1977 ; Wada, 1989 ; Dalhgren et al., 1993). Or, dans le cas des sols étudiés des páramos équatoriens sur pyroclastes, il semble que ce soit plutôt la disponibilité de l'aluminium, fortement complexé à des substances humiques, qui constitue le facteur premier de limitation à la formation d'halloysite (comme d'ailleurs que celle des minéraux cristallisés à courte distance). En effet, les teneurs en carbone sont telles, même dans les horizons A enterrés, que les quantités d'aluminium libre et susceptibles de s'associer avec la silice sont faibles.

La présence de kaolinite en grandes quantités dans les horizons de surface du profil AZO ne semble pas pouvoir s'expliquer par des néosynthèses. En effet les conditions sont défavorables à la formation d'un tel phyllosilicate. En revanche, cette présence constitue un argument en faveur d'une contamination des matériaux volcaniques récents de ce profil par des produits étrangers.

3.4.2. Étude des argiles des horizons de surface

Les spectres drX présentés ci-dessus ont mis en évidence l'absence presque totale de phyllosilicates dans les horizons de surface issus de la dernière génération de pyroclastes alors que les résultats des extractions sélectives avaient démontré la prépondérance de complexes organo-métalliques sur les minéraux allophaniques. Afin de mieux comprendre les processus de néoformation en cours au sein de ces horizons et de préciser la nature des constituants de leur fraction argileuse, les argiles des horizons de surface des cinq sols (horizons A1) sont étudiées d'une manière plus détaillée. Par ailleurs, les résultats des extractions sélectives ont suggéré la possibilité de la présence de silice non cristallisée dans ces horizons de surface. Il convient de vérifier la présence de cette silice amorphe et d'en préciser la nature.

3.4.2.1. Matériels et méthodes

La figure II.21 suivante résume le protocole employé pour l'étude des fractions argileuses des horizons de surface des 5 profils.

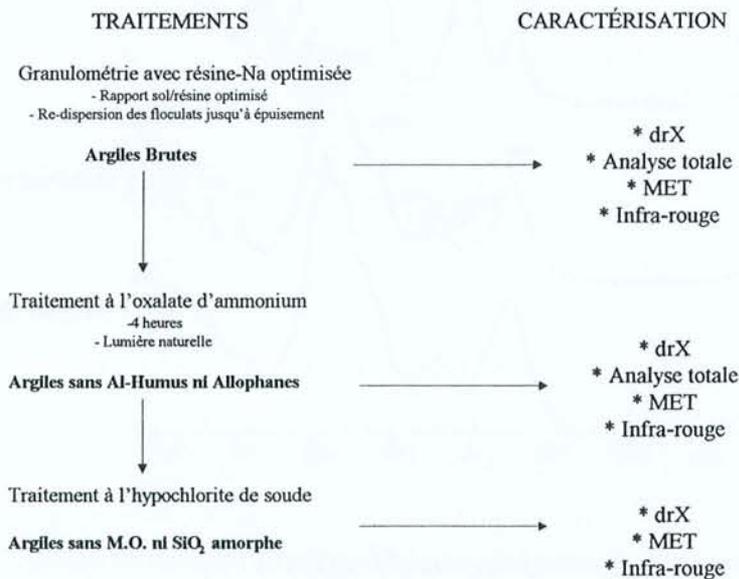


Figure II.21 - Protocole d'étude des fractions argileuses des horizons de surface

Les analyses totales sont réalisées par fusion au méthaborate de lithium (Cf. Supra). Les spectres drX sont obtenus sur poudres et sur lames orientées (argiles saturées Mg). Pour les lames, les

traitements incluent des chauffages à 100 et 500°C, l'utilisation d'éthylène-glycol et de formamide. Les spectres Infra Rouge sont obtenus sur des pastilles avec 1 mg d'argiles et 200 mg de KBr (même dispositif que pour les infra-rouges des acides humiques). Les observations en microscopie électronique à transmission (MET) sont effectuées sur des suspensions d'argiles déposées sur grilles. Les échantillons sont observés avec un microscope à transmission couplé au système de microanalyse EDX (Energy Dispersive X-rays Spectroscopy) permettant de détecter et de quantifier les éléments tels que : Fe, Al, Mg, Si...

3.4.2.2. Résultats

(A) Spectrométrie Infra-Rouge

Les figures II.22 et II.23 présentent les spectres des argiles (< 2µm) obtenus sur deux horizons caractéristiques.

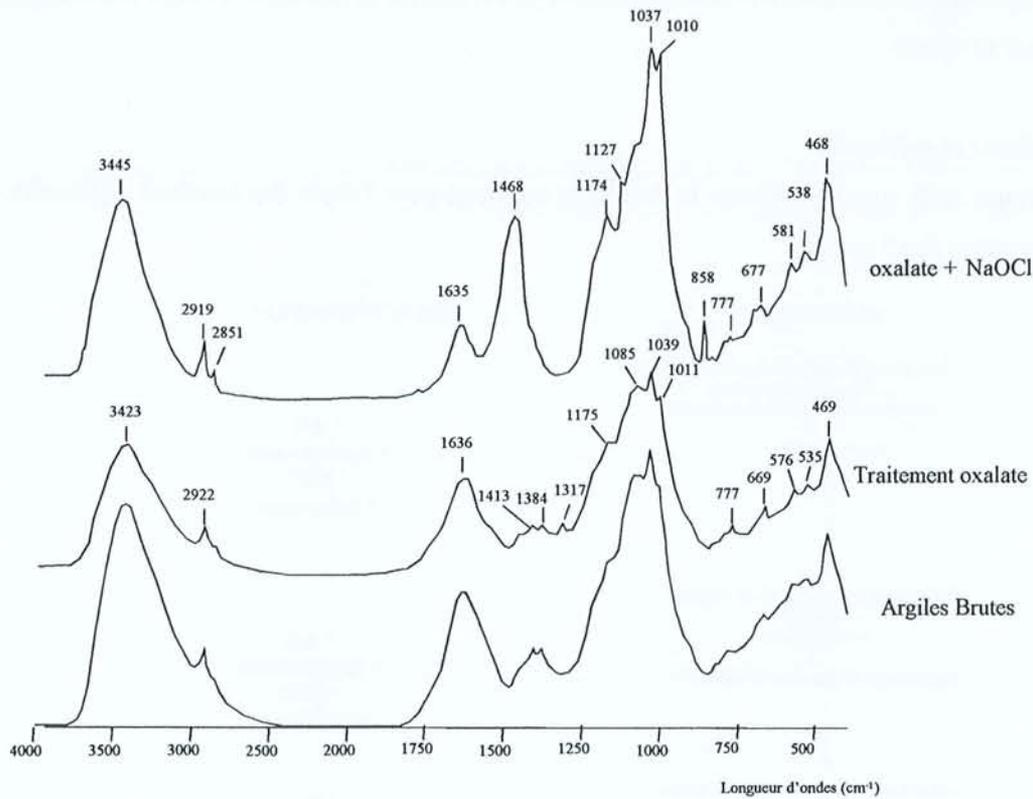


Figure II.22 - Spectres Infra-rouge des argiles de l'horizon A1 de PIC

Dans l'horizon, A1 de PIC (comme dans les horizons similaires de CHI, GEL et CUE-résultats non-présentés), on remarque (Figure II.22) les faits suivants.

- Les spectres des argiles brutes et traitées par l'oxalate d'ammonium sont semblables. Ici, les vibrations les plus caractéristiques sont celles des régions $950-1200\text{ cm}^{-1}$ (Si-O-Si) et $400-550\text{ cm}^{-1}$ (O-Si-O). Dans la première région, on note la présence de bandes à 1175 et 1085 cm^{-1} attribuables à la silice amorphe (Farmer, 1974) associée à une bande plus intense à 1039 cm^{-1} qui pourrait être attribuable soit à la silice des feldspaths, soit à celle des verres.
- Après oxydation de la matière organique le spectre est différent. En effet, dans le domaine des vibrations SiO, les bandes de silice amorphe ne sont plus décelables et une série de bandes caractéristiques de carbonates apparaissent (1460 cm^{-1} , 858 cm^{-1} , 700 cm^{-1}). Nous en déduisons que le traitement NaClO (à pH 10) a profondément perturbé l'échantillon initial, sans toutefois réussir à éliminer la totalité des substances humiques puisque les bandes des groupements aliphatiques à 2950 et 2850 cm^{-1} présentes dans l'échantillon brut persistent après NaClO.

Dans les spectres des argiles de l'échantillon AZO (Figure II.24), le traitement oxalate + NaClO provoque le même type d'artefact que dans l'échantillon PIC. L'intérêt de ce spectre, toutefois, est de montrer que dans l'argile AZO, la kaolinite est un constituant bien représenté. En témoignent les modulations présentes dans la région 3700 cm^{-1} à 3600 cm^{-1} où la bande à 3649 cm^{-1} confirme clairement que ce phyllosilicate 1:1 n'est pas une halloysite (Anton et Rouxhet, 1977, Delvaux, 1988). Dans le domaine $1200-900\text{ cm}^{-1}$ également, le spectre est celui d'une kaolinite et on remarquera à cet égard que la bande à 912 cm^{-1} présente sur son flanc gauche un épaulement qui n'est pas présent dans le spectre d'halloysite (Farmer, 1974, Anton et Rouxhet, 1977).

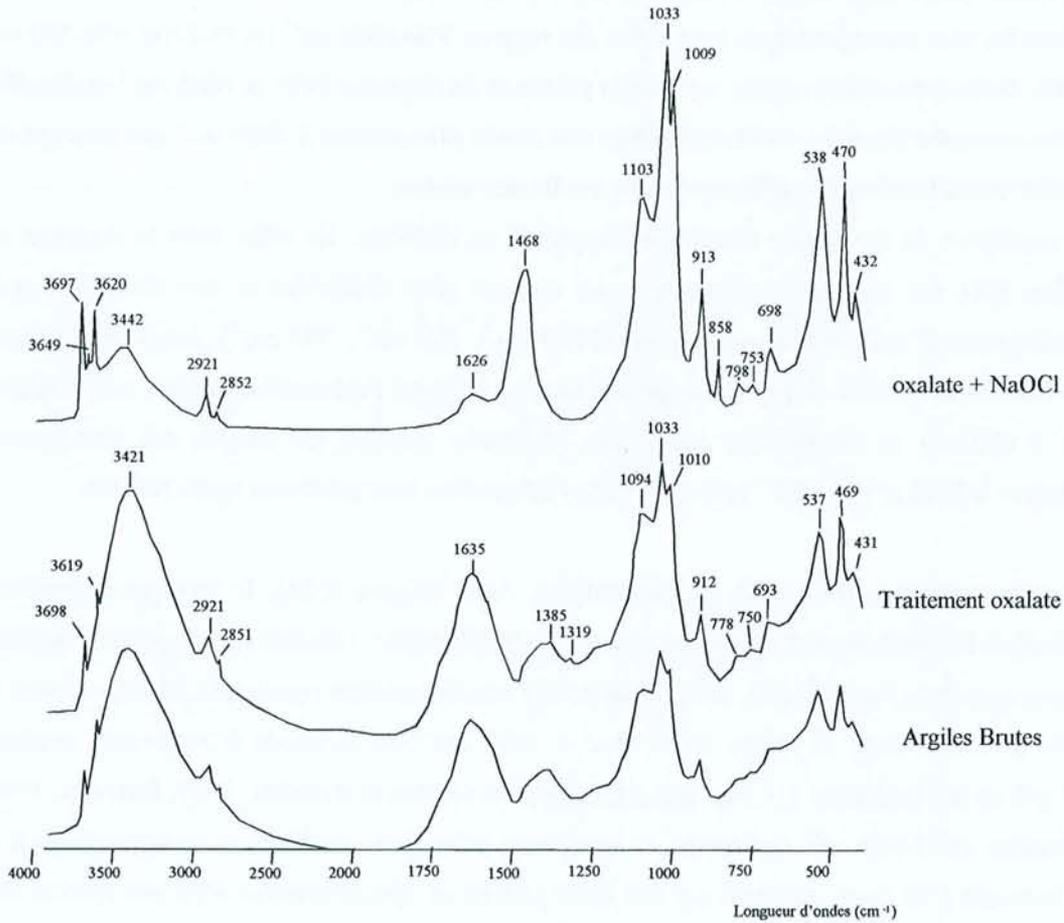


Figure II.23 - Spectres Infra-rouge des argiles de l'horizon A1 de AZO

(B) Diffraction des rayons X

Comme le montre la Figure II.24, les diagrammes de diffraction des argiles brutes et des argiles traitées à l'oxalate ne révèlent la présence d'aucun phyllosilicate : les spectres sont caractérisés par une large bande de diffraction centrée sur environ 0,33 nm. Ces diagrammes présentent des faciès amorphes tout à fait comparables à celui des opales-A (Drees et al., 1989) avec cependant un décalage du centroïde vers le pic du quartz. Fait exception à cette règle, le spectre X de l'argile brute d'AZO chauffée à 100°C qui fait apparaître une réflexion à 0,72 nm attribuable à la kaolinite.

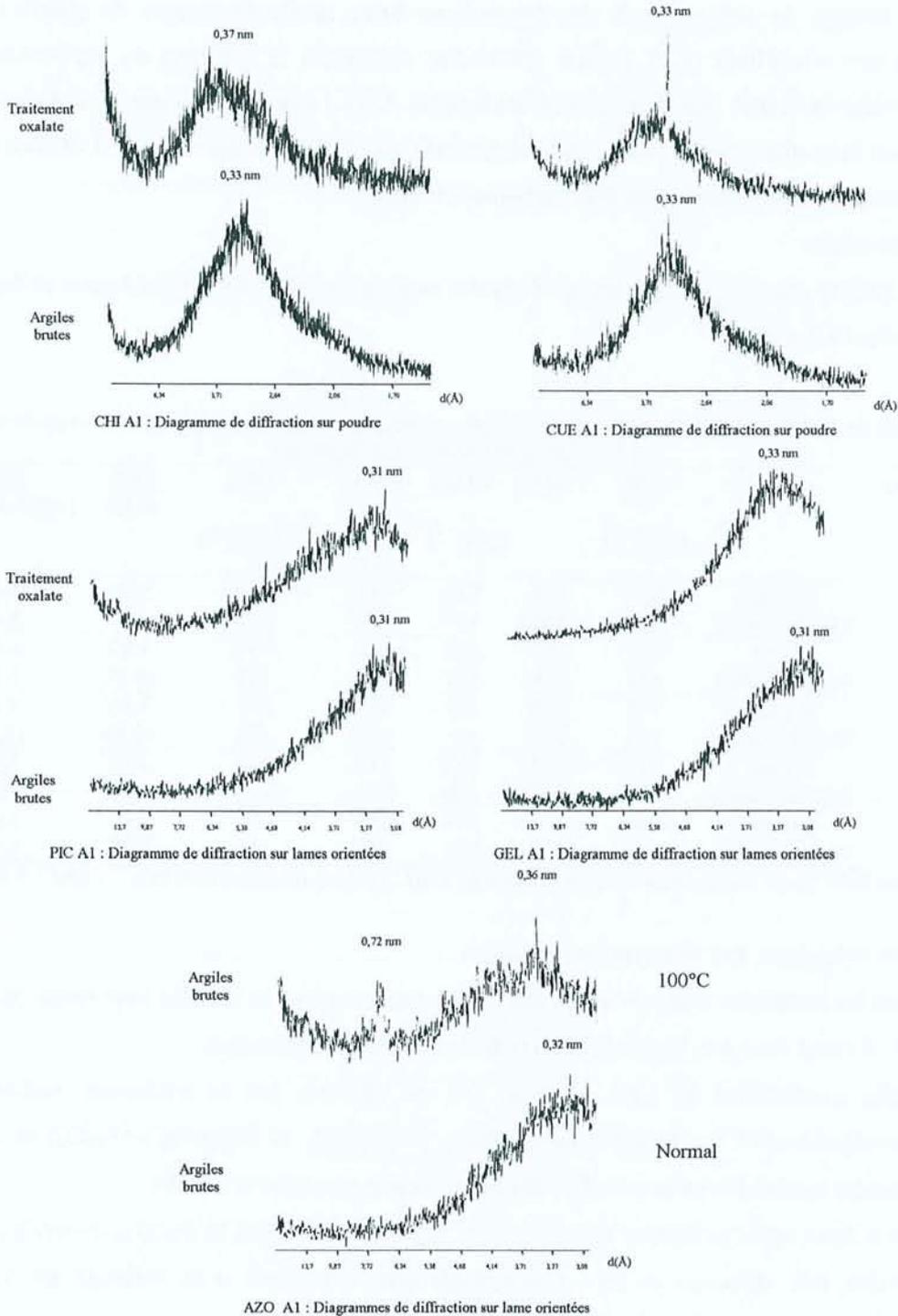


Figure II.24 - Diagrammes de diffraction des rayons X sur poudre (CHI et CUE) et sur lames orientées (PIC, GEL et AZO) des argiles (horizon A1).

Après le traitement NaClO, le carbonate produit par ce traitement se révèle être une vatérite et la présence de cet artefact perturbe fortement les spectres. Toutefois la kaolinite (pic à 0,72 nm non affecté par le traitement formamide) et une argile micacé (illite) sont identifiables dans l'échantillon AZO (résultats non présentés).

En résumé, la diffraction X des échantillons bruts révèle l'existence de phases (organo-minérales?) non cristallines et ne permet d'identifier clairement la présence de phyllosilicates (en l'occurrence une kaolinite) que dans le seul échantillon AZO ; notons enfin que le traitement choisi pour éliminer la matière organique de ces échantillons se révèle peu approprié : il dissout la silice amorphe et conduit à la précipitation d'un carbonate étranger.

(C) Analyses totales

Le tableau suivant présente les résultats des analyses totales des argiles brutes et des argiles après traitement à l'oxalate.

Tableau II.27 - Principaux résultats des analyses chimiques totales des argiles brutes et après traitement à l'oxalate des 5 horizons de surface

Echantillon	Type	LOI	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TRB	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ (Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)
		(g.kg ⁻¹)	(g.kg ⁻¹)*			(cmol(+).kg ⁻¹)		
PIC	Brutes	621	523	233	134	265	3.88	2,87
	Traités oxalate	639	662	157	69	346	7.2	5,65
CHI	Brutes	659	581	202	142	136	4.89	3,42
	Traités oxalate	678	726	127	82	171	10.07	7,12
GEL	Brutes	775	583	257	99	110	3.86	3,12
	Traités oxalate	799	797	91	43	171	14.86	11,50
CUE	Brutes	781	467	302	172	97	2.62	1,94
	Traités oxalate	807	713	128	101	154	9.96	6,59
AZO	Brutes	708	442	374	138	54	2.01	1,64
	Traités oxalate	727	567	317	67	71	3.05	2,70

LOI : perte au feu * après soustraction de la perte au feu; TRB : réserve totale en base (Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ + K⁺ + Na⁺)

Ces résultats conduisent aux observations suivantes :

- Tous les matériaux analysés sont caractérisés par une perte au feu très importante (de 60 à 80 %) : ils sont donc très hydratés et/ou riches en matières organiques.
- Après soustraction de cette perte au feu, on observe que le traitement oxalate affecte considérablement les rapports moléculaires SiO₂/Al₂O₃ et SiO₂/Al₂O₃+Fe₂O₃) et dans une moindre mesure les valeurs de la TRB de la fraction minérale résiduelle.
- Ainsi donc, après extraction des complexes organo-métalliques, la fraction minérale résiduelle devient très siliceuse et est vraisemblablement constituée d'un mélange de verres, de feldspaths (riches en bases) et de silice (Cf. les spectres IR).
- De ce dernier point de vue, les argiles AZO se démarquent des autres échantillons ; dans ces matériaux où la présence de kaolinite est importante (Cf. IR et DRX), l'extraction des complexes ne conduit qu'à un faible accroissement des rapports molaires et ceux-ci sont dans la gamme de valeurs caractéristiques de phyllosilicates.

(D) Microscopie électronique

Tous les échantillons présentés à la Figure II.21 ont été examinés. A la suite de cet examen, il est apparu que, pour la mise en évidence des phases minérales dont nous suspicions déjà l'existence, la démarche devait être différente selon la nature des échantillons. Les résultats présentés ci-dessous vont donc concerner les argiles brutes pour les échantillons PIC, CHI, GEL et CUE (car dans ce cas, un traitement oxalate n'améliore pas l'identification des phases minérales) et l'argile après traitement NaClO pour les argiles d'AZO.

a. Argiles brutes PIC, CHI, GEL et CUE

En microscopie électronique, la silice non cristallisée est présente sous 4 faciès :

- des minces plaquettes cassées à bords anguleux qui sont très vraisemblablement des fragments de phytolithes (photographie A de la Planche IV.)
- des amas globulaires (photographie A de la Planche IV) formés par des billes sphériques de quelques 50 nm (photographie B de la Planche IV) comparables à des gels de silice de synthèse.
- de plus rares fragments de silice en ellipse, faciès que Shoji et Masui (1971) et Dahlgren et al. (1993) considèrent comme caractéristiques des opales pédogénétiques (photographie C de la Planche IV)
- des squelettes de diatomées (photographie D de la Planche IV).

En association avec cette silice amorphe, on observe également :

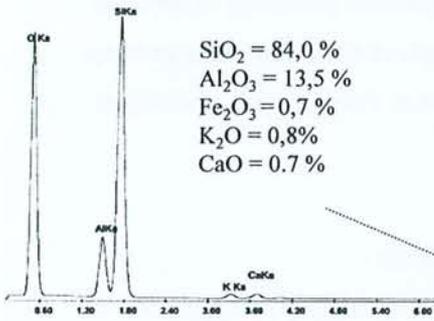
- des particules non cristallisées (absence de diagramme de diffraction) constituées de Si, Al, Ca et Na et qui sont donc des fragments de verres volcaniques. Ces particules sont particulièrement visibles dans l'argile de PIC.
- des plagioclases de composition proche de l'andésine et souvent maclés (photographie E de la Planche V).

Notons encore la présence très rare de phyllosilicates 2:1 ayant une composition intermédiaire entre des smectites et des chlorites et, surtout, l'absence d'allophane et d'halloysite.

b. Argile AZO après traitement NaClO

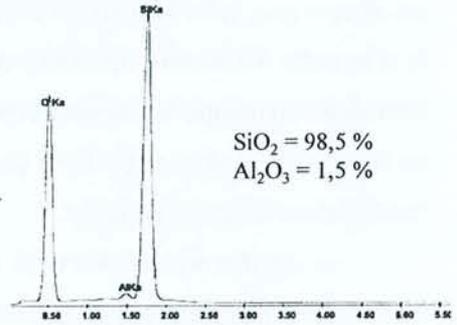
Dans cette argile, dominant largement des phyllosilicates en fines (< 1 µm) plaquettes qui ne présentent que rarement des habitus hexagonaux. Ces plaquettes présentent des rapports atomiques Si/Al très proches de 1 et sont donc les kaolinites que nous avons identifiées précédemment (photographie F de la Planche V). Quelques phyllosilicates 2:1 riches en K (Illites ?) accompagnent cette kaolinite (photographie G de la Planche V).

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE IV
 Microscopie électronique à transmission :
 formes de silice dans les horizons de surface

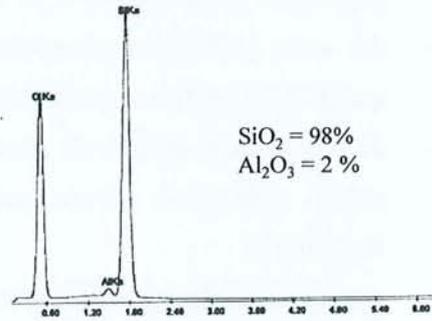


SiO₂ = 84,0 %
 Al₂O₃ = 13,5 %
 Fe₂O₃ = 0,7 %
 K₂O = 0,8 %
 CaO = 0,7 %

500 nm
 (A)



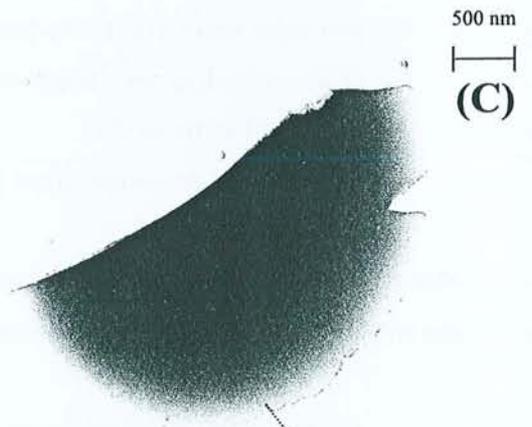
SiO₂ = 98,5 %
 Al₂O₃ = 1,5 %



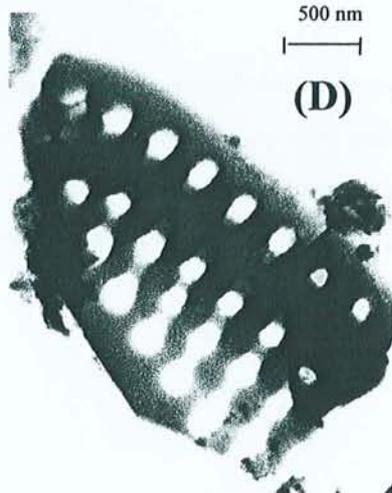
SiO₂ = 98%
 Al₂O₃ = 2 %



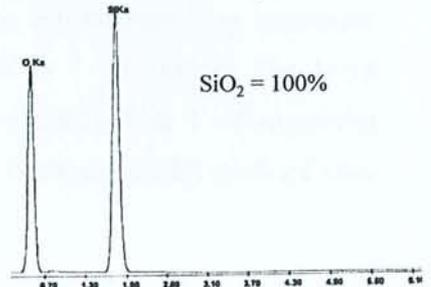
50 nm
 (B)



500 nm
 (C)

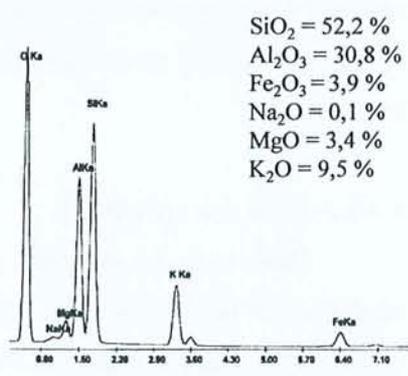
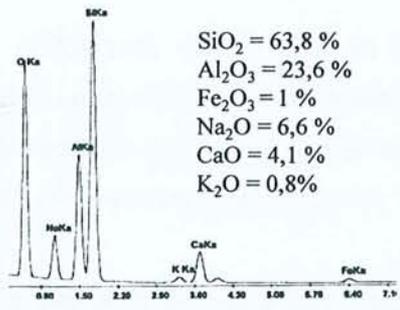
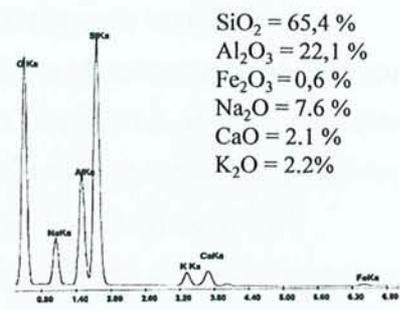
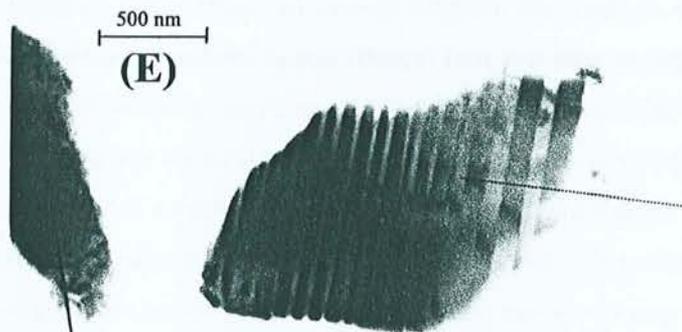


500 nm
 (D)

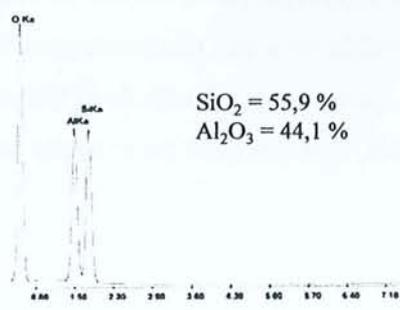
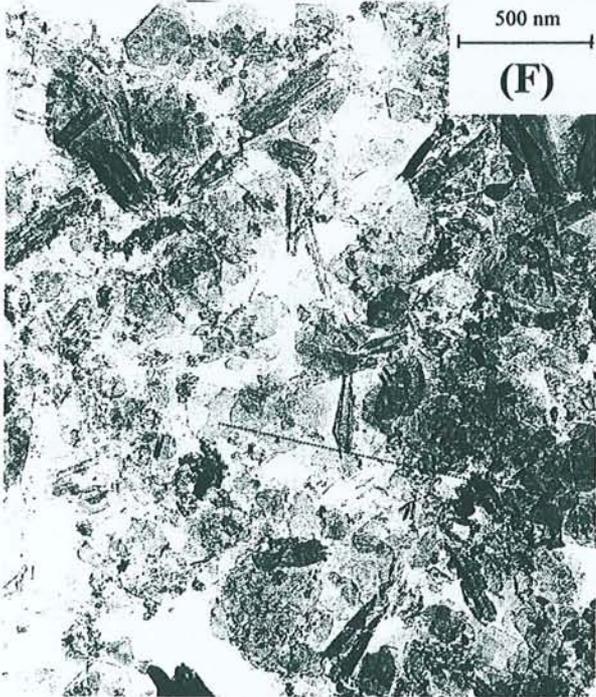


SiO₂ = 100%

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE V
 Microscopie électronique à transmission :
 aluminosilicates dans les horizons de surface



750 nm
 (G)



3.4.3. Discussion

3.4.3.1. Phyllosilicates

A l'exception du profil AZO et, dans une moindre mesure du profil CUE, les phyllosilicates présents dans les argiles de nos Andosols sont très mal cristallisés et semblent appartenir à la série chlorite – smectite. L'origine de ces phyllosilicates est incertaine mais nous pensons qu'il convient de privilégier ici l'hypothèse d'une formation hydrothermale accompagnant le dépôt pyroclastique.

Dans le profil AZO, l'argile granulométrique est abondante (Cf Tableau II.4.) et elle contient majoritairement de la kaolinite associée à des illites et à leur produit de transformation (Vermiculites, HIV). Cette observation confirme que le niveau pyroclastique le plus récent de ce profil a été contaminé par des matériaux riches en argiles, tout particulièrement en kaolinite.

En résumé, on ne constate pas de néoformation pédologique de phyllosilicates argileux dans ces sols.

3.4.3.2. Silice non cristallisée

Dans tous les horizons de surface (mais dans une moindre mesure dans AZO), il y a néoformation de silice non cristallisée et ce processus peut prendre des voies différentes. Une de ces voies est biologique, soit via le recyclage de la silice par la végétation (phytolithes) soit par l'intermédiaire des diatomées. L'autre voie est chimique et provient d'une précipitation quand le produit de solubilité de la silice amorphe est atteint.

La présence de silice non cristallisée, qu'elle soit d'origine biologique ou chimique, dans les horizons de surface des Andosols, est un fait qui a souvent été observé et qui est bien documenté (Shoji et Masui (1971), Higashi (1982), Ping et al.(1988), Quantin (1992), Dahlgren et al., (1993) Meunier et al., (1999)). Sa mise en évidence ici, sans être inattendue, a comme intérêt de révéler une particularité du cycle du silicium lors de la formation et de l'évolution de nos sols. Lors de l'altération pédologique des verres volcaniques, dans les horizons humifères de surface, la silice solubilisée n'est ni consommée par des néoformations (que nous n'observons pas) ni totalement lixiviée. Une partie est mise en réserve dans un solide très vulnérable parce que très soluble. Cette particularité du cycle de la silice s'explique largement par le devenir de l'aluminium : ce dernier est majoritairement complexé et donc peu disponible pour des néoformations d'aluminosilicates. Ainsi l'occurrence de silice pure en surface fait en quelque sorte partie de l'effet antiallophane de la matière organique souvent mis en évidence dans les Andosols (voir par exemple Dalhgren et al., 1993).

3.5. Résumé

L'étude des constituants secondaires (organiques, organo-minéraux et minéraux) a mis en évidence la prépondérance des complexes organo-aluminiques dans les horizons issus de la dernière génération de pyroclastes. Ces complexes sont associés à de grandes quantités de substances humiques (humine principalement). Les acides humiques présents sont caractérisés par des structures condensées (type A dans la classification japonaise) et pourraient être responsables du caractère mélanique des sols. Le temps moyen de résidence du carbone est élevé en accord avec la très forte accumulation de substances humiques conduisant à des stocks de carbone particulièrement importants. Cette dynamique du carbone est attribuée tant à la nature des associations organo-minérales qu'aux conditions climatiques.

Les complexes organo-métalliques dominent largement les allophanes pour l'ensemble des horizons post-glaciaires, qu'ils soient en surface ou enterrés. En terme de processus pédogénétiques communs à l'ensemble des sites, il y aurait donc une acido-complexolyse intense pour l'ensemble des horizons A et en particulier pour les horizons issus de la dernière génération de pyroclastes. Ce processus apparaît intimement lié à l'accumulation du carbone et à la production d'acides organiques.

En profondeur (horizons A enterrés), des synthèses de minéraux allophaniques alumineux sont notables. Cependant, les quantités les plus importantes de minéraux allophaniques ne sont présentes que dans les horizons de grande profondeur ante-glaciaires.

La distribution opposée des complexes organo-métalliques et des minéraux allophaniques correspond à un phénomène fréquemment rapporté (Higashi, 1982; Wada, 1989; Dahlgren et al., 1993; Herbillon, 1994) et une part de la silice constitutive de ces minéraux provient vraisemblablement de la désilicification des horizons sus-jacents (Dahlgren et al, 1993). Cependant, nous mettons ici en évidence que dans de nombreux horizons de sub-surface, il y a coexistence de ces deux composés (horizons sialuandiques de la proposition de Poulénard et Herbillon, 2000).

Dans la fraction argile, les complexes organo-aluminiques sont associés en surface à de grandes quantités de silice amorphe partiellement sous forme d'opale pédogénique et partiellement sous la forme de produits repris par les cycles biologiques (diatomée, phytolithes). Les phyllosilicates des horizons des profils PIC, CHI, GEL et CUE (chlorites, smectites, kaolinite...) sont rares, de petite taille et souvent mal cristallisés. Ils semblent issus directement, pour la plupart, des produits d'émissions. On note cependant un degré de cristallinité croissant des argiles dans une séquence PIC-CHI-GEL-CUE. La minéralogie des horizons de surface du profil AZO confirme les contaminations des cendres récentes de ce profil par des phyllosilicates 1:1 (kaolinites).

CHAPITRE 4

Composition chimique de la terre fine, indice d'altération et indice d'évolution

4.1. Introduction

L'objectif de ce chapitre est de rechercher des indices susceptibles d'illustrer d'une façon simple les principales modifications que subissent les matériaux originels des sols étudiés sous l'effet des facteurs et des processus de pédogenèse. Ces indices se fondent sur la composition chimique totale de la terre fine combinée le cas échéant avec des paramètres décrivant la porosité des sols.

4.2. Matériels et méthodes

L'analyse chimique totale a été réalisée sur la terre fine préalablement séchée à l'air selon la méthode Jeanroy (1974). Les échantillons (200 mg) très finement broyés, sont portés à 1100°C dans un four avec 1 g de métaborate de lithium, utilisé comme fondant. Après fusion, la dissolution s'effectue dans une solution nitrique (1 ml HNO₃ 65% pour 100 ml d'eau). Les éléments majeurs sont dosés par ICP-AES dans la solution. La perte au feu est déterminée sur un autre échantillon broyé dans les mêmes conditions, par la perte de poids de l'échantillon après calcination à 1000°C.

A partir des résultats de l'analyse chimique totale, sont calculés les indices suivants :

- les rapports molaires classiques SiO_2/Al_2O_3 (Ki) et $SiO_2/Al_2O_3+Fe_2O_3$ (Kr)
- le diagramme de Kronberg-Nesbitt (1981) où les valeurs du rapport molaire $\frac{CaO + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O}$ sont portées graphiquement en fonction du rapport molaire $\frac{SiO_2 + CaO + Na_2O + K_2O}{SiO_2 + Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O}$
- le rapport molaire $\frac{MgO + CaO + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3 + FeO + MgO + CaO + Na_2O + K_2O}$ qui correspond à l'ordonnée du diagramme de Kronberg-Nesbitt auquel on a ajouté MgO et FeO
- la réserve totale en bases, TRB (Herbillon, 1986) , c'est-à-dire la somme des cations alcalins et alcalino-terreux (K,Na, Ca, Mg) en $cmol(+).kg^{-1}$

4.3. Résultats et discussions

Les résultats bruts de l'analyse chimique sont présentés dans le tableau (Tableau II.28).

Tableau II.28 - Eléments majeurs en $g.kg^{-1}$ de terre fine

Prof	Hor.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
PIC	A1	422	112	38	3	1	29	63	26	10	3	289	99,7
	A2	539	145	46	4	1	32	67	32	12	2	118	99,8
	2A3	562	149	51	4	1	33	67	29	11	2	90	99,8
	2 C	555	170	69	4	1	51	87	36	9	1	15	99,9
	3Ab	530	160	57	4	1	39	78	33	10	2	80	99,6
	3 Bw	521	155	62	5	1	40	75	30	9	1	96	99,6
	3 C	537	159	64	6	1	44	78	32	8	1	69	100,0
CHI	A1	462	129	54	6	2	32	64	27	11	3	208	99,7
	A2	464	141	61	7	1	36	71	27	10	2	173	99,4
	2Ab1	440	140	60	7	1	28	63	23	8	2	221	99,3
	2Ab2	416	151	61	7	1	30	51	20	7	2	252	99,7
	3 Bwb	485	164	64	8	l.d.	33	36	25	9	2	172	99,7
GEL	A1	412	102	33	3	1	11	21	22	1	2	381	99,7
	A2	446	134	38	4	1	25	51	23	7	1	260	99,0
	2Ab1	406	115	31	4	l.d.	14	34	19	7	2	360	99,3
	2Ab2	415	160	50	6	1	25	56	27	7	2	242	99,1
	3Bwb	516	184	64	8	1	33	75	38	10	1	56	98,6
	4Bwb	427	198	53	7	1	31	38	18	7	2	211	99,2
CUE	A1	248	76	37	4	l.d.	09	12	8	3	2	595	99,6
	2A2	321	93	34	4	l.d.	11	13	12	8	2	496	99,4
	2 Bw-C	476	157	39	5	1	17	24	22	15	1	241	99,7
	2C	582	156	41	5	1	18	43	27	17	1	108	99,8
AZO	A1	306	131	53	7	l.d.	8	11	4	6	3	466	99,4
	A2	321	166	71	8	l.d.	8	6	2	6	2	405	99,4
	A3	378	197	78	10	l.d.	8	2	1	7	1	315	99,8
	2 Bw	421	222	93	10	1	8	2	1	9	2	229	99,7
	2Bw-C	444	238	93	11	1	8	1	1	0	2	189	99,8
	3 Ab1	181	260	83	8	1	8	3	1	1	2	450	99,7
	3 Ab2	279	214	73	9	l.d.	5	2	1	4	2	408	99,9
	4 Bw	406	207	87	10	l.d.	6	1	1	6	1	272	99,7

LOI = Perte au feu (loss on ignition) ; l.d. : limite de détection

4.3.1. Rapports molaires et diagramme de Kronberg-Nesbitt

Les différents rapports molaires calculés à partir des résultats de l'analyse chimique totale de la terre fine figurent au tableau II.29

Tableau II.29 - Rapports molaires déterminés sur l'analyse chimique de la terre fine

Prof	Hor.	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2+\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}}{\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{MgO}+\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}}{\text{FeO}+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}}$
PIC	A1	6,4	5,3	0,887	0,692	0,593
	A2	6,3	5,2	0,884	0,656	0,561
	2A3	6,4	5,3	0,884	0,629	0,548
	2 C	5,6	4,4	0,873	0,659	0,571
	3Ab	5,6	4,6	0,874	0,650	0,561
	3 Bw	5,7	4,5	0,874	0,633	0,551
	3 C	5,7	4,6	0,875	0,639	0,559
	CHI	A1	6,1	4,8	0,882	0,645
A2		5,6	4,4	0,873	0,633	0,549
2Ab1		5,4	4,2	0,867	0,589	0,509
2Ab2		4,7	3,7	0,847	0,505	0,467
3 Bwb		5,0	4,0	0,851	0,459	0,438
GEL	A1	6,9	5,7	0,885	0,543	0,434
	A2	5,6	4,8	0,870	0,572	0,517
	2Ab1	6,0	5,1	0,874	0,533	0,463
	2Ab2	4,4	3,7	0,843	0,549	0,484
	3Bwb	4,8	3,9	0,855	0,609	0,517
	4Bwb	3,7	3,1	0,807	0,368	0,401
CUE	A1	5,5	4,2	0,858	0,360	0,327
	2A2	5,9	4,8	0,865	0,393	0,361
	2 Bw-	5,1	4,4	0,852	0,428	0,395
	2C	6,4	5,5	0,879	0,543	0,466
AZO	A1	4,0	3,2	0,809	0,193	0,204
	A2	3,3	2,6	0,773	0,104	0,132
	A3	3,3	2,6	0,769	0,061	0,099
	2 Bw	3,2	2,6	0,767	0,056	0,088
	2Bw-	3,2	2,5	0,764	0,054	0,088
	3 Ab1	1,2	1,0	0,549	0,032	0,073
	3 Ab2	2,2	1,8	0,693	0,041	0,070
	4 Bw	3,3	2,6	0,772	0,042	0,071

4.3.1.1. Rapports molaires K_i et K_r

Les K_i et K_r (Tableau II.29) décroissent globalement avec la profondeur tout en subissant de légères augmentations pour chacun des niveaux de surface enterrés. Par ailleurs, on constate des variations inter-profil de ces rapports. Le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ du niveau A2 est de 6,3 pour PIC, de 5,6 pour CHI, GEL et CUE et enfin de 3,3 pour AZO. Les K_r des mêmes horizons sont entre 5,3 et 4,2 pour les profils PIC, CHI, GEL et CUE alors qu'ils sont beaucoup plus faibles (entre 3,2 et 1) pour AZO.

La diminution des K_i et K_r dans une séquence d'altération est classiquement interprétée comme traduisant la desilicification des horizons sous l'effet des processus de pédogenèse. Dans le

cadre de sols provenant de roches chimiquement hétérogènes, les variations des Ki et Kr reflètent également les variations du chimisme des substrats. La figure II.25 suivante présente le rapport molaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ d'une série de roches volcaniques des principaux volcans équatoriens depuis des basaltes jusqu'à des dacites.

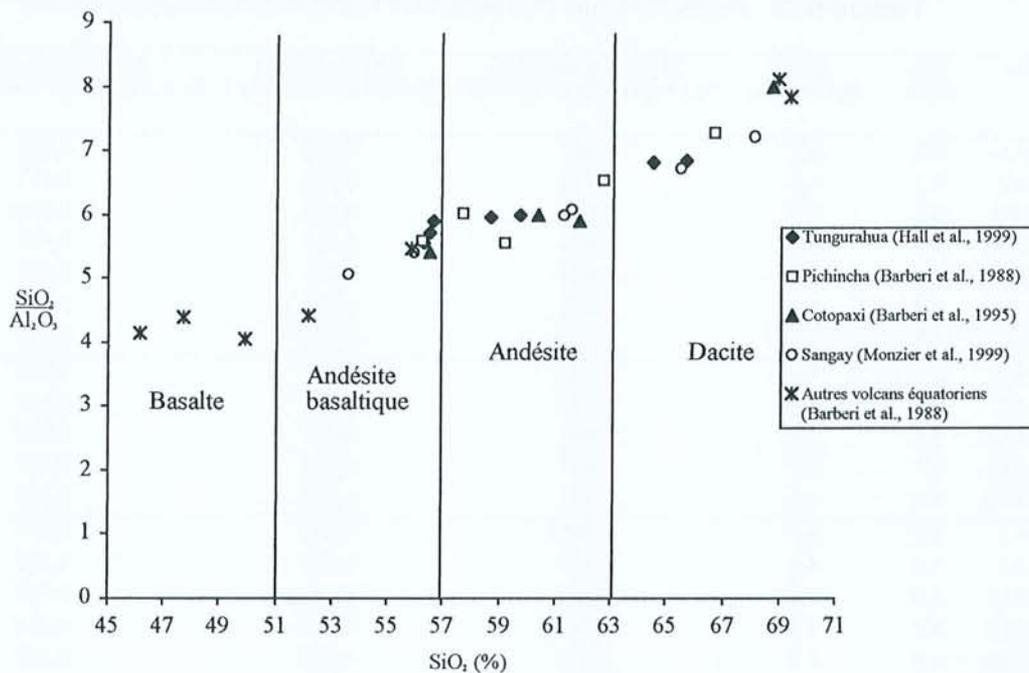


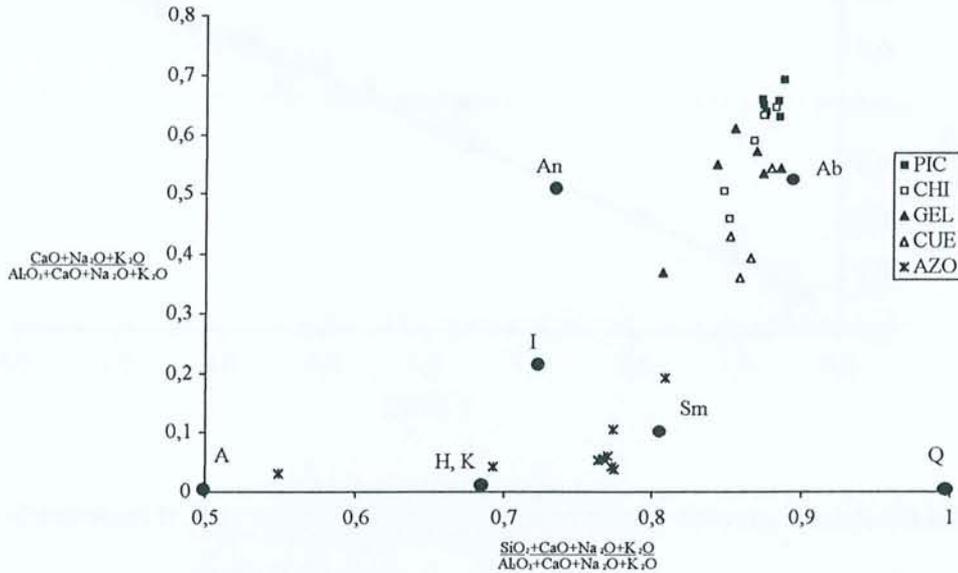
Figure II.25 - Rapport molaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de quelques roches volcaniques d'Equateur.

On constate que les variations du Ki dans le domaine andésite-dacite sont relativement faibles (de 7 à 6). Ainsi, les faibles variations constatées des Ki des horizons des profils PIC, CHI, GEL et CUE pourraient provenir de variations dans la composition de leurs matériaux parentaux. Quoiqu'il en soit, les Ki des horizons de ces profils sont encore très proches des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de roches volcaniques non-altérées et ils apparaissent ainsi très peu désilicifiés. L'interprétation des Ki des horizons du profil AZO est plus délicate, puisque la nature exacte des produits ayant contaminé les horizons de surface est inconnue. Toutefois, nous savons que les teneurs en argiles granulométriques de ce profil sont importantes (50% environ en surface Cf. Tableau II.4) et que ces argiles sont majoritairement des kaolinites (cf. minéralogie des argiles). Les rapports molaires du profil AZO (tout particulièrement de ses horizons de surface) traduisent donc ceux d'un matériau pyroclastique contaminé par des phyllosilicates 1:1 et sont donc beaucoup plus faibles que ceux des autres profils.

4.3.1.2. Diagramme de Kronberg-Nesbitt

La position relative des différents horizons dans un diagramme Kronberg-Nesbitt (1981) semble particulièrement adéquate pour refléter l'altération des feldspaths et la formation de minéraux secondaires (Delvaux, 1988). Sur ce diagramme sont placées les valeurs des rapports de quelques

minéraux primaires et secondaires rencontrés fréquemment dans les sols. La position des horizons dans ce diagramme est représentée à la figure II.26.



An = Anorthite ; Ab = Albite ; I = Illite ; Sm = Smectite ; Q = Quartz ; H, K = Halloysite, Kaolinite ; A = Allophane.

Figure II.26 - Position des horizons étudiés dans un diagramme de Kronberg-Nesbitt (1980)

Une séquence se dessine clairement depuis PIC jusqu'à AZO avec une diminution plus sensible du rapport molaire $\frac{CaO+Na_2O+K_2O}{Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O}$ par rapport à celle du rapport

$\frac{SiO_2+CaO+Na_2O+K_2O}{SiO_2+Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O}$. Le faible degré d'évolution de ce dernier rapport est à mettre en

relation avec l'absence de désilicification significative des horizons. On suit donc ici l'évolution de l'altération des plagioclases et des verres depuis les sols peu évolués comme PIC et CHI jusqu'à des sols plus évolués comme CUE où les horizons sont plus proches spatialement des constituants secondaires. Bien que construite pour l'essentiel avec des horizons A, cette séquence d'altération dans le diagramme de Kronberg-Nesbitt est tout à fait similaire à la séquence d'évolution observée par Delvaux (1988) sur des horizons B d'Andosols du Cameroun. Toutefois, dans ce diagramme, la position des points relatifs à AZO doit tenir compte du fait que ces horizons sont contaminés par des argiles contenant peu d'alcalins, d'alcalino-terreux et relativement peu de silice.

L'utilisation du rapport $\frac{MgO+CaO+Na_2O+K_2O}{Al_2O_3+FeO+MgO+CaO+Na_2O+K_2O}$ présente l'avantage par rapport

au paramètre Y du diagramme de Kronberg-Nesbitt de prendre en compte l'altération des ferromagnésiens. On constate cependant que ces deux rapports sont intimement corrélés entre eux (figure II. 27).

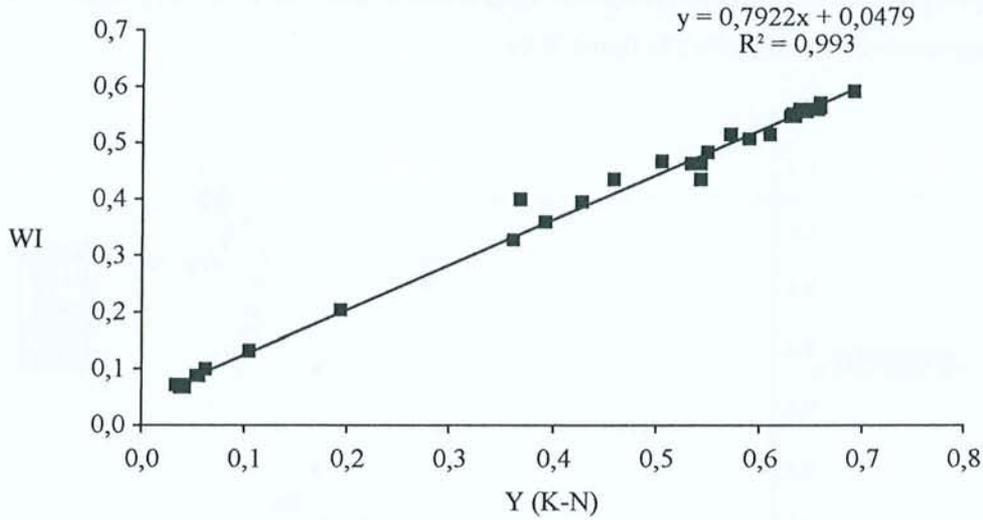


Figure II.27 - Relation entre $WI = \frac{MgO + CaO + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3 + FeO + MgO + CaO + Na_2O + K_2O}$ et l'ordonnée du diagramme de Kronberg-Nesbitt : $Y(K-N) = \frac{CaO + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O}$

On constate donc que la prise en compte du degré d'altération des minéraux ferromagnésiens ne provoque pas de modification de la séquence d'évolution des horizons étudiés.

Ces deux rapports traduisent la richesse en alcalins et alcalino-terreux par rapport à la richesse en aluminium. A priori, deux facteurs pourraient jouer sur ce paramètre. D'une part le chimisme originel des cendres et d'autre part le degré de lixiviation des bases subi par les horizons au cours des processus de pédogenèse.

La figure II.28 qui reprend les mêmes roches que la figure II.25 met en évidence que les variations dues au premier facteur sont de très faible ampleur.

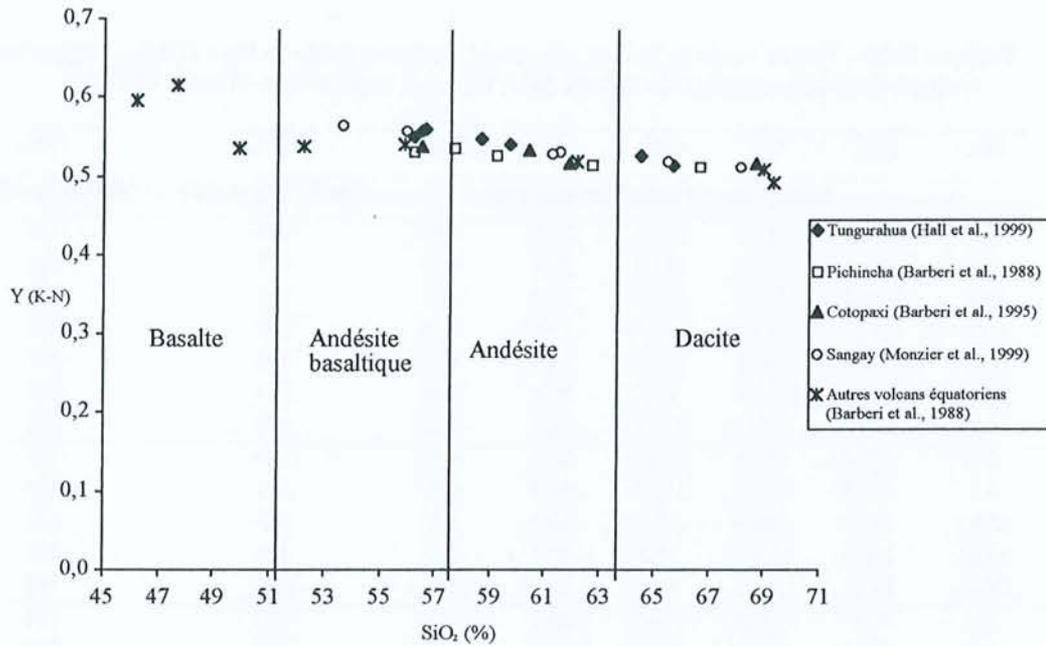


Figure II.28 - Relation entre la teneur en silice et le paramètre Y de Kronberg-Nesbitt :

$$Y = \frac{CaO + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O}$$

de quelques roches volcaniques d'Équateur

Les données du profil AZO mises à part, la séquence d'évolution mise en évidence par le diagramme de Kronberg-Nesbitt (1981) (Figure II.26) correspond donc bien à la lixiviation des cations basiques au cours des processus d'altération des minéraux primaires. La mise en évidence de cette lixiviation des bases justifie l'utilisation d'un paramètre simple pour la quantifier : la réserve totale en base.

4.3.2. Réserve totale en base

La réserve totale en base (TRB) correspond à la somme des bases incluses à la fois dans les minéraux primaires et secondaires mais aussi sur le complexe d'échange (Herbillon, 1986).

Cette TRB peut être calculée de différentes façons :

- A partir de l'analyse totale brute. Elle s'exprime alors en $cmol(+).kg^{-1}$ de terre fine: TRB terre fine.
- A partir de l'analyse totale ramenée à 100% d'oxydes (c'est-à-dire corrigée de la perte au feu). Dans ce cas son expression est en $cmol(+).kg^{-1}$ de matière minérale : TRB minérale.
- Enfin, on peut ramener la TRB terre fine au volume de sol correspondant pour avoir une expression volumique de la réserve en bases. Cette TRB volumique s'exprime alors en $cmol(+).dm^3$ et est calculée par le produit de la TRB terre fine par la densité apparente.

Le tableau II.30 donne les résultats de ces trois calculs en détaillant la part relative de chaque cation basique à la TRB minérale.

Tableau II.30 - Teneur totale en base et valeurs de la réserve totale en base (TRB_{min}) rapportée à la fraction minérale, calculées sur la terre fine (TRB_{tf}) et exprimée en Volume TRB_{vol}

Pedon	Hor.	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	TRB _{min}	TRB _{tf}	TRB _{iv}
		(cmol(+)/kg de la fraction minérale)				(cmol(+)/kg de TF)		cmol(+)/dm ³ de sol
PIC	A1	202	317,4	119,6	28,5	668	535	427
	A2	181,2	269,6	118,8	29,8	600	577	513
	2A3	182,2	264,9	102,6	25,4	575	522	365
	2 C	256,1	314,7	118,6	19,1	709	697	Nd
	3Ab	211,3	305	117,8	24,3	658	603	603
	3 Bw	221,8	296,6	109	20,8	648	584	642
	3 C	235,6	300,5	111,8	18,1	666	620	682
CHI	A1	203,4	290,5	108,9	30,1	633	500	325
	A2	216,5	308,6	107,3	26,8	659	541	406
	2Ab1	180,7	288,8	97,5	22,7	590	455	273
	2Ab2	196,5	242,3	85,7	20,5	545	406	215
	3 Bwb	197,7	153,7	97,3	22,5	471	389	Nd
GEL	A1	91,3	120,8	114,5	33,4	360	223	234
	A2	172,1	247,2	101,9	19,5	541	395	313
	2Ab1	109,2	191,6	99	24,1	424	268	178
	2Ab2	164,8	267,8	115,6	19,1	567	425	340
	3Bwb	177,9	287,1	131	23,5	620	576	518
	4Bwb	194,2	171,8	73,5	19,5	459	358	251
CUE	A1	113,1	110,2	65,8	16,4	306	122	107
	2A2	106,5	96,3	76,4	33,3	313	156	125
	2 Bw-C	108,7	112,5	94,3	42,6	358	271	Nd
	2C	98,1	170,5	98,6	41,5	409	364	Nd
AZO	A1	75,5	74,9	23,2	22,1	196	103	64
	A2	66,1	34,5	13	20,3	134	79	44
	A3	57,1	12,6	5,1	21,8	67	66	67
	2 Bw	50,7	8,1	3,2	24,3	86	66	66
	2Bw-C	50,9	6,4	2,8	25,9	86	70	74
	3 Ab1	72,7	22	5,6	4,7	105	57	15
	3 Ab2	46	12,2	4,9	15,5	79	46	18
	4 Bw	41,4	5,8	2,6	17,9	68	49	Nd

4.3.2.1. TRB minérale

La TRB minérale varie considérablement entre les profils. La séquence suivante peut être esquissée : PIC (variant de 709 à 575 cmol(+).kg⁻¹) > CHI (de 659 à 471) > GEL (de 620 à 360) > CUE (409 à 306) et enfin AZO (de 196 à 67). La valeur de la TRB et ses variations sont majoritairement dues à Ca²⁺ et Mg²⁺. On constate à l'inverse peu de variation pour K⁺ et ainsi le rapport K⁺/TRB croît dans la séquence décrite. Cette faible mobilité du potassium au cours de l'altération semble être un fait caractéristique des andosols non-allophaniques (Shoji et al., 1993) et est à mettre en relation avec la moindre altérabilité des verres potassiques par rapport aux verres calciques.

En ne considérant pas le profil AZO, clairement contaminé par des argiles, les variations de la TRB minérale peuvent avoir deux origines. Elles peuvent être liées i) à des différences du degré d'altération et de lixiviation des bases et ii) à des différences de teneur en bases totales des matériaux

de départ (roches plus ou moins acides). La figure II.29 suivante présente la TRB de la même série de roches volcaniques que les figures II.25 et II.28.

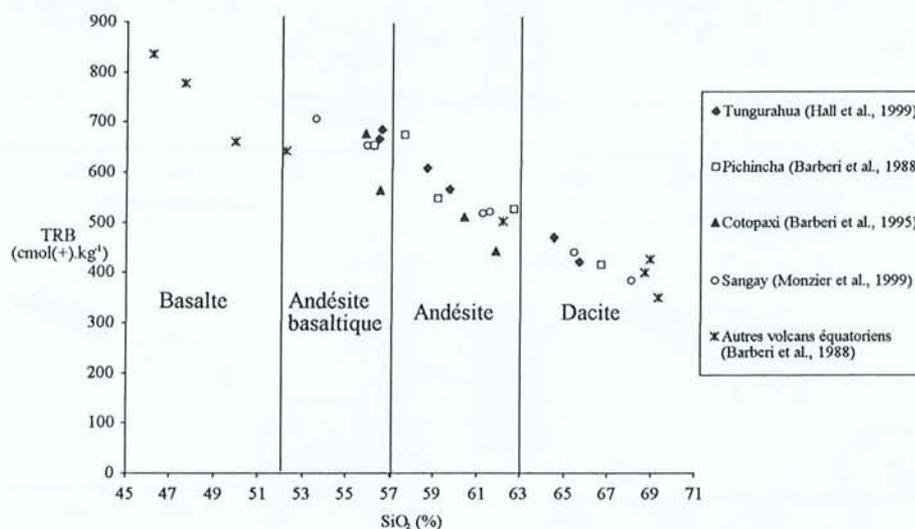


Figure II.29 - Relation entre la teneur en silice et la TRB minérale de quelques roches volcaniques d'Équateur

On constate que les variations de la nature de la roche mère se traduisent par un abaissement significatif des TRB depuis des valeurs de l'ordre de 800 $\text{cmol}(+)\cdot\text{kg}^{-1}$ pour des basaltes, jusqu'à moins de 400 $\text{cmol}(+)\cdot\text{kg}^{-1}$ pour des dacites. Les variations constatées de la TRB minérale des horizons étudiés reflètent donc, au moins partiellement, les différences de chimisme originel andésite-dacite. Ainsi, si la TRB se révèle être un indice parfaitement adapté à l'étude de l'altération dans le cadre de séquences de sols dérivés de matériaux minéralogiquement et chimiquement homogènes (Delvaux et al., 1989 ; Madeira et al., 1994 ; Malucelli et al., 1999), on constate que son utilisation est plus délicate dès lors que l'on prend en compte une variabilité dans la nature des matériaux parentaux. Toutefois, dans la gamme de roches volcaniques ci-dessus présentés (Figure II.29), les variations possibles de la TRB originelle dans le cas des sols étudiés demeurent modérées (de 700 à 500 $\text{cmol}(+)\cdot\text{kg}^{-1}$ au maximum).

Si l'on excepte les réserves liées au chimisme originel, l'évolution de la TRB minérale traduit donc la lixiviation des cations basiques au cours de l'altération et ce, par rapport à l'ensemble minéral. Il s'agit alors d'un indice critère d'altération *sensu stricto*.

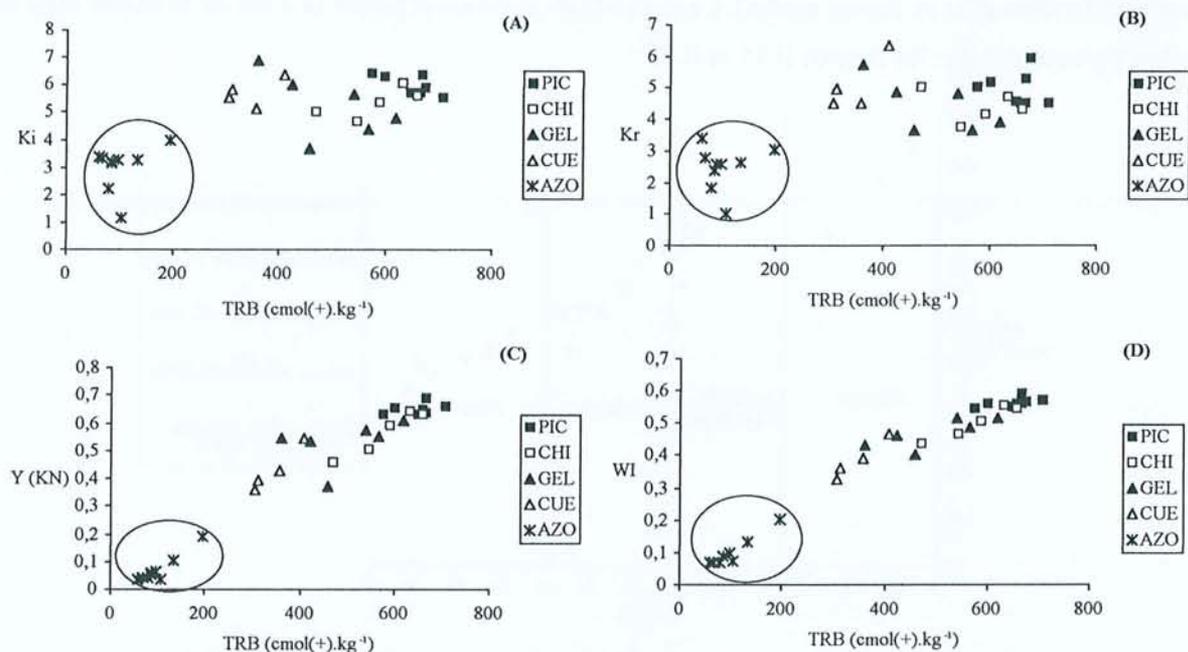


Figure II.30 - Relation entre la TRB minérale et (A) le $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (K_i), (B) le $K_r = \text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ (K_r), (C) le rapport utilisé en ordonnée dans le diagramme de Kronberg-Nesbitt ($Y \text{ KN} = \frac{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$) et (D) $WI = \frac{\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$

En comparant cet indice d'altération, aux rapports molaires précédemment utilisés (Figure II.301), on constate (figure II.30 a et b) que les rapports molaires classiques K_i et K_r sont mal corrélés à la TRB minérale pour les quatre profils PIC, CHI, GEL et CUE. On remarquera en revanche que les trois indices d'altération, TRB, WI et Y (K-N) sont parfaitement corrélés entre eux (Figure II.30. c et d). Ils mettent parfaitement en évidence l'existence d'une séquence d'altération sur matériaux pyroclastiques pour les 4 profils PIC, CHI, GEL et CUE, séquence qui correspond à un degré croissant de lixiviation des alcalins et alcalino-terreux. L'absence d'évolution significative des K_i et K_r des autres profils par rapport à la TRB permet de confirmer les observations de Niewenhuyse et al. (1997) en mettant en évidence que la desilicification n'est pas un processus actif pendant les premiers stades d'altération des pyroclastes tandis que la lixiviation des bases intervient en revanche beaucoup plus tôt.

Remarquons que ces excellentes corrélations entre des indices fortement dépendants ou indépendants de la nature chimique des roches mères constitue un argument en faveur d'une certaine homogénéité chimique des substrats. Nous avons donc la possibilité de choisir l'un ou l'autre de ces indices puisque leur signification est globalement équivalente. Ici et pour des raisons de facilité, nous utiliserons par la suite la TRB minérale comme indice d'altération. Cependant, compte tenu que cet indice (comme d'ailleurs tous les autres) n'a pas la même signification dans le profil AZO, nous prendrons soin de le rappeler en entourant les données relatives à ce profil d'un cercle chaque fois qu'il s'agira d'utiliser cet indice.

4.3.2.2. TRB terre fine et TRB volumique

La TRB calculée sur la terre fine correspond à la TRB minérale diluée par la quantité de matière non-minérale, perdue par calcination à 1000°C. Or, cette perte au feu varie très fortement pour les échantillons étudiés depuis moins de 2% jusqu'à près de 60% (Tableau II.28). La valeur de cette perte au feu est bien corrélée à la teneur en carbone organique des différents horizons selon la droite de régression $LOI = 0,21C + 8,3$ ($r^2 = 0,88$), significatif avec $P < 0,001$.

La TRB de la terre fine traduit donc à la fois la lixiviation des alcalins et alcalino-terreux mais également l'accumulation de carbone : la TRB terre fine est réduite par rapport à la TRB minérale quand la perte au feu augmente, c'est-à-dire quand la proportion de carbone augmente.

Si l'on exprime la TRB en volume, on adjoint aux facteurs précédents, un paramètre décrivant l'évolution de la porosité. En effet plus la densité apparente est faible, plus le volume correspondant à une même masse est élevé et donc plus la TRB volumique est faible.

Les variations de la TRB volumique exprimée en $\text{cmol}(+)\cdot\text{dm}^3$ intègrent donc trois composantes fondamentales des processus de pédogenèse :

- L'altération minérale : ici principalement la lixiviation des cations basiques
- L'accumulation de carbone : dilution de la TRB minérale par la perte au feu
- La structuration et l'augmentation de la porosité : variation de la masse volumique

L'existence de ces trois facteurs de variation rend impossible l'utilisation de cette expression de la TRB comme un indice d'altération. En revanche, la TRB volumique constitue un indice intégré d'évolution des sols tout à fait pertinent dans le cadre de notre séquence.

CHAPITRE 5

Discussion générale

5.1. Degré d'altération et constituants secondaires

5.1.1. Altération et accumulation de carbone : deux processus concomitants

On l'a déjà noté à plusieurs reprises, la caractéristique majeure des sols étudiés réside dans l'accumulation de matières organiques. Il est alors logique de chercher des relations entre le degré d'altération et la teneur en carbone des horizons A. On cherche ainsi, à mettre en évidence les relations entre les deux processus d'accumulation du carbone et d'altération des minéraux primaires. Les TRB minérales et les teneurs en carbone des horizons A de surface et enterrés, issus des dépôts pyroclastiques postérieurs au dernier retrait glaciaire, sont mises en relation sur la figure II.31. Les TRB et les teneurs en carbone des horizons du profil AZO sont placées pour mémoire mais elles ne sont pas prises en compte dans les calculs des différentes régressions.

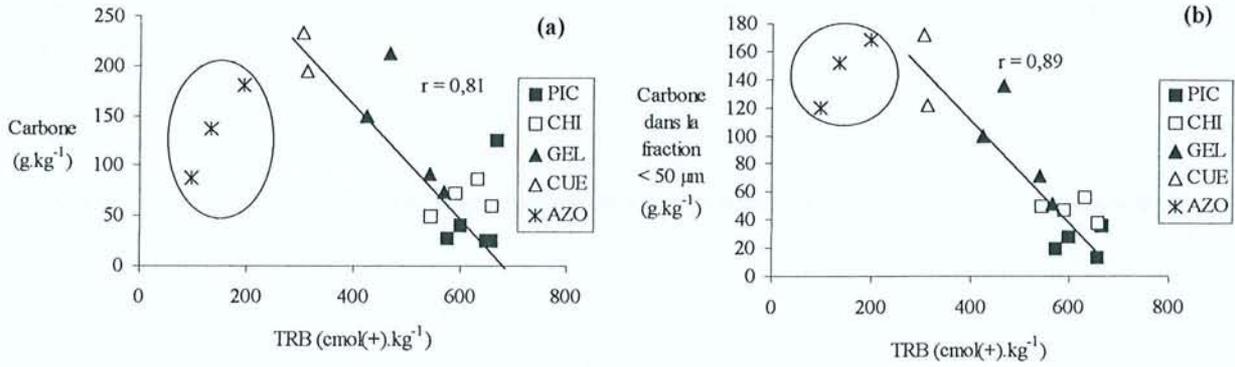


Figure II.31 - Relations entre la TRB minérale et les teneurs en carbone total (a) et en carbone associé à la fraction inférieure à 50 μm (b)

On constate que le degré d'altération des horizons A de surface et enterrés est relié significativement ($P < 0.001$) à la quantité de carbone total (Figure II.31 a). Cette relation de régression s'améliore sensiblement si on ne prend en compte que les quantités de carbone associées à la fraction inférieure à 50 μm (Figure II.31 b). Il y a donc concomitance de deux processus d'altération des pyroclastes et d'accumulation de carbone (en particulier du carbone humifié de la fraction colloïdale) pour les horizons A des sols des páramos.

L'existence d'une relation unique entre degré d'altération et teneur en carbone s'appliquant à la fois pour les horizons A de surface et les horizons A enterrés laisse supposer que l'altération est considérablement ralentie après l'enfouissement d'un niveau pyroclastique par un nouveau dépôt de cendres.

5.2.2. Altération et constituants secondaires non cristallisés

La figure II.32. illustre l'augmentation de la proportion d'aluminium extractible par l'oxalate par rapport à l'aluminium total en fonction du degré d'altération.

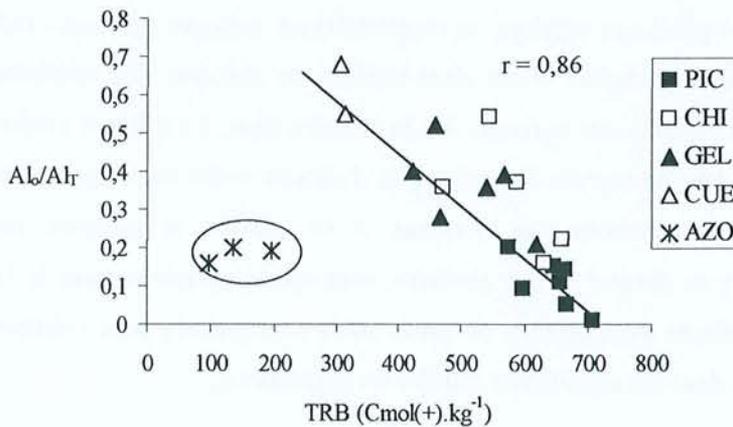


Figure II.32 - Relations entre la TRB minérale et le rapport Al_o/Al_t

Il existe une relation hautement significative ($P < 0.001$) entre ces deux paramètres. Au cours de l'altération, il y a donc accumulation de produits alumineux amorphes. La figure II.33 (a) met en évidence l'absence de relation entre le degré d'altération et les quantités de Si_0 (c'est-à-dire à un coefficient près des quantités de minéraux allophaniques). On remarquera cependant que les niveaux les plus riches en minéraux allophaniques correspondent à des horizons intermédiaires entre les moins et les plus altérés. En revanche, on observe que les quantités d'Al extrait au pyrophosphate (qui exprime à un coefficient multiplicateur près les concentrations en complexes organo-aluminiques) augmentent en fonction du degré d'altération (Figure II.33 b).

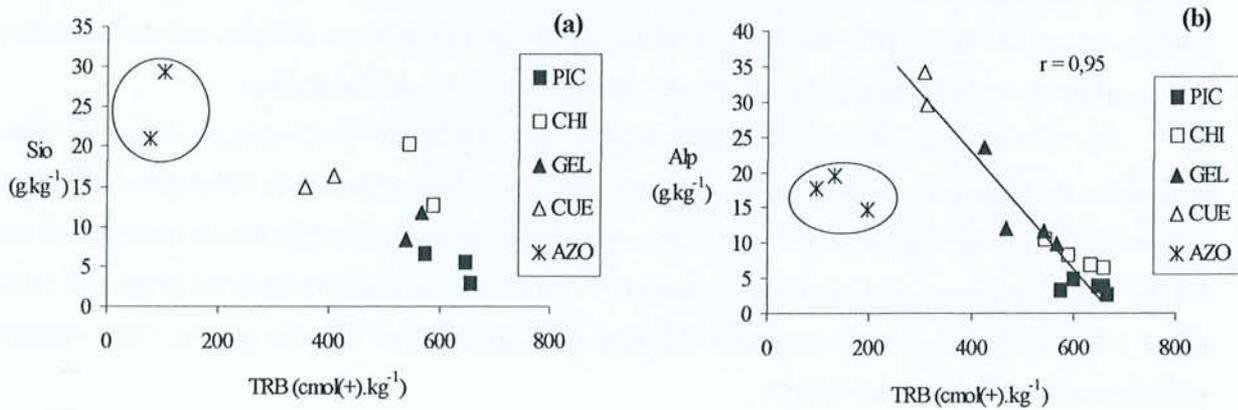


Figure II.33 - Relations entre la TRB minérale et les quantités de silice extrait à l'oxalate (a) et les quantités d'aluminium extrait au pyrophosphate (b)

En résumé et à mesure que la TRB diminue, on observe donc une accumulation de carbone, très marquée notamment dans la fraction colloïdale et parallèlement, les quantités d'aluminium extractible par l'oxalate augmentent. Cet aluminium libéré par l'altération se recombine de façon préférentielle avec les substances humiques pour donner naissance à des complexes organo-métalliques. Nos résultats mettent en évidence que les dynamiques d'accumulation du carbone et de formation des complexes sont reliées au degré de lixiviation des bases par des relations du premier degré.

5.2. Degré d'altération et propriétés des sols

5.2.1. Altération et propriétés physiques

L'objectif est ici de mettre en relation l'indice d'altération choisi pour traduire le degré d'altération des sols (TRB minérale) et les propriétés les plus marquantes des sols étudiés.

Les relations entre les propriétés physiques et le degré d'altération seront traitées d'une façon plus détaillée dans la troisième partie de ce mémoire. Cependant, nous pouvons déjà noter que l'indice d'altération est corrélé à la teneur en argile déterminée après destruction de la matière organique et traitement à l'oxalate d'ammonium (Figure II.34 a). Il est cependant difficile de distinguer, dans cette relation, ce qui est dû à l'affinement des constituants par altération de ce qui provient de la relation déjà mentionnée entre la taille originelle des pyroclastes et les vitesses d'altération.

Par ailleurs, nous observons (Figure II.34 b) que l'altération s'accompagne d'une très forte diminution de la densité apparente, très marquée dans les premiers stades de l'altération, puis plus réduite ensuite (dynamique logarithmique). De manière concomitante, les capacités de rétention en eau à 1500 kPa. augmentent très significativement ($P < 0.001$) avec le degré d'altération (Figure II.34 c) jusqu'à dépasser le seuil de la propriété hydrique pour les horizons les plus altérés. Cette relation prend la forme d'une équation linéaire.

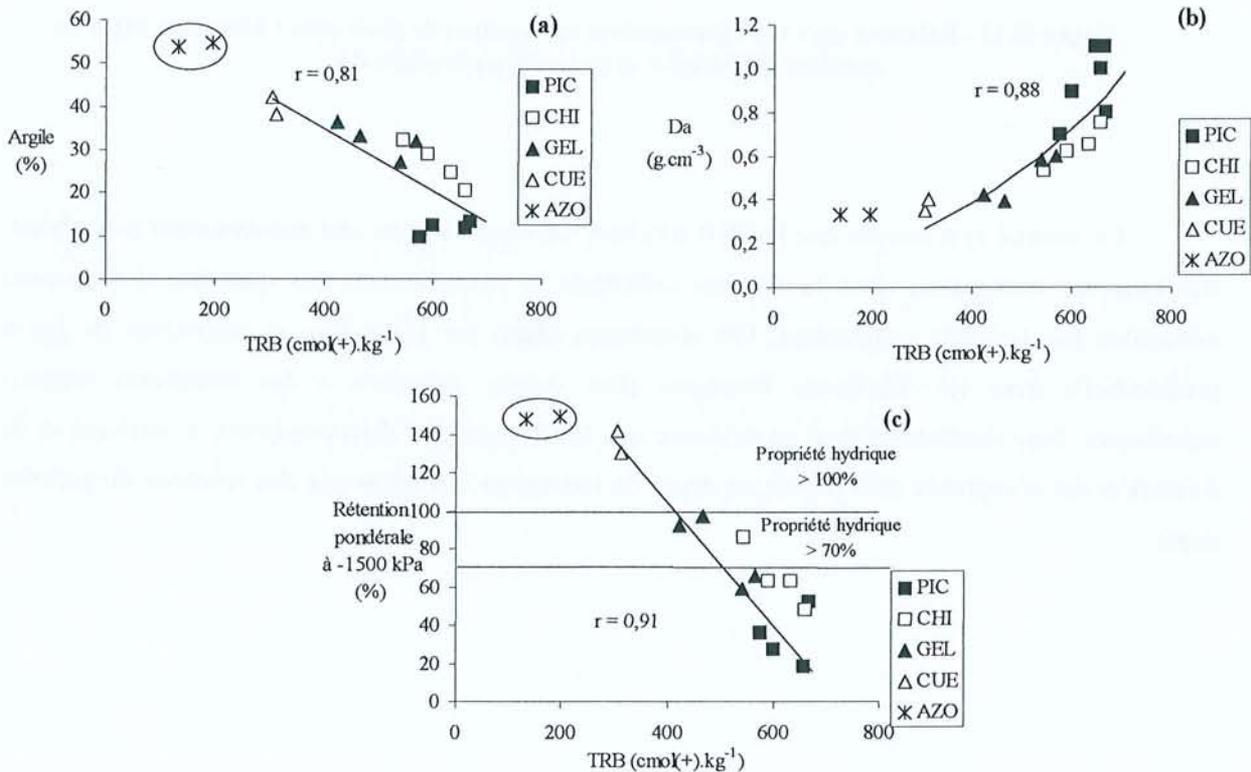


Figure II.34 - Relation entre la TRB minérale et la teneur en argile des horizons étudiés (a), la densité apparente (b) et la capacité de rétention pondérale en eau à 1500 kPa (c)

5.2.2. Altération et propriétés physico-chimiques

Le tableau II.31 présente la matrice de corrélation entre les propriétés physico-chimiques les plus marquantes (pH, CEC, S/T, Ret-P) et différentes variables explicatives (TRB, C, Alp...).

Tableau II.31 - Matrice des corrélations entre degré d'altération, constituants secondaires et propriétés physico-chimiques

	TRB	Sio	Alp	COT	CO50	Argile	Ret-P	pH H ₂ O	Al KCl	S/T	CEC
TRB	1,00										
Sio	0,10	1,00									
Alp	-0,96***	-0,12	1,00								
COT	-0,82***	-0,41	0,81***	1,00							
CO50	-0,88***	-0,29	0,87***	0,95***	1,00						
Argile	-0,80***	0,20	0,84***	0,73**	0,83***	1,00					
Ret-P	-0,63**	0,34	0,67**	0,55*	0,62*	0,85***	1,00				
pH H ₂ O	0,69**	0,55*	-0,61*	-0,81***	-0,74**	-0,47	-0,25	1,00			
Al KCl	-0,87***	-0,45	0,81***	0,93***	0,93***	0,67**	0,50*	-0,84***	1,00		
S/T	0,66**	0,06	-0,60*	-0,36	-0,52*	-0,55*	-0,44	0,59*	-0,57*	1,00	
CEC	-0,90***	-0,16	0,92***	0,91***	0,93***	0,91***	0,74**	-0,72**	0,87***	-0,58*	1,00

COT : Carbone organique total ; CO50 : Carbone organique associé à la fraction < 50 µm ; Ret-P : Rétention des phosphates (méthode Blakemore) ; Al KCl : Aluminium extractible au KCl N ; S/T : taux de saturation des bases (pH 7) ; CEC : capacité d'échange cationique (pH 7)

* : P < 0.05 , ** : P < 0.01, *** : P < 0.001

On constate que l'ensemble des propriétés physico-chimiques des sols est très significativement corrélé à notre indice d'altération : la TRB minérale. Quand la TRB baisse, on observe une augmentation i) de la rétention en phosphates, ii) des quantités d'aluminium extractible au KCl et iii) de la capacité d'échange cationique mesurée à pH7. A l'inverse il y a diminution du pH et des taux de saturation en bases.

Notons, à nouveau, que ces différents paramètres sont significativement corrélés aux quantités de carbone organique et à la teneur en Aluminium extractible au pyrophosphate alors qu'ils ne le sont pas aux teneurs en Si_o.

5.3. Indice d'évolution et facteurs de formation des sols

Les résultats ci-dessus présentés ont mis en évidence qu'il y avait bien concomitance entre les processus d'altération, d'accumulation du carbone et de diminution de la densité apparente. Cette concordance des processus justifie pleinement l'utilisation de la TRB volumique (qui intègre ces trois éléments) comme indice synthétique d'évolution des sols. Cet indice est confronté aux différents facteurs de formation des sols déterminés au chapitre 3. Ce raisonnement nécessitant un certain contrôle des facteurs de formation des sols, nous le limiterons aux horizons issus de la dernière génération de pyroclastes.

La figure II.35 présente les relations entre la TRB volumique moyenne des horizons de surface (A1 et A2) des 4 sites formant une séquence d'altération sur matériaux pyroclastiques et i) l'âge estimé des derniers dépôts pyroclastiques (Figure II.35.a) et ii) la distance entre les sites et les centres

d'émissions des pyroclastes comme valeur approchée de la taille moyenne des pyroclastes au moment du dépôt (Figure II.35. b).

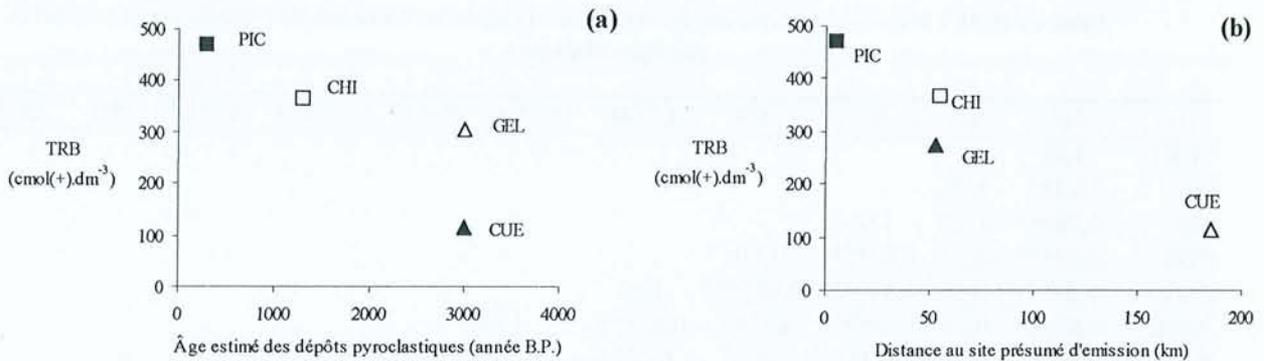


Figure II.35 - Relation entre la TRB des horizons issus de la dernière génération de pyroclastes et l'âge estimé des dépôts pyroclastiques (a), la distance des sites aux volcans responsable du dépôt (b)

5.3.1. Âge et évolution des sols

On constate que les différences d'âges existants entre les trois profils PIC, CHI et GEL pourraient expliquer, au moins partiellement, les différences constatées de l'état d'altération (Figure II.36 a). On peut dès lors considérer la séquence constituée par les trois profils PIC, CHI et GEL comme une chronoséquence de sols sur pyroclastes andésitiques et on tente alors de comparer l'évolution temporelle de ces trois sols avec celles qui ont été obtenues sur d'autres chronoséquences de sols sur cendres. Les chronoséquences sont des outils puissants pour étudier les directions et les vitesses des processus pédogénétiques (Hugett, 1998). Cependant, on se heurte à de nombreuses difficultés pour pouvoir affirmer que le facteur prépondérant de l'évolution des sols est bien uniquement le temps. De telles situations sont en fait assez rares et il n'y a donc, même pour les sols dérivés de pyroclastes, que peu d'études de chronoséquences dans la littérature.

La dynamique temporelle de ces trois profils apparaît en bon accord avec les résultats établis notamment sur la chronoséquence de sols dérivés des sables andésitiques au Costa-Rica sous un climat perhumide (5000 mm) et chaud (25-26°C) étudié par des auteurs hollandais (Nieuwenhuysse et al, 1993 ; Nieuwenhuysse et van Breemen, 1997 ; Jongmans et al, 1994). Comme dans notre cas et en dépit de conditions climatiques plus favorables à l'altération, la formation d'un Andosol évolué prendrait au Costa-Rica approximativement 2000 ans. Dans cette séquence costaricienne, la minéralogie des fractions fines des horizons de surface reste dans ce laps de temps dominée par des complexes organo-métalliques. Le départ des alcalins et alcalino-terreux est, au Costa Rica, la première marque du processus d'altération. La désilicification intervient beaucoup plus tardivement et uniquement quand des quantités importantes de minéraux 1:1 ont été synthétisées. En suivant l'évolution des éléments majeurs, Nieuwenhuysse et van Breemen (1997) arrivent à la conclusion qu'en 2500 ans, environ 30% des bases ont été lixiviées. Dans un laps de temps équivalent, les pertes en Ca

et Mg seraient supérieures dans les páramos (de l'ordre de 50%) alors que les pertes en Na et K seraient beaucoup plus faibles. Ces différences peuvent être expliquées assez largement par la nature des matériaux parentaux (pyroclastes riches en verres ici versus sédiments sableux pyroclastique au Costa-Rica). Quoi qu'il en soit, nous observons que les vitesses de lixiviation des bases des sols étudiés sont relativement rapides et que le développement d'Andosols humiques et mélaniques nécessite sur les páramos d'Équateur environ 1500 ans seulement.

Les quantités de carbone accumulées en 3000 ans sur les sols des páramos équatoriens apparaissent beaucoup plus élevées que celles observées sur des Andosols dans des conditions climatiques équivalentes (udic et isomesic/isofrigid) au Mexique par Miehlisch (1991) ou au Japon par Watanabe et al. (1998). Ces vitesses élevées d'accumulation du carbone dans les páramos semblent liées au ralentissement de l'activité biologique (présence de gel nocturne) mais aussi à la nature graminéenne de la végétation. En effet, toujours au Japon mais sous couverture de *Miscanthus sinensis* Shoji et al., (1993) constatent que la propriété mélanique (>6% de carbone) apparaît sur des pyroclastes de moins de 1000 ans. Ce caractère mélanique apparaît aussi dans le même laps de temps dans les páramos.

Au Japon, Shoji et al (1993b) ont décrit les cinétiques d'accumulation des composés amorphes (mesurés par Al_0) en normalisant les températures du sol à 10°C (utilisation d'un coefficient de dépendance à la température de 1,5 déterminé par Shoji et al. (1993b) à partir de la mesure de l'énergie d'activation). En suivant la même démarche pour les trois sites formant ici une chronoséquence, on constate que la cinétique d'accumulation d' Al_0 est globalement équivalente au Japon et en Équateur. Cependant, la vitesse apparaît un peu plus faible pour les páramos d'Équateur. Si l'on considère non plus Al_0 mais $Al_0 + 1/2Fe_0$, il faudrait en effet 1300 ans au Japon pour atteindre la valeur de $20g.kg^{-1}$ alors que 1600 ans apparaissent nécessaires en Équateur. Quoi qu'il en soit, l'ordre de grandeur est globalement équivalent.

En ce qui concerne l'évolution des propriétés physiques des sols en fonction du temps, Miehlisch (1991) au Mexique et Nieuwehuysen et al, (1993) au Costa Rica ont observé des dynamiques équivalentes (diminution de la densité apparente, augmentation des capacités de rétention en eau) sur leurs chronoséquences respectives. Cependant les vitesses de ces processus pour les trois profils constituant une chronoséquence sur les páramos équatoriens apparaissent beaucoup plus élevées (moins de 3000 ans pour le développement des propriétés hydriques en Équateur alors que 5000 ans seraient nécessaires au Costa-Rica).

5.3.2. Autres facteurs de formation des sols

Si un raisonnement chronoséquentiel peut être tenté pour les trois sites PIC, CHI et GEL, on constate (Figure II.35 a) que les deux profils GEL et CUE montrent des différences très importantes d'état d'évolution alors que nous pensons que l'âge des dépôts pyroclastiques est sensiblement équivalent (+/- 3000 ans B.P. : Tableau II.18). D'autres facteurs de formation des sols doivent alors

être recherchés pour expliquer ces différences et ces profils doivent dès lors être placés dans une litho-chrono-séquence.

Les très fortes variations de la nature physique des pyroclastes peuvent expliquer en partie cette différence d'état d'évolution et d'altération. En effet, le profil CUE est situé à l'extrême sud de la zone recouverte par des pyroclastes récents et donc éloignée des centres d'émission (figure II. 36 b). Les pyroclastes déposés sur ce site sont donc constitués de cendres très fines, présentant des surfaces spécifiques considérables. L'effet de la nature physique des pyroclastes sur les vitesses d'altération et d'évolution des sols a été montré par divers auteurs (Pecrot et al., 1962 ; Shoji et al., 1993 ; Yamada, 1988). Quantin (1992) a montré que la différenciation des sols de l'île de Tanna au Vanuatu, était en grande partie due à la distribution de la taille des cendres en fonction de l'éloignement du centre éruptif. Pour un même dépôt, on passe dans ce cas, de sols minéraux bruts sur d'épaisses couches de cendres grossières à moins de 8 km de la source d'émission à des sols bruns andiques quand on s'éloigne de plus de 20 km du volcan. On peut dès lors penser que le profil CUE, à près de 200 km des volcans actifs, a pu connaître des vitesses d'altération beaucoup plus importantes que les sites septentrionaux situés au cœur de "l'allée des volcans".

Ce facteur d'éloignement et son effet sur la taille des pyroclastes est également valable pour le profil AZO. Cependant la texture argileuse des horizons de ce profil, la minéralogie de ses argiles, sa morphologie, sa composition chimique et le faciès de ses quartz sont tous des arguments qui nous conduisent à le considérer comme un Andosol contaminé par des matériaux altérés et sans doute hérités d'un cycle pédogénétique antérieur à la mise en place de ses matériaux pyroclastiques récents.

SYNTHESE ET CONCLUSION

A. Les Andosols étudiés constituent les éléments d'une séquence d'évolution

En caractérisant cinq Andosols en provenance des principales unités de la carte des sols PRONAREG-ORSTOM relative à l'étage bioclimatique des páramos équatoriens sur matériaux pyroclastiques, nous avons pu mettre en évidence leurs similitudes et leurs différences.

Tous ces sols sont **des sols complexes** se développant sur des matériaux superposés et, à ce titre, les horizons enfouis participent toujours au développement des profils observés. Morphologiquement, leur trait dominant est la **couleur noire** qui affecte non seulement leurs horizons supérieurs, mais également leurs horizons enterrés. D'un point de vue chimique, tous **ces Andosols sont acides, désaturés et riches en Al extractible** par KCl. D'un point de vue minéralogique, ils sont tous **riches en minéraux primaires**, particulièrement en verres, et leur contenu en minéraux allophaniques néoformés est toujours modeste. **Leurs constituants secondaires dominants sont donc toujours des substances humiques et des complexes organo-métalliques**. Enfin, et en bon accord avec leur formation aux dépens de roches mère déjà meubles, tous ces sols présentent des densités apparentes faibles.

Ces traits communs se déclinent néanmoins sous des modalités différentes. En ne considérant que les solums développés dans la dernière génération de pyroclastes, on observe que la texture de ces sols, leurs teneurs en carbone, en complexes organo-métalliques et en minéraux secondaires, la composition chimique de leur fraction minérale, leur capacité de rétention en eau et donc leur porosité

varient d'un site à l'autre. En notant en outre que toutes ces propriétés covarient, il apparaît bien que **la collection de profils étudiés représente différents stades d'une séquence d'évolution des Andosols**, suivant l'ordre suivant : $PIC < CHI < GEL < CUE = AZO$.

B. Degrés d'évolution et facteurs de formation

Dans un environnement bioclimatique assez semblable (mais néanmoins certainement pas identique), l'acquisition, à des degrés divers, des propriétés mentionnées ci-dessus, doit être principalement reliée à d'autres facteurs de formation que le climat et la végétation. A ce titre, les informations récoltées mettent bien en évidence **le rôle de l'âge et des modalités de dépôt de leurs matériaux parentaux pyroclastiques**. Le profil PIC, qui est le moins évolué, a été rajeuni très récemment (290 ans) par des pyroclastes assez grossiers. L'âge de leurs niveaux supérieurs distingue aussi le profil CHI du profil GEL, tous deux développés dans des pyroclastes moins grossiers que ceux de PIC. Dans les páramos du Sud, plus éloignés des centres d'émissions volcaniques que les páramos du Nord, les dépôts pyroclastiques sensiblement du même âge que ceux de GEL, sont à la fois plus minces et plus fins. En outre, les niveaux supérieurs des profils CUE et surtout AZO ont été contaminés par des matériaux hérités d'une pédogenèse antérieure. En résumé, et en dépit du caractère essentiellement andésitique des pyroclastes conduisant à la formation de ces sols, **la séquence étudiée s'apparente à une litho-chronoséquence**. Le facteur "Temps" marque fortement la série $PIC > CHI > GEL$. Toutefois, la texture des roches mères et les contaminations sont aussi à prendre en compte. De ce point de vue, on remarquera que les facteurs "âge et matériaux parentaux" combinent leurs effets pour conférer à la séquence d'évolution reconnue dans les páramos, **une similitude certaine avec une séquence d'altération**. Les réserves en minéraux altérables de ces sols, qu'elles soient exprimées sur une base pondérale ou volumique, font aussi apparaître l'ordre $PIC > CHI > GEL > CUE > AZO$.

C. Processus dominants

La morphologie des profils et leurs stocks très élevés en carbone, indiquent que depuis l'holocène en tous cas, le **processus d'humification** a fortement marqué ces sols complexes qui montrent fréquemment une succession de plusieurs générations d'horizons A enfouis. L'actualité de ce processus et corrélativement la faible activité de la microflore minéralisatrice est bien mise en évidence par les TMR élevés du carbone de leurs horizons de surface. Les particularités liées au climat montagnard et à la nature graminéenne de la végétation de cet environnement sont certainement ici à mettre en cause. En effet, les sols "zonaux" des páramos sur substrat pyroclastique ou non (Escobedo-Urquiza, 1980 ; Poulénard et al., 1999) sont tous des sols très humifères. Sur roches mères pyroclastiques meubles, ce processus est aussi favorisé par d'autres causes parmi lesquelles, nous avons en particulier relevé le rôle de la pédofaune sur la séquestration du C et les conditions physico-chimiques (acidité, faible disponibilité du P) peu favorables aux microorganismes minéralisateurs.

La production abondante de substances humiques et les conditions acides conduisent à un **processus d'altération par acido-complexolyse**. Les minéraux primaires, particulièrement les verres, se décomposent en libérant leurs éléments alcalins et alcalino-terreux (qui sont surtout lixiviés), leur Al et leur Fe (qui sont surtout complexés) et leur silice dont le devenir est assez particulier. En surface, c'est-à-dire là où les agents d'altération sont constamment renouvelés, la silice soluble n'est que partiellement lixiviée ; en effet, elle nourrit aussi des silicifications soit directement par précipitations de gels de silice amorphe et d'opale à partir d'une solution sursaturée ou via le cycle biologique (phytolithes).

D'autre part, la complexation d'Al et du Fe ainsi que la mise en réserve provisoire d'une partie de la silice libérée ne manquent pas d'influencer les modalités des **processus de néoformations minérales**. Ces dernières sont en effet modestes et localisées. Ainsi, il n'y a pas de néoformation de phyllosilicates argileux et la présence de ferrihydrite n'est pas détectée. Des minéraux allophaniques sont toujours présents en profondeur et les mécanismes conduisant à leur formation présentent une certaine analogie avec ceux conduisant à l'apparition de carbonates secondaires dans d'autres catégories de sols évoluant sous des conditions climatiques permettant leur dissolution suivie de leur précipitation. Comme le front de carbonatation dans ces sols, **le front d'allophanisation** observé dans la séquence décrite **s'approfondit à mesure que les sols évoluent** : il est à 40 cm dans le profil PIC, à 60 cm dans CHI et à plus de 100 cm dans AZO. En conséquence, les sols les plus évolués sont des Andosols dont la partie supérieure des profils est complètement non-allophanique.

Enfin, l'incorporation du Carbone organique, la floculation des colloïdes organiques, la bioturbation par la pédofaune et le caractère discret des néoformations conduisent à un important processus de foisonnement des matériaux pédologiques. Cette évolution se manifeste ainsi par la diminution de la densité apparente et, corrélativement, par l'acquisition des propriétés de rétention en eau caractéristiques des Andosols perhydratés.

La figure II.36. résume d'une façon schématique les principales observations rapportées ci-dessus.

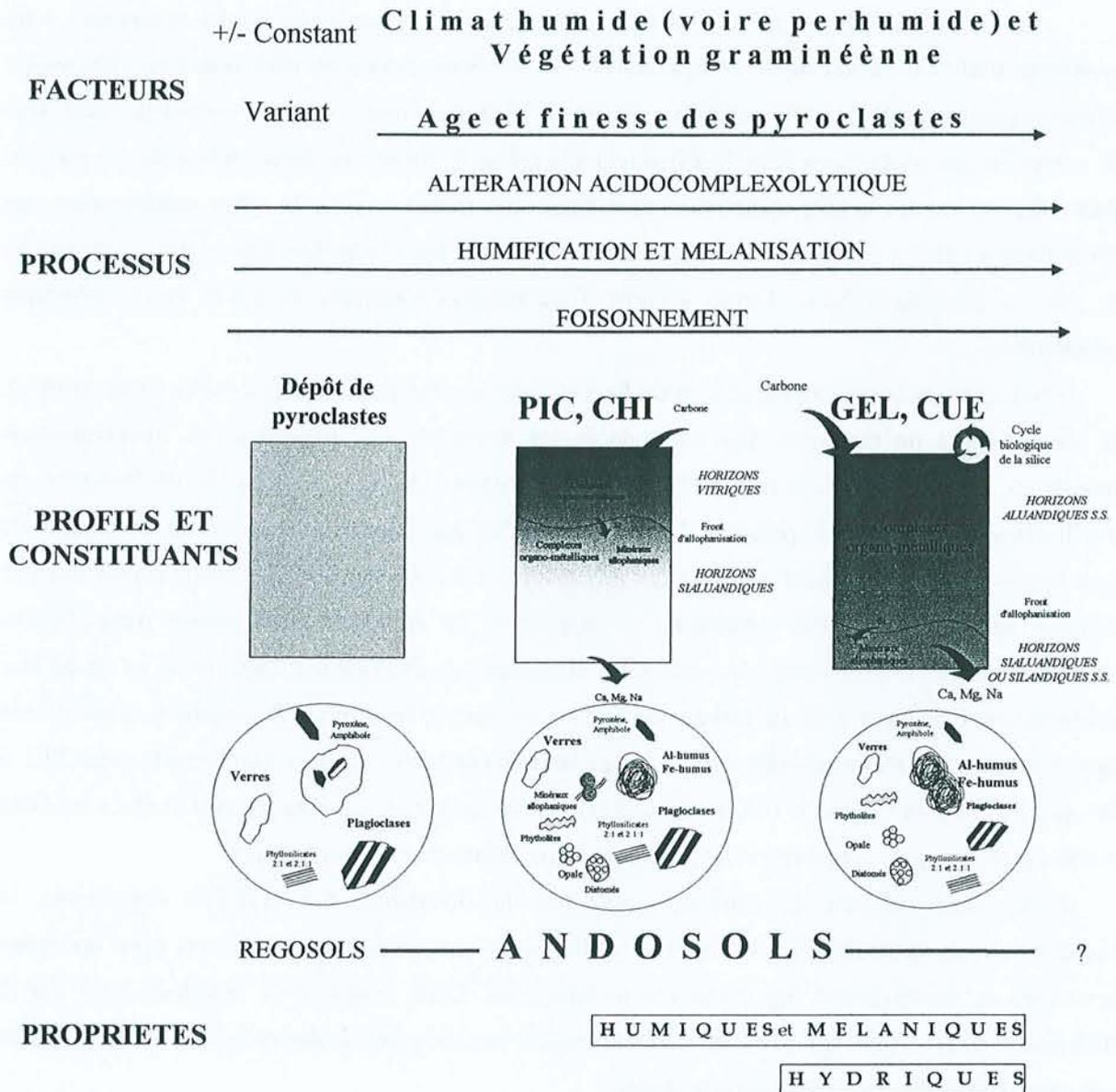


Figure II.36 - Essai de schématisation des traits caractéristiques des sols des páramos sur pyroclastes récents et de leur évolution

D. Originalité de cette séquence d'évolution

On doit à Quantin (1988), des schémas généraux décrivant les différentes voies qu'emprunte le développement des Andosols sur pyroclastes en fonction du temps sous différents types de conditions climatiques (Figure II.37). En comparant les données acquises sur les sols étudiés dans ces schémas, on observe que, dans l'environnement des páramos, l'évolution emprunte, en moins de 5000 ans, un itinéraire qui s'apparente à la fois à celui qui est suivi en conditions tropicales perhumides et à celui qui est observé sous des conditions humides mais beaucoup plus froides. Dans un laps de temps très court, les Andosols évolués des páramos acquièrent des propriétés qui les apparentent à des Andosols

perhydratés désaturés des climats tropicaux. Toutefois, ils accumulent plus de carbone organique que ces derniers et ils présentent ainsi des analogies avec les sols organiques andiques des climats humides et froids.

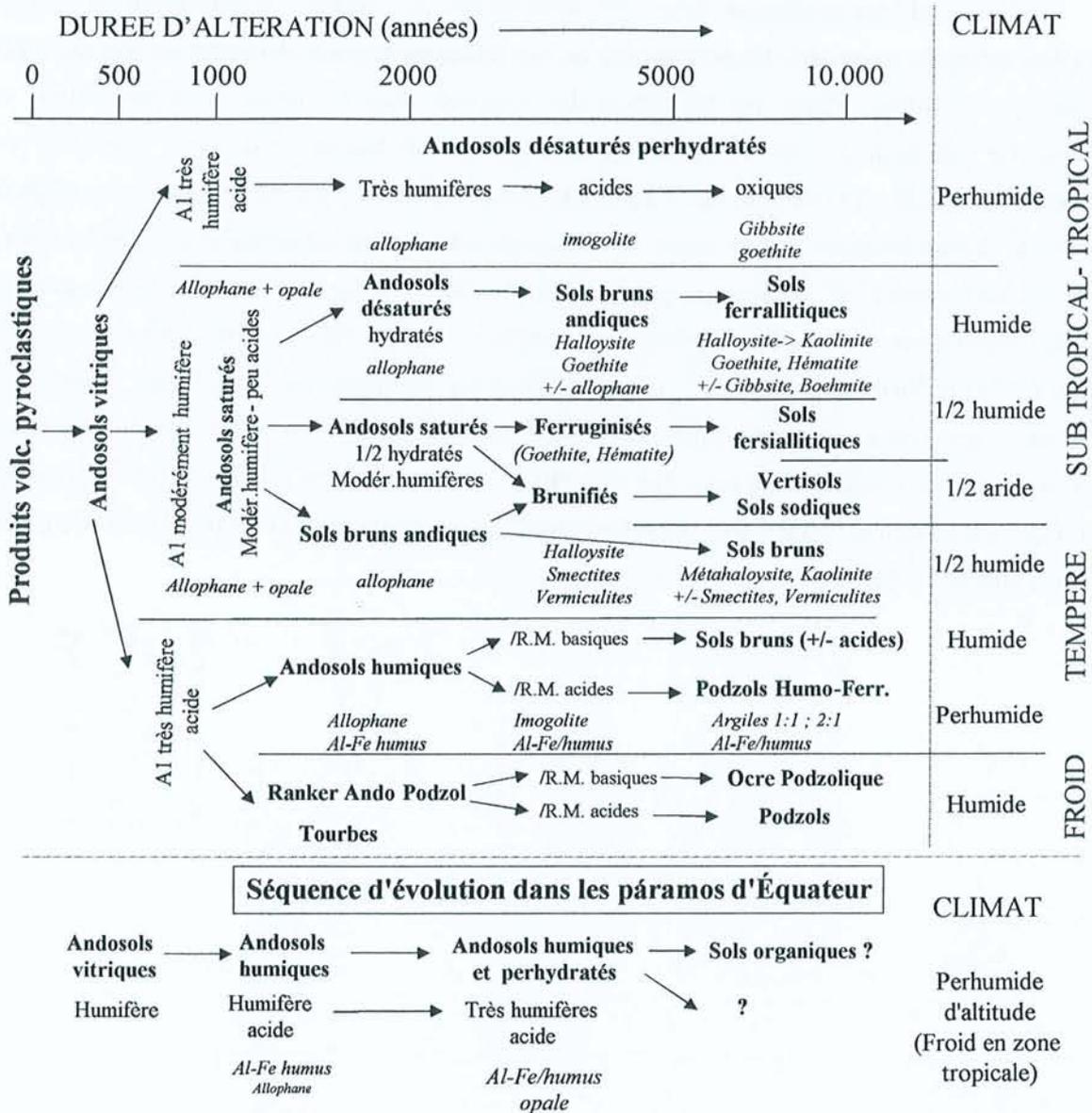


Figure II.37 - Schéma d'évolution des sols sur dépôts pyroclastiques en fonction des conditions climatiques et du temps (Quantin, 1988). Evolution des Andosols dans les páramos sur couverture pyroclastique

En poursuivant la comparaison avec les Andosols perhydratés décrits dans différents environnements tropicaux : Hawaï (Uherara et Gillman, 1981) ; Vanuatu (Quantin, 1992) ; Réunion (Raunet, 1991) ; Caraïbes (Colmet-Dagge et Lagache, 1965) ; Papouasie-Nouvelles Guinées (Allbrook et Radcliffe, 1987) ; Costa-Rica (Martini, 1976) d'autres différences sont encore à noter. Dans les páramos, des néoformations de gibbsite ne sont pas observées et même la formation de minéraux allophaniques reste discrète. D'autre part, les Andosols évolués étudiés sont encore très riches en

minéraux primaires et, de ce fait, ils sont beaucoup moins desilicifiés et altérés que les sols perhydratés de ces différents environnements.

En clôturant cette conclusion, nous relèverons encore que certaines considérations de Shoji et al., (1996) lorsqu'ils émettaient des propositions en vue du classement des Andosols au sein du WRB viennent aussi conforter l'idée que l'évolution des Andosols dans les páramos est particulière et originale. En s'appuyant sur les informations consignées dans la banque de données "Andosols" de l'Université de Tohoku (TUWAD), ces auteurs observaient qu'il était inutile de créer une catégorie d'Andosols "hydraulandiques" (c'est-à-dire des Andosols à la fois non-allophaniques et perhydratés) car de tels sols, notaient-ils, ne devaient pas avoir d'occurrence notable. Nos résultats, que confortent aussi des observations ponctuelles rapportées par Mizota et Van Reeuwijk (1989) pour la Colombie, Martini (1976) et Buurman et al. (1997) pour le Costa-Rica, indiquent que, dans l'étage montagnard des Andes et ses prolongements en Amérique centrale, de tels Andosols volcaniques ne sont pas rares. Ainsi, et en faisant référence à la carte des sols PRONAREG-ORSTOM (1978-1983), il se pourrait qu'en Équateur seulement, de tels sols (dont les termes représentatifs sont ici les profils GEL et CUE) occupent plus de 10 000 km².

Troisième partie

**PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DES
HORIZONS HUMIFÈRES DES SOLS SUR
COUVERTURE PYROCLASTIQUE
DES PÁRAMOS D'ÉQUATEUR.**

INTRODUCTION

Objectifs de la troisième partie

De nombreuses études ont été réalisées sur les comportements physiques et hydriques particuliers des sols andiques (Rosello, 1984 ; Perret, 1993 ; Vaksman, 1987 ; Biolders et al., 1991 ; Lasausse, 1991 ; Dorel et al., 2000), pour ne citer que quelques travaux francophones. Cependant, dans la plupart des cas, ces études ont concerné des sols marqués par de fortes teneurs en minéraux allophaniques. Les informations disponibles sur les propriétés physiques des Andosols de type non-allophanique sont plus rares. En outre, les propriétés physico-hydriques des Andosols ont été le plus souvent comparées à celles des sols non-andiques au sein de topo-climatoséquences. Il n'existe ainsi que peu d'études centrées sur les variations des propriétés physiques, dans une gamme d'Andosols plus ou moins évolués issus du même étage bioclimatique.

L'objectif de cette partie est donc de contribuer à la connaissance des propriétés physiques d'Andosols des páramos équatoriens. Nous venons de mettre en évidence (Partie II) que les sols sélectionnés pour cette étude s'inscrivaient dans une séquence d'évolution et, qu'à ce titre, la réserve totale en base (TRB) et d'autres paramètres qui lui sont corrélés, constituent des indices décrivant bien les différents stades d'évolution. Par ailleurs, nous connaissons la nature et les teneurs des constituants secondaires dominants dans les différents horizons humifères de ces sols : substances humiques (principalement de type humine), complexes organo-métalliques, minéraux allophaniques. Nous

disposons donc de différents indicateurs susceptibles d'être utilisés pour observer les relations entre propriétés physiques, degré d'évolution et constituants dans l'environnement des páramos.

Enfin, l'objectif de cette partie est aussi de récolter les informations indispensables dans le cadre de la mise en usage de ces sols. Ainsi que nous l'avons déjà souligné (Partie I), l'écosystème páramos d'Equateur est aujourd'hui soumis à des pressions anthropiques croissantes. Or, Warkentin (1988) a montré que, parmi les Andosols, ceux qui présentent des propriétés de sols perhydratés (propriétés hydriques de la soil taxonomy) sont les plus fragiles et les plus susceptibles de subir des dégradations irréversibles de leurs propriétés physiques lors de leurs manipulations par l'agriculteur et le pasteur.

Dans un premier temps, nous étudierons la porosité totale et sa répartition en différentes classes de pores à partir notamment de l'analyse de la courbe teneur en eau - succion (chapitre 1) puis nous chercherons à préciser les effets d'une dessiccation à l'air sur l'organisation de la phase solide, la stabilité structurale et les capacités de rétention en eau (chapitre 2). Enfin, l'effet de la dessiccation sur la mouillabilité des horizons de surface et la nature des produits mis en cause dans le processus d'apparition de l'hydrophobie seront ensuite abordés (chapitre 3).

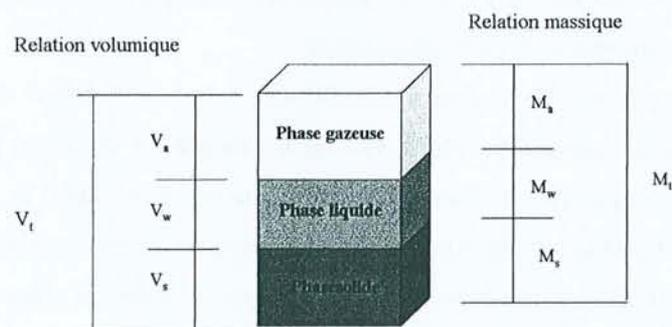
Avant de présenter et discuter ces différents résultats, une mise au point est nécessaire pour préciser les notations et expressions que nous utiliserons pour décrire la porosité et les caractéristiques hydriques de ces sols.

Notations et expressions utilisées

Le sol est un milieu polyphasique. Trois phases y sont représentées :

- la phase solide (particules minérales et organiques)
- la phase liquide
- la phase gazeuse

Ces phases interagissent entre elles mais afin de poser les notations utilisées par la suite, nous considérerons tout d'abord ces phases comme indépendantes.



Avec a : air ; w : liquide et s : solide et t : totale

Figure III.1 - Les trois phases du sol

Ainsi : $M_t = M_a + M_w + M_s$ et $V_t = V_a + V_w + V_s$

Raisonnablement, on admet que M_a est négligeable et donc $M_t = M_w + M_s$

On définit :

- le volume des vides $V_v = V_a + V_w$
- la masse volumique apparente sèche¹ : $\rho_d = M_s / V_t$
- la masse volumique du solide: $\rho_s = M_s / V_s$

On définit classiquement à partir des relations précédentes la porosité Φ , tel que $\Phi = V_v / V_t$.

De même, on utilise fréquemment deux expressions fondamentales de l'humidité du sol :

- la teneur en eau pondérale : $W = M_w / M_t$
- la teneur en eau volumique : $\theta = V_w / V_t$

Un autre approche de la quantification des vides et de l'eau dans le sol consiste à calculer les deux indices volumétriques suivants :

- l'indice des vides : $e = V_v / V_s$ soit le volume des vides par rapport au volume de solide
- l'indice d'eau : $\vartheta = V_w / V_s$ soit le volume d'eau par rapport au volume de solide

Il découle de ces relations que :

$$W = \theta / \rho_d$$

$$\theta = \vartheta / (e + 1)$$

$$e = (\rho_s / \rho_d) - 1$$

$$e = \Phi / (1 - \Phi)$$

L'utilisation des expressions e et ϑ présente l'avantage considérable de faire référence au volume du solide (V_s), invariant dans le temps quelle que soit la teneur en eau, ce qui n'est par exemple ni le de V_t , ni de ρ_d (Tessier, 1980). Nous privilégierons donc ces expressions de l'humidité et de la porosité. Toutefois, nous conserverons parfois (notamment pour le volume total de vide) l'expression plus traditionnelle de la porosité ($\Phi = V_v / V_t$) qui présente l'avantage d'être bornée. En effet, la porosité (Φ) varie de 0 à 1 alors que l'indice des vides (e) peut théoriquement varier de 0 à l'infini.

¹ En pédologie, la masse volumique apparente sèche est traditionnellement dénommée densité apparente. Cette utilisation est pourtant fallacieuse puisque la densité est le rapport entre la masse volumique d'un corps et celle d'un autre corps de référence (en générale l'eau à 4°C) (Gobat et al., 1998).

CHAPITRE 1

Porosités totales et courbes de rétention d'eau

1.1. Porosité et rétention en eau des Andosols : bref rappel bibliographique

De très faibles densités apparentes et des capacités de rétention en eau élevées sont parmi les traits les plus caractéristiques des Andosols (Warkentin, 1985 ; Nanzyo et al., 1993a ; Quantin, 1995). Cette abondante porosité serait le fruit d'une organisation structurale hiérarchisée particulièrement apte à ménager de nombreux vides.

Cette structure des Andosols est difficile à définir (Perret, 1993) puisqu'elle dépend à la fois de leurs consituants et de l'histoire du sol (notamment son histoire hydrique). Parmi les nombreux travaux sur l'organisation des Andosols (cf. Nanzyo et al., 1993a), retenons les travaux de Rosello (1984) à la Réunion qui propose un modèle de micro-organisation hiérarchisée particulièrement séduisant. Des nanoagrégats élémentaires (de 0,1 à 1 μm) sont constitués de sphérules d'allophanes, de filaments d'imogolite et/ou de complexes organo-métalliques. Ces nanoagrégats sont regroupés en polyagrégats successifs, jusqu'à des microagrégats de 0,1 à 1 mm (Tableau III.1) .

Tableau III.1 - Modèle d'organisation de la phase solide des sols andiques de la Réunion (Rosello, 1984)

Unité d'organisation	Constituants	Dimensions	Porosité associée
Nanoagrégats élémentaires	Sphérule d'allophane Tube d'imogolite Composés organo-métalliques	0,1 - 1 μm	intra-particule : 1-10 nm inter-particule : 0,01-0,1 μm
Polyagrégats de 1er Ordre	Nanoagrégats élémentaires	5 - 10 μm	inter - nanoagrégats : 0,1-1 μm
Polyagrégats de 2ème ordre ou microagrégats	Polyagrégats de 1er ordre	50 - 100 μm	inter -polyagrégats : 1-10 μm
Microstructure	Microagrégats	100 μm - 1 mm	inter -microagrégats : 10-100 μm biologique : 100 μm - 1 mm

Si ces différents niveaux d'organisation sont très apparents sur les matériaux séchés, ils sont peu visibles dans les sols n'ayant jamais subi de dessiccation ; cependant, pour Rosello (1984) cette organisation préexisterait. Denaix (1989) a confirmé l'existence de nanoagrégats élémentaires dans les sols humides mais elle précise que l'apparition des microagrégats semble liée à l'activité biologique. Dans les sols ne subissant pas de cycles humectation-dessiccation, la structuration en agrégats de plus de 10 μm (hors boulettes fécales) serait un phénomène marginal (Perret, 1993). Ainsi, la structure clef des Andosols non séchés, susceptible de conditionner les comportements physiques macroscopiques, reposerait sur le premier niveau d'organisation (0,01 à 1 μm) soit les nanoagrégats élémentaires de Rosello (1984) ou les "domains" de Maeda et al. (1977). C'est la porosité interne des constituants et la porosité ménagée par l'arrangement des particules (porosité < 0,01 μm) qui expliqueraient la prédominance de micropores dans les Andosols (Maeda et al, 1977 ; Maeda et Soma, 1992 ; Nanzyo et al., 1993a).

Cette prédominance des micropores a été le plus fréquemment attribuée à la présence d'allophanes. En effet, les sphérules d'allophanes possèdent une porosité interne et l'arrangement de ces particules sphériques libère une importante porosité comprise entre 0,01 et 0,1 μm (Henmi et Wada, 1976 ; Rousseaux et Warkentin, 1976 ; Paterson, 1977). Aussi, les propriétés physiques spécifiques des Andosols ont été le plus souvent mises en relation directe avec leurs teneurs en minéraux allophaniques (Maeda et al., 1977 ; Nanzyo et al., 1993a).

Il est évident que cette relation univoque entre minéraux allophaniques et propriétés physiques des Andosols était justifiée à l'époque où la définition même des Andosols exigeait, parfois implicitement, la présence de tels constituants minéraux. Dès le moment où l'on a reconnu l'existence d'Andosols non-allophaniques, possédant pourtant des propriétés physiques semblables (Shoji et al., 1985), cette relation est devenue moins pertinente.

Aujourd'hui, si tout le monde s'accorde à attribuer un rôle prépondérant aux allophanes dans le développement des propriétés spécifiques des Andosols allophaniques, certains ont noté que les Andosols non-allophaniques les plus humifères possédaient des propriétés physiques tout à fait similaires aux sols les plus riches en allophanes (Maeda et Soma, 1992 ; Warkentin et al., 1988 ; Nanzyo et al., 1993a). Ainsi, Shoji et Ono, 1978 ; Wilke et Becher, 1980 cité dans Warkentin et al.,

1988; Warkentin, 1992 et Raunet, 1991 ont suggéré que, dans une large mesure, ces propriétés soient beaucoup plus sûrement en lien avec les composés organo-alumineux qu'avec les minéraux allophaniques.

Cependant le rôle de l'accumulation du carbone sur le développement des propriétés physiques des Andosols reste dans une large mesure à étudier (Warkentin et al., 1988).

Nous chercherons ici à i) caractériser la porosité et les capacités de rétention en eau des horizons A des sols des páramos équatoriens sur couverture pyroclastique et ii) à mettre ces propriétés physiques en relation avec leur degré d'évolution et leurs constituants secondaires. Ainsi, le rôle de l'accumulation de carbone sur les propriétés physiques sera partiellement discuté.

1.2. Matériels et méthodes

1.2.1. Échantillons étudiés

Pour cette étude, seuls sont pris en compte les horizons A développés sur des matériaux pyroclastiques holocènes ou directement influencés par eux. Sont ainsi étudiés i) les horizons A1 et A2 (dérivant de la dernière génération de pyroclastes) de chaque profil et ii) les horizons A enterrés dérivant d'éruptions ayant eu lieu à l'holocène. Les mesures de masse volumique et de capacité de rétention sur échantillons remaniés ont concerné l'ensemble des horizons, alors que les relations pression-rétention d'eau sur cylindres (échantillons non perturbés) ne sont établies que sur les seuls échantillons de surface (A1 et A2) développés dans la dernière génération de pyroclastes (40 cm pour PIC jusqu'à 85 centimètres pour GEL).

Le tableau III.2. rappelle les dénominations des horizons A étudiés en référence aux systèmes FAO (1994) et Quantin (1995) modifié par Poulenard et Herbillon (2000).

Tableau III.2 - Dénominations des horizons étudiés

Pedon	Profondeur (cm)	Horizon (FAO, 1994)	Horizon (RP modifié)	Groupe d'horizons
PIC	0-20	A1	Ah	NONA
	20-40	A2	Ah	NONA
	40-55	2A3	Sialu	SIALU
	80-115	3Ab	Avi	NONA
CHI	0-30	A1	Ah	NONA
	30-60	A2	Sialu	SIALU
	60-130	2Ab1	Sialu	SIALU
	130-170	2Ab2	Sialu	SIALU
GEL	0-30	A1	Ah	NONA
	30-85	A2	Sialu	SIALU
	85-140	2Ab1	Alu	ALU
	140-165	2Ab2	Sialu	SIALU
CUE	0-30	A1	Alu	ALU
	30-45	2A2	Alu	ALU
AZO	0-15	A1	Alu	AZOALU
	15-50	A2	Alu	AZOALU

La connaissance des horizons, acquise dans la partie II, permet de distinguer dans cette population d'horizons A, les quatre groupes suivants :

- les horizons de surface non-andique (NONA). Ce groupe rassemble les horizons du profil PIC encore très riches en verres mais cependant déjà humifères et les horizons de surface (A1) des profils CHI et GEL, très riches en matières organiques mais à propriétés andiques peu exprimées,
- les horizons humifères de type sialuandique, rencontrés en profondeur dans les profils CHI et GEL et caractérisés par une dominance de complexes organo-métalliques en association avec des quantités non-négligeables de minéraux allophaniques (SIALU),
- les horizons humifères de type aluandique, largement dominés par des complexes organo-métalliques (ALU) (Horizons de surface de CUE, et de paléosurface de GEL),
- les horizons de surface du profil AZO, qui bien que de type aluandique, ont été contaminés par de grandes quantités de phyllosilicates (AZOALU).

1.2.2. Masses volumiques

La masse volumique apparente sèche (ρ_d) est mesurée par la méthode au cylindre (+/-100 cm³) avec 3 répétitions et mesure de la masse après séchage à 105°C pendant 48h. Les mesures de la masse volumique réelle (ρ_s) sont effectuées avec un pycnomètre à hélium ACCUPYC 1330 sur des échantillons de terre fine séchée à 105°C pendant 48h et broyés dans un broyeur annulaire. Dix répétitions sont effectuées.

1.2.3. Courbes de rétention d'eau

1.2.3.1. Mesures

Les courbes de rétention en eau sont construites après mise en équilibre des échantillons avec une contrainte hydrique déterminée en utilisant différentes techniques (Tableau III.3):

- Des cylindres (+/- 30 cm³) de sol prélevés in situ, non perturbés, non séchés et préalablement saturés par remontée capillaire sous cloche pendant 48 h, sont soumis aux pressions pneumatiques (plaque de Richards en enceinte saturée) successives suivantes : 10 kPa, 33 kPa, 60 kPa, 100 kPa, 200 kPa et 300 kPa. L'humidité à -33 kPa de potentiel matriciel est également mesurée sur une série d'échantillons remaniés.
- Les humidités à -1500 kPa sont obtenues par équilibre dans des presses à membrane sur des échantillons (conservés à l'humidité du prélèvement) tamisés à 2 mm. De nombreux auteurs, ont démontré que pour de telles pressions, la différence entre échantillons non-remaniés et remaniés était très faible (Cf. entre autres Bruand et al., 1993) et ceci justifie l'utilisation de ces résultats dans la courbe de rétention en eau.
- L'humidité après séchage des cylindres pendant 48h à 30°C a été considérée comme équivalente au pF 6 (-100 000 kPa).

- Enfin le séchage à 105°C des mêmes cylindres, considéré comme la référence en terme d'humidité, est assimilé à pF 6,6 (-400 000 kPa) (Lassause, 1991).

Pour chaque échantillon, trois ou quatre répétitions sont effectuées. Pour les mesures sur cylindres non remaniés, le volume apparent de l'échantillon est mesuré à l'aide d'un pied à coulisse et l'indice des vides est calculé.

Il est à noter enfin que si les humidités au prélèvement présentent de très fortes variations en valeur absolue, elles sont toutes équivalentes aux humidités mesurées à des pressions se situant entre -10 et -33 kPa de potentiel matriciel.

1.2.3.2. Répartition de la porosité

Les courbes teneur en eau-succion peuvent être utilisées pour estimer la répartition des pores en fonction de leur taille par l'application des lois de Jurin et Laplace qui mettent en relation la succion matricielle et la taille des pores (rayon de constriction) selon la formule : $R = \left(\frac{2\gamma \cos\theta}{P} \right)$

Avec R: rayon équivalent ; γ : tension superficielle à l'interface liquide/solide ($72 \cdot 10^{-3} \text{ Nm}^{-1}$ à 20°C) ; θ : angle de contact à l'interface liquide/solide et P : pression.

L'utilisation de cette relation est basée sur une série d'hypothèses :

- les pores sont assimilés à des capillaires cylindriques,
- les matériaux sont rigides (absence de retrait à la dessiccation),
- les pores se vident successivement des plus grossiers aux plus fins quand on augmente la succion.

Enfin, on considère l'angle de contact θ comme égal à 0 (soit $\cos\theta = 1$). Or cet angle n'est réellement nul que très rarement (cf. chapitre 3 sur la mouillabilité).

En raison de ces limites théoriques et méthodologiques, l'interprétation des courbes de rétention en terme de porosité n'est à considérer que comme une approche globale utilisable uniquement comme une approximation de la répartition de la taille et du volume des pores dans un échantillon donné.

Le tableau III.3 suivant donne les équivalences entre les différents modes d'expression des pressions et potentiels matriciels et précise les rayons de pores équivalents calculés selon la loi de Jurin -Laplace pour une valeur d'angle de contact de 0° (mouillabilité parfaite). Enfin, le même tableau résume les méthodes utilisées pour amener les échantillons à l'équilibre avec une contrainte hydrique déterminée.

Tableau III.3 - Niveau énergétique de l'eau dans le sol : correspondance entre la pression pneumatique et le pF. Relation entre la pression externe appliquée et le rayon de pore équivalent. Méthodes utilisées.

Pression (kPa)	pF	Rayon équivalent ($\theta = 0^\circ$) en μm	Méthodes
10	2	15	Pression pneumatique sur cylindres non perturbés
33	2,5	4,4	
60	2,8	2,4	
100	3	1,5	
200	3,3	0,7	
300	3,5	0,5	
1 500	4,2	0,1	Pression pneumatique sur la terre fine remaniée Séchage 30°C 48 h Séchage à l'étuve 105°C
100 000	6	0,0015	
400 000	6,6	(0,00037)	

1.2.3.3. Approche fractale des courbes de rétention en eau

Si les courbes de rétention en eau sont incapables de donner des informations quant à la géométrie des pores, il a été montré que l'on pouvait caractériser la géométrie et la hiérarchie de l'interface pores-solide par une approche fractale (Friessen et Mikulka, 1987 ; Bird et al., 1996 ; Gomendy, 1996 ; Bartoli et al., 1998). Le terme fractal qui signifie « qui a été fractionné à l'infini » a été introduit par Mandelbrot dans les années 1970 (Mandelbrot, 1975). Rappelons qu'un objet est considéré comme fractal quand il existe, entre une grandeur physique (masse, longueur, surface,...) et une échelle d'observation ou la taille des objets considérés, une loi de proportionnalité de forme puissance. Le coefficient puissance de ces lois est appelé « dimension fractale ». Dans le cadre des courbes de rétention en eau, il existe des domaines dans lesquels les variations de volume ou de porosité sont proportionnelles à la pression avec une relation puissance (Friesen et Mikulka, 1987 ; Bartoli et al., 1998). Dans de tels cas, cette proportionnalité peut être interprétée comme une relation fractale d'interface entre les pores et les solides (Bird et al., 1996). On utilise alors la relation suivante pour déterminer la dimension fractale D_s : dV/dP proportionnel à P^{D_s-3} .

Cette dimension fractale D_s informe sur la nature et l'organisation hiérarchique de l'interface. Quand D_s est proche de 2, l'interface est plane et il n'y a alors virtuellement pas de rugosité ; quand D_s est proche de 3, la rugosité est telle que l'interface considérée forme un volume.

1.3. Résultats

1.3.1. Porosité totale

Le tableau III.4 présente les masses volumiques apparentes sèches au moment du prélèvement (ρ_d), les masses volumiques réelles mesurées par pycnométrie à hélium (ρ_s), les porosités totales (Φ_T) et l'indice des vides totaux (e_T)

Tableau III.4 - Masses volumiques apparentes et réelles, porosités et indices des vides au moment du prélèvement

Pedon	Hor.	Profondeur (cm)	ρ_d (g.cm ⁻³)	ρ_s (g.cm ⁻³)	Φ_T	e_T
PIC	A1	0-20	0,8	2,32	0,66	1,90
	A2	20-40	0,89	2,44	0,64	1,74
	2A3	40-55	0,7	2,53	0,72	2,61
	3Ab	80-115	1	2,57	0,61	1,57
CHI	A1	0-30	0,65	2,22	0,71	2,42
	A2	30-60	0,75	2,39	0,69	2,19
	2Ab1	60-130	0,62	2,36	0,74	2,81
	2Ab2	130-170	0,53	2,25	0,76	3,24
GEL	A1	0-30	0,39	1,94	0,8	3,97
	A2	30-85	0,58	2,18	0,73	2,76
	2Ab1	85-140	0,42	2,13	0,80	4,07
	2Ab2	140-165	0,6	2,48	0,76	3,13
CUE	A1	0-30	0,35	1,8	0,81	4,14
	2A2	30-45	0,4	2,05	0,81	4,12
AZO	A1	0-15	0,33	1,84	0,82	4,58
	A2	15-50	0,33	1,95	0,83	4,91

1.3.1.1. Masse volumique du solide (densités réelles)

Les masses volumiques du solide mesurées au pycnomètre à hélium varient considérablement avec les différents matériaux considérés depuis des valeurs proches de 2,6 jusqu'à 1,8 (Tableau III.4). Ces ρ_s atteignent des valeurs très faibles puisqu'elles sont inférieures à 2 pour un certain nombre d'échantillons. Ces résultats montrent très clairement l'impossibilité d'appliquer la valeur habituelle en science du sol (2,65) pour les densités réelles des sols andiques humifères.

1.3.1.2. Masse volumique apparente (densité apparente)

Comme déjà noté (Cf. Chapitre 2, partie II), les masses volumiques apparentes sèches au moment du prélèvement (Tableau III.4) sont le plus souvent inférieures à 0,9. Ces ρ_d présentent d'importantes variations entre les différents échantillons depuis des valeurs proches de 1 jusqu'à des densités apparentes exceptionnellement faibles proches de 0,3 (Tableau III.4).

1.3.1.3. Porosité et indice des vides

La figure III.2. illustre la répartition des volumes de solide et de vide au moment du prélèvement, en considérant le volume du solide fixe (Figure III.2a), c'est-à-dire en indice des vides (e) et en considérant le volume total fixe (Figure III.2b) c'est-à-dire en terme de porosité (Φ).

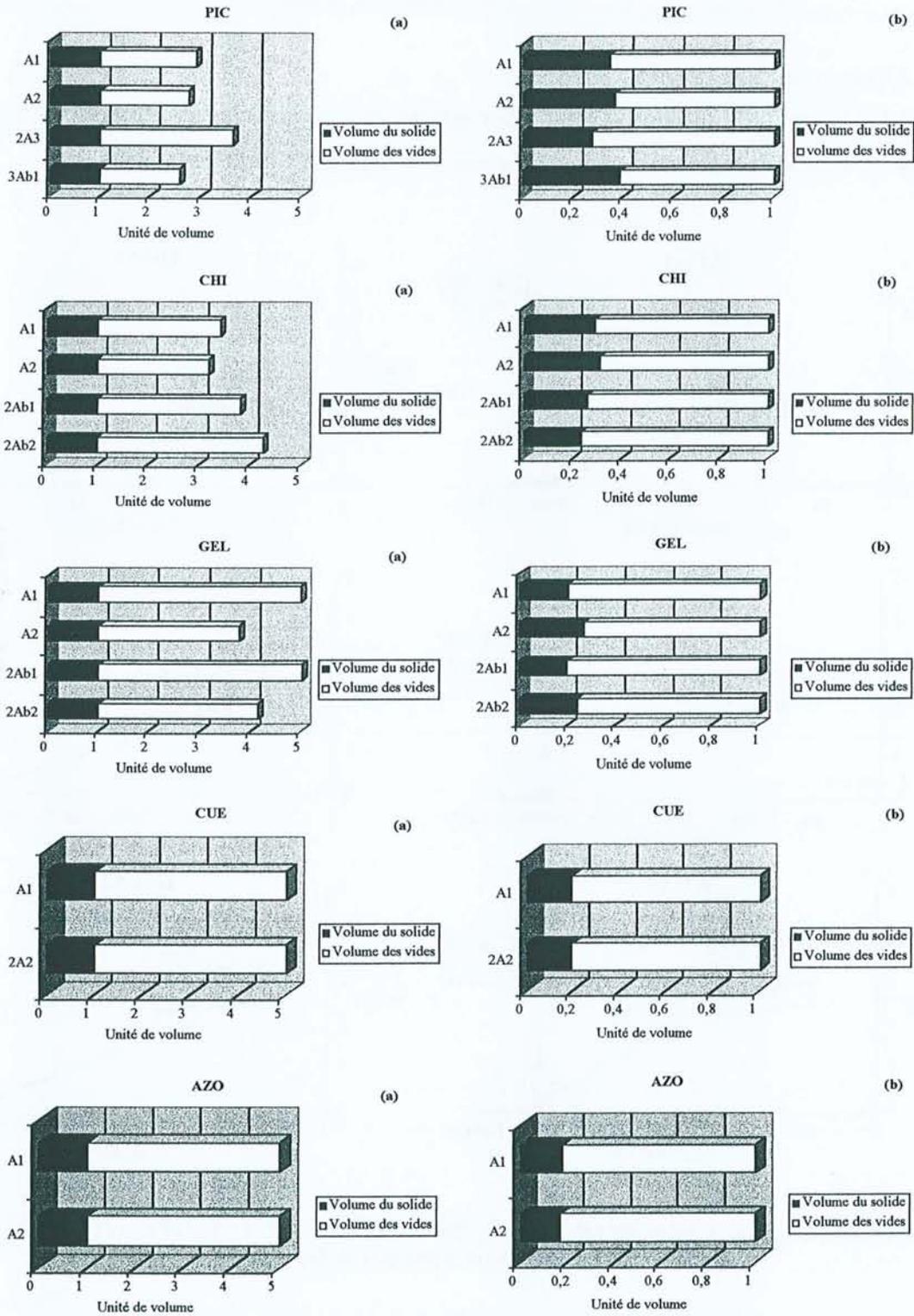


Figure III.2 - Répartition des volumes de solide et de vide. Expression en indice de vides (a) et en porosité (b)

On observe à la figure III.2 que les volumes des vides des horizons étudiés varient largement et que certains horizons sont exceptionnellement poreux.

1.3.2. Comportement physico-hydrigue

1.3.2.1. Courbe pression-rétention

La figure III.3 présente l'évolution des indices d'eau et de vides des différents échantillons étudiés en fonction de la pression appliquée (abscisse en logarithme de la pression).

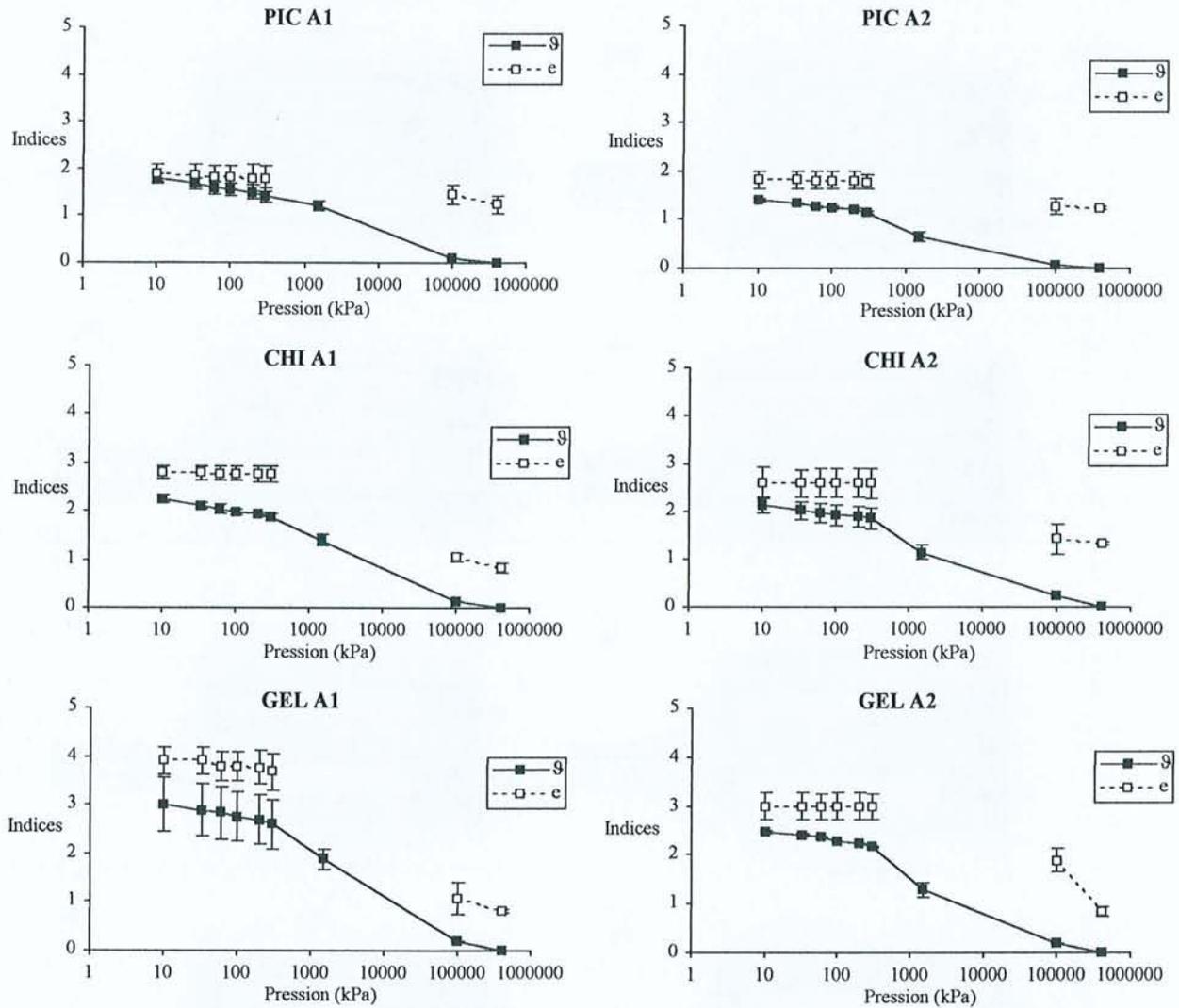


Figure III.3 - Graphiques présentant l'évolution de l'indice des vides (e) et de l'indice d'eau (θ) en fonction du potentiel hydrigue (- pression appliquée)

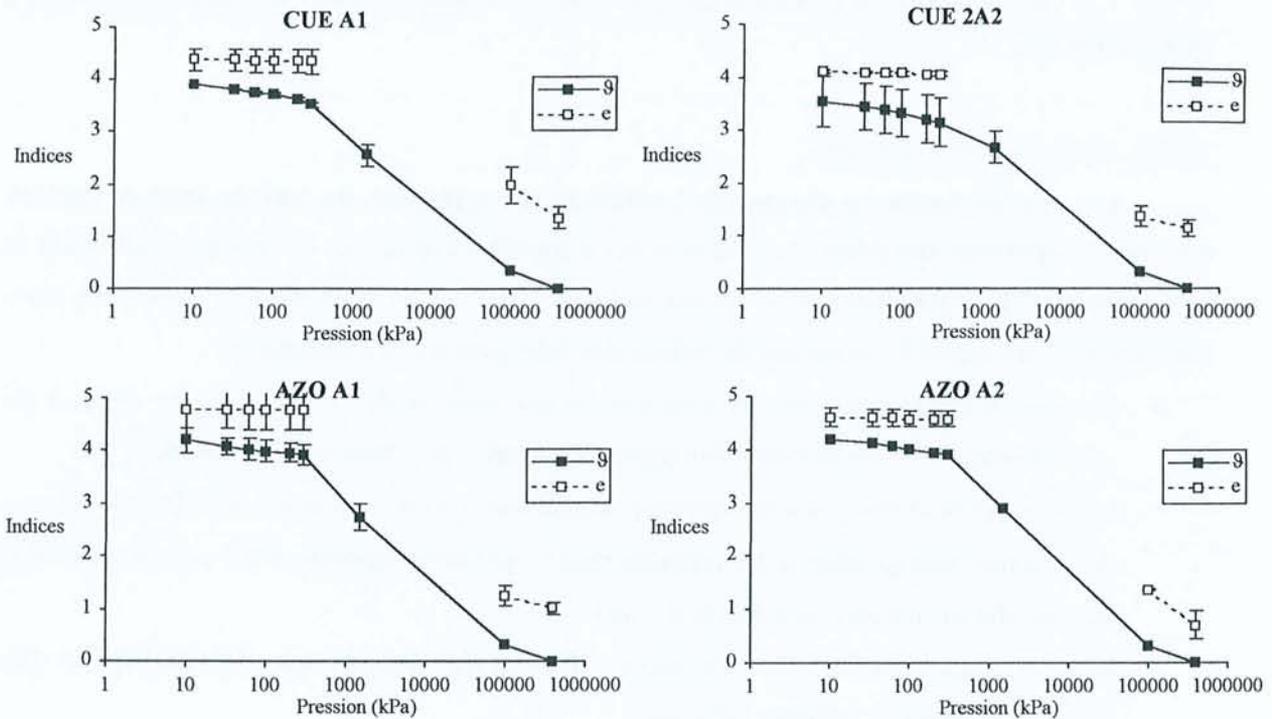


Figure III.3 (suite)

Les courbes de rétention en eau mettent en évidence les capacités très élevées de rétention en eau pour tous les échantillons notamment aux basses pressions. L'allure des courbes est globalement similaire avec une faible décroissance de la rétention en eau jusqu'à 300 kPa puis une diminution plus importante de cette capacité de rétention pour des pressions > 300 kPa. Néanmoins, il existe de très fortes variations des capacités de rétention en eau entre les profils depuis des indices d'eau de l'ordre de 2 pour PIC jusqu'à plus de 4 pour AZO.

On constate par ailleurs, que les variations de l'indice des vides sont négligeables jusqu'à 300 kPa avec le plus souvent, des variations entre les différentes pressions inférieures à la variabilité entre les échantillons pour une même pression (écart type). Il existe donc une certaine rigidité de la structure, au minimum jusqu'à 300 kPa (pF 3,5). Au delà, en revanche, le retrait à la dessiccation est très important tant après séchage à l'air (-100000 kPa) qu'après séchage à l'étuve. Ces résultats sont tout à fait en conformité avec ce qui a déjà été observé pour d'autres Andosols (par exemple Rosello, 1984 ; Lassausse, 1991 ; Dorel et al., 2000).

Les courbes de rétention en eau mettent donc en évidence l'existence de deux domaines de porosité : un domaine correspondant à des pores de rayon de constriction supérieur à 0,5 μm où le drainage domine et où un raisonnement en terme de bilan de porosité est possible, et un domaine correspondant à des pores de rayon de constriction plus petit où perte en eau à fortes pressions et retrait coexistent. Ce deuxième domaine semble en particulier mis en jeu lors des dessiccations à l'air.

Dans le premier domaine, nous pouvons comparer les teneurs en eau aux différents potentiels hydriques et l'indice des vides initial. On constate que de 80 à 98 % de la porosité est saturé en eau à -

10 kPa. Ces taux de saturation ne varient que peu avec la pression puisqu'ils sont encore supérieurs à 75 % à -300 kPa.

1.3.2.2. Répartition de la porosité

Les courbes teneur en eau-succion permettent, en appliquant les lois de Jurin et Laplace, d'estimer la répartition des pores. Compte tenu des différentes hypothèses qu'implique l'utilisation de cette relation (Cf. supra), nous nous limiterons à la définition de trois grandes classes de pores (choisies dans la zone où les variations de l'indice des vides peuvent être négligées) :

- les pores retenant l'eau entre la saturation et une succion de -33 kPa ($\vartheta_1 = e_T - \vartheta_{33 \text{ kPa}}$) qui correspondent à des macropores d'un rayon de constriction minimum de l'ordre de 5 μm ;
- les pores retenant l'eau entre les valeurs potentiel matriciel de -33 de et -300 kPa ($\vartheta_2 = \vartheta_{33 \text{ kPa}} - \vartheta_{300 \text{ kPa}}$) qui correspondent à des pores de rayon équivalent supérieur à 0,5 μm (mésopores et une part des micropores) et inférieur à 5 μm ;
- les pores correspondant à l'eau retenue à -300 kPa ($\vartheta_3 = \vartheta_{300 \text{ kPa}}$), soient les micropores d'un rayon de constriction inférieur à 0,5 μm

Chacun de ces indices d'eau, correspond donc à une fraction de l'indice des vides totaux tel que

$e_T = \vartheta_T = \vartheta_1 + \vartheta_2 + \vartheta_3$. On peut par ailleurs exprimer chacun des indices d'eau (ϑ_1 , ϑ_2 , ϑ_3) par leur rapport à l'indice des vides totaux, ϑ/e_T . Ces deux expressions des volumes de ces classes de pores (en volume absolu et en volume relatif) sont présentées sur la figure III.4 suivante.

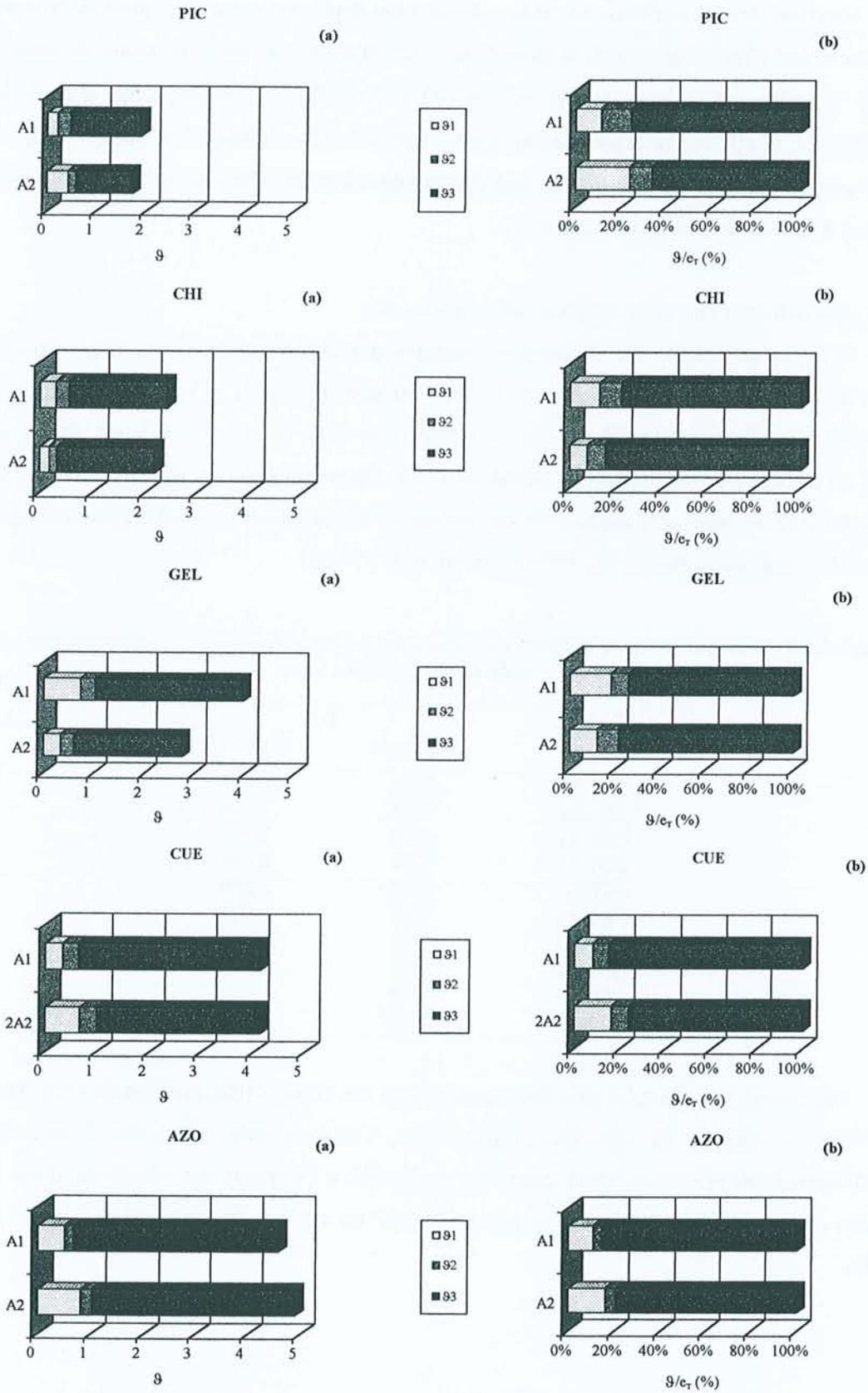


Figure III.4 - Volumes absolus (a) et volumes relatifs par rapport à l'indice des vides totaux (b) des trois classes de pores.

Dans tous les échantillons, θ_3 est le volume d'eau le plus important. A l'inverse, on note la très faible proportion d'eau retenue entre la saturation et 300 kPa dans des pores de rayon de constriction $> 0,5 \mu\text{m}$. Toutefois, en valeur absolue surtout, θ_3 (c'est-à-dire le volume d'eau retenue dans les micropores les plus petits) varie avec la provenance des horizons. A ce sujet, on observe, sans surprise, que les valeurs les plus élevées de θ_3 sont rencontrées dans les horizons présentant les propriétés hydriques de la soil taxonomy (Cf. Partie II).

1.3.2.3. Approche fractale des courbes de rétention en eau

Nous avons calculé les dimensions fractales d'interface solides-pores (D_s) à partir de la relation de forme puissance existant entre la pression appliquée et le volume cumulé d'eau retenue entre 10 kPa et 300 Kpa (soient des rayons de constriction entre +/- 10 et +/- $0,5\mu\text{m}$), c'est-à-dire dans la zone où le retrait peut être négligé (Tableau III.5). Les valeurs de ces dimensions fractales nous informent sur le désordre et la rugosité de ces interfaces solides-pores dans cette gamme de pores (Cf. revue bibliographique in Bird et al., 1996 et Bartoli et al., 1998).

Tableau III.5 - Dimensions fractales d'interface pores-solides déterminées sur les courbes de rétention d'eau dans le domaine poral 10-0,5 μm .

Horizons	D_s	
	Moyenne	Ecart type
PIC A1	2,93	0,012
PIC A2	2,94	0,006
CHI A1	2,96	0,027
CHI A2	2,96	0,019
GEL A1	2,95	0,009
GEL A2	2,95	0,011
CUE A1	2,97	0,004
CUE 2A2	2,96	0,003
AZO A1	2,98	0,002
AZO A2	2,98	0,003

Les dimensions fractales calculées apparaissent très élevées (très proches de 3) ce qui suggère une très forte rugosité de l'interface pores-solides. Cette rugosité induit des forces d'adhésion particulièrement élevées et pourrait contribuer fortement à l'ampleur des rétentions d'eau à basses pressions c'est-à-dire dans les pores les plus petits qui ne sont pas pris en compte par les relations fractales.

1.4. Discussion

1.4.1. Masses volumiques réelles

1.4.1.1. Masses volumiques réelles et teneurs en carbone

Les résultats obtenus par pycnométrie à hélium, ont mis en évidence de très fortes variations des masses volumiques réelles des solides. Ces variations sont mises en relation avec les teneurs en carbone (Figure III.5)

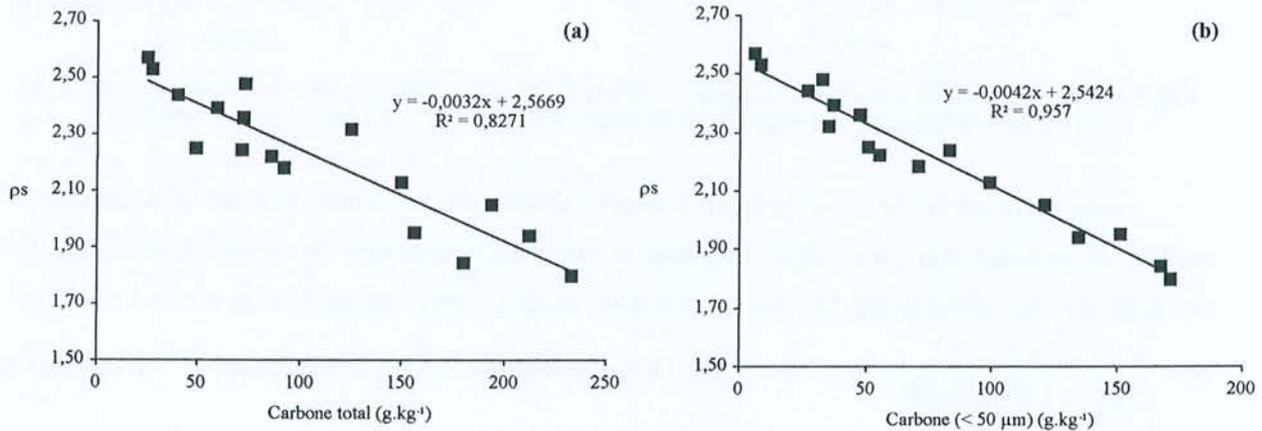


Figure III.5 - Relations entre ρ_s mesuré par pycnométrie et le carbone total (a) et le carbone associé à la fraction inférieure à $50 \mu\text{m}$ (b)

Il existe une relation négative très significative ($P < 0,001$) entre le carbone total et la masse volumique des solides (Figure III.5.a). On observe de plus que l'utilisation de la quantité de carbone associé à la fraction inférieure à $50 \mu\text{m}$ (Figure III.5.b) améliore sensiblement cette relation linéaire.

Bielders et al., (1990), avaient déjà proposé une relation du même type pour une série d'horizons de sols dérivés de la Martinique. La relation empirique proposée par ces auteurs s'écrit : $\rho_s = 2,74 - 0,0066 \cdot C$ avec $C = \text{Carbone organique en } \text{g.kg}^{-1}$. On constate à la figure III.6.a que pour les valeurs les plus élevées de ρ_s , les prévisions établies par Bielders et al, (1990) sont assez proches des valeurs mesurées. Par contre, leur équation sous-estime ρ_s pour les valeurs les plus faibles (Figure III.6.a). Cette relation a été établie sur des échantillons dont les concentrations en carbone ne dépassent pas 52 g.kg^{-1} . On observe donc que l'extrapolation de cette relation à des échantillons beaucoup plus riches en matières organiques (notamment avec $C > 150 \text{ g.kg}^{-1}$) conduit à une sous-estimation très importante de ρ_s .

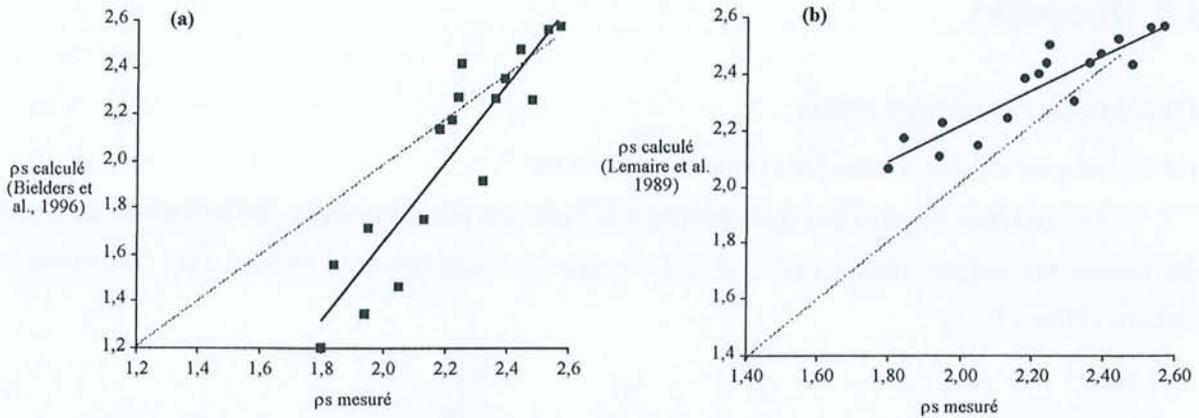


Figure III.6 - Relation entre la masse volumique réelle (ρ_s) des échantillons de sols des páramos mesurée par pycnométrie à hélium et calculée d'après Biielders et al. (1990) (a) et Lemaire et al. (1989) (b)

Une autre approche, pour prévoir la masse volumique du solide, consiste à construire un modèle de mélange entre une phase minérale et une phase organique de densité plus faible. Par exemple, à partir d'études sur les tourbes, Lemaire et al. (1989) ont proposé la relation suivante :

$$\rho_s = \frac{100}{\left(\frac{M.O.}{1,55} + \frac{(100 - M.O.)}{2,65}\right)}$$

où M.O. est la teneur pondérale en matière organique. Cette relation

hyperbolique estime donc la densité réelle en considérant des valeurs de 1,55 et 2,65 pour les densités de la matière organique et de la phase minérale respectivement.

On constate (Figure III.6) que cette équation surestime ρ_s pour nos échantillons très riches en matières organiques (Figure III. 5b) alors que là encore, la prévision est assez proche des valeurs mesurées pour les échantillons les moins humifères. Michel (1998) a fait la même observation en comparant, sur des tourbes, la densité réelle mesurée par pycnométrie et calculée par cette même formule. Pour améliorer la prévision de ce modèle, il conviendrait de baisser le poids spécifique attribué aux matières organiques. Dans le cas des sols étudiés, la meilleure relation entre ρ_s mesuré et ρ_s calculé par cette formule est obtenue avec une valeur de 1,25 pour la densité réelle de la matière organique. Cependant, si ce changement de coefficient améliore la capacité de prévision du modèle, nous avons observé qu'un modèle de mélange ne parvient pas à prédire les valeurs de ρ_s , de manière aussi satisfaisante que l'utilisation de la quantité de carbone associé à la fraction fine (Figure III.5).

Ainsi la quantité de carbone associée à la fraction colloïdale conditionne dans une large mesure les variations de ρ_s . La densité réelle varie ainsi en fonction de l'accumulation de carbone humifié dans la fraction fine. Or, nous avons, constaté dans la deuxième partie de ce mémoire, que cette accumulation de carbone dans la fraction fine est fonction du degré d'évolution des sols. Les variations de la densité réelle des sols andiques humifères des páramos d'Équateur sont donc corrélées au degré d'évolution des sols.

1.4.1.2. Effet des variations de la masse volumique réelle sur les indices de vide

Les relations existant entre les indices de vides (e_T) et les masses spécifiques réelles (ρ_s) et apparentes (ρ_d) sont présentées à la figure III.7. Sur ce graphique, où e_T est mis en relation avec ρ_d , deux hyperboles, calculées pour deux valeurs de ρ_s (respectivement 2,65 et 1,7 g.cm⁻³) et choisies de façon à encadrer nos valeurs expérimentales de ρ_s , ont été représentées. En accord avec la définition même de e_T , cette figure illustre que i) pour tout ρ_d , e_T diminue lorsque ρ_s diminue et ii) cet effet est plus important lorsque ρ_d est faible que lorsque ρ_d est élevé. En d'autres mots et compte tenu des observations rapportées précédemment (Figure III.5.b), l'incorporation de carbone humifié dans la phase solide des horizons étudiés affecte **négalement** leur porosité.

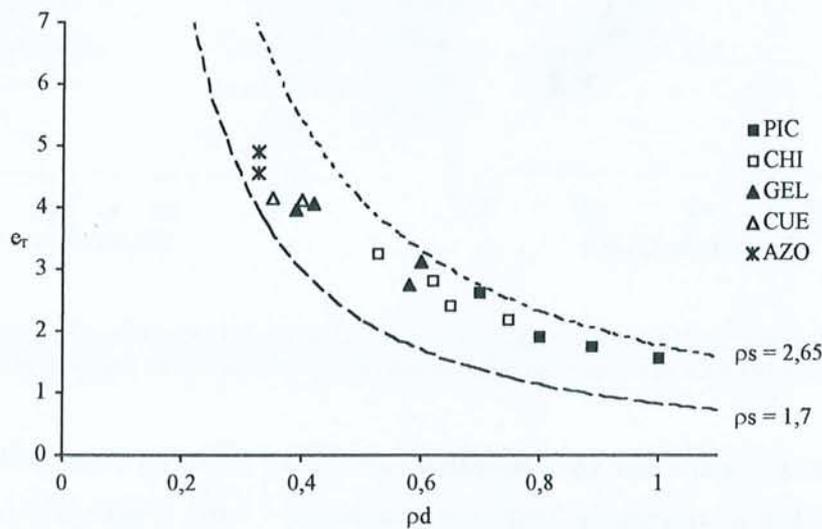


Figure III.7 - Graphique montrant l'évolution de e_T en fonction de ρ_d pour les échantillons au prélèvement. Les courbes en pointillé illustrent la relation théorique pour des valeurs de ρ_s respectivement de 2,65 et 1,7 g.cm⁻³

Toutefois, la figure III.7. montre aussi qu'en dépit de l'influence négative de la diminution de ρ_s sur l'indice des vides et donc sur la porosité ces deux paramètres restent étroitement sous la dépendance de ρ_d .

Dans les matériaux pédologiques, une diminution de ρ_d résulte classiquement du fonctionnement de trois processus à savoir de (1) l'altération qui ménage des vides et génère des ciments utilisés dans le processus d'agrégation, (2) de l'incorporation de carbone qui dilue les phases minérales et participe également puissamment à l'agrégation (Angers et Simard, 1986 ; Kay et Angers, 2000) et enfin (3) de l'activité biologique. Nous examinerons donc ci-dessous l'effet de ces processus sur la porosité et sa répartition en utilisant les critères qui nous ont permis de décrire le degré d'évolution de ces sols et de leurs horizons.

1.4.2. La porosité et sa répartition : relation avec le degré d'altération

La figure III.8 présente les relations entre la TRB minérale des horizons A et d'une part les indices des vides et d'autre part les porosités totales. Les horizons du profil AZO sont placés pour mémoire puisque dans ces horizons contaminés par des matériaux étrangers, la TRB n'est pas strictement un indice d'altération (Cf. partie II).

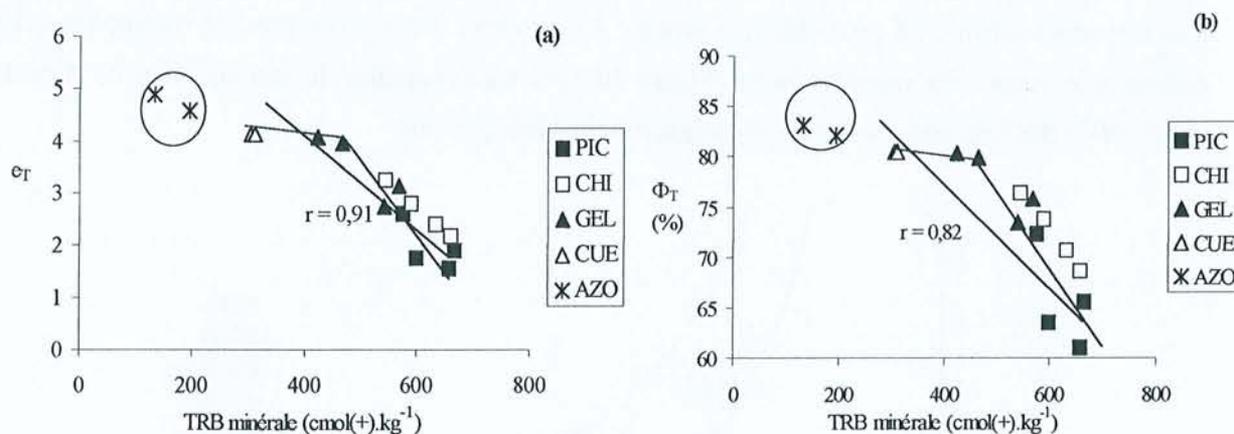


Figure III.8 - Relation entre l'indice d'altération (TRB) et (a) l'indice des vides totaux au prélèvement (e_T), (b) la porosité totale au moment du prélèvement (n_T) pour les horizons A post-glaciaires

On remarque qu'il existe une corrélation significative entre la TRB et l'indice des vides ($P < 0,001$) (Figure III.8 a) et entre la TRB et la porosité ($P < 0,01$) (Figure III.8.b). Néanmoins, le coefficient de détermination des régressions linéaires est meilleur avec une expression du volume des vides en référence au volume du solide. Ceci s'explique en grande partie par la nature même des paramètres choisis. En effet, si la porosité varie de 0 à 100%, l'indice des vides varie en théorie de 0 à l'infini. Il est alors attendu qu'une expression bornée comme la porosité puisse conduire à des régressions de type non-linéaire avec la valeur de 100% comme asymptote. On observe alors, une phase de croissance rapide du volume poreux entre 700 et 500 $\text{cmol}(+)\cdot\text{kg}^{-1}$, alors que pour des valeurs de la TRB plus faible, l'augmentation de la porosité est plus faible. Bien que moins net, ce seuil autour de 500 $\text{cmol}(+)\cdot\text{kg}^{-1}$ est également observé pour l'évolution de l'indice des vides.

Pour les horizons de surface A1 et A2, pour lesquels nous avons pu déterminer trois types de volume d'eau (ϑ_1 , ϑ_2 et ϑ_3) et donc trois classes de pores, nous observons que les volumes de macro et meso-pores (ϑ_1 et ϑ_2) n'évoluent pas significativement avec le degré d'altération (Figure III.9). A l'inverse, le volume absolu de la microporosité (ϑ_3) augmente très sensiblement et significativement ($P < 0,001$) avec le degré d'altération (Figure III.9 a). En revanche, nous notons qu'il n'existe pas de relation significative entre le volume relatif de cette classe et le degré d'altération (Figure III.9 b.). Cette microporosité représente toujours, pour l'ensemble des échantillons, de l'ordre de 80 % de la porosité totale.

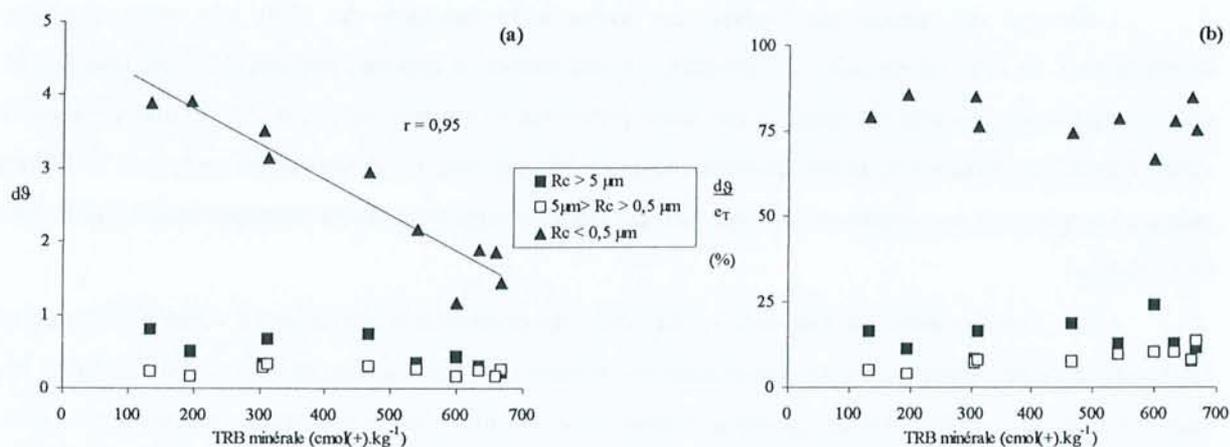


Figure III.9 - Relation entre la TRB minérale et le volume absolu (a) et relatif par rapport à l'indice des vides totaux (b) des trois classes de pores 91, 92 et 93

La figure III.9. met donc en évidence que l'essentiel de la porosité variant avec le degré d'altération correspond à des pores de rayon de constriction inférieur à 0,5 μm (93). En comparant les relations entre la TRB et les indices d'eau à -300 kPa et à -1500 kPa de potentiel matriciel (Figure III.10), nous constatons que :

- l'essentiel de la porosité (entre 60 et 80%) correspondant à la classe 93 est en fait le fruit de pores $< 0,1\mu\text{m}$ (c'est-à-dire des pores capables de retenir l'eau à une succion de 1500 kPa),
- c'est le volume de cette classe de pores $< 0,1 \mu\text{m}$ qui varie fortement avec le degré d'altération.

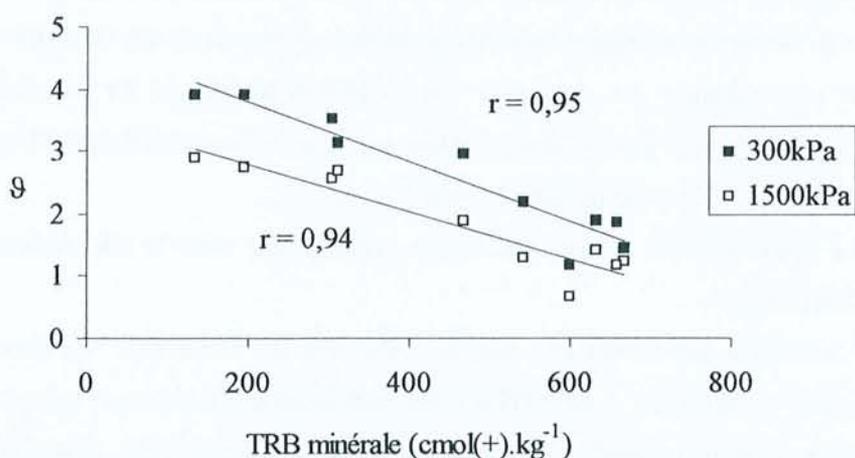


Figure III.10 - Relation entre la TRB et les indices d'eau à 300 kPa et 1500 kPa de potentiel matriciel.

L'absence de mesure de l'indice des vides à la pression de 1500 kPa nous empêche formellement de faire ici un bilan de porosité. En particulier, il apparaît impossible d'attribuer l'écart entre les rétentions en eau mesurées à ces deux pressions à la classe de pores 0,5-0,1 μ m, puisque le volume total (e_T) a pu varier entre ces deux mesures. Néanmoins, le volume d'eau retenue à 1500 kPa montre l'ampleur et les variations en fonction du degré d'altération de la microporosité la plus fine (θ_{1500} kPa).

Nous mettons ainsi en évidence qu'au cours du processus d'altération le volume microporal augmente considérablement. C'est l'évolution du volume de cette classe de pores qui explique les variations de la porosité totale, puisqu'à l'inverse le volume des macropores semble à peu près constant. L'ampleur exceptionnelle de ce volume microporal explique les très fortes rétentions en eau à 1500 kPa (propriétés hydriques) de certains échantillons.

1.4.3. Influence des constituants sur la microporosité la plus fine

Ce qui précède indique que le trait physique le plus caractéristique de l'évolution de ces sols est le développement de leur microporosité, mesurée par le volume d'eau retenue soit à 300 kPa (θ_{300}), soit à 1500 kPa (θ_{1500} kPa). L'évolution du degré d'altération (appréciée par la TRB) indique cela mais ne l'explique pas. Il faut en rechercher les causes dans la nature des constituants qui jouent un rôle dans la microorganisation et qui ont deux origines : l'altération et l'humification.

Dans ce cadre, nous utiliserons l'indice d'eau à 1500 kPa mesuré sur échantillon remanié, comme le critère traduisant le développement de cette microporosité.

Ce choix est justifié par les considérations suivantes :

- nous avons vu précédemment (Partie II) qu'afin d'évaluer en routine la microporosité d'un matériau andique, on mesurait la masse d'eau qu'il retenait à la succion de 1500 kPa et que cette mesure conduisait à l'identification de la présence ou non de ce que l'on appelle, dans la nomenclature des Andosols, les propriétés hydriques. Le paramètre θ_{1500} kPa (soit $W_{1500\text{kPa}}/V_s$) est proche de ce critère et nous avons vérifié que la propriété hydrique ($W_{1500\text{kPa}} > 100\%$) est rencontrée quand $\theta_{1500\text{kPa}} > 2$.
- La figure III.10 a montré que c'est ce volume qui varie le plus fortement avec le degré d'altération .
- L'utilisation de θ_{1500} kPa (mesure effectuée sur l'ensemble des horizons A étudiés, à savoir les horizons A de surface mais également les horizons A enterrés) nous permet de disposer d'une population d'échantillons plus importante et plus diversifiée.

La première approche consiste à rechercher des relations entre le volume d'eau (l'indice d'eau) à 1500 kPa et les constituants spécifiques des sols andiques : ensemble des amorphes, minéraux cristallisés à courte distance et complexes organo-métalliques. La figure III. 11 présente les relations existant entre l'indice d'eau à 1500 kPa de potentiel matriciel et i) la teneur en $Al_0 + 1/2 Fe_0$ utilisée

comme valeur approchée de la teneur en composés amorphes, ii) Si_o , utilisé comme paramètre conduisant à une valeur approchée de la teneur en minéraux allophaniques et enfin iii) Al_p , comme paramètre conduisant à une valeur approchée des teneurs en complexes organo-aluminiques (Cf. Partie II).

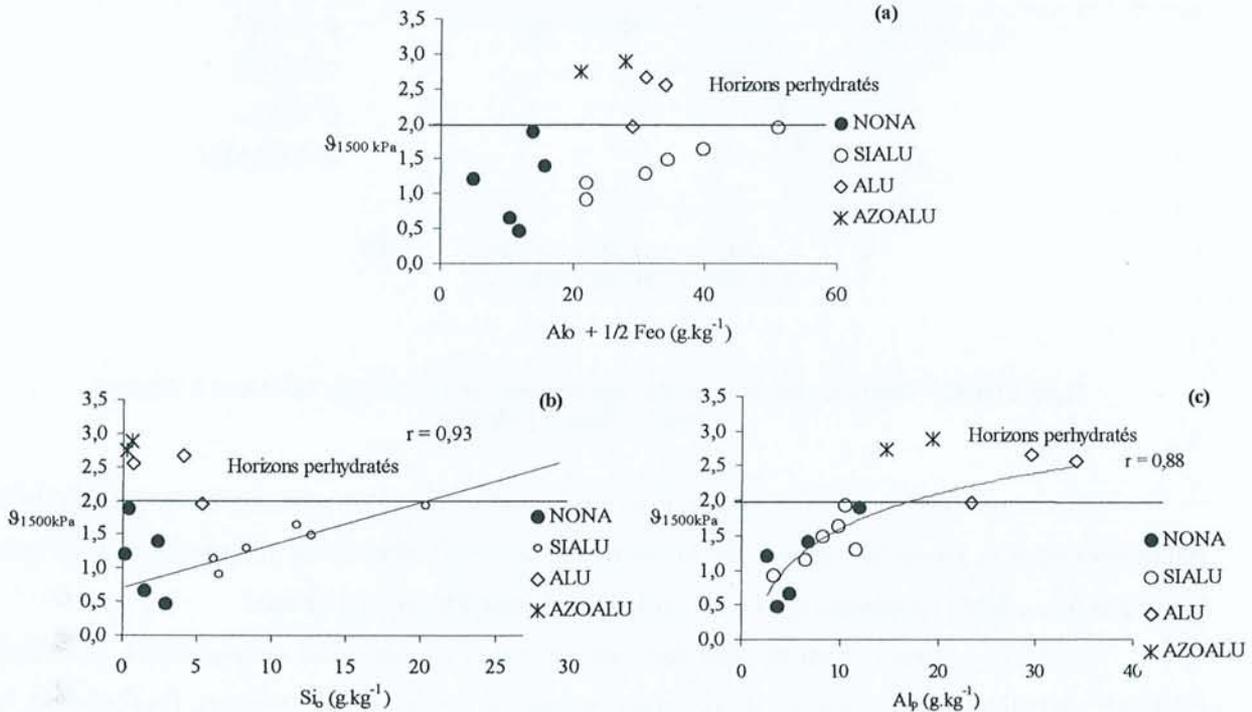


Figure III.11 - Relations entre l'indice d'eau à 1500 kPa de potentiel matriciel et (a) les valeurs de la somme $Al_o + 1/2 Fe_o$, (b) les teneurs en Si_o et (c) les teneurs en Al_p

On observe ici que les indices d'eau à 1500 kPa sont globalement assez mal corrélés avec les teneurs en $Al_o + 1/2 Fe_o$ (Figure III.11.a). Dans le détail, on observe cependant une tendance à l'augmentation des indices d'eau à 1500 kPa en fonction de la somme $Al_o + 1/2 Fe_o$ pour les horizons de type sialuandique. En revanche, les horizons aluandiques (contaminés par des phyllosilicates ou non) s'écartent de cette relation en présentant des capacités de rétention en eau beaucoup plus élevées. De même, s'il existe une relation linéaire significative entre Si_o et indice d'eau à 1500 kPa pour les horizons sialuandiques, il n'y a aucune relation entre ces deux paramètres pour les horizons non-andiques et aluandiques (Figure III.11.b). Enfin, nous constatons (Figure III.11.c) l'existence d'une relation non-linéaire entre indice d'eau à 1500 kPa et teneur en Al_p . Cette relation significative ($P < 0,001$) s'exerce pour l'ensemble des horizons A, non-andiques, sialuandiques et aluandiques, à l'exception toutefois des horizons de surface du profil AZO, riches en phyllosilicates. Cette mise en évidence de relations possibles entre les concentrations en complexes organo-métalliques et le volume de la microporosité, nous conduit à rechercher des relations entre ce volume et les quantités de carbone associé à la fraction fine ($< 50 \mu m$) (Figure III.12).

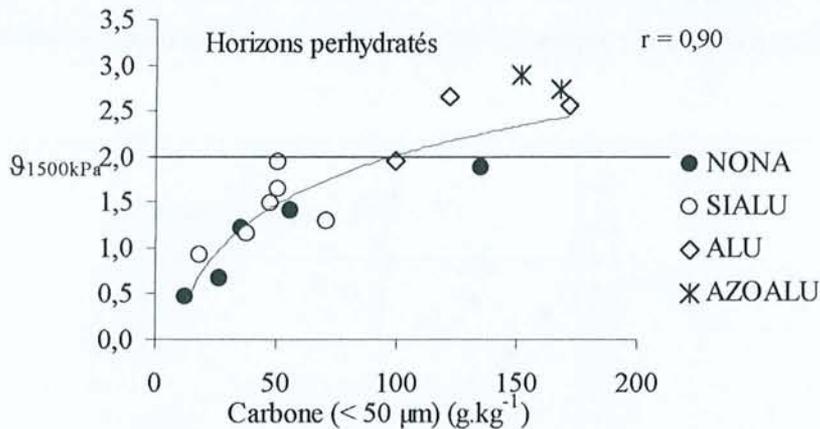


Figure III.12 - Relation entre la teneur en carbone associé à la fraction inférieure à 50 μm et l'indice d'eau à 1500 kPa

Nous observons qu'il existe une relation très significative ($P < 0.001$) entre le volume de la microporosité et la teneur en carbone de la fraction fine. Cette relation est clairement de type non-linéaire et elle semble s'appliquer quel que soit le type de constituants dominants.

Ainsi, nos résultats montrent que les concentrations en minéraux allophaniques pourraient expliquer partiellement les capacités de rétention en eau des horizons sialuandiques. En revanche, ils mettent en évidence que les teneurs en carbone associé à la fraction colloïdale, formant pour une part des complexes organo-métalliques, sont déterminantes pour le développement de la microporosité ($R_c < 0,1 \mu m$). Cette relation entre teneur en carbone, en complexes organo-minéraux, et l'indice d'eau à 1500 kPa est évidente pour les horizons aluandiques, mais il convient de noter que ces composés semblent jouer également un grand rôle pour les horizons sialuandiques. Nous ne sommes pas en mesure de distinguer réellement la part relative de ces deux constituants. Cependant, nous pouvons soustraire la capacité de rétention en eau des seuls allophanes sur la base de leurs capacités de rétention en eau à 1500 kPa mesurées expérimentalement par Karube et Abe, (1998). On constate alors i) que l'indice des vides à 1500 kPa n'est que peu réduit par cette soustraction et ii) que la relation entre les quantités de carbone associé à la fraction fine, Al_p et les indices d'eau deviennent linéaires avec d'excellents coefficients de corrélation (Figure III.13).

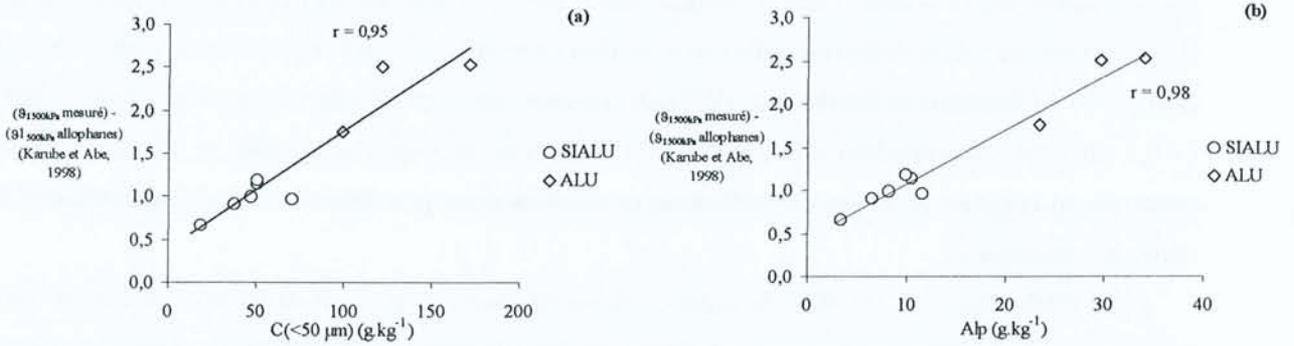


Figure III.13 - Relation entre la teneur en carbone associé à la fraction <math><50\mu\text{m}</math>, Alp et l'indice d'eau à 1500 kPa corrigé de la capacité de rétention des allopahanes à cette succion (déterminée par Karube et Abe, 1998)

Par ailleurs, rappelons que les horizons perhydratés (c'est à dire ceux qui possédant la propriété hydrique de la soil taxonomy) sont pour l'essentiel, des horizons de type aluandique, caractérisés par l'absence de minéraux allopahiques. Ainsi, le rôle des composés organiques dans le développement de la microporosité est attesté. Ces composés (substances humiques "libres" et associations organo-minérales et métalliques) jouent un rôle prépondérant dans la microstructuration et par là-même dans les capacités de rétention des horizons humifères étudiés.

1.4.4. Rôle des composés organiques sur le développement de la microporosité

La porosité des horizons andiques étudiés est donc caractérisée par la prépondérance d'une microporosité capillaire susceptible de retenir une grande quantité d'eau à des fortes pressions. Cette microporosité a été attribuée dans les Andosols à une porosité intra-aggrégats, et inter-particules (Rosello, 1984 ; Lassausse, 1991) voire même à une porosité intra-minéraux allopahiques (Paterson, 1977 ; Parfitt et Hemni, 1980). Or nos résultats mettent en évidence que cette prépondérance de la microporosité ne peut être attribuée directement et uniquement à la présence de minéraux allopahiques. Dans le cas des sols humifères des páramos, l'organisation micro-structurale semble être largement sous la dépendance des substances organiques (complexes organo-métalliques ou autres). Ces résultats concordent pour une part avec ce que notaient Loynet (1975) et Nanzyo et al. (1993a) sur l'importance de la matière organique dans la structuration des Andosols. Mais ces auteurs considéraient toujours que les propriétés physiques des Andosols étaient dues à la présence d'allopahanes. Nous avons observé en effet, que pour certains niveaux, notamment les horizons enterrés, les deux types de composés pouvaient jouer un rôle. Toutefois, nos résultats infirment la thèse d'une dépendance systématique et généralisée entre microporosité des Andosols et minéraux allopahiques. A l'inverse, le rôle des composés organiques (complexes ou non) apparaît beaucoup plus important pour cette gamme de sols. Il existe ainsi une similitude d'organisation de l'espace poral entre des horizons très riches en minéraux allopahiques et les horizons humifères aluandiques les plus évolués (par exemple les niveaux de surface du profil CUE). Nos résultats suggèrent ainsi le fait que

les complexes organo-métalliques, et l'organisation micro-structurale qu'ils induisent, génèrent une microporosité du même ordre que celle qui a été décrite pour les sols très riches en allophanes (Maeda et al., 1977 ; Rousseaux et Warkentin, 1976). A l'inverse, dans ces sols, le volume macro et mesoporal ($> 0,1 \mu\text{m}$) qui correspondrait selon Rosello, (1984) à l'assemblage des agrégats et polyagrégats, est relativement constant au cours de l'altération et apparaît donc peu dépendant des concentrations en matières organiques.

Pour Warkentin et al., (1988), la genèse des microstructures permettant le développement d'une large microporosité dans les Andosols est fortement liée à la présence de colloïdes à charges variables. En effet, la répulsion entre les surfaces à charge variable est beaucoup plus faible que celle existant entre colloïdes présentant des charges constantes. La présence de charges variables accentuerait donc les forces de cohésion entre les particules. De ce point de vue, il apparaît que tant les minéraux allophaniques que la matière organique peuvent jouer un rôle dans la micro-structuration et le développement des micropores.

L'augmentation du volume des micropores en fonction des teneurs en carbone total a été démontrée sur différents types de sols (Kay et Angers, 2000). Pour certains auteurs (Schjonning et al, 1994 ; Kay et Angers, 2000) l'augmentation du volume des pores $< 0,2 \mu\text{m}$ serait de l'ordre de 0 à 3 mL par gramme de carbone organique. Un rapide calcul, sur la base de la pente de la droite de la figure III.12.a, nous conduit, pour les sols étudiés, à des valeurs de 5 à 7,5 mL de vides $< 0,1 \mu\text{m}$ par gramme de carbone organique dans la fraction $< 50 \mu\text{m}$. Si l'ordre de grandeur est globalement similaire, la différence entre ces valeurs pourrait être attribuée à la nature des substances organiques considérées : en sélectionnant le carbone associé à la fraction granulométrique $< 50 \mu\text{m}$, nous choisissons de ne prendre en compte que la fraction humifiée. Par ailleurs, le degré de complexation avec les cations pourrait jouer un rôle spécifique dans le microstructuration et par là-même la microporosité. En effet, les cations flocculants comme Al coagulent les substances humiques et une partie de la microporosité observée ici pourrait résulter de cette coagulation.

Par ailleurs, la prédominance des pores $< 0,1 \mu\text{m}$, constitue un élément important en terme de mécanismes expliquant l'accumulation de carbone dans ces sols. En effet, ces pores sont biologiquement largement inactifs puisque leur taille empêche à la fois leur colonisation par des racines mais également l'entrée de la plupart des microorganismes. Cette inaccessibilité aux microorganismes conduit à une protection physique du carbone humifié (Kay et Angers, 2000) et participe grandement à la séquestration de carbone dans ces sols. Ainsi, si les substances humiques influent fortement sur le développement de la microporosité notamment comme agent principal de cimentation, on constate qu'en retour, cette microstructuration doit participer au stockage du carbone.

1.4.5. Rugosité de l'interface

Nous avons vu que l'interface entre les macro et meso-pores et la phase solide était extrêmement rugueuse dans les horizons de surface. Cette importante rugosité est sans doute à mettre en relation avec la nature des microagrégats très poreux qui constituent les parois des macro et méso-pores. De nombreux auteurs attribuent cette rugosité de l'interface pores-solides à la présence d'argiles (Bakensiek et Rawls, 1992 ; Gomendy, 1996). Il existe en effet, une relation entre la dimension fractale d'interface et la teneur en argile (Figure III.14).

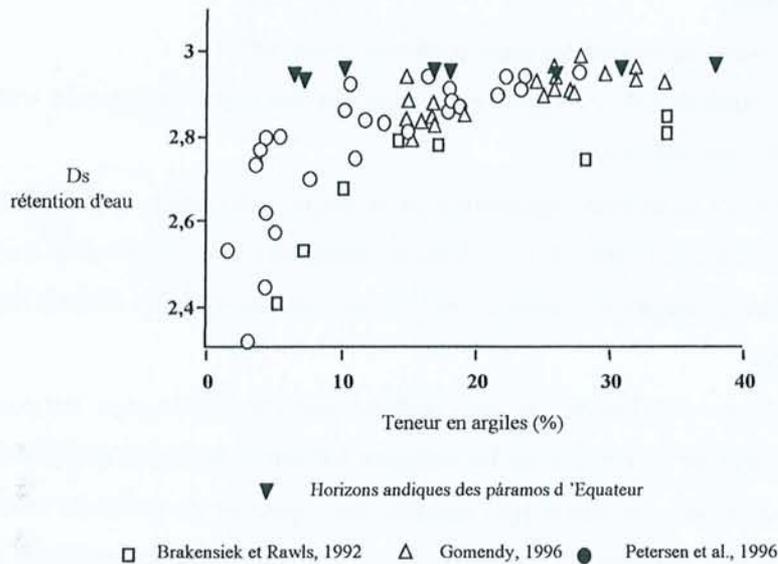


Figure III.14 - Relation entre la dimension fractale d'interface pores-solides déterminée sur les courbes de rétention en eau et les teneurs en argile (d'après Gomendy, 1996).

Dans le cas des sols non-andiques cette dimension fractale apparaît contrôlée par le mélange entre les dimensions fractales des minéraux primaires et des argiles. Par exemple Gomendy (1996) a montré que l'interface pores-solides de sol limoneux de la Brie dépend de la proportion relative de quartz ($D_s = 2,1$ à $2,2$) et de smectites Ca ($D_s = 2,86$). Wong et Howard (1986) ont montré par ailleurs que les interfaces solides-pores des roches sédimentaires sont planes ($D_s = 2$) lorsque ces roches sont dépourvues d'argile mais fractales (D_s de $2,5$ à $2,8$) lorsque ces grès et calcaires renferment des argiles. On constate (Figure III.14) que les échantillons d'horizons andiques étudiés les plus pauvres en argile présentent des dimensions fractales plus élevées que des sols non andiques de la littérature. Les quantités très importantes de microagrégats poreux et ce, dès les stades les moins évolués de notre séquence, expliquent sans doute une part de cette différence. Ainsi, la nature de la fraction argileuse et la micro-structuration du sol (arrangement de la phase argileuse en microagrégats stables), particulières aux sols andiques, semblent jouer un rôle majeur dans le développement des forces de cohésion et dans la rugosité de l'interface. Quoi qu'il en soit, cette rugosité de l'interface pores-solides semble être une des caractéristiques majeures des horizons andiques des páramos d'Équateur (comme

peut-être de beaucoup d'autres Andosols). Cette rugosité doit être prise en compte pour expliquer les très fortes capacités de rétention en eau, notamment aux fortes pressions.

1.5. Conclusions

Les horizons étudiés présentent des propriétés physiques avant dessiccation caractéristiques des Andosols : structure microagrégée, forte rétention en eau, très forte porosité totale et prédominance d'une microporosité résultant de l'arrangement élémentaire des constituants secondaires minéraux et organiques.

Cependant, nos résultats ont montré les traits particuliers suivants :

- la forte accumulation de carbone de ces sols conduit à une diminution très importante de la densité réelle des constituants,
- la diminution de la densité apparente avec le degré d'altération est beaucoup plus rapide que celle de la densité réelle. Il y a donc augmentation de la porosité totale avec le degré d'altération et ce jusqu'à atteindre des valeurs exceptionnellement élevées pour les horizons les plus évolués,
- les capacités de rétention en eau sont particulièrement importantes, notamment pour les sols les plus évolués, et ce même si on les compare à d'autres Andosols (propriétés hydriques),
- le volume de la microporosité (qui contrôle les capacités de rétention en eau) augmente très fortement avec l'altération. Cependant et relativement à la porosité totale, le volume microporeux reste constant autour de 80%,
- le volume relatif des macropores et mésopores est proportionnellement faible (autour de 20%) et n'évolue que peu avec le degré d'évolution des sols,
- l'interface pores-solides apparaît particulièrement rugueux et ce, dès le début du processus d'altération et d'évolution du sol. Une part de la microporosité retenant l'eau à de fortes pressions pourrait être située au sein de l'interface entre des macropores et le solide.

Ainsi les sols des páramos semblent posséder l'ensemble des propriétés classiques des Andosols, mais ces propriétés (porosité totale, rétention en eau) sont exacerbées pour les horizons les plus évolués de notre séquence d'altération.

Ces propriétés sont mises en relation avec i) le degré d'altération et ii) les constituants secondaires dominants. Pour un certain nombre d'horizons peu évolués et sialuandiques, il apparaît que les concentrations en minéraux cristallisés à courte distance et en colloïdes organo-minéraux influent toutes deux sur le développement de la microporosité. En revanche, pour les horizons les plus évolués dans lesquels le volume de la microporosité atteint les valeurs les plus élevées, les concentrations en constituants organiques associés à la fraction colloïdale sont déterminantes.

Globalement, pour ces sols humifères des páramos, le rôle des minéraux allophaniques dans le développement de la microporosité apparaît beaucoup plus faible que celui des composés organiques formant des complexes avec des cations métalliques ou "libres".

Enfin, les courbes de rétention en eau ont mis en évidence que la dessiccation entraînait de profondes modifications du volume des vides et donc de la structure. Cette mise en évidence justifie alors une étude spécifique de l'évolution de l'organisation et du comportement des sols au cours du processus de dessiccation isotherme.

CHAPITRE 2

Effet de la dessiccation isotherme sur l'organisation et le comportement physique des sols

2.1. Effet de la dessiccation sur les propriétés physiques des Andosols : bref rappel bibliographique

L'effet de la dessiccation sur les propriétés physiques des Andosols est un phénomène qui a été fréquemment décrit. On constate au séchage les trois comportements suivants :

- diminution du volume total et corrélativement de la porosité, tout particulièrement dans le cas des Andosols riches en allophanes (Maeda et al. 1977).
- diminution irréversible des capacités de rétention en eau (hystérèse des courbes de rétention en eau). Cette irréversibilité de la dessiccation est un comportement qui a été observé dans toutes les régions du monde (voir par exemple Pourrut et Zebrowski, 1970 sur des Andisols de Madagascar ; Quantin, 1992 aux Nouvelles Hébrides ; Maeda et Soma, 1985 au Japon....)
- formation de macroagrégats stables (Kubota, 1972 ; Greanjean, 1983) à partir des produits colloïdaux. Ces agrégats typiques des Andisols, de la taille des sables (ou *sand-sized aggregates*) ont une constitution complexe et possèdent parfois des propriétés comparables à celles de la fraction fine (par exemple la capacité de rétention des phosphates) (Yoshida, 1992).

Ces trois phénomènes, évidemment liés entre eux, résultent de la modification de l'organisation structurale des Andosols lors de la dessiccation. On peut alors se référer à la description de l'organisation structurale des Andosols proposée par Rosello (1984) (Cf. Supra) et qui semble en fait décrire l'organisation des matériaux séchés. Rosello considère que les pores de taille $> 10 \mu\text{m}$ n'interviennent pas dans la dynamique du système poral soumis à de faibles potentiels matriciels. Vidés dès 33 kPa, ils restent stables jusqu'à 1000 kPa où ils disparaissent par effondrement de la structure. En revanche, la succion appliquée au système lors de la dessiccation entraîne un rapprochement des parois des pores de taille $< 10 \mu\text{m}$. On peut donc considérer qu'ils jouent un rôle actif dans l'évolution du système poral. La transformation connaît en fait la dynamique suivante : de 33 kPa à 1000 kPa les pores de rayon 0,1 -10 μm , correspondant selon le modèle de Rosello (1984) à la microporosité inter-polyagrégats (Cf. Supra), sont réduits puis disparaissent. La porosité intra et inter particules reste également stable jusqu'à 1000 kPa avant d'être, à son tour, réorganisée et ce, de façon irréversible.

Perret (1993), a relié les courbes de retrait des Andosols de l'île de la Réunion aux différents niveaux d'organisation décrits précédemment. Il souligne l'existence de deux processus distincts :

- Dans les mottes, le séchage préserve les niveaux d'organisation les plus élevés, alors que l'indice des vides totaux diminue régulièrement avec la perte en eau.

- A l'opposé, la matrice fine se réorganise sous l'effet de la dessiccation avec une forte diminution de l'indice des vides texturaux.

Ainsi, c'est la dynamique de la structure au niveau de l'arrangement des particules dans les micro-agrégats de premier ordre qui semble provoquer l'évolution des propriétés physiques des Andosols lorsqu'ils sèchent. Comme pour les propriétés à l'état humide, les minéraux allophaniques sont souvent considérés comme responsables de cette modification de la structure (Maeda et al., 1977 ; Nanzyo et al., 1993a).

En suivant la même démarche que précédemment nous chercherons à caractériser l'effet de la dessiccation sur les propriétés physiques des horizons A des Andosols des páramos équatoriens puis à établir leurs relations avec le degré d'altération et leurs constituants secondaires dominants.

2.2. Matériels et méthodes

2.2.1. Echantillons étudiés

Comme au chapitre précédent, les échantillons étudiés proviennent des horizons A des 5 profils d'étude. Les mesures utilisant des échantillons non remaniés sont effectuées sur les horizons A issus de la dernière génération de pyroclastes (horizons A1 et A2 de chaque profil). Les mesures sur échantillons remaniés concernent l'ensemble des horizons A de surface et enterrés.

2.2.2. Retrait et dessiccation à 30°C sur cylindres

Des cylindres de sol (+/- 30 cm³), conservés à l'état d'humidité au prélèvement sont placés dans une chambre thermostatée à 30°C. Le poids et le volume apparent (mesuré géométriquement au pied à coulisse) des échantillons sont mesurés régulièrement pendant 44h. Les indices d'eau et de vides sont alors calculés pour chaque point de mesure. L'indice de retrait total (Ir) est calculé selon la formule suivante :
$$Ir = \frac{e_0 - e_{44}}{e_0}$$
 avec e_0 = indice des vides à l'origine et e_{44} = indice des vides après 44 heures de séchage.

Pour estimer la capacité de réhumectation des échantillons après une première dessiccation, nous comparerons les capacités de rétention d'eau à -1500 kPa de potentiel matriciel obtenues sur des échantillons conservés à l'humidité au prélèvement et sur des échantillons préalablement séchés 48 h. à 30°C puis resaturés par remontées capillaires avant le passage sous presse à membrane. Un indice de

déshydratation irréversible (Di) est alors calculé par la formule suivante :
$$Di = \frac{\theta_{Hum} - \theta_{-9}}{\theta_{Hum}}$$

L'évolution des indices d'eau et de vide est interprétée tout d'abord en fonction du temps de séchage (approche cinétique) puis par l'examen des courbes de retrait. Les courbes de retrait qui présentent l'évolution de l'indice des vides en fonction de l'indice d'eau permettent d'identifier les différentes phases de la rétraction (structurale, basique, résiduelle) (Tessier, 1984; Braudeau, 1988). Différents modèles ont été proposés pour décrire ces courbes. La plupart d'entre eux sont des modèles non linéaires (Braudeau et al., 1999). Dans notre cas, les conditions manuelles de mesure du volume et le nombre relativement faible de points de mesure empêchent l'utilisation de modèles de ce type. Aussi, pour décrire les courbes, nous nous inspirerons du modèle à 3 droites, "Three Straight Lines Model" (TSLM) développé par Mc Garry et Malafant, (1987). Ce modèle divise l'évolution volumétrique en trois zones de retrait considérées comme linéaires (Figure III.15).

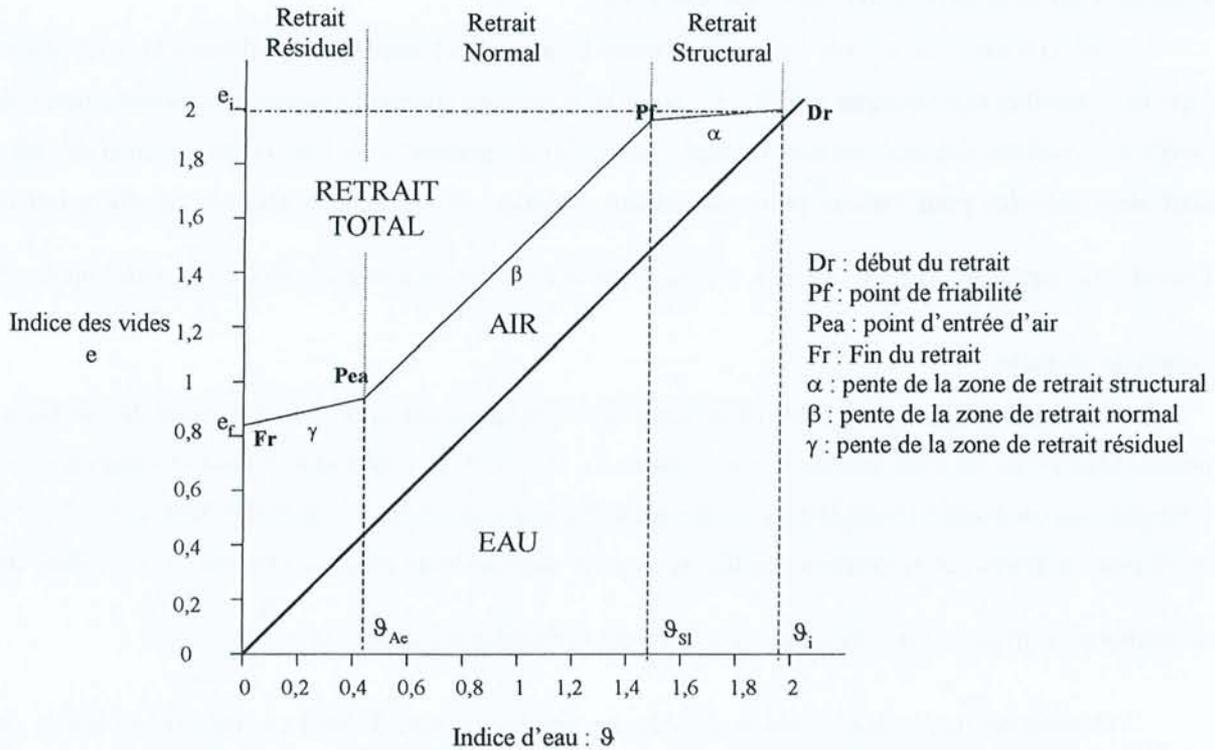


Figure III.15 - Les trois droites de Mac Garry et Malafant (1987) utilisées pour modéliser les courbes de retrait

Les trois zones peuvent être décrites comme suit :

- i) Zone de retrait structural dans la partie des valeurs les plus élevées d'humidité où les variations de l'indice des vides sont plus faibles que les variations de l'indice d'eau
- ii) Zone de retrait normal où les variations du volume des vides sont proches des variations du volume d'eau
- iii) Zone de retrait résiduel où le volume d'air augmente puisque les variations du volume des vides sont plus faibles que les variations du volume d'eau.

La pente de chaque droite indique les gains et les pertes de volume d'air pour chaque zone : augmentation si la pente est inférieure à 1, diminution dans le cas contraire. La zone de retrait structural s'étend de la saturation jusqu'au point de friabilité c'est-à-dire jusqu'au point théorique où la couche d'eau entourant les agrégats a complètement disparu alors que ceux-ci restent saturés. C'est donc le point d'individualisation des agrégats ou de saturation de la microporosité (Braudeau, 1988). Le comportement de cette zone est associé au drainage et à la déformation dans les pores les plus larges. La zone normale est située entre le point de friabilité et le point d'entrée d'air dans la microporosité (en fait proche du point de flétrissement). Dans la plupart des cas la pente est égale à 1, c'est-à-dire que le volume de pores où le drainage se produit est équivalent au volume de pores où le retrait se produit. C'est en fait la phase active du retrait avec le drainage de la microporosité déformable. La zone de retrait résiduel s'étend entre le point d'entrée d'air et la limite de retrait c'est-à-

dire le point à partir duquel on peut considérer, à une résolution donnée, que les variations de volume sont nulles. Cette phase est traditionnellement associée à un retrait résiduel dit "textural".

2.2.3. Porosimétrie mercure

2.2.3.1. Principe et méthodes

La répartition des pores des matériaux séchés 48h à 30°C est étudiée par porosimétrie mercure. Cette méthode permet de déterminer et de quantifier la répartition du volume poral en fonction de la taille des pores, sur une gamme de pores accessibles à des rayons de constriction compris entre 150 µm et quelques nm. Cette méthode a souvent été utilisée en science du sol et se trouve détaillée dans de nombreux travaux (par exemple Churchman et Payne, 1983 ; Fies et Bruand, 1990 ; Bruand et al., 1993). Nous n'en rappellerons ici que les principaux traits.

La porosimétrie mercure consiste à mesurer simultanément la pression nécessaire pour introduire le mercure dans les pores d'un échantillon déshydraté et le volume introduit à chaque pression et ce, depuis des basses pressions vers les hautes pressions. En considérant la porosité comme constituée de réseaux de pores cylindriques, on peut relier le rayon de constriction des pores R_c , à la pression P , nécessaire pour que le mercure rentre dans le pore par l'application de la loi de Jurin :

$$R_c = \frac{-2\gamma_{Hg} \cdot \cos\theta}{P} \text{ avec } \gamma_{Hg} = \text{tension superficielle du mercure et } \theta \text{ l'angle de raccordement du}$$

ménisque à l'interface mercure-solide. En adoptant des valeurs de 0,480 N.m⁻¹ (Fies, 1984) pour la tension superficielle et de 141,3° pour l'angle θ , on transforme cette relation en une simple équation à

$$\text{deux variables : } R_c = \frac{-755.10^{-3}}{P} \text{ avec } R_c \text{ exprimé en } \mu\text{m et } P \text{ en MPa.}$$

La valeur de l'angle de contact mercure-solide dépend de l'état physique et chimique de la surface solide et une certaine variabilité a été constatée lors des mesures expérimentales (Ehrburger-Dolle et al., 1994). La valeur employée ici correspond à la valeur la plus communément admise pour les matériaux secs.

Les échantillons analysés sont constitués de petites mottes de 1 à 2 cm³, préalablement séchées 48h. à 30°C puis dégazées sous vide avant l'introduction dans le porosimètre. L'ensemble des horizons A de surface et enterrés seront ici étudiés. Les mesures d'injection de mercure sont effectués d'abord dans un poste dit « de basse pression » où la montée en pression est ajustée manuellement, puis dans un poste dit « de haute pression » où les mesures sont entièrement automatisées. Ces mesures sont réalisées avec un porosimètre CARLO ERBA 2000 qui permet d'atteindre une pression maximale de 192 MPa ($R_c = 3,9 \text{ nm}$). Cette pression maximale est standardisée et reste toujours la même d'une mesure à l'autre. A l'inverse, la pression minimum, ajustée manuellement, varie pour les mesures effectuées entre 14,6 et 28,6 kPa soit des rayons de constriction entre 26,2 et 40,2 µm. Pour respecter les normes choisies les volumes poraux sont exprimés en indice des vides ($e = V_v/V_s$) et en porosité ($\phi = V_v/V_t$).

Notons que la porosité mercure n'informe ni sur la géométrie des pores (forme, distribution spatiale) ni sur leurs modes de connexion. Par ailleurs, cette porosité est basée sur la loi de Jurin qui ne s'applique rigoureusement qu'à des capillaires cylindriques non déformables. Or, lorsque les pores présentent des étranglements, le mercure ne pénètre ces pores qu'à partir de la pression correspondant à la taille du rayon de constriction. Ce phénomène « bouteille d'encre » conduit à une sous-estimation de la taille réelle des pores. Il est donc nécessaire de considérer les spectres de porosité mercure comme une distribution du volume poral en fonction du rayon de constriction des pores et non pas de leur rayon réel.

2.2.3.2. Mode de présentation des résultats et méthodologie.

Le premier élément d'interprétation consiste à calculer le volume total exploré par le mercure. Afin de pouvoir comparer les volumes poraux nous ne prendrons en compte ici que les volumes correspondant aux rayons de constriction situés entre 25 μm et 0,0039 μm . Ainsi, la porosité analysée ici ne comprend ni la porosité la plus grossière ($> 50 \mu\text{m}$) ni la porosité la plus fine ($< 3,25 \text{ nm}$).

Le deuxième élément consiste à utiliser la courbe de volume poral cumulé en fonction de la pression ou du rayon de constriction (reliés entre eux, on l'a vu, par un simple coefficient). La dérivée de cette courbe correspond à la distribution des volumes de pores en fonction du rayon de constriction ou spectre de porosité. Chaque point d'inflexion sub-vertical de la courbe de volume poral cumulé, indique un maximum d'intrusion de mercure et correspond à un pic du spectre de porosité. A l'inverse, chaque point d'inflexion sub-horizontal de la courbe volumique cumulé correspond à une limite entre deux classes de pores du spectre de porosité.

De nombreux auteurs (par exemple Fies et Bruand, 1990 ; Lassause, 1991 ; Fies, 1992 ; Gomendy et al., 1998) ont montré que, pour la plupart des sols, trois classes de pores peuvent être mises en évidence :

- La première classe avec des rayons $> +/- 10 \mu\text{m}$ correspondrait aux micro fissures et aux pores d'origine biologique.
- La seconde de $+/- 10$ à $+/- 0,1 \mu\text{m}$ correspondrait à la porosité lacunaire de Fies qui serait due à l'assemblage des grains du squelette et dans le cas des sols andiques séchés à l'assemblage des pseudo-limons.
- La troisième classe correspondrait à la microporosité due à l'arrangement des argiles. Cette dernière porosité ne serait accessible que partiellement de part le fait de la limitation méthodologique du rayon de constriction minimum à 3,9 nm. Dans le cas de sols andiques, cette microporosité pourrait inclure la porosité intra particules des allophanes.

3.2.4.2. Approche fractale et seuil de percolation

(A) Approche fractale

L'approche fractale décrite pour l'interprétation des courbes de rétention en eau s'applique de la même manière aux données de porosité mercure. Il suffit de déterminer la zone de linéarité parfaite de la courbe $\log dV/dP$ en fonction de P et de calculer la dimension fractale d'interface pore-solide D_s avec la formule suivante : $\text{Volume} = P^{D_s-3}$.

Dans le cadre de la porosimétrie mercure, le domaine de pression dans lequel s'applique une telle relation fractale doit être considéré.

(B) Approche percolation.

Nous l'avons vu, les rayons d'entrée du mercure peuvent être très différents des rayons réels des pores notamment de par le fait de l'effet « bouteille d'encre ». Ce sont donc ces rayons d'entrée qui contrôlent le volume de mercure introduit. Dans le cas où le rayon de constriction (rayon d'entrée) est inférieur au rayon moyen du pore, il se produit une entrée massive de mercure pour remplir le pore de taille supérieure à celle du rayon d'entrée. Ces phénomènes d'intrusion rapide du mercure dans un milieu poreux désordonné ont été décrits à l'aide de la théorie de la percolation : il existe un seuil de pression ou seuil de percolation à partir duquel le fluide injecté traverse tout le réseau (Thompson et al, 1987 ; Bartoli et al., 1999). Ce seuil de percolation idéal permet de discriminer le réseau percolant de la porosité passive pour les transferts. Thompson et al, (1987) ont proposé d'utiliser les courbes cumulées d'intrusion de mercure pour déterminer les rayons équivalents correspondant à des entrées massives de mercure et considérés comme des seuils de percolation. Pratiquement, on utilise les points d'inflexion de la courbe cumulée pour déterminer ces seuils. Les rayons de constriction équivalents au seuil de percolation sont déterminés sur la base des points d'entrée rapide et massive du mercure sur la courbe de volume cumulé (exemple Figure III.16).

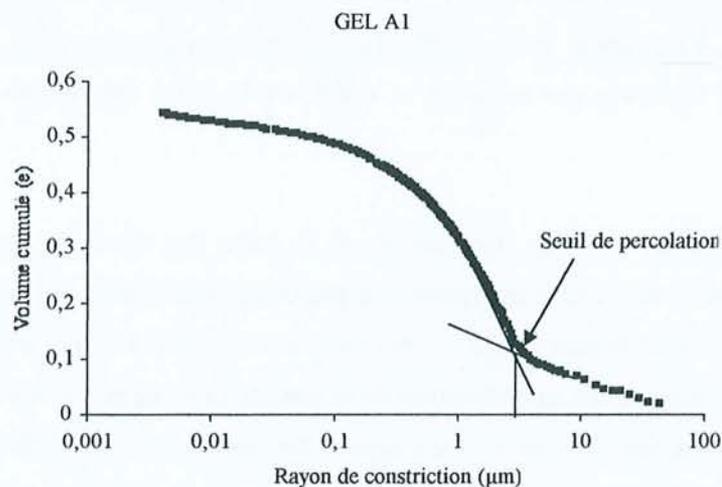


Figure III.16 - Exemple de détermination du seuil de percolation sur la base de la courbe de volume de mercure cumulé

Il existe des cas où il y a une certaine continuité de la pente de la courbe cumulée. Dans ce cas aucun seuil de percolation ne peut être déterminé. Il est évident que la signification de ces seuils, quand ils existent, est limitée et qu'on ne peut affirmer que ces rayons correspondent à un seuil de percolation absolu dans le réseau. Cependant, la présence de tels seuils démontre que les tubes ne sont pas des tubes capillaires cylindriques parallèles, comme le présuppose l'équation de Laplace, mais bien des réseaux complexes de pores interconnectés (Gomendy, 1996).

2.2.4. Organisation et stabilité structurale

L'évolution des comportements physiques macroscopiques des matériaux andiques a pour origine des modifications intimes importantes du matériau résultant de la dessiccation (formation de particules stables au séchage). Il apparaît donc essentiel d'étudier l'évolution de la répartition dimensionnelle des éléments (particules et agrégats) et la stabilité des structures ainsi formées entre l'état humide et l'état sec. Pour ce faire, nous suivons les deux démarches complémentaires suivantes : d'une part des tests de dispersabilité des colloïdes sous contraintes chimiques sur la base de mesure de la taille des éléments et d'autre part des tests de désagrégations sous contrainte mécanique.

Pour étudier l'évolution de la taille des agrégats nous suivons une démarche équivalente à celle proposée par Perret (1993). La distribution de la taille des particules (ou associations de particules) est étudiée d'une part sur des échantillons conservés à l'état d'humidité au prélèvement et d'autre part sur des échantillons ayant subi une dessiccation à l'étuve pendant 48h00 à 30°C. L'évolution de la répartition des tailles entre ces deux états constitue un signe de réorganisation de la structure (agrégation) au cours du processus de dessiccation. Des résines-Na sont utilisées comme dispersant. L'efficacité des résines-Na à disperser les colloïdes a été démontrée tant sur les sols andiques (Bartoli et al, 1998 ; Caner, 2000) que pour d'autres types de sols : Oxisols, Ultisols, Alfisols (Bartoli et al., 1991 ; Churchman et al., 1998). Les teneurs en particules de la taille des sables et limons grossiers sont obtenues par tamisage et celles de la taille des limons fins et argiles par sédimentation.

Si l'étude comparative de ces distributions de la taille des éléments, apparaît nécessaire, il convient de préciser que ces mesures ne constituent pas des granulométries comparables à celles qui ont été mises en œuvre dans la partie II de ce mémoire. Ici en effet, les échantillons ne subissent ni traitement à l'oxalate d'ammonium ni destruction de la matière organique. Cette absence de traitement est justifiée à la fois par le fait que l'étude vise à décrire des phénomènes susceptibles de se produire in situ et par l'importance déjà reconnue des fractions organiques (notamment celle complexée à des cations métalliques) sur la dynamique et les propriétés des sols. Dans ce cadre, nous utiliserons les comparaisons (notamment des teneurs en argile) entre les méthodes comme des informations sur la

dispersabilité des colloïdes, mais nous ne chercherons en aucun cas la signification exacte de chacune des mesures prises séparément en terme de constituants.

Pour tester la stabilité des agrégats face à une contrainte mécanique, des tests de désagrégation ont été menés sur des échantillons humides (après mise en équilibre 48h à 10 kPa) et sur les mêmes sols séchés à l'étuve 48h à 30°C. Deux grammes de sol tamisé à 2 mm sont placés sur un tamis circulaire de 200 µm plongeant dans 200 ml d'eau. L'ensemble est agité pendant 6 heures avec des oscillations sinusoïdales d'amplitude de 2 cm et de fréquence de 98 oscillations/min (Bartoli et al., 1991). Les agrégats stables à l'eau sont déterminés par pesée de la fraction > 200 µm restante sur le tamis, corrigée de la teneur en sables grossiers.

2.3. Résultats

2.3.1. Indices globaux : retrait total et indice de déshydratation irréversible

Le tableau III.6. suivant présente les deux indices globaux que sont l'indice de retrait total après 44 heures de dessiccation à 30°C (Ir) déterminé sur des cylindres et le taux de déshydratation irréversible :

Tableau III.6 - Indice de retrait total après 44 heures de dessiccation à 30°C

Profil	Horizons	Ir	Di
PIC	A1	0,24	0,12
	A2	0,27	0,15
	2A3	Nd	0,39
	3Ab1	Nd	0,22
CHI	A1	0,62	0,43
	A2	0,44	0,43
	2Ab1	Nd	0,45
	2Ab2	Nd	0,70
GEL	A1	0,65	0,64
	A2	0,46	0,53
	2Ab1	Nd	0,66
	2Ab2	Nd	0,67
CUE	A1	0,58	0,56
	2A2	0,74	0,68
AZO	A1	0,73	0,61
	A2	0,72	0,73

On constate que le retrait total à la dessiccation est très important puisqu'il s'échelonne de 30% pour les horizons les moins évolués à près de 75% pour les horizons du profil AZO. Ces retraits sont équivalents ou supérieurs à ceux observés sur des sols à argiles gonflantes. L'organisation structurale et la porosité ont donc été totalement bouleversées par les succions imposées par la dessiccation.

Cette modification de la structure lors de la dessiccation est en partie irréversible. En effet, une fois réhumectés, ces sols ne retrouvent que partiellement leurs capacités de rétention en eau. On observe ainsi (Tableau III.6) des taux de déshydratation irréversible qui dépassent souvent 50%. Il y a donc une très forte hystérèse de la courbe de rétention en eau qui traduit une certaine rigidité de l'organisation structurale après dessiccation.

2.3.2. Dynamique de drainage et de retrait au cours de la dessiccation isotherme à 30°C

La figure II.17 présente l'évolution des indices des vides et d'eau au cours d'une dessiccation isotherme à 30°C.

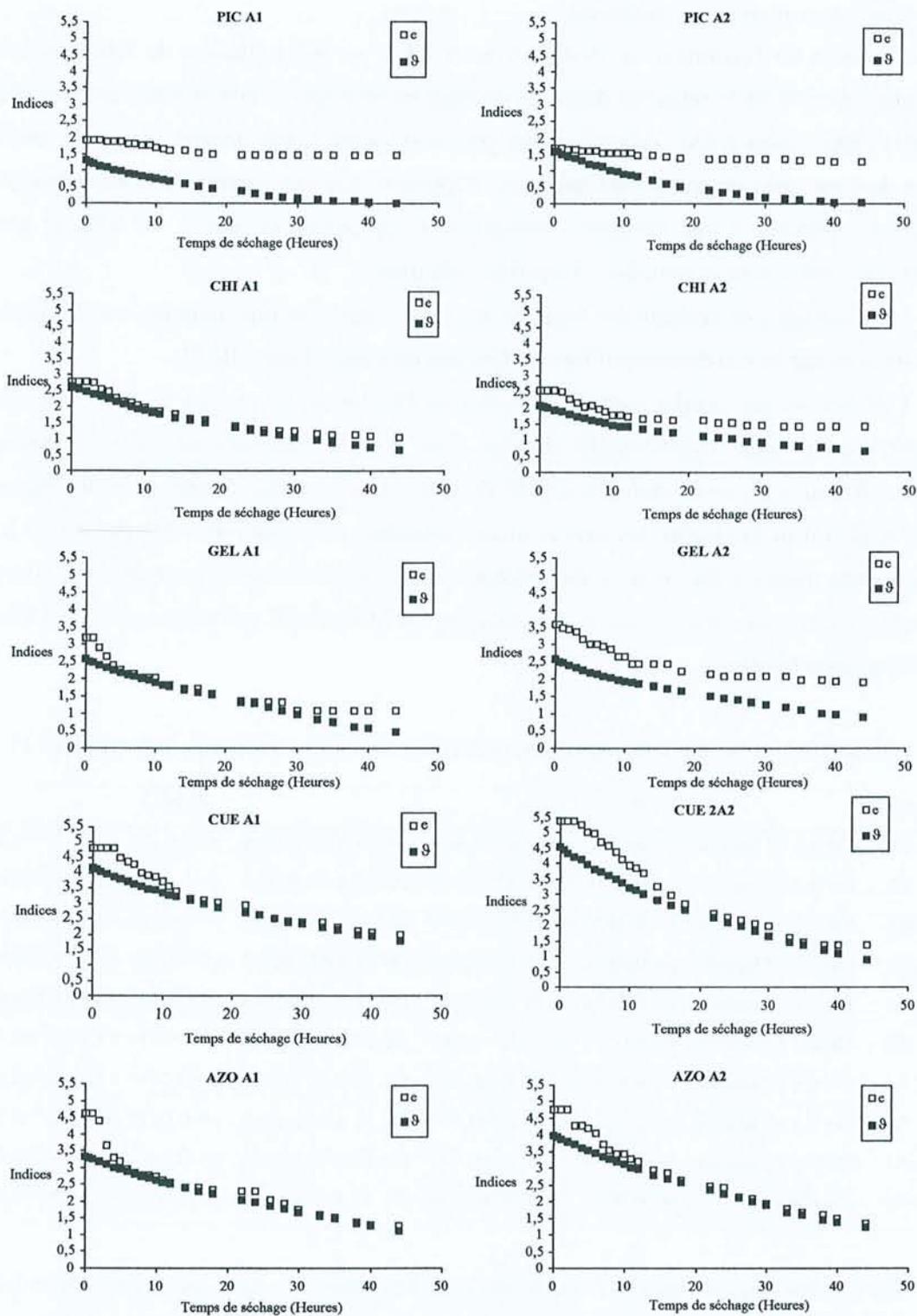


Figure III.17 - Evolution de l'indice d'eau (θ) et de l'indice des vides (e) à 30°C

Afin de simplifier l'interprétation de ces évolutions, nous suivrons dans un premier temps la dynamique d'évolution de l'indice d'eau, puis celle de l'indice des vides, et enfin nous comparerons ces deux dynamiques, notamment à l'aide des courbes de retrait.

2.3.2.1. Cinétiques de drainage isotherme

L'examen de l'évolution de l'indice d'eau à 30°C sur des cylindres de sols non-perturbés permet une approche de la rétention d'eau : le séchage en atmosphère thermostatée peut en effet être comparé à l'application d'une succion de très grande intensité. Cette déshydratation est en fait un drainage de l'eau sous de très fortes succions. Rappelons que ces mesures ont été faites à partir d'échantillons prélevés à une humidité correspondant approximativement à -33 kPa de potentiel matriciel, c'est-à-dire avec la porosité > 5 µm déjà vide d'eau.

Les cinétiques de séchage des horizons de surface des 5 profils montrent une évolution non linéaire de la teneur en eau des échantillons en fonction du temps (Figure III.17).

L'analyse de ces courbes permet de modéliser l'évolution des teneurs en eau en fonction du temps par des cinétiques exponentielles du type $y=ae^{-kt}$ ou de construire un modèle utilisant deux régressions linéaires ($y=at+b$) emboîtées, pour décrire i) une première cinétique de drainage rapide (entre 0 et 12 h dans la plupart des cas) et ii) une deuxième cinétique plus lente jusqu'à 44 h. C'est cette deuxième méthode que nous avons choisie pour pouvoir aisément comparer les vitesses de déshydratation pour une même phase de dessiccation. Le tableau III.7 suivant présente les paramètres de ces régressions linéaires.

Tableau III.7 - paramètres des régressions linéaires sur les courbes de séchage de la figure III.17

Horizon	Phase 1	Phase 2
PIC A1	De 0 à 18 heures : $y=-0,045x + 1,22$ $R^2=0,983$	De 18 à 44 heures : $y=-0,017x + 0,70$ $R^2=0,933$
PIC A2	De 0 à 18 heures : $y=-0,061x + 1,55$ $R^2=0,990$	De 18 à 44 heures : $y=-0,019x + 0,79$ $R^2=0,941$
CHI A1	De 0 à 12 heures : $y=-0,072x + 2,60$ $R^2=0,997$	De 12 à 44 heures : $y=-0,035x + 2,13$ $R^2=0,995$
CHI A2	De 0 à 12 heures : $y=-0,057x + 2,05$ $R^2=0,985$	De 12 à 44 heures : $y=-0,023x + 1,66$ $R^2=0,993$
GEL A1	De 0 à 12 heures : $y=-0,063x + 2,52$ $R^2=0,993$	De 12 à 44 heures : $y=-0,044x + 2,31$ $R^2=0,997$
GEL A2	De 0 à 12 heures : $y=-0,059x + 2,52$ $R^2=0,989$	De 12 à 44 heures : $y=-0,031x + 2,20$ $R^2=0,997$
CUE A1	De 0 à 12 heures : $y=-0,079x + 4,14$ $R^2=0,995$	De 12 à 44 heures : $y=-0,045x + 3,71$ $R^2=0,997$
CUE A2	De 0 à 12 heures : $y=-0,106x + 4,49$ $R^2=0,997$	De 12 à 44 heures : $y=-0,067x + 3,72$ $R^2=0,992$
AZO A1	De 0 à 12 heures : $y=-0,068x + 3,29$ $R^2=0,997$	De 12 à 44 heures : $y=-0,044x + 3,02$ $R^2=0,998$
AZO A2	De 0 à 12 heures : $y=-0,086x + 3,96$ $R^2=0,998$	De 12 à 44 heures : $y=-0,055x + 3,56$ $R^2=0,996$

On constate que la valeur du coefficient a de l'équation $y = at+b$ est environ deux fois plus faible lors de la deuxième phase de séchage que lors de la première phase. La faible valeur de a dans la deuxième phase indique la nécessité de l'apport d'une quantité d'énergie très importante pour extraire l'eau de la microporosité. Il faut d'ailleurs remarquer qu'à l'issue de ces 44 heures de séchage, seuls les horizons du sol le moins évolué (PIC) présentent des indices d'eau voisins de 0. A l'issue de ce séchage à 30°C, une part importante de la microporosité de la plupart des horizons est encore occupée par de l'eau.

Les résultats des déshydratations peuvent également être exprimés en termes de volume d'eau perdue pendant chaque phase ; la première phase de séchage est assimilée à une phase de transfert rapide et la deuxième à une phase de transfert lent (Figure III.18).

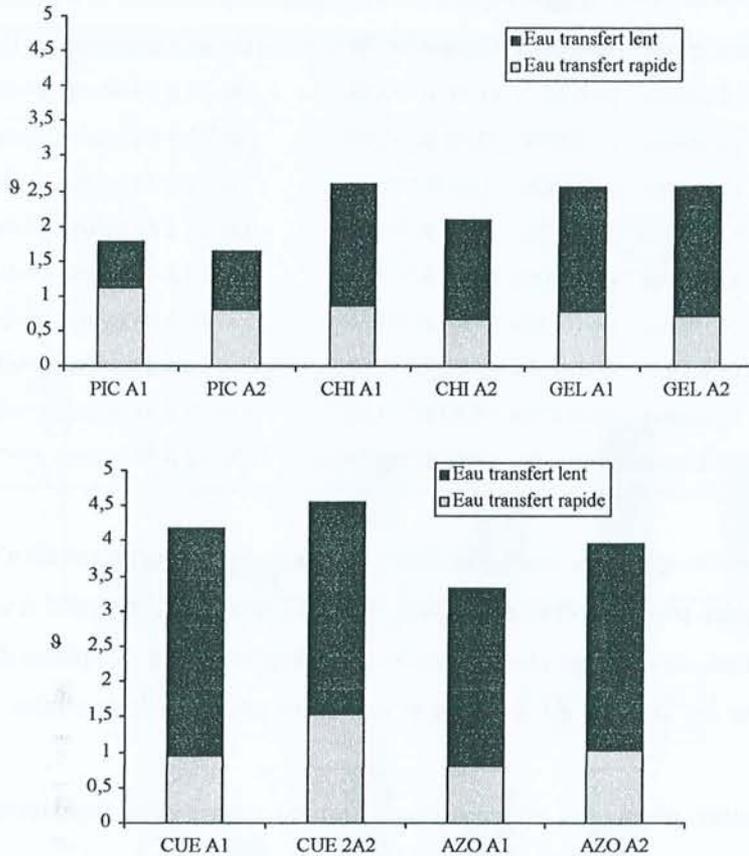


Figure III.18 - Répartition des volumes d'eau perdue par dessiccation pendant la phase de transfert rapide et pendant la phase de transfert lent.

On observe que l'eau correspondant à la porosité de transfert lent est majoritaire dans ces sols. Cette constatation est évidemment à mettre en relation avec la prédominance de la microporosité capillaire constatée sur les courbes de rétention en eau. Par ailleurs, la quantité d'eau correspondant à la porosité de transfert rapide est du même ordre de grandeur ($1 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ de solide) que la porosité affectée par une perte en eau entre -33 et -1500 kPa de potentiel matriciel. La première phase de séchage peut ainsi être assimilée à la vidange de l'eau contenue dans les mésopores (entre 5 et $0,5 \mu\text{m}$), alors que la deuxième phase correspond à la vidange partielle de l'eau contenue dans la microporosité.

2.3.2.2. Cinétiques de retrait isotherme

La démarche choisie pour décrire et modéliser l'évolution des indices des vides en fonction du temps est semblable à celle qui a été utilisée pour les dynamiques de drainage. Les cinétiques (Figure III.17) sont décrites avec deux droites de régression emboîtées (Tableau III.8) pour des périodes de temps équivalentes aux deux phases de drainage repérées.

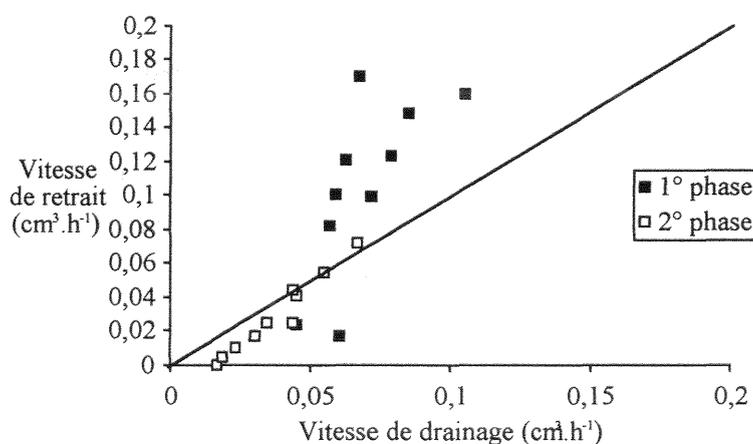
Tableau III.8 - Paramètres des régressions linéaires des cinétiques de retrait à la dessiccation (Figure III.17)

Horizons	Phase 1	Phase 2
PIC A1	De 0 à 18 heures : $y = -0,024x + 1,94$ $R^2 = 0,97$	De 18 à 44 heures $y = 1,45$
PIC A2	De 0 à 18 heures : $y = -0,017x + 1,70$ $R^2 = 0,98$	De 18 à 44 heures $y = -0,004x + 1,47$ $R^2 = 0,8773$
CHI A1	De 2 à 12 heures : $y = -0,099x + 2,94$ $R^2 = 0,97$	De 12 à 44 heures $y = -0,025x + 2,02$ $R^2 = 0,952$
CHI A2	De 0 à 12 heures : $y = -0,082x + 2,63$ $R^2 = 0,94$	De 12 à 44 heures $y = -0,010x + 1,80$ $R^2 = 0,8715$
GEL A1	De 0 à 12 heures : $y = -0,120x + 3,08$ $R^2 = 0,91$	De 12 à 44 heures $y = -0,025x + 2,01$ $R^2 = 0,9082$
GEL A2	De 0 à 12 heures : $y = -0,100x + 3,59$ $R^2 = 0,98$	De 12 à 44 heures $y = -0,017x + 2,57$ $R^2 = 0,8599$
CUE A1	De 0 à 16 heures : $y = -0,120x + 4,95$ $R^2 = 0,96$	De 16 à 44 heures $y = -0,042x + 3,71$ $R^2 = 0,9412$
CUE A2	De 0 à 16 heures : $y = -0,160x + 5,60$ $R^2 = 0,98$	De 16 à 44 heures $y = -0,072x + 3,75$ $R^2 = 0,9436$
AZO A1	De 1 à 12 heures : $y = -0,170x + 4,30$ $R^2 = 0,81$	De 12 à 44 heures $y = -0,045x + 3,12$ $R^2 = 0,9589$
AZO A2	De 1 à 12 heures : $y = -0,149x + 4,87$ $R^2 = 0,96$	De 12 à 44 heures $y = -0,055x + 3,66$ $R^2 = 0,9839$

Si l'on excepte les quelques points du début de cinétique où aucun retrait n'est encore noté, on constate que la première phase de drainage rapide (0-12/18 heures) correspond à une phase de retrait rapide alors que la phase de drainage plus lente correspond également à une phase de retrait plus lent.

En comparant les vitesses de drainage et de retrait pour les deux phases (Figure III.19), on constate que:

- pendant la première phase, les vitesses moyennes de retrait sont supérieures aux vitesses de drainage
- pendant la deuxième phase, les vitesses moyennes des deux processus sont sensiblement équivalentes

**Figure III.19** - Relation entre les vitesses de drainage et les vitesses de retrait pour les deux phases

En utilisant la même méthode que précédemment, on peut distinguer le volume des vides correspondant à la phase de retrait rapide du volume des vides qui correspond à la phase de retrait plus

lent (Figure III.20). Le volume de la phase de retrait lent est équivalent au volume du drainage lent puisque les vitesses des deux processus sont similaires. En revanche, on constate que le volume des vides perdu pendant la phase rapide, c'est-à-dire la période de temps pendant laquelle la vitesse de retrait est supérieure à la vitesse de drainage, varie fortement avec les échantillons. Ce volume est tout à fait réduit pour les échantillons du profil PIC, alors qu'il est considérable pour ceux des profils CUE et AZO.

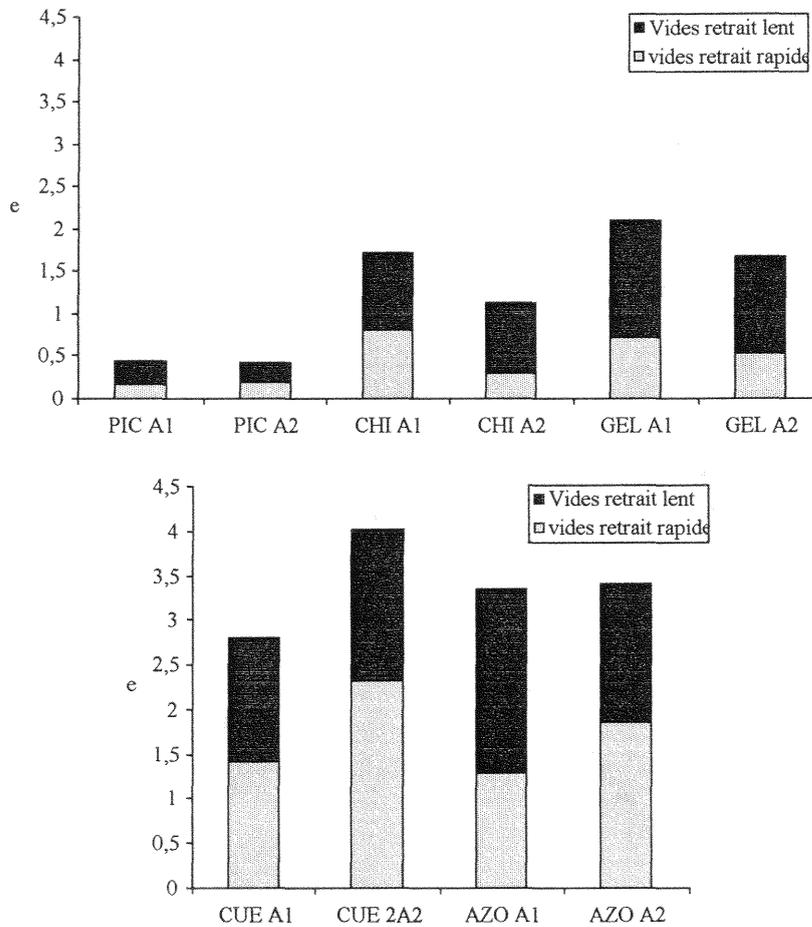


Figure III.20 - Répartition des volumes des vides perdus par dessiccation pendant la phase de retrait rapide et pendant la phase de retrait lent.

2.3.2.3. Courbes de retrait

Les courbes de retrait établies sur les cylindres sont présentées à la figure III.21 suivante. Il faut noter que le volume des vides après un séchage à 105°C a été ajouté sur les courbes afin de disposer du point correspondant à un indice d'eau nul.

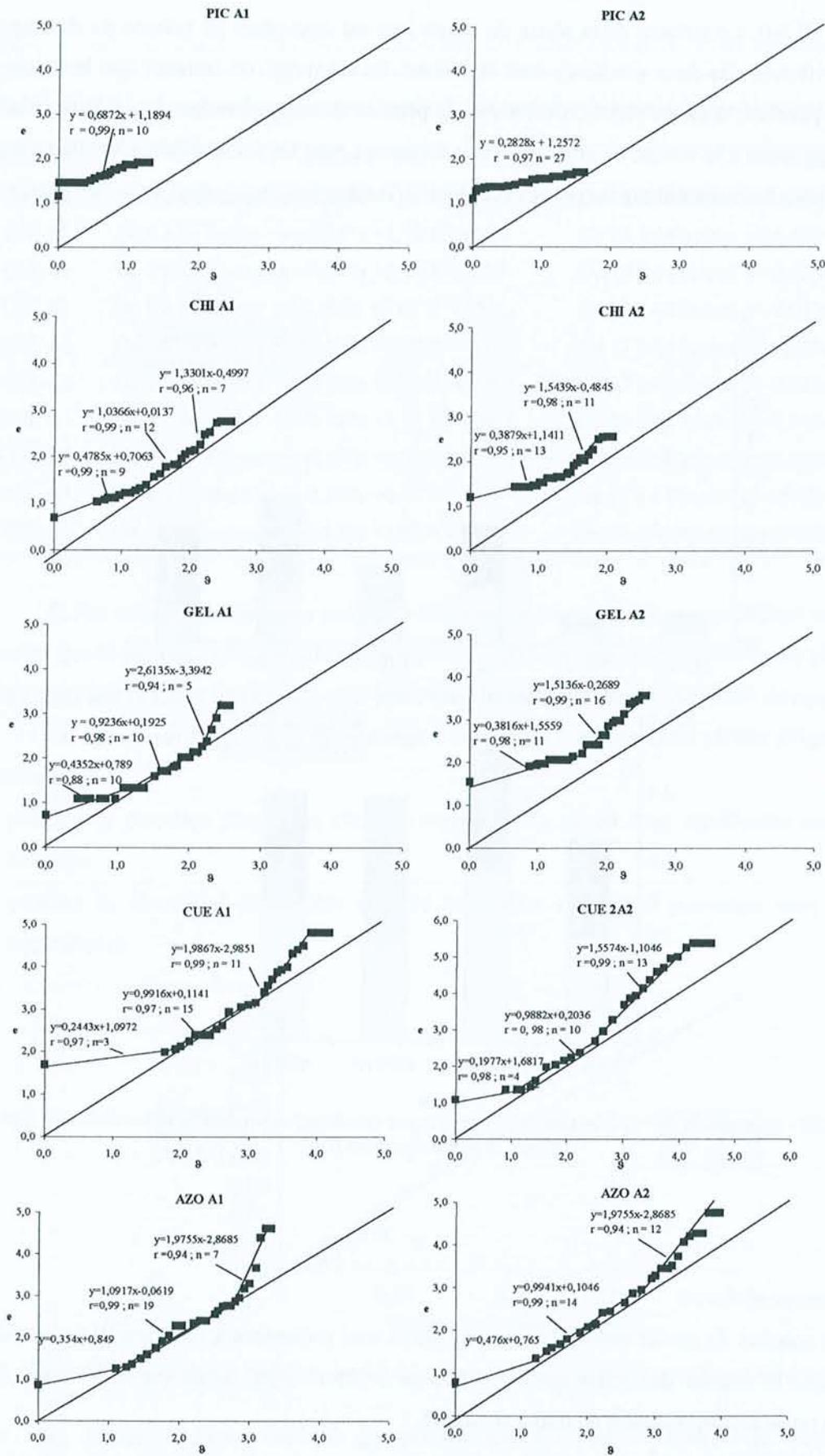


Figure III.21 - Courbe de retrait des horizons de surface modélisée sur la base du modèle à trois droites.

On constate que la phase de retrait dite structurale n'est pas observée dans ces courbes. En effet, les cylindres utilisés pour cette mesure n'ont pas été saturés avant l'expérience et nos courbes commencent donc à un point proche du point de friabilité éloigné dans la plupart des cas de la droite de saturation. A l'issue de 44 heures de dessiccation, nous constatons que les échantillons des profils PIC, CHI et GEL sont entrés dans une phase de retrait résiduel, alors que les échantillons des deux profils CUE et AZO semblent encore dans la phase normale. On constate par ailleurs que le plus souvent (et notamment pour les sols les plus évolués) deux droites doivent être utilisées pour décrire la phase dite "normale" entre le point de friabilité et le point d'entrée d'air. Il existe dans cette zone normale une première phase pendant laquelle la pente de la droite de régression est supérieure à 1 (rétraction plus importante que le drainage). Pendant cette phase il y a réduction du volume d'air jusqu'au point où l'on rejoint la droite de saturation. A partir de ce point, on constate l'existence d'une seconde phase plus strictement normale avec une pente voisine de 1. Cette deuxième phase est située sur la droite de saturation, c'est-à-dire là où les points des deux indices sont confondus sur les courbes présentant les cinétiques (Figure III.17). La première droite correspond à la première phase des cinétiques de drainage et de retrait pendant laquelle les vitesses de retrait sont supérieures aux vitesses de drainage alors que la seconde correspond à la seconde phase où les vitesses des processus sont équivalentes (Cf. Figure III.18). Ainsi, le modèle utilisé pour décrire ces courbes ne doit pas mettre en cause trois droites comme dans le modèle classique Mc Garry et Malafant, mais quatre droites (Figure III.22), traduisant quatre processus distincts.

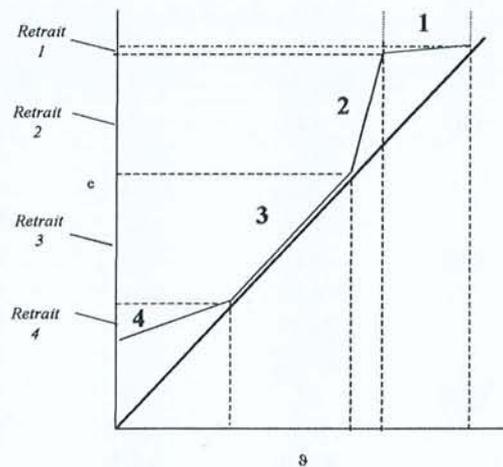


Figure III.22 - Schéma du modèle à quatre droites

Les pertes en volume des vides et leurs proportions par rapport au retrait total des phases décrites dans nos courbes sont calculées et présentées au Tableau III.9.

Tableau III.9 - Perte de volume en indices des vides pour les différentes phases repérées sur les courbes de retrait

Horizon	Perte de volume en indice des vides (% par rapport à la perte totale)			
	Phase 1	Phase 2	Phase 3	Phase 4
PIC A1	Nd	-	0,41 (80%)	0,1 (20%)
PIC A2	Nd	-	0,27 (60%)	0,18(40%)
CHI A1	Nd	0,58 (28%)	0,88 (43 %)	0,58 (28%)
CHI A2	Nd	0,81 (60%)	0,31 (23%)	0,22 (16%)
GEL A1	Nd	1,04 (42%)	0,82 (33%)	0,59 (24%)
GEL A2	Nd	0,29 (30%)	0,69 (70%)	
CUE A1	Nd	1,7 (55%)	1,04 (33%)	0,37 (12%)
CUE 2A2	Nd	2,1 (49 %)	1,65 (39%)	0,53 (12%)
AZO A1	Nd	1,75 (47%)	1,6 (43 %)	0,41 (11%)
AZO A2	Nd	1,81 (45%)	1,6 (40%)	0,58 (15%)

2.3.3. Porosité des matériaux séchés

A l'issue de la dessiccation, l'organisation structurale et le volume poral total ont donc été considérablement altérés. Afin de décrire cette nouvelle organisation, des mesures de porosimétrie mercure des matériaux séchés sont effectuées.

2.3.3.1. Volume total accessible au mercure

Le tableau III.10 présente les volumes (en indices des vides et en porosité) accessibles au mercure entre 25 µm et 3,9 nm de rayon de constriction.

Tableau III.10 - Indices des vides et porosité accessibles au mercure

Profil	Horizons	Volume poral total	
		$e = V_v/V_s$	$\Phi = V_v/V_t$
PIC	A1	0,582	0,367
	A2	0,639	0,390
	2A3	0,545	0,352
	3 Ab1	0,455	0,307
CHI	A1	0,566	0,361
	A2	0,612	0,379
	2Ab1	0,548	0,354
	2 Ab2	0,523	0,343
GEL	A1	0,506	0,336
	A2	0,566	0,363
	2 Ab1	0,493	0,33
	2 Ab2	0,485	0,326
CUE	A1	0,362	0,265
	A2	0,355	0,262
AZO	A1	0,185	0,156
	A2	0,217	0,179

Le volume poral total exploré par le mercure varie peu entre les échantillons d'un même profil. A l'inverse, la variation inter-profil est beaucoup plus forte : la porosité accessible au mercure après dessiccation est de l'ordre de 30 à 40% pour les horizons des profils PIC, CHI, et GEL mais beaucoup

plus faible (de 15 à 25%) pour ceux des profils CUE et AZO. Ces volumes déterminés sur des mottes peuvent être comparés aux indices des vides déterminés sur cylindre à l'issue des 44 h de dessiccation (Figure III.23).

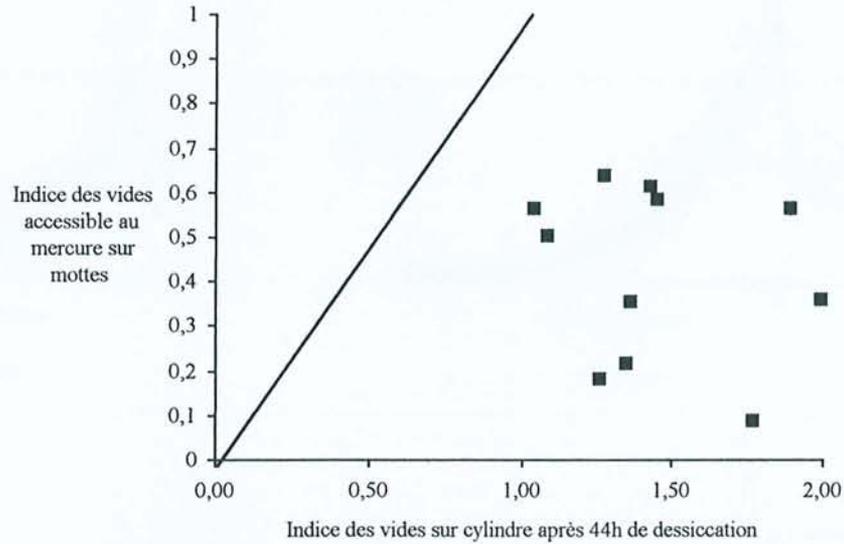


Figure III.23 - Comparaison de l'indice des vides déterminés sur cylindres Après 44 h de dessiccation et l'indice des vides accessibles au mercure sur des mottes

On observe que le volume accessible au mercure représente dans la plupart des cas moins de 40 % du volume des vides déterminé sur des cylindres. Cette très grande différence de volume des vides peut être partiellement expliquée par :

- l'absence de la prise en compte des pores $> 25 \mu\text{m}$ par la porosité mercure
- le fait que le retrait sur mottes est largement supérieur sur cylindres notamment en raison d'un rapport surface à l'air/volume beaucoup plus élevé (Cf par exemple Coquet, 1996)
- l'accessibilité limitée du mercure (liquide non-mouillant) aux pores les plus fins.

Malgré cette forte différence, la répartition des pores accessibles au mercure peut être utilisée comme un indice de l'organisation des matériaux séchés.

2.3.3.2. Spectres de porosité

La figure III.24 présente les spectres de porosité mercure des horizons A des 5 profils. L'allure générale des spectres est assez semblable pour les différents horizons d'un même profil. Par contre, elle diffère fortement en fonction du profil étudié. Le tableau III.11 présente les limites, les volumes absolus et relatifs des classes de pores repérables sur les spectres, ainsi que le rayon de constriction modal.

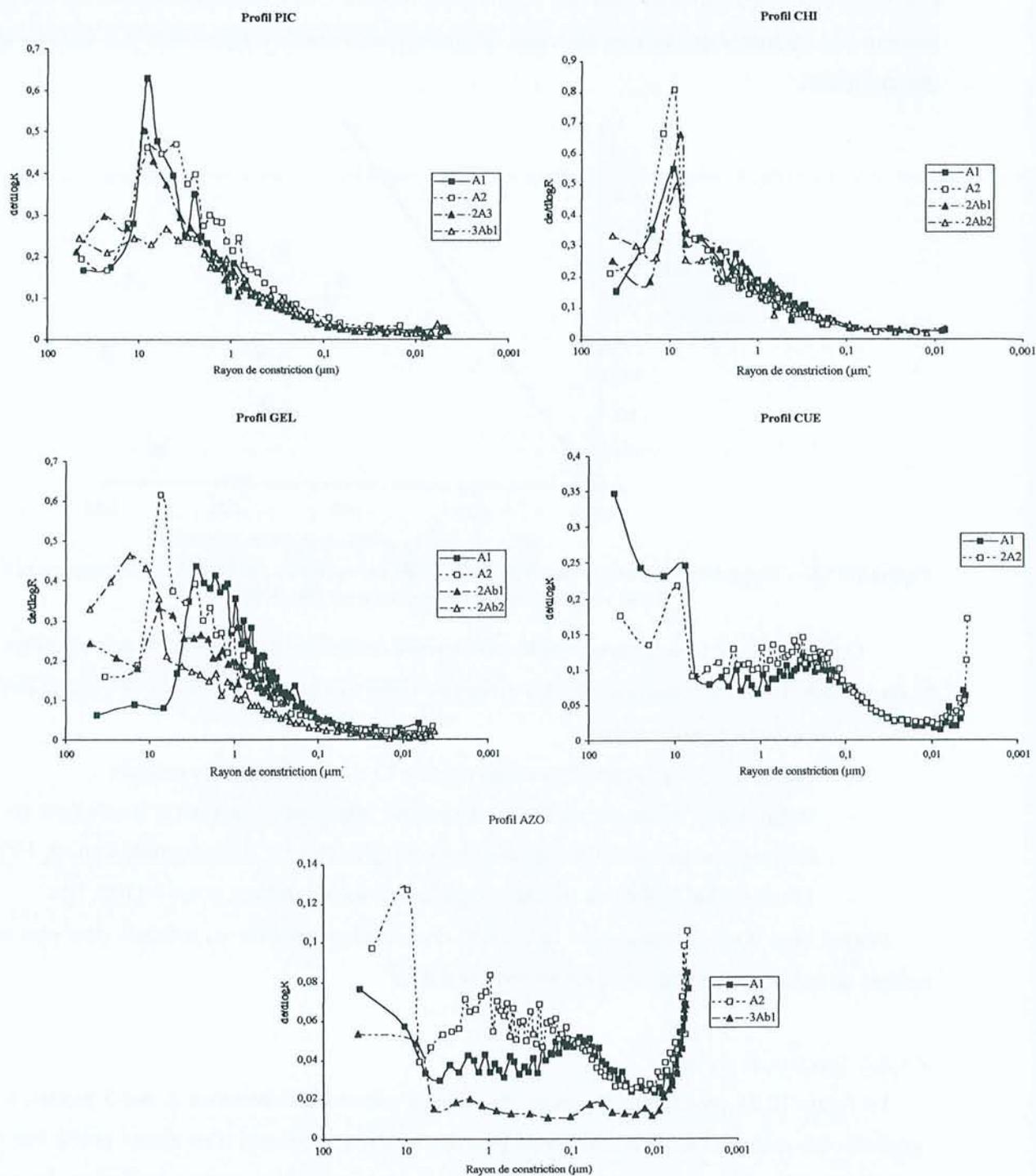


Figure III.24 - Spectres de porosité mercure des horizons A

Tableau III.11 - Limite et volume des classes repérables sur les spectres de porosité

Prof.	Hor.	Limite Sup. µm	Classe A			Limite A-B µm	Classe B			Limite B-C µm	Classe C			Limite Inf. µm
			Volume		Rm* µm		Volume		Rm* µm		Volume		Rm* µm	
			e	%			e	%			e	%		
PIC	A1	25	0,61	100	8,00	0,0039								
	A2	25	0,686	100	3,94	0,0039								
	2A3	25	0,612	100	8,85	0,0039								
	3Ab1	25	0,511	99	4,99	0,008	0,004	1	0,006					
CHI	A1	25	0,616	100	9,29	0,0039								
	A2	25	0,67	100	8,9	0,0039								
	2Ab1	25	0,25	35	7,75	6,8	0,41	65	4,4	0,0039				
	2Ab2	25	0,27	44	8,5	6,8	0,34	56	3,25	0,0039				
GEL	A1	25	0,078	15	15	6,8	0,44	82	3	0,01	0,014	3	0,0039	0,0039
	A2	25	0,6	97	7,76	0,016	0,015	3	0,0039				0,0039	
	2Ab1	25	0,14	24	25	13	0,42	73	8	0,013	0,052	3	0,0039	0,0039
	2Ab2	25	0,597	99	17,1	0,014	0,003	1	0,0039				0,0039	
CUE	A1	25	0,167	46	7,67	3,94	0,185	51	0,24	0,0081	0,001	3	0,0043	0,0039
	2A2	25	0,103	29	9,29	6,24	0,239	67	0,31	0,0086	0,013	4	0,0039	0,0039
AZO	A1	25	0,042	23	25	3,94	0,097	52	0,08	0,0101	0,046	25	0,0041	0,0039
	A2	25	0,06	28	9,65	6,8	0,136	63	0,94	0,013	0,022	10	0,004	0,0039

* Rm = rayon modal

A partir de ces résultats, on peut regrouper les distributions de pores en trois familles :

- Les spectres des horizons A des profils PIC et CHI montrent un spectre unimodal autour de 10µm avec un continuum décroissant de porosité vers les faibles rayons de constriction. Dans ce cas, on ne peut que difficilement mettre en évidence des classes de pores nettement séparées.
- Les spectres des horizons du profil GEL sont globalement similaires à ceux de la première famille mais on remarque une légère réaugmentation des volumes poraux vers les très faibles rayons de constriction (pour des rayons > 0,01µm). Cette deuxième classe représente des volumes très faibles de l'ordre de 0,01 à 0,02 cm³ de Hg par cm³ de solide, soit une contribution à la porosité Hg totale de l'ordre de 3%. Cette classe est donc encore tout à fait discrète. Par ailleurs, le rayon de constriction modal de la classe principale est décalé autour de 2 µm pour l'horizon de surface A1. Les autres horizons étudiés ont un mode autour de 10µm comme précédemment.
- Les spectres des horizons A des profils CUE et AZO présentent une allure tout à fait différente avec l'existence de trois classes de pores bien discrétisées. L'approche par repérage des points d'inflexion de la courbe cumulée prend alors tout son sens. Le tableau III.11 montre les paramètres caractéristiques de ces différentes familles de pores. La première classe comprend les pores de 25 à +/- 5 µm et représente de 23 à 46 % de la porosité totale. La deuxième classe qui représente la classe majoritaire (de 40 à 70% de la porosité totale) comprend les pores de 5 µm à 10 nm de rayon de constriction. La dernière classe constituée des pores fins est difficilement interprétable puisque la coupure expérimentale à 3,9 nm correspond aux volumes les plus

importants. Il est donc probable que le volume total de cette classe de pores fins est largement sous-estimé.

On constate que la distinction classique en trois classes n'est vraiment observée qu'avec les horizons des deux profils les plus évolués. Dans ces cas, l'essentiel de la porosité accessible au mercure des échantillons séchés est constitué des pores appartenant à la deuxième classe structurale c'est-à-dire à la porosité dite lacunaire. L'assemblage des sables, pseudo-sables et pseudo-limons conditionne alors la porosité des échantillons séchés. La classe correspondant aux pores générés par l'arrangement des particules fines est toujours de faible ampleur en partie sans doute de par le fait que les pores les plus fins ne sont pas accessibles expérimentalement.

Pour les échantillons les moins évolués, il n'existe pas de classes de pores facilement identifiables sur la base de la relation pression-volume. Les coupures possibles entre classes de pores sont ainsi toujours arbitraires. Ce fait nous conduit à penser que la structuration des pores de différentes tailles obéit ici à une organisation hiérarchique complexe à différentes échelles avec une très forte connectivité des différents ensembles. Cette observation justifie les tentatives d'approche fractale de la porosité.

2.3.3.3. Approche fractale de l'interface pores-solides et seuil de percolation

L'approche fractale nécessite l'utilisation de différents paramètres :

- le domaine poral dans lequel cette dimension s'applique ou domaine fractal. Ce domaine peut être caractérisé par ses limites, son volume absolu et son volume relatif par rapport à la porosité totale.
- la dimension fractale d'interface pores-solides (entre 2 et 3) qui nous informe sur le désordre (auto-similarité à différentes échelles) et la rugosité des interfaces solides-pores.

Rigoureusement, on ne peut parler de fractal que si le domaine intègre une forte variation d'échelle. Ainsi, la signification physique et géométrique de la dimension fractale diminue avec l'ampleur du domaine fractal.

Le tableau III.12 présente les volumes (en indice des vides et en % par rapport à la porosité totale) et les limites supérieures et inférieures du domaine fractal, caractérisé par une dimension fractale d'interface pores-solides D_s .

Tableau III.12 - Dimension fractale, volume et rayons de constriction limite du domaine fractal

Profil	Horizon	Volume du domaine fractal		Limite supérieure	Limite inférieure	Dimension fractale d'interface : Ds
		e	% du volume total	μm	μm	
PIC	A1	0,3248	55,8	5,76	0,029	2,454
	A2	0,366	57,3	3,74	0,028	2,451
	2A3	0,2707	49,6	4,4	0,015	2,396
	3Ab1	0,196	44,1	2,58	0,026	2,411
CHI	A1	0,299	52,9	4,4	0,017	2,4905
	A2	0,289	47,2	4,9	0,014	2,49
	2Ab1	0,254	46,8	2,77	0,025	2,4753
	2Ab2	0,207	39,5	2,49	0,03	2,4981
GEL	A1	0,217	42,9	1,15	0,025	2,4063
	A2	0,21	37,1	1,72	0,014	2,416
	2Ab1	0,1152	23,3	0,23	0,01	2,186
	2Ab2	0,173	35	0,94	0,022	2,3716
CUE	A1	0,04	11,14	0,35	0,011	2,392
	2A2	0,025	6	0,05	0,0095	2,453
AZO	A1	0,032	17,1	0,1	0,0128	2,489
	A2	0,029	13,5	0,1	0,016	2,581
	3Ab1	0,011	12,5	0,05	0,007	2,643

Compte tenu du très faible domaine fractal des horizons les plus altérés, la signification de leur dimension fractale est faible. A l'inverse, les horizons les moins évolués possèdent un large domaine (entre 25 et 60 % de la porosité totale) où s'applique une loi fractale d'interface. Cette diminution du domaine fractal avec le degré d'évolution des sols est en fait due à un abaissement de la limite supérieure du domaine, sans que la limite inférieure ne varie. Dans tous les cas, le rayon de constriction de cette limite inférieure correspond approximativement à 0,01 μm , c'est-à-dire au rayon d'entrée dans la microporosité texturale.

On constate par ailleurs que lorsque le domaine d'organisation fractale de l'interface est suffisamment grand (pour les horizons des profils PIC à GEL), la dimension fractale est toujours de l'ordre de 2,5. Cette approche permet donc de dire que l'interface entre les pores et les solides est organisée de manière hiérarchique et auto-similaire à différentes échelles pour les horizons les moins évolués. Le continuum de porosité observé dans les horizons de ces profils peu évolués, sans que des classes de pores apparaissent nettement, est, pour une grande part, expliqué par cette organisation de l'interface où les petits pores sont inclus et interconnectés dans les pores de grande taille en suivant une loi d'échelle hiérarchisée.

Notons que les dimensions fractales calculées ici par porosimétrie mercure sur des échantillons séchés s'avèrent beaucoup plus faibles que celles déterminées sur les courbes de rétention en eau. Ce constat pourrait être expliqué par le fait que le mercure est un liquide non-mouillant alors que l'eau (liquide mouillant) recouvre relativement bien les interfaces, permettant ainsi la mise en évidence de plus de détails dans la géométrie de l'interface solides-pores (Gomendy, 1996).

Le tableau III.13 présente les seuils de percolation déterminés sur les courbes cumulées d'intrusion de mercure.

Tableau III.13 - Seuil de percolation déterminée en porosimétrie mercure

Profil	Echantillon	Seuil de percolation (μm)
PIC	A1	6,8
	A2	10,17
	2 A3	8,85
	3 Ab1	-
CHI	A1	8,17
	A2	12,16
	2 Ab1	7,75
	2 Ab2	-
GEL	A1	3,94
	A2	7,37
	2 Ab1	8,17
	2 Ab2	-
CUE	A1	-
	2 A2	0,0067
AZO	A1	0,0078
	A2	0,010
	3 Ab1	0,0086

Les seuils de percolation à très faibles rayons d'entrée des horizons les plus évolués des profils AZO et CUE n'ont évidemment pas la même signification que les seuils à rayons élevés ($\pm 10 \mu\text{m}$) des échantillons des profils PIC, CHI et GEL. On constate que les seuils de percolation des échantillons des profils AZO et CUE correspondent à une entrée dans la microporosité, sans que l'on puisse déterminer de seuil d'entrée massive de mercure dans les deux classes de pores les plus grossiers. Pour les profils PIC, CHI et GEL, quand un seuil de percolation existe, celui-ci est proche de la limite supérieure du domaine fractal. Il y aurait alors une certaine difficulté à entrer dans ce domaine de porosité ; puis quand l'entrée est effectuée, on assisterait à la disparition des effets "bouteille d'encre" avec des pores organisés selon des lois hiérarchiques de type fractal.

2.3.4. Effet de la dessiccation sur l'organisation et la stabilité des structures

2.3.4.1. Microagrégation et dispersabilité des colloïdes

Les résultats des distributions de taille des particules et pseudoparticules obtenues sur échantillons humides et sur échantillons séchés 48h à 30°C sont placés dans un triangle des textures (Figure III.25)

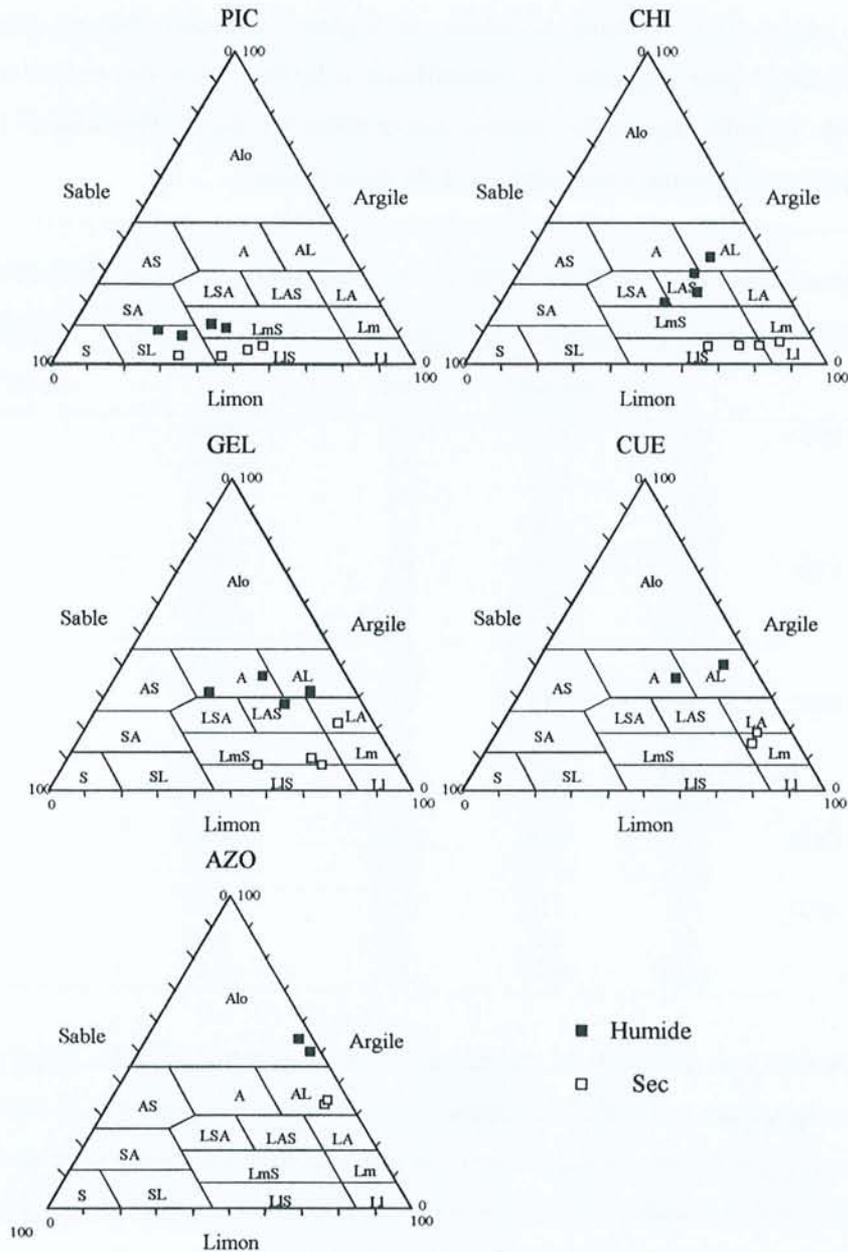


Figure III.25 - Position des échantillons secs et humides (sans destruction de la matière organique) dans des triangles des textures CPCS, 1967

On constate de fortes variations de la texture du sol en fonction de la dessiccation. Pour le profil le moins évolué PIC, ces variations sont relativement faibles puisque les traitements n'entraînent pas de changement de classe texturale. L'effet de la dessiccation est beaucoup plus marqué pour les profils CHI, GEL et CUE, puisque les chutes de teneurs en argiles (et les augmentations concomitantes en limons) entraînent le déplacement des classes à dominante argileuse vers les classes limoneuses. Enfin, pour le profil AZO, l'effet du séchage semble modéré. Remarquons que les teneurs en sables n'évoluent que très peu entre les traitements. Les réorganisations structurales au cours de la dessiccation entraînent ici la formation de pseudo-particules de la taille des limons (Figure III.25).

Le tableau III.14. présente les teneurs en argiles ($f < 2 \mu\text{m}$) obtenues dans les deux cas et les indices utilisables pour exprimer la susceptibilité à la dispersion des colloïdes : la proportion de particules de la taille des argiles encore dispersables (A Sec/A Humide) et la quantité d'argiles microagrégées (A Humide- A sec) après 48 h de dessiccation.

Tableau III.14 - Teneur en argile à l'état sec et à l'état humide. Indice de dispersabilité des colloïdes

Profil	Horizon	Teneurs $f < 0,2 \mu\text{m}$ (g.kg^{-1})		A Sec/A Humide	A Humide-A Sec (g.kg^{-1} de sol sec)
		Humide	Sec		
PIC	A1	131	58	0,44	73
	A2	117	54	0,46	63
	2A3	89	34	0,38	55
	3Ab1	108	31	0,29	77
CHI	A1	229	64	0,28	165
	A2	195	59	0,30	136
	2Ab1	286	60	0,21	226
	2Ab2	345	67	0,19	278
GEL	A1	315	215	0,68	100
	A2	276	101	0,37	175
	2Ab1	369	82	0,22	287
	2Ab2	318	79	0,25	239
CUE	A1	414	186	0,45	228
	2A2	370	163	0,44	207
AZO	A1	514	343	0,67	171
	A2	542	332	0,61	210
	3Ab1	837	63	0,08	774

On note que l'effet de la dessiccation sur la quantité d'argiles dispersables est tout à fait important. Cependant, cet effet varie intensément selon les échantillons : le rapport A Sec/A Humide qui exprime l'effet de cette dessiccation sur la dispersabilité des argiles varie de 0,1 à 0,7. On observe que la différence A Humide – A Sec qui exprime la quantité relative de colloïdes agrégés à l'état sec tend à augmenter dans une séquence PIC-CHI-GEL-CUE-AZO.

2.3.4.2. Stabilité à l'eau des macroagrégats

Les macroagrégats de la taille des sables grossiers ($> 200 \mu\text{m}$) sont très stables après 6 heures de tamisage à l'eau que ce soit à l'état humide ou après dessiccation avec dans la plupart des cas plus de 50% d'agrégats stables à l'eau (Tableau III.15). Le séchage augmente considérablement cette proportion d'agrégats stables à l'eau avec des valeurs pouvant atteindre quasiment 100 (Tableau III.15).

Tableau III.15 - Stabilité mécanique des agrégats > 200 µm avant et après dessiccation 48 h00 à 30°C

Profil	Horizon	% d'agrégats > 200 µm stables à l'eau après agitation mécanique	
		Humidité au prélèvement	Séché 48h. à 30°C
PIC	A1	38,6	57,0
	A2	32,3	55,8
CHI	A1	48,2	86,3
	A2	42,5	75,8
	2Ab1	62,6	69,3
GEL	A1	62,5	91,0
	A2	49,5	81,2
CUE	A1	67,2	98,2
	2A2	69,4	95,5
AZO	A1	66,0	98,4
	A2	54,4	94,1

2.4. Discussion

2.4.1. Retrait total à la dessiccation et indice de déshydratation irréversible

Il existe une relation hautement significative ($P < 0,001$) entre l'indice de retrait et le taux de déshydratation irréversible (Figure III.26) : plus les échantillons ont subi des pertes de volume des vides à la dessiccation plus l'écart entre la capacité de rétention en eau à 1500 kPa de potentiel matriciel entre échantillons humides et échantillons secs est grand.

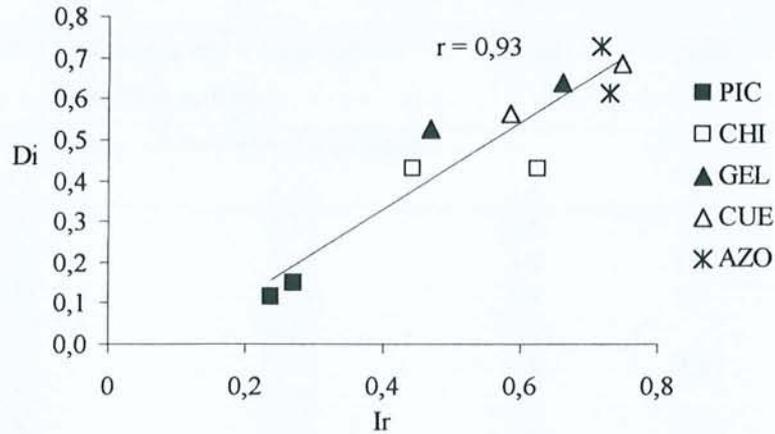


Figure III.26 - Relation entre les indices de retrait et de déshydratation irréversible.

Ainsi il apparaît que la capacité de réhumectation est directement conditionnée par l'ampleur du retrait subi à la dessiccation. Or, nous constatons sur la figure III.27, que l'indice de retrait total est corrélé significativement ($P < 0.001$) à l'indice des vides totaux à l'état humide initial.

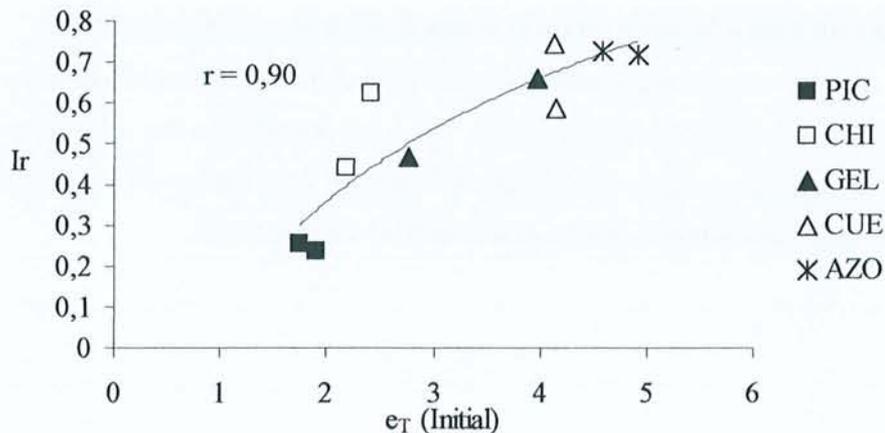


Figure III.27 - Relations entre l'indice de retrait (Ir) et l'indice des vides totaux à l'état humide

Cette relation a directement une signification physique : plus le volume des vides initiaux est élevé plus son évolution lors de la dessiccation est forte. Ainsi, puisque nous avons observé précédemment (Chapitre III.1) que l'indice des vides totaux était lié au degré d'évolution, nous mettons en évidence que plus les sols sont altérés, plus le retrait qu'ils subissent à la dessiccation est important.

Le taux de déshydratation irréversible (Di) est une mesure qui présente l'avantage d'avoir été obtenue sur l'ensemble de notre population d'horizons A, ce qui nous permet donc de relier les caractéristiques des horizons à la nature de leurs constituants dominants. Nous constatons que la somme des constituants amorphes ($Al_o + 1/2Fe_o$) est significativement corrélée ($P < 0,01$) à Di (Figure III.28 a). A l'inverse, ce taux de déshydratation irréversible est assez mal relié avec la quantité de

carbone dans la fraction $< 50 \mu\text{m}$ (Figure III.28 b). En effet, les horizons sialuandiques présentent des taux de déshydratation irréversible assez élevés. Les concentrations en minéraux allophaniques présents dans ces horizons semblent être un paramètre important (Figure III.28 c). Enfin, les teneurs en Al_p semble également jouer un rôle pour l'ensemble des horizons considérés : plus les teneurs en complexes organo-aluminiques sont élevées, plus l'irréversibilité de la dessiccation est marquée (Figure III.28 d).

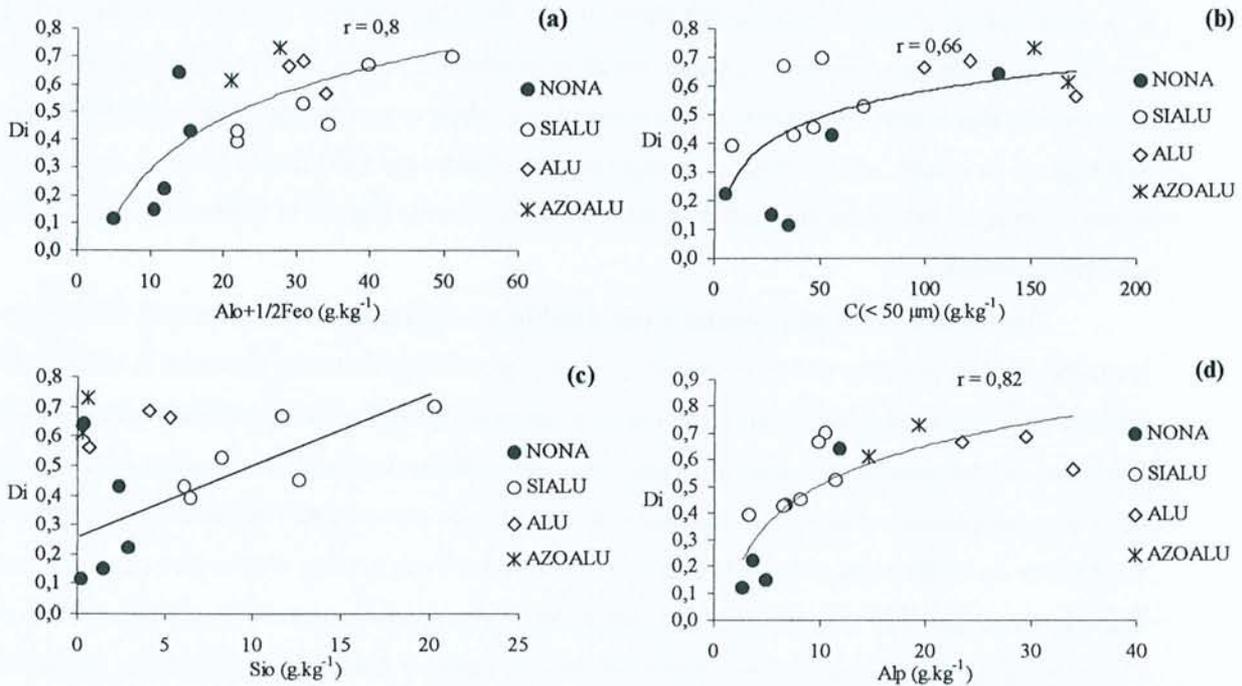


Figure III.28 - Relation entre le taux de dessiccation irréversible et les teneurs en $\text{Al}_0+1/2\text{Fe}_0$ (a), en carbone dans la fraction $< 50 \mu\text{m}$ (b), en Si_0 (c) et en Al_p (d) pour les 4 catégories d'horizons A repérés

On observe donc que les constituants "amorphes" des horizons étudiés (complexes organo-métalliques et minéraux allophaniques) semblent déterminants pour expliquer l'ampleur de la déshydratation irréversible. Sur les horizons de la base de données TUWAD, Nanzyo et al. (1993a) ont montré que l'hystérèse de la rétention d'eau à 1500 kPa est deux fois plus forte pour des horizons riches en allophanes que pour des horizons de type non-allophaniques. Les mêmes auteurs notent toutefois, que pour les horizons non-allophaniques possédant des propriétés hydriques, l'ordre de grandeur de l'écart entre sec et humide est équivalent à celui des horizons riches en allophanes. Nos résultats confirment ces observations.

Concernant le retrait à la dessiccation, Maeda et Warkentin (1975) ont établi des relations entre teneur en minéraux allophaniques et ampleur du retrait total. Ces auteurs ont noté notamment que le très large retrait résiduel est directement relié à la quantité d'allophanes et ils notent en outre que la structure change encore de façon notable à des hautes valeurs de succion (Warkentin et Maeda, 1974 ; Maeda et al., 1977). Nos propres résultats mettent en évidence que les composés organiques qui

constituent un agent de cimentation favorisant l'agrégation des colloïdes, agissent également très fortement sur la diminution de la microporosité interstitielle et sur l'irréversibilité de cette réorganisation.

2.4.2. Dynamique de retrait

Nous avons établi par l'analyse des courbes de retrait, que la phase normale, mettant en jeu le retrait dans la microporosité déformable est la phase clef du processus de déformation des échantillons à la dessiccation. De plus, nous avons observé que dans les horizons les plus évolués, cette phase normale comprend une première étape de retrait extrêmement rapide, avec une diminution du volume d'air (zone 2 des courbes de retrait) et une étape où l'on observe une stricte égalité entre les vitesses de drainage et de retrait, c'est-à-dire un comportement idéalement déformable (zone 3 des courbes de retrait). Enfin, un retrait résiduel est noté entre le point d'entrée d'air et la limite de retrait (zone 4 des courbes de retrait).

Nos données ne nous permettent pas d'établir un véritable modèle structural d'évolution. Par exemple nous ne pouvons pas directement relier les deux étapes du retrait normal à la modification de telle ou telle classe de pores. Nous remarquons néanmoins que plus les échantillons sont évolués, plus l'ampleur de ces deux étapes est importante. En fonction du degré d'évolution des sols, on observe ainsi une complexité croissante de la courbe de retrait avec notamment l'apparition d'une phase où la diminution de l'indice des vides est supérieure au volume d'eau perdue, c'est-à-dire une étape pendant laquelle on assiste à la disparition d'une partie des pores précédemment occupés par de l'air. Perret (1993) a fait la même observation sur des courbes de retrait d'Andosols allophaniques de la Réunion sans toutefois pouvoir en donner de véritables explications. Il apparaît ainsi évident que des études d'évolution de la structure à la dessiccation en utilisant un appareillage mieux adapté (par exemple un rétractomètre laser (Braudeau, 1993)) serait nécessaire pour la compréhension des processus intimes de réorganisation de l'espace poral des matériaux andiques sous l'effet de la dessiccation.

2.4.3. Porosités résiduelles

L'étude par porosimétrie mercure des échantillons séchés nous a permis de confirmer l'existence de deux niveaux d'organisation des matériaux à l'issue de la dessiccation :

- une mésoporosité dégagée par l'assemblage de pseudo-particules
- une microporosité résiduelle de type texturale non entièrement accessible au mercure

Cette microporosité qui dominait largement la porosité totale à l'état humide ne représente plus qu'une proportion très faible du volume porale accessible au mercure. C'est donc essentiellement cette gamme de pores qui a subi de profondes modifications à la dessiccation et ce en particulier pour les sols les plus évolués. Nous avons également mis en évidence une différence d'organisation entre les échantillons des sols les plus évolués (CUE et AZO) et ceux des sols moins évolués (PIC, CHI et dans

une moindre mesure GEL). Les premiers sont clairement organisés autour de trois classes de pores correspondant aux définitions classiques de macro-pores, de porosité structurale et texturale. Ces trois domaines apparaissent particulièrement bien connectés entre eux puisque aucun seuil de percolation n'est observé. Les échantillons les moins évolués sont organisés à l'état sec autour d'un très vaste domaine fractal regroupant dans la plupart des cas l'ensemble de la porosité inter-agrégats. Les classes de pores (structuraux, texturaux) sont fondues dans un continuum de décroissance des volumes en fonction des rayons. Le rayon d'entrée dans le domaine fractal constitue en revanche un seuil de percolation.

2.4.1. Dispersabilité des colloïdes et constituants

Le rapport A_{Sec} / A_{Humide} (Tableau III.14) qui exprime la dispersabilité des colloïdes et donc leur disponibilité pour former des pseudos-particules stables à la dessiccation n'est pas relié au degré d'altération. Ce paramètre diminue en revanche significativement ($P < 0.01$) avec Si_o (c'est-à-dire avec la teneur en minéraux allophaniques) (Figure III.29.a) : plus les teneurs en allophanes sont élevées, plus la dispersion des colloïdes argileux agrégés après dessiccation est difficile. Ainsi, dans notre population d'échantillons, ce sont les horizons sialuandiques qui semblent les plus sensibles à la microagrégation au cours du séchage. On notera, par contre, l'absence de relation claire entre la dispersabilité des colloïdes après dessiccation et les teneurs en Al_p (Figure III.29.b).

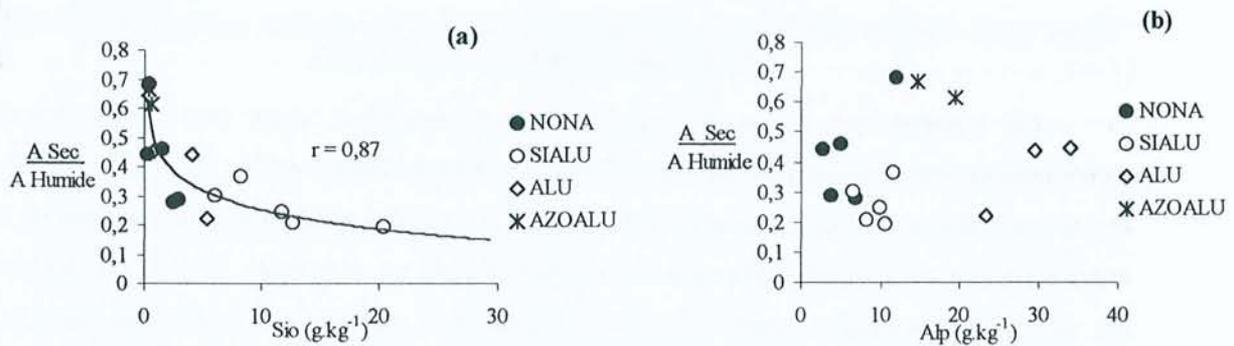


Figure III.29 - Relation entre le rapport des teneurs en argile à l'état sec et humide et (a) Si_o et (b) Al_p

Dans les matériaux humides, la fraction colloïdale domine largement mais la dessiccation mobilise cette fraction au sein des microagrégats de la taille des limons et des sables. Les mécanismes précis d'agrégation de cette matrice colloïdale restent à déterminer. Notons cependant que les minéraux allophaniques semblent jouer un rôle tout à fait particulier dans ce processus. Les très petites tailles de ces particules, et donc les très faibles distances inter-particules, pourraient favoriser l'agrégation puis la cohésion des éléments formés après départ de l'eau interstitielle. Toutefois, il faut noter qu'un certain nombre d'échantillons dépourvus de minéraux allophaniques présente déjà une forte diminution de la dispersabilité des argiles après dessiccation.

2.4.2. Stabilité des agrégats > 200µm et constituants

La stabilité des agrégats > 200 µm est mise en relation (Figure III.30) avec les quantités d'argiles dispersables à l'état humide, de carbone dans la fraction < 50 µm et les concentrations en Si_o et Al_p.

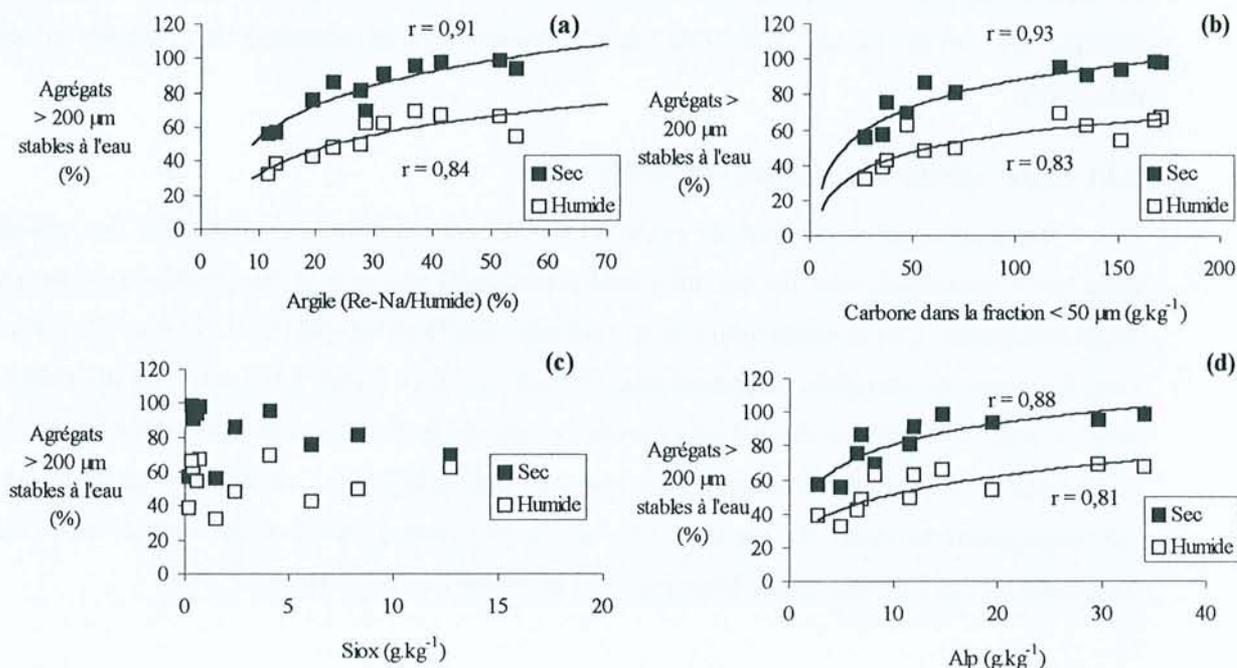


Figure III.30 - Relation entre la stabilité des agrégats > 200 µm et les teneurs en argile (a), en carbone dans la fraction fine (b), en Si_ox (c) et en Al_p (d).

On observe que l'écart de stabilité des microagrégats entre état sec et humide est approximativement constant (pseudo parallélisme des deux courbes "sec" et "humide") et ce, quel que soit le degré d'altération ou les quantités de carbone. Ce résultat est évidemment à mettre en relation avec l'évolution des rapports entre quantités d'argiles à l'état sec et humide. On observe dans les deux cas que si la dessiccation augmente considérablement la stabilité mécanique des agrégats, cette augmentation n'est pas dépendante de la quantité de carbone ou d'argiles. En revanche, la stabilité des agrégats à l'état sec et à l'état humide est elle bien corrélée avec les quantités de carbone et d'argiles (Figure III.30 a et b) et par là même au degré d'altération des horizons.

Si nous avons montré que l'aptitude à la formation de pseudo-limons pouvait être reliée à la quantité de minéraux allophaniques, on observe ici que la stabilité des agrégats > 200 µm ne dépend pas de la quantité de ces minéraux (Figure III.30 c). Ce résultat va à l'encontre de ce qui a été souvent noté ailleurs, notamment en Nouvelle-Zélande par Churchman et Tate, (1987). Enfin, les complexes organo-aluminiques pourraient être une des formes de carbone les plus actives dans cette stabilisation des structures (Figure III.30 d).

La relation classique entre stabilité des structures et teneur en argiles et en carbone est donc vérifiée dans le cadre de ces Andosols. Le degré de stabilité des structures, notamment après dessiccation apparaît cependant beaucoup plus important que dans le cadre de sols non-andiques. Il convient de noter que l'existence d'une corrélation entre teneur en carbone et argiles (conceptuellement liée au degré d'altération) rend impossible l'identification du facteur déterminant dans la stabilité structurale. L'augmentation de la stabilité des structures après dessiccation est une fonction complexe de la réduction de la porosité (donc de la susceptibilité à l'éclatement) et des forces de cohésion entre les particules. Nous avons observé que la réduction de la porosité (retrait) était liée au degré d'altération et partiellement aux quantités de produits organiques dans la phase colloïdale. Cette propriété de réorganisation de la structure apparaît elle-même dépendante des liaisons qui s'établissent entre les particules. La cimentation par de grandes quantités de substances organiques possédant des charges variables est sans doute un des processus clé de cette réorganisation et de la stabilité des structures qu'elle génère. Enfin, nous verrons au chapitre suivant que la stabilité des structures peut être partiellement liée au développement de comportements hydrophobes, lui-même fonction de la quantité et de la nature des produits organiques.

2.5. Conclusions

L'étude de l'effet de la dessiccation sur les propriétés physiques montre qu'il se produit des modifications drastiques de l'organisation structurale au séchage. L'intense retrait subi par les échantillons semble au cœur de l'ensemble de ces changements. C'est la très forte diminution irréversible de l'espace microporal qui explique à la fois la formation de pseudo-particules stables et l'hystérèse des capacités de rétention en eau. Nos résultats montrent en outre que l'ampleur de ce retrait est conditionnée par la porosité initiale, c'est-à-dire dans le cadre de notre séquence, qu'il est maximal pour les sols les plus évolués perhydratés et aluminiques. Cette susceptibilité accrue des Andosols évolués (et en particulier des Andosols possédant la propriété hydrique de la soil Taxonomy) explique en grande partie le fait que ces sols soient particulièrement fragiles et sensibles aux modifications d'usage (Warkentin et al., 1988).

Enfin, comme pour l'organisation structurale à l'état humide (chapitre III.1), nos résultats suggèrent que les colloïdes organiques ou/et organo-métalliques, jouent un rôle dans ce processus de réorganisation à la dessiccation et dans la stabilité des pseudos-particules les plus grossières (agrégats > 200 μm). Toutefois, nous avons également observé que les teneurs en minéraux allophaniques (bien que modestes) semblaient influencer la dispersabilité des colloïdes après dessiccation.

Il faut cependant noter que notre étude montre la nécessité de démarches expérimentales complémentaires tant pour ce qui concerne la dynamique exacte des processus de retrait qu'au niveau du rôle des substances humiques (effet des charges variables sur la cohésion, effet de la complexation métallique sur la coagulation.....) sur ces processus.

CHAPITRE 3

Etude de la mouillabilité des horizons de surface

3.1. Introduction

3.1.1. Rappels théoriques sur la mouillabilité

Pour une surface et un liquide stables donnés, la mouillabilité est l'aptitude du liquide à s'étaler sur la surface. Ce paramètre est une fonction de l'adhésion à l'interface liquide/solide. Lorsqu'on dépose une goutte de liquide à la surface d'un solide, on obtient une configuration particulière de la calotte qui reflète les interactions existant entre le liquide et le solide (Figure III.31). Deux cas se présentent : soit le liquide s'étale, soit la gouttelette dessine un angle de contact θ . Un tel angle de contact existe en raison de l'équilibre entre les forces d'adhésion entre le liquide et le solide et les forces de cohésion interne du liquide. Les forces adhésives tendent à faire s'étaler la goutte, alors que les forces cohésives tendent à lui donner une forme sphérique.

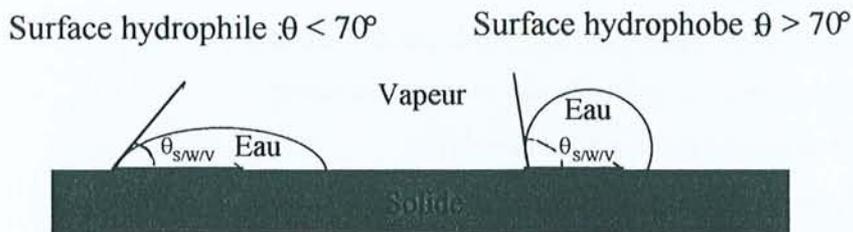


Figure III.31 - Comportement d'une goutte d'eau sur une surface hydrophile et sur une surface hydrophobe.

Young (1905) a décrit ce système à l'équilibre :

$$\gamma_L \cdot \cos\theta = \gamma_{SV} - \gamma_{SL} - \Pi e \quad [1]$$

avec γ_L = tension superficielle du liquide ; γ_{SV} = tension superficielle solide/Vapeur ; γ_{SL} = tension interfaciale entre le liquide et le solide ; θ = angle de contact et Πe = pression d'étalement résultant de l'adsorption de vapeur du liquide à la surface du solide.

$\Pi e = \gamma_{SO} - \gamma_{SV}$ avec γ_{SO} tension superficielle solide-vide qui correspond donc à la diminution de l'énergie de surface due à l'adsorption de vapeur et peut, dans un premier temps, être négligée.

Dupré (1869) a par ailleurs exprimé la relation entre l'énergie d'adhésion entre liquide et solide ΔG_{SL} à partir des tensions superficielles avec :

$$\Delta G_{SL} = \gamma_{SL} - \gamma_{SV} - \gamma_L \quad [2]$$

En combinant [1] et [2] on obtient l'équation fondamentale de Young – Dupré suivante :

$$-\Delta G_{SL} = \gamma_L \cdot (\cos\theta + 1) \quad [3]$$

Dans le cas où le liquide considéré est l'eau, l'énergie libre d'hydratation ΔG_{SW} conditionne l'interaction eau-solide. Plus ΔG_{SW} est faible, plus l'eau sera apte à mouiller le solide et donc plus le solide pourra être considéré comme hydrophile. Pour d'autres liquides, la mouillabilité sera contrôlée par l'équilibre entre l'énergie d'adhésion solide/liquide ΔG_{SL} et l'énergie de cohésion interne du liquide ΔG_{LL} .

On définit alors un coefficient d'étalement S_e (Jouany et al., 1992) tel que :

$$S_e = \Delta G_{LL} - \Delta G_{SL} \quad [4]$$

S_e sera positif et d'autant plus grand que l'aptitude du liquide à mouiller le solide sera élevée. A l'inverse S_e est négatif si le solide est hydrophobe.

La tension superficielle d'un liquide est définie comme la moitié du changement d'énergie libre causé par la cohésion de la matière. Soit : $\gamma_L = -1/2 \Delta G_{LL}$ [5a]

$$\text{Ou } \Delta G_{LL} = -2 \cdot \gamma_L \quad [5b]$$

En utilisant les équations [2] et [5] dans l'équation [4] on obtient :

$$S_e = \gamma_S - \gamma_L - \gamma_{SL} \quad [6]$$

En considérant les variations possibles de Πe et en introduisant l'angle θ , on obtient :

$$S_e = \Pi e - \gamma_{LV} (1 - \cos\theta) \quad [7]$$

Donc un solide sera d'autant plus mouillable par un liquide que :

- * L'énergie de surface du solide dans le vide γ_S sera élevée
- * L'énergie de surface du liquide γ_L sera faible
- * L'énergie interfaciale γ_{SL} sera faible
- * L'angle de contact θ sera faible
- * La pression d'étalement (Πe) sera élevée

3.1.2. Rappels sur l'origine de l'hydrophobie dans les sols

Il est généralement considéré que l'hydrophobicité des sols est reliée à la nature des matières organiques qu'ils contiennent (Savage et al, 1972 ; Capriel et al, 1990). De nombreux auteurs considèrent en effet que le phénomène d'hydrophobie dans les sols trouve son origine dans le revêtement des particules minérales par des produits organiques particuliers. La nature exacte de ces produits est par contre soumise à débat. Certaines études ont montré que les acides humiques pourraient être largement responsables de l'hydrophobicité des sols (Savage et al, 1969, Tschapek et al, 1973 ; Jouany, 1991). Par ailleurs, Miller et Wilkinson (1977) ont observé que les spectres Infra-rouge des revêtements organiques à la surface de sables hydrophobes étaient similaires à ceux des acides fulviques. D'autres études ont mis en évidence le rôle des fractions lipidiques (Ma'shum et al, 1988; Capriel, 1997) ou de la fraction aliphatique totale (Savage et al, 1972 ; Capriel et al, 1995) sur le processus d'hydrophobie. Quelle que soit la nature exacte de ces produits, la configuration des composés organiques pourrait évoluer lors de la dessiccation (Ma'shum et Farmer, 1985) : les groupements hydrophiles (polaires) pourraient se lier soit entre eux (Ma'shum et Farmer, 1985) soit avec des oxydes et hydroxydes amorphes de Fe et d'Al (Valat et al, 1991) et rejeter les groupements hydrophobes (apolaires) à l'extérieur des structures (Tschapek et al., 1982). C'est donc la flexibilité des polymères organiques qui serait ici responsable de la formation de micelles hydrophobes. Il est à noter que cette hypothèse de changement de conformation des substances organiques après séchage n'est pas démontrée et que l'argument le plus sérieux en sa faveur consiste simplement dans l'observation que les sols lyophilisés (où la configuration moléculaire serait figée) ne montrent pas de comportement hydrophobe.

3.1.3. Objectifs de l'étude

Diverses observations, tant in situ qu'en laboratoire, nous ont permis de constater que les agrégats issus des horizons de surface des sols sur pyroclastes des páramos d'Équateur présentaient parfois un comportement hydrophobe après dessiccation.

In situ, nous avons observé la présence de champs de culture subissant une érosion par "décollement progressif de la surface", processus qui est attribué selon Raunet, (1991) à la flottation d'agrégats hydrophobes sur une lame d'eau.

Au laboratoire, diverses observations nous ont permis de vérifier l'existence d'un tel comportement.

Les objectifs de notre étude de la mouillabilité peuvent alors être résumés comme suit :

- Estimer le degré d'hydrophobie des horizons de surface A1 des 5 profils en utilisant différentes approches et méthodes
- Observer les variations de cette hydrophobie avec le séchage de ces horizons
- Déterminer la nature des produits organiques responsables de ce phénomène.

3.2. Méthodes

3.2.1. Estimation du degré d'hydrophobie

Les différents paramètres influant sur la mouillabilité des solides conduisent à toute une série de tests et de mesures pour estimer le degré d'hydrophobie.

On peut distinguer d'une part des tests conduisant à une classification des comportements hydrophobes et d'autre part des mesures de l'angle de contact.

3.2.1.1. Les tests WDPT et MED

Le test le plus simple, fréquemment employé en science du sol (Dekker et Jungerius, 1990 ; Doerr, 1998), est le WDPT (Water Drop Penetration Time). Il s'agit de la mesure du temps de pénétration d'une goutte d'eau dans un échantillon de sol (poudre ou agrégat). Nous avons réalisé ce test sur des échantillons i) à l'humidité au prélèvement et ii) après dessiccation 48h. à 30°C provenant des horizons A1 des 5 profils. Des gouttes d'1 ml d'eau distillée (20°C) sont déposées sur la surface d'agrégats au moyen d'une seringue. Le temps écoulé entre ce dépôt et la disparition totale de la goutte d'eau en surface est mesuré. 50 répétitions sont effectuées par échantillons. Les classes d'hydrophobie proposées par Dekker et Jungerius (1990) et Doerr (1998) sont utilisées pour estimer le degré d'hydrophobie des échantillons sur la base des résultats du test WDPT.

Le même dispositif est utilisé dans le test à la molarité eau-éthanol (Molarity of Ethanol Droplet ou M.E.D.) (King, 1981 ; Doerr, 1998). On détermine jusqu'à quelle molarité une goutte de solution eau-éthanol réside au moins 10 secondes à la surface de l'échantillon. Il s'agit d'une recherche de la tension superficielle critique du liquide permettant la mouillabilité. On joue en fait sur des valeurs décroissantes de γ_L dans l'équation [6]. Le sol sera d'autant plus hydrophobe que la valeur de γ_L autorisant la pénétration du liquide est faible. Ainsi, plus la molarité eau-éthanol d'une goutte pénétrant immédiatement est élevée (à 20°C l'eau a une tension de surface de 72,8 mJ.m⁻², l'éthanol de 22,8 mJ.m⁻² et par exemple un mélange de 10% d'éthanol dans de l'eau a une tension de surface de 44.8 mJ.m⁻²) plus le sol est considéré comme hydrophobe. Des solutions de différentes concentrations d'éthanol (0 ; 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 ; 4 ; 5 ; 6 ; 7 ; 8 ; 9 ; 10 ; 12,5 ; 15 ; 17,5 ; 20 ; 25% par volume) sont préparées. Des gouttes (1 ml) de solutions d'alcool de plus en plus concentrées sont appliquées à la surface des agrégats jusqu'au moment où l'on constate une pénétration de la goutte de solution en moins de 10 s. La concentration en éthanol de la solution (notée valeur MED) permettant cette pénétration rapide est relevée et exprime le degré d'hydrophobie. 50 répétitions sont effectuées sur les échantillons humides et séchés 48h. à 30°C.

Le même test est également pratiqué sur une série d'échantillons avec des temps de séchage à 30°C croissants. Dans ce cas, 10 répétitions par échantillons et par degré de séchage sont effectuées. La classification proposée par Doerr (1998) pour estimer le degré d'hydrophobie des échantillons sur

la base des valeurs MED est utilisée, mais elle est adaptée à notre valeur seuil de 10 s (Doerr utilisant une valeur seuil de 5 s).

3.2.1.2. Angle de contact de l'eau

L'angle de contact solide/liquide est naturellement un marqueur direct de l'hydrophobie. Il permet de plus le calcul de l'énergie libre d'hydratation par l'application de l'équation de Young-Dupré [3].

Cet angle θ peut être mesuré dans certains cas par des méthodes optiques directes sur des pastilles de sols comprimés. Un goniomètre associé à un microscope optique permet une mesure de l'angle de contact apparent. L'inconvénient majeur de cette méthode réside dans la rugosité du solide qui intervient en modifiant l'angle apparent par rapport à l'angle réel. De plus, l'application de cette méthode à des solides poreux reste difficile à mettre en œuvre puisqu'on observe fréquemment une pénétration tellement rapide de la goutte d'eau dans le réseau de pores du solide que la mesure ne peut être effectuée (Jouanny et al., 1992).

Avec des solides poreux, une autre voie consiste à réaliser des mesures indirectes de l'angle θ par application de la loi de Jurin qui met en relation la hauteur de la remontée capillaire et l'angle de contact à l'équilibre :

$$h = (2 \cdot \gamma_L \cdot \cos\theta) / (r \cdot \rho \cdot g) \quad [8]$$

avec h : hauteur de la remontée capillaire; r : rayon moyen des pores ; ρ : densité du liquide ; g : l'accélération

La hauteur (h) du front de remontée du liquide étant difficilement observable, les mesures sont effectuées en considérant la prise de poids d'un échantillon au cours de la remontée capillaire. L'équation de Washburn qui définit le flux d'un liquide à travers un réseau de capillaires est alors utilisée :

$$\frac{m^2}{t} = \frac{c \cdot \rho_L^2 \cdot \gamma_L \cdot \cos\theta}{2 \eta_L} \quad [9]$$

avec m = masse de liquide absorbé (g) ; t = temps (s) ; c = constante d'approximation de la porosité et de la tortuosité ; ρ_L = densité du liquide ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$) ; γ_L = tension superficielle du liquide (mN/m) ; θ = angle de contact entre la poudre et le liquide ; η_L = viscosité du liquide (mPas)

Le problème majeur de la méthode réside alors dans la détermination du paramètre c , constante géométrique fonction du rayon des capillaires, de la porosité et de la tortuosité de l'échantillon de poudre. En pratique, la démarche expérimentale consiste à effectuer une mesure avec un liquide réputé parfaitement mouillant (dans notre cas l'hexane) et de déduire le paramètre c de la vitesse de remontée capillaire de ce liquide dans un lit de poudre.

Toutes choses étant égales par ailleurs, $\cos\theta$ varie proportionnellement à l'inverse de c . Ainsi quand c décroît, $\cos\theta$ augmente. L'évolution de la structure au séchage (réduction de la porosité) a

donc comme conséquence une augmentation de l'angle de contact. Pour palier à cette difficulté, les valeurs de c sont mesurées tant à l'état sec qu'à l'état humide.

Les angles de contact à l'eau par remontées capillaires ont été mesurés au laboratoire de l'Institut National d'Horticulture d'Angers en utilisant un Krüss Processor Tensiometer K12 (Figure III.32). Les échantillons de poudre (sols tamisés à 2 mm) sont placés dans un tube en verre pesé en permanence par une micro-balance connectée à un ordinateur. La position du béccher contenant le liquide est pilotée automatiquement jusqu'à la mise en contact du liquide avec le bas de la colonne en verre fritté (Figure. III.32).

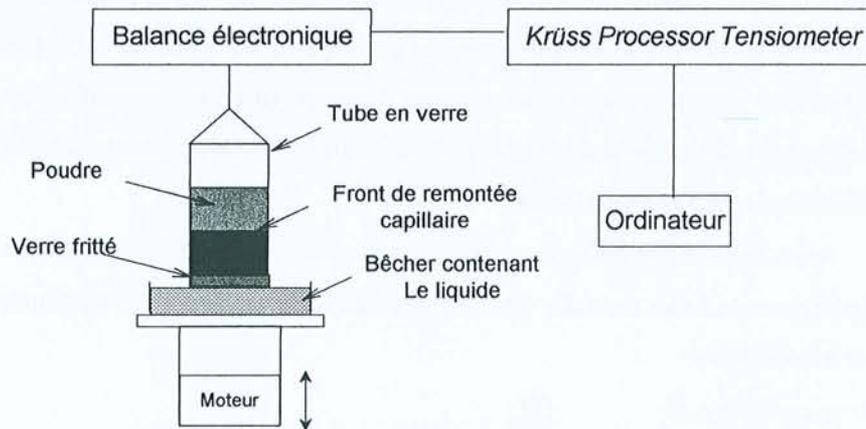


Figure III.32 - Dispositif de mesure de l'angle de contact par remontée capillaire

La vitesse de remontée capillaire traduite par l'augmentation du poids de l'échantillon en fonction du temps est calculée par l'ordinateur.

Le paramètre c de l'équation de Washburn est déterminé par remontée capillaire d'hexane en considérant alors $\cos\theta = 1$. Cette détermination de c est effectuée pour chaque échantillon humide et sec sur la base de la moyenne de 3 répétitions. Ce paramètre est alors substitué dans l'équation (9) et la vitesse de remontée capillaires d'eau est utilisée pour déterminer l'angle de contact à l'avancée. 3 répétitions par échantillon sont effectuées pour cette mesure à l'eau.

L'utilisation de cette méthode implique un certain nombre de limites très sérieuses, dont les principales sont les suivantes :

- elle ne permet que la détermination des angles de contact $< 90^\circ$ puisque par définition, si l'angle est supérieur à cette valeur, il n'y a pas de remontée capillaire.
- l'assimilation du réseaux poreux à un faisceau de capillaires constitue, comme pour la reconnaissance des tailles de pores, une approximation.
- la détermination du paramètre c en considérant l'hexane comme un liquide parfaitement mouillant repose sur une hypothèse non-vérifiée. De plus, cette méthode exige une reproductibilité parfaite

de la porosité et de son organisation entre les essais effectués avec l'hexane et les essais effectués avec l'eau. Or, il est évident que cette reproductibilité ne peut être vérifiée.

- la mesure de l'angle de contact est réalisée à partir d'une expérimentation dynamique. Or l'angle de contact à l'avancée d'un liquide est différent de celui qui existe au retrait.

Ces limitations méthodologiques conduisent Chamerois, (2000) à rejeter l'utilisation de l'équation de Washburn pour d'autres objectifs que des simples comparaisons de comportements de différents solides. Cet auteur insiste en particulier sur l'impossibilité d'utiliser les angles de contact issus des vitesses de remontées capillaires, en vue d'études visant à utiliser la théorie des interactions acide-base développée par Van Oss (1996). En particulier, il s'avère délicat de relier des données macroscopiques (angle sur poudre) à des paramètres microscopiques (échelle des énergies de surface) Pour de telles approches de l'énergie de surface et de sa répartition entre la composante Lifshitz-van der Waals (interaction dispersive) et acide-base (interaction polaire) (Van Oss, 1996), les angles de contacts doivent être issus pour Chamerois (2000) d'expériences (adsorption de gaz, microcalorimétrie d'immersion) différentes.

Un autre problème réside dans le choix des valeurs seuils utilisées pour distinguer les échantillons hydrophobes des échantillons hydrophiles. En toute rigueur, on peut considérer avec Tschapek (1984) que les échantillons présentant des angles de contact $> 90^\circ$ sont hydrophobes alors que ceux qui ont $\theta < 90^\circ$ sont hydrophiles. On constate que cette valeur seuil n'est, dans notre cas, d'aucune utilité puisque la méthode employée ne permet que des mesures de $\theta < 90^\circ$. Van oss (1996) a proposé une valeur intermédiaire pour discriminer les échantillons partiellement hydrophobes des échantillons hydrophiles : quand $\theta < 54^\circ$ (ou $\Delta G_{SL} < -113 \text{ mJ.m}^{-2}$) les matériaux sont considérés comme totalement mouillables alors que si θ est entre 54° et 90° (soit entre -113 et -72 mJ.m^{-2}) ils sont considérés comme partiellement hydrophobes.

3.2.2. Extraction et caractérisation de produits hydrophobes

Les extractions des produits hydrophobes des sols sont menées en suivant le protocole défini par Ma'shum et al. (1988). 10 g d'échantillon sont placés dans un soxhlet avec 200 ml d'un mélange isopropanol : eau (7:3 v/v) et l'extraction est effectuée pendant 16 heures. Les extraits sont ensuite concentrés par évaporation, et les résidus sont pesés et conservés pour des analyses de caractérisation. Après extraction par le mélange isopropanol-eau, le degré d'hydrophobie des sols est estimé par l'angle de contact à l'eau, mesuré par remontée capillaire après une série de lavage à l'eau pour éliminer les excès d'isopropanol demeurant dans l'échantillon.

Une analyse organique élémentaire (C, H, N) des produits extraits est réalisée par combustion sèche sur un CHN autoanalyser (Carlo Erba 1108). Les teneurs en O sont calculées en considérant

C+H+N+O=100%. Les spectres Infrarouge sont obtenus sur un spectrophotomètre Bruker Vector 22 IRTF sur 1 mg d'extraits séchés sous P₂O₅, mélangé avec 200 mg de KBr et comprimé avec une pression de 10 tonnes. Les analyses en chromatographie gazeuse couplée à un spectromètre de masse (CG-MS) sont réalisées sur un "Gas Chromatograph 3400 CX Varian" couplé à un "Mass Spetrometer ION TRAP Saturn III Varian". Les composés sont séparés avec un flux d'hélium dans une colonne de 30 mètres DB5 MS (0,25 mm de diamètre interne et 0,25 µm d'épaisseur du film) dont la température varie de 70°C à 280°C avec une vitesse d'accroissement de 5°C/mn. 1 µl d'extrait dissout dans du dichlorométhane est injecté en utilisant un programme d'injection automatique (Programmable Sample Injector mode). Les conditions opératoires du spectromètre de masse sont les suivantes : température de la source 200°C, scanning de 40 à 650 m/z. Une partie des matériaux extraits est analysée directement et une autre partie est méthylée (méthode d'esterification rapide utilisant un mélange BF₃-Methanol) avant l'analyse en CG-MS.

3.3. Résultats et discussions

3.3.1. Estimation de l'hydrophobie

3.3.1.1. W.D.P.T. et MED

Le temps de pénétration d'une goutte d'eau (WDPT) dans les échantillons humides est toujours inférieur à 10s et leur valeur MED est ainsi toujours nulle. Les matériaux humides sont donc considérés comme parfaitement hydrophiles. Les résultats des tests WDPT et MED pour les échantillons séchés 48 heures à 30 °C sont présentés sur les tableaux III.16 et 17 suivants.

Tableau III.16- Distribution des appartenances aux différentes classes d'hydrophobie sur la base du test WDPT pour les échantillons séchés

Echantillon	(n)	Classes d' hydrophobicité sur la base du test WDPT d'après Dekker and Jungerius (1990) et Doerr (1998)					
		<5 s	5-60 s	60-300 s	300-600 s	600-3600 s	>3600 s
		0	1	2	3	4	5
CHI	50	45	5	-	-	-	-
PIC	50	8	18	12	2	-	-
GEL	50	-	2	17	19	12	-
CUE	50	10	20	14	6	-	-
AZO	50	2	12	24	10	2	-

0 : hydrophile ; 1 : faiblement hydrophobe ; 2 : hydrophobe ; 3 : fortement hydrophobe ; 4 : sévèrement hydrophobe; 5 : Extrêmement hydrophobe
Le mode des distributions est en **gras**

Tableau III.17 - Distribution des appartenances aux différentes classes d'hydrophobie sur la base du test MED pour les échantillons séchés

Sample	Number (n)	Classes d'hydrophobicité sur la base des valeurs MED réadaptées de Doerr (1998)						
		0-0,5	0,5-2	3 - 5	6-9	10-13	13 -24	24-36
		0	0'	1	2	3	4	5
CHI	50	34	16	-	-	-	-	-
PIC	50	3	8	29	10	-	-	-
GEL	50	-	1	7	9	26	7	-
CUE	50	2	7	24	15	2	-	-
AZO	50	1	3	7	19	17	3	-

0 : hydrophile ; 1 : faiblement hydrophobe ; 2 : hydrophobe ; 3 : fortement hydrophobe ; 4 : sévèrement hydrophobe ; 5 : Extrêmement hydrophobe

Le mode des distributions est en **gras**

La variabilité des résultats est très importante pour les deux tests. Par exemple, pour l'échantillon AZO, des essais montrent une pénétration immédiate, alors que d'autres gouttes demeurent en surface plus de 10 minutes. Cependant, en raisonnant sur le mode de la distribution, on constate que les résultats des deux tests sont en accord raisonnable l'un avec l'autre et définissent 3 groupes de matériaux :

- L'échantillon de surface de CHI apparaît hydrophile tant avec le test WDPT qu'avec le test MED.
- Les échantillons PIC et CUE montrent un comportement faiblement hydrophobe dans les deux tests avec des WDPT entre 5 et 60 s et des MED entre 3 et 5 % d'éthanol. Il faut toutefois noter que les résultats des tests pour ces deux échantillons présentent une très large variabilité.
- Les échantillons AZO et GEL peuvent être classés comme hydrophobe et fortement hydrophobe respectivement. Le développement d'une hydrophobie de surface est net pour ces deux échantillons avec des WDPT > 60 s (Tableau III.16) et des valeurs MED > 6% (Tableau III.17).

3.3.1.2. Mesure des angles de contact à l'eau par remontées capillaires

Les valeurs des angles de contact à l'eau à l'avancée mesurés par remontées capillaires (θ) (équation 9) et des énergies d'hydratation, calculées selon l'équation de Young-Dupré, (équation 3) pour les échantillons humides et séchés 48h à 30°C sont présentées au tableau III.18.

Tableau III.18 - Moyenne (M) et écart type (SD) de l'angle de contact à l'eau (θ) et de l'énergie d'hydratation (ΔG_{sw}) pour les échantillons humides et séchés.

	Humidité au prélèvement				Séché 48 h. à 30°C			
	(n)	θ		ΔG_{sw}	(n)	θ		ΔG_{sw}
		M	SD	M		M	SD	M
		(°)	(°)	(mJ.m ⁻²)		(°)	(°)	(mJ.m ⁻²)
PIC	3	52,5	13,3	-117,1	3	87	0,68	-76,6
CHI	3	0	0	-145,6	3	78	2,78	-87,9
GEL	3	69	1,76	-98,9	3	84,5	0,95	-79,8
CUE	3	60,5	2,21	-108,6	3	86,5	0,26	-77,2
AZO	3	71	2,7	-96,5	3	89	0,15	-74,1

Dans tous les cas, une remontée capillaire a eu lieu. L'angle de contact eau/solide est donc toujours inférieur à 90° et les matériaux ne sont en aucun cas totalement hydrophobes. D'autre part la variabilité des résultats est assez faible à l'exception de l'échantillon humide de PIC.

Pour les échantillons humides, θ est relativement faible et ne dépasse jamais 72°. Il existe cependant de grandes différences entre les échantillons. CHI apparaît parfaitement hydrophile à l'état humide avec un angle de contact nul et $\Delta G_{sw} = -145 \text{ mJ.m}^{-2}$. PIC et CUE sont hydrophiles à l'état humide avec des valeurs de ΔG_{sw} proches de la valeur de -113 mJ.m^{-2} proposée par Van Oss (1996) pour discriminer des matériaux hydrophiles des matériaux hydrophobes. En revanche, les échantillons humides de GEL et AZO montrent un comportement faiblement hydrophobe avec des angles de contact de l'ordre de 70° et des énergies d'hydratation inférieures à la limite de -113 mJ.m^{-2} . Ainsi, si ces matériaux humides peuvent être considérés comme hydrophiles (tests WDPT et MED), il faut noter qu'à l'état humide déjà, il existe des différences entre les échantillons. Deux d'entre eux, en effet, (GEL et AZO) sont faiblement hydrophobes à l'humidité au prélèvement.

A l'état sec, l'angle de contact est beaucoup plus élevé et nous pouvons distinguer deux groupes de comportements : (i) CHI qui montre un comportement faiblement hydrophobe avec ΔG_{sw} proche de -90 mJ/m^{-2} et (ii) les autres échantillons (PIC, CUE, AZO et GEL) qui sont plus clairement hydrophobes avec des angles de contact entre 80° et 90° ($\Delta G_{sw} > -80 \text{ mJ.m}^{-2}$).

Ainsi, sur la base des angles de contact, tous les matériaux séchés présentent un comportement hydrophobe mais celui-ci est plus ou moins marqué. Les résultats de ces mesures d'angle de contact sont :

² Ces mesures montrent l'impossibilité d'utiliser en toute rigueur des angles de contact nuls dans l'équation de Jurin (Cf chapitre III.1)

- globalement en bon accord avec les tests MED et WDPT en mettant en évidence une différence très nette entre le comportement de l'échantillon CHI et celui des horizons A1 des autres profils,
- dans le détail, l'accord avec ces mêmes tests n'est pas parfait. On constate en effet, que les tests MED et WDPT montrent pour les échantillons séchés l'ordre d'hydrophobie croissante suivant CHI < PIC et CUE < AZO < GEL alors que les mesures d'angles donnent CHI < GEL, CUE, PIC et AZO sans que l'on puisse mettre en évidence de différences significatives entre ces 4 derniers échantillons. Par ailleurs, les échantillons humides sont tous considérés comme parfaitement mouillables sur la base des tests alors que les mesures d'angles de contact montrent qu'un certain nombre d'entre eux (GEL, AZO) présentent déjà un léger comportement hydrophobe.

Ces différences de réponses entre les tests et les mesures d'angles de contact peuvent être expliquées par les points suivants :

- La variabilité de la porosité (volume, répartition et tortuosité) n'est pas prise en compte dans les tests alors qu'elle l'est (au moins globalement) lors des mesures d'angles.
- Les mesures d'angles de contact sont effectuées en dynamique alors que les tests révèlent, lorsqu'ils sont positifs, une situation de pseudo-équilibre.

Toutefois, malgré ces différences, les tests et les mesures d'angles par remontée capillaire mettent en évidence que les horizons A1 des páramos d'Équateur peuvent présenter un comportement hydrophobe après dessiccation. Cette hydrophobie demeure modérée si on la compare à celle des tourbes séchées (Michel, 1998) ou de certains sables (Watson et Letey, 1970 ; Dekker, 1998) qui montrent fréquemment des angles de contact $> 90^\circ$. Cependant cette hydrophobie semble déjà jouer un certain rôle sur l'organisation et la cohésion de la structure. En effet, on observe une relation significative entre l'énergie d'hydratation et la stabilité des agrégats à l'état humide et à l'état sec (Figure III.33)

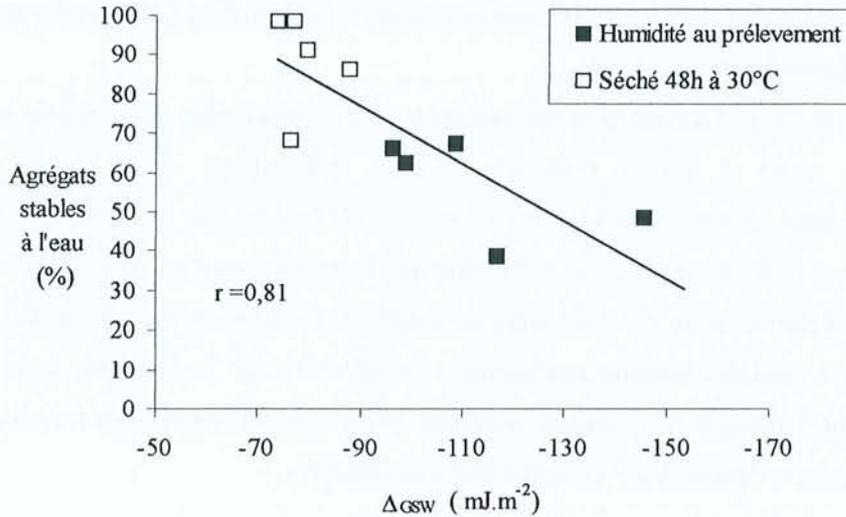


Figure III.33 - Relation entre énergie d'hydratation et stabilité des agrégats > 200 μm à l'état sec et à l'état humide.

La relation entre la stabilité des agrégats et l'hydrophobie est bien documentée dans la littérature (DeBano, 1981 ; Giovannini et al, 1983, 1984 ; Capriel et al., 1990 ; Piccolo et Mbagwu, 1999). Ces derniers auteurs ont par exemple montré que les produits hydrophobes étaient plus efficaces dans le maintien de la stabilité des agrégats à long terme que les produits hydrophiles comme les polysaccharides. La mouillabilité d'un solide est basée sur la différence entre l'énergie de cohésion du solide et l'énergie d'interaction de l'eau et du solide (Van Oss, 1996). Un sol est hydrophobe quand l'énergie de cohésion du sol est élevée en comparaison de l'énergie d'hydratation. On comprend alors que plus un échantillon est hydrophobe, plus l'énergie de cohésion des particules solides est élevée. Cette relation entre la stabilité des structures (dépendante de l'énergie de cohésion) et la mouillabilité est d'ailleurs utilisée quand on cherche, par des apports de surfactants, à augmenter la stabilité structurale.

Dans le cadre des sols étudiés, on retiendra que la très grande stabilité des agrégats après dessiccation est reliée à l'apparition d'un comportement hydrophobe.

3.3.2. Effet des teneurs en eau sur l'hydrophobie estimée par le test MED

La figure III.34 présente la relation entre le degré d'hydrophobie estimé par la valeur MED (10 répétitions) et le temps de séchage à 30°C.

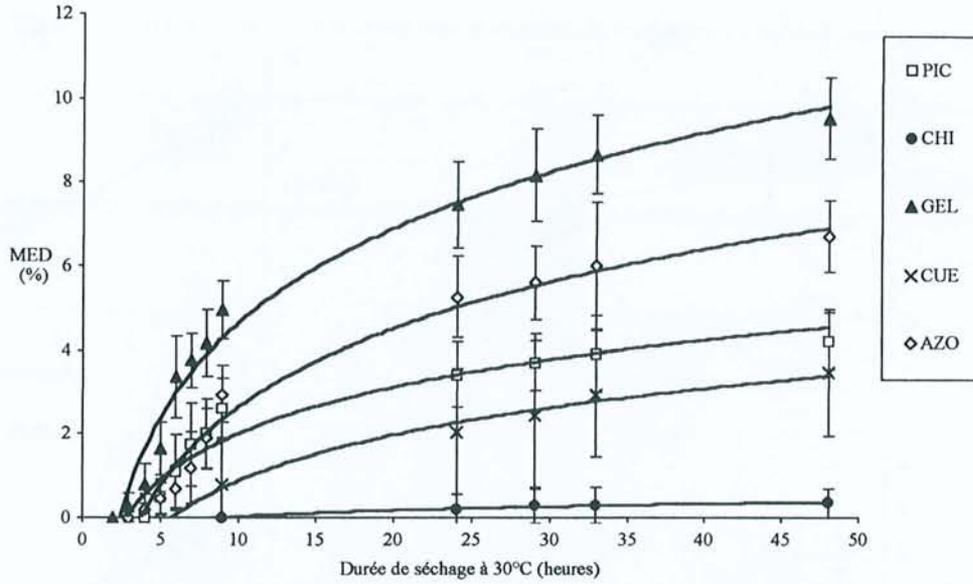


Figure III.34 - Relation entre la valeur MED et le temps de séchage à 30°C

La figure III.34 montre que le paramètre MED et donc l'hydrophobie croissent avec la durée du séchage et ce, pour tous les horizons étudiés à l'exception de CHI. Tout particulièrement, cette augmentation survient surtout au début du processus de séchage, c'est-à-dire pendant la phase de dessiccation que nous avons appelée précédemment (chapitre III.2.), la phase de drainage et de retrait rapides.

La relation entre l'humidité des échantillons exprimée par leur indice d'eau et la valeur MED est présentée figure III.35.

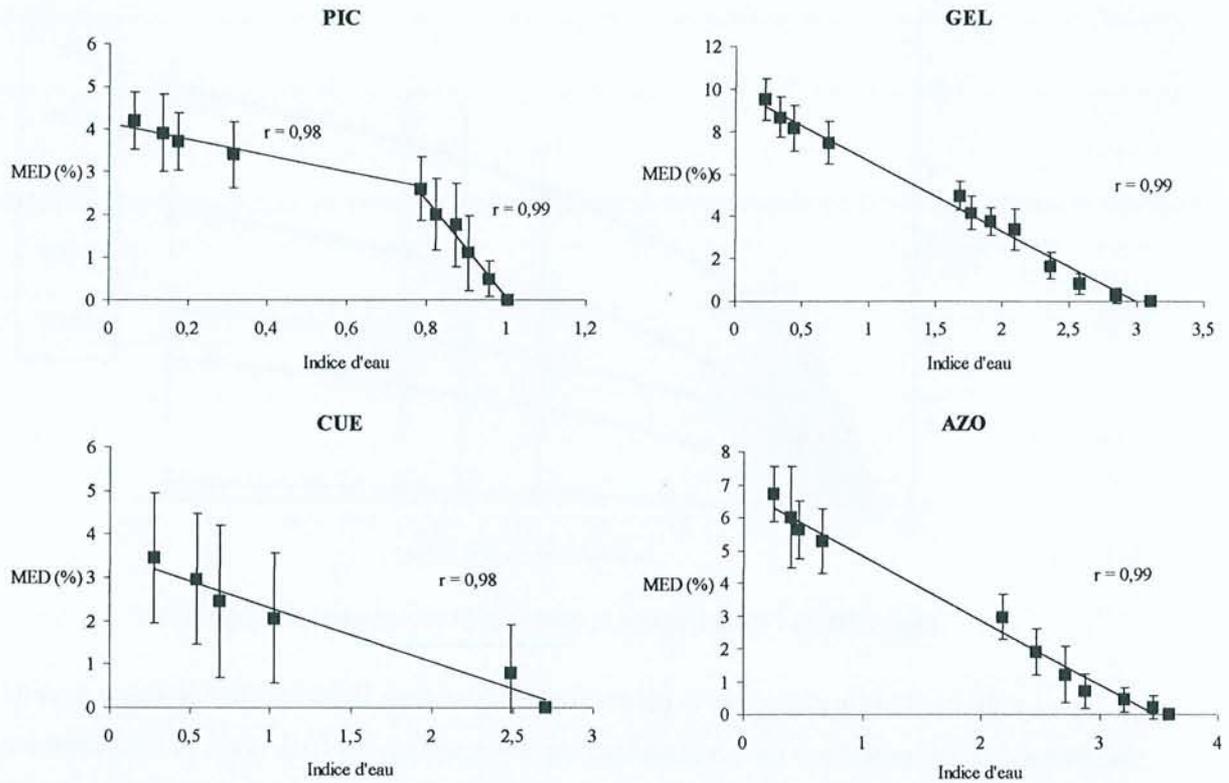


Figure III.35 - Relation entre les indices d'eau au cours de la dessiccation à 30°C et les valeurs MED

On observe une relation très significative ($P < 0,001$) entre ces deux paramètres : moins les échantillons contiennent d'eau plus les valeurs MED sont élevées. On doit noter cependant que l'horizon de surface du profil PIC montre clairement deux dynamiques différentes de cette relation avec un accroissement rapide des valeurs MED en début de dessiccation puis une augmentation plus lente en fin de processus. A l'inverse, les trois autres échantillons étudiés possèdent une vitesse d'accroissement des valeurs MED en fonction de la teneur en eau constante pendant l'ensemble du processus de séchage. Cette augmentation des valeurs MED avec le degré de séchage est en bon accord avec la plupart des résultats obtenus sur d'autres types de sol (Dekker et Ritsema, 1994 ; DeBano, 1981). Pour les échantillons des páramos, on ne constate donc pas de pics d'hydrophobie pour de hautes teneurs en eau comme cela a été constaté dans un certain nombre de cas (King, 1981 ; Jex et al., 1985 ; De Jonge et al., 1999).

Cependant, l'existence de relations entre les teneurs en eau et les tests MED ne signifient pas directement un accroissement de l'hydrophobie avec la dessiccation. En effet, cette dessiccation s'accompagne, nous l'avons vu au chapitre précédent, d'une très forte réduction du volume des vides. On peut ainsi mettre en évidence ainsi des relations entre les valeurs MED et les indices des vides (Figure III.36).

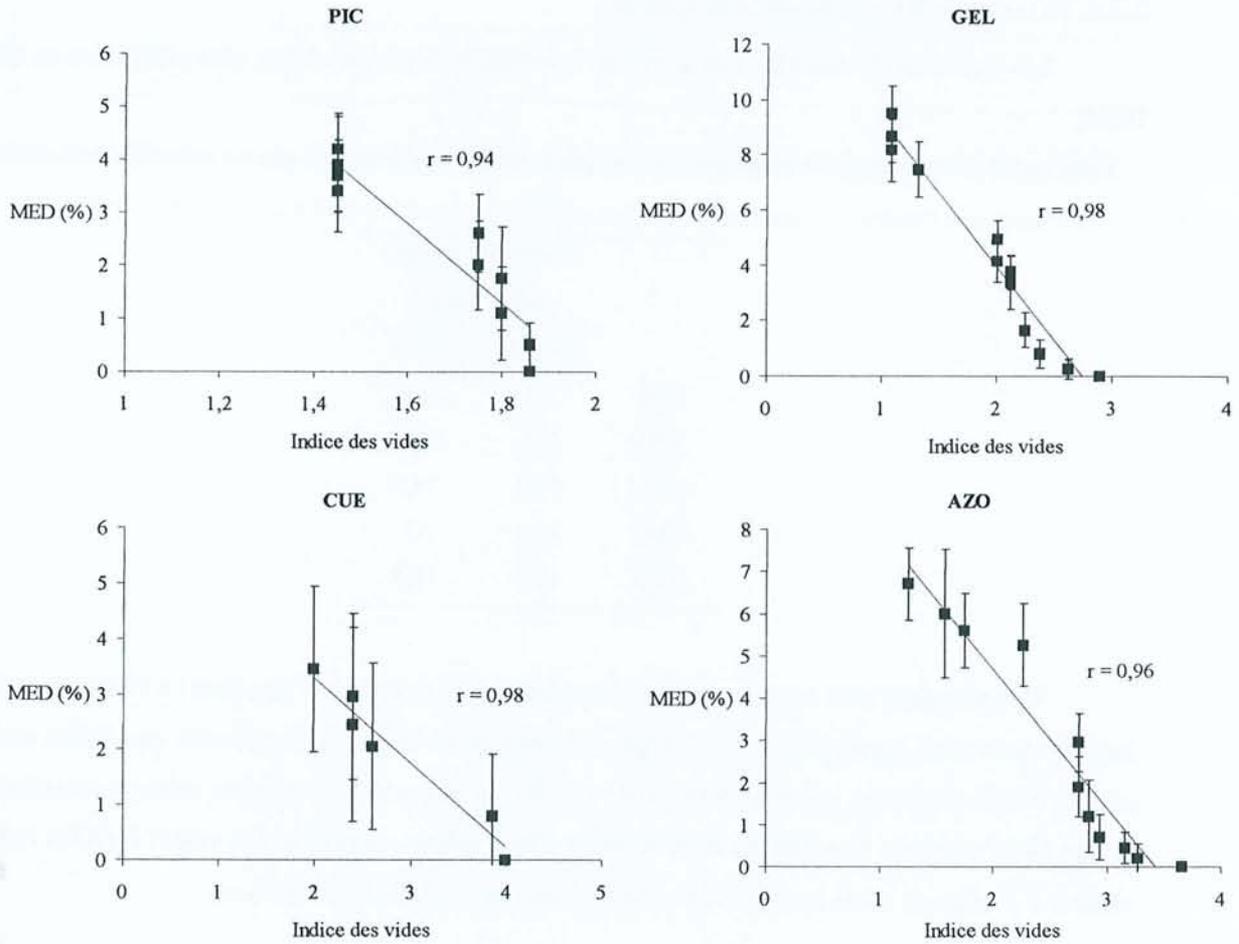


Figure III.36 - Relation entre les indices des vides au cours de la dessiccation à 30°C et les valeurs MED

Les modifications de la structure (porosité totale, rayon capillaire moyen) influent directement sur la pénétration de la goutte d'eau. Or, les lois qui régissent la capillarité prennent toujours en compte le rayon capillaire moyen. Ainsi, les variations constatées de temps de pénétration d'une goutte d'eau et les tests MED reflètent aussi les modifications de structure.

Enfin, les résultats présentés dans cette section comme ceux relatifs à la comparaison "échantillons humides" versus "échantillons secs" doivent aussi être interprétés en faisant référence à l'équation (7) $S_e = \Pi e - \gamma_{LV} (1 - \cos\theta)$

Avec S_e un coefficient d'étalement tel que S_e est positif si le solide est hydrophile et négatif s'il est hydrophobe. La particularité de cette équation est de montrer que tant Πe , la pression d'étalement, que γ_{LV} , que l'angle de contact θ déterminent le comportement hydrophile ou hydrophobe d'un matériau. Or tant Πe , la pression d'étalement résultant de l'adsorption de vapeur du liquide à la surface du liquide, que γ_{LV} varient pendant la dessiccation. En d'autres termes, les méthodes utilisées ici ne permettent pas d'apprécier tous les paramètres qui peuvent conduire à une modification de S_e après dessiccation.

3.3.4. Extraction des composés hydrophobes

Les quantités de matériaux extraits par le mélange isopropanol-eau sont présentées au tableau III.19.

Tableau III.19 - Quantités de matériaux extraits par le mélange isopropanol-eau sur échantillons humides et secs

	Matériaux extraits (g.kg ⁻¹ de sol)	
	Humide	Sec
CHI	5,5	5,5
PIC	8,8	9,2
GEL	13,5	14,5
CUE	13,3	13
AZO	11,9	15,5

Ces quantités sont du même ordre de grandeur (de 0,5 à 1,5% pondéral) à l'état sec et à l'état humide mais elles apparaissent très élevées : en moyenne 10 fois plus grandes que celles trouvées, avec le même protocole, par Ma'shum et al., (1988) sur des sols hydrophobes sableux d'Australie. La Figure III.37 présente les relations entre le degré d'hydrophobie estimé par la valeur MED et l'angle de contact θ à l'état sec et les quantités de produits extraits (également à l'état sec).

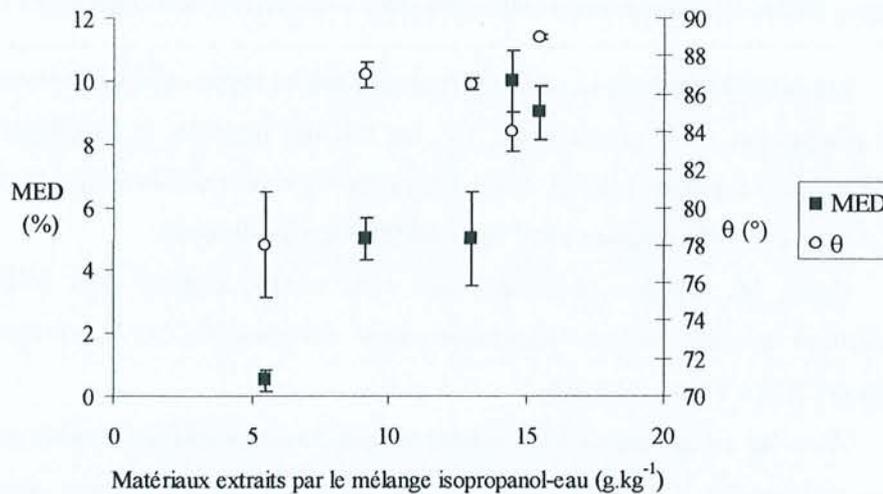


Figure III.37 - Relation entre les quantités extraites à l'isopropanol-eau et les valeurs MED et les angles de contacts déterminés sur des échantillons secs.

On constate une relation significative ($P < 0.05$) entre le degré d'hydrophobie et les quantités extraites. On observe notamment que l'horizon de surface du profil CHI, hydrophile à l'état humide et à l'état sec correspond à la plus faible valeur pondérale de matériaux extraits (5,5 g.kg⁻¹). Cette relation

entre l'hydrophobie et les produits extraits par notre protocole est confirmée par l'examen des angles de contact avant et après l'extraction (Tableau III.20).

Tableau III.20 - Moyenne et écart type (SD) des angles de contact à l'eau déterminé sur échantillons secs avant et après extraction par le mélange isopropanol-eau.

	Avant extraction			Après extraction		
	θ			θ		
	(n)	Moy (°)	SD (°)	(n)	Moy (°)	SD (°)
CHI	3	78	2,8	3	57	2,1
PIC	3	87	0,7	3	60	6,4
GEL	3	84,5	1,0	3	74	3,1
CUE	3	86,5	0,3	3	37	5,1
AZO	3	89	0,15	3	20	14,9

On observe une diminution très claire des angles de contact après extraction. Cette décroissance est très élevée pour certains échantillons (e.g. de 89° à 20° pour AZO) et beaucoup plus faible pour d'autres (e.g. pour GEL). Pour les échantillons, CUE et AZO, la diminution de l'angle de contact après extraction conduit les matériaux à être considérés comme totalement hydrophiles avec $\theta < 40^\circ$. La diminution est beaucoup plus faible pour CHI, PIC et GEL qui présentent toujours après extraction une certaine hydrophobie.

Ces résultats mettent en évidence que l'extraction par le mélange isopropanol-eau a éliminé une part (plus ou moins importante selon les échantillons) des matériaux responsables de l'hydrophobie.

3.3.5. Caractérisation des matériaux extraits

L'analyse élémentaire des produits extraits est présentée au tableau III.21.

Tableau III.21 - Analyses organiques élémentaires des produits extraits par le mélange isopropanol-eau

	C	N	H	O	E.C/T.C.	O/C	C/N	H/C
	(g.kg ⁻¹ de matériaux extraits)				(%)	Rapport atomique		
CHI	576	9,7	85,8	328	3,7	0,43	69,4	1,81
PIC	603	12,2	86,9	298	4,4	0,37	57,7	1,71
GEL	640	8,8	96	255	4,4	0,29	84,7	1,8
CUE	628	6,4	96,3	269	3,5	0,32	114,4	1,84
AZO	635	6,2	95,6	263	5,5	0,31	118,2	1,81

E.C. : Carbone Extrait . T.C. : Carbone Totale

Ces résultats montrent que les produits extraits sont riches en carbone et hydrogène mais très pauvres en azote. Le carbone extrait représente environ 5% du Carbone total de l'échantillon original. Le rapport C/N, toujours élevé, varie considérablement entre les échantillons, alors que le rapport H/C est assez constant autour de 1,8. Cette valeur du rapport H/C met en évidence le caractère aliphatique marqué des matériaux extraits. La position de ces matériaux dans un diagramme Van Krevelen (H/C versus O/C) est très proche de la position des lipides du sol étudié par Jambu et al., (1978).

Les spectres IR des matériaux extraits sont tous semblables (Figure III.38). Ils montrent deux pics intenses à 2920 et 2860 cm^{-1} typiques des groupements fonctionnels aliphatiques CH_3 et CH_2 respectivement. On remarque également la déformation asymétrique des mêmes groupes aliphatiques à 1460-1450 cm^{-1} et 1380 cm^{-1} . La large bande centrée à 3400 cm^{-1} est attribuée aux groupements O-H associés aux acides carboxyliques, alcools et/ou phénols. On observe également une bande de vibration à 1710-1700 cm^{-1} typique des vibrations C=O des acides carboxyliques et des cétones. Deux bandes voisines à 1630 cm^{-1} (vibration of C=O quinonique and amidique) et à 1040 cm^{-1} (vibration C-O des alcools) sont également identifiées.

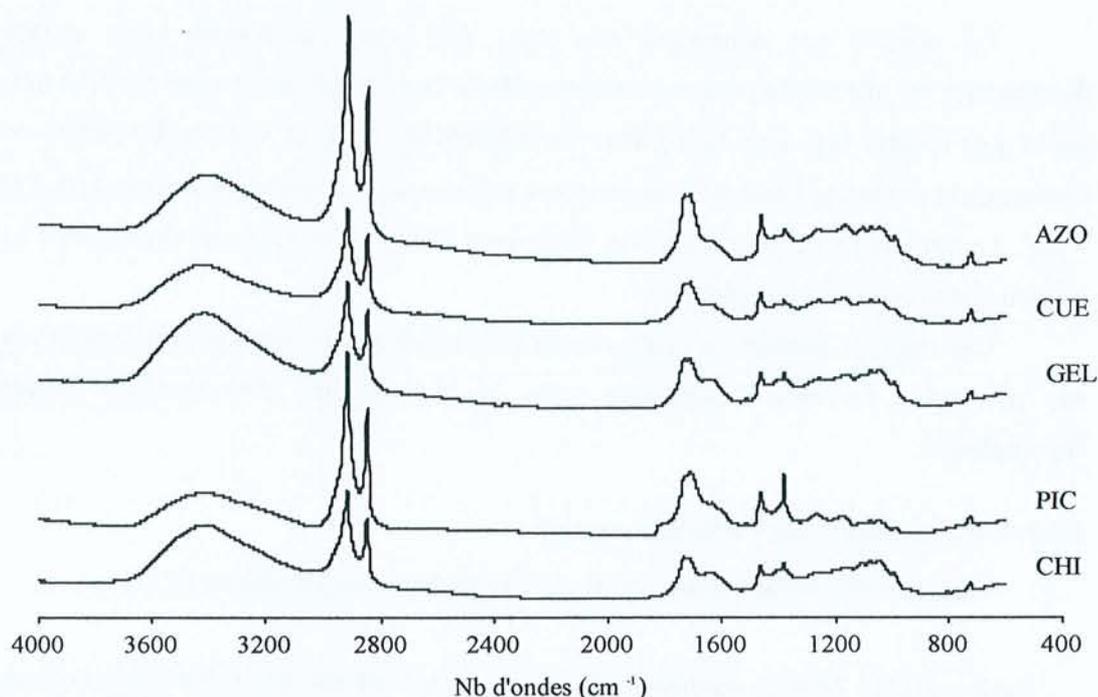


Figure III.38- Spectres infra-rouge des produits extraits par le mélange isopropanol-eau

Ces spectres confirment que les produits extraits sont caractérisés par un haut degré d'aliphatité et par un très faible nombre de groupements azotés. Ces matériaux ont des groupements hydrophobes ($\text{CH}_3\text{-CH}_2$) et des groupements hydrophiles (OH, C=O, C-O). Si nous considérons à l'instar de Capriel (1997), le degré d'hydrophobie de ces matériaux comme le rapport entre la surface des pics aliphatiques (2800-3000 cm^{-1}) et le carbone total, ces produits sont considérés comme hautement hydrophobes. Il est à noter par ailleurs que les spectres IR sont très similaires des spectres

de matériaux hydrophobes de la littérature (Giovannini and Lucchesi, 1984 ; Ma'shum et al., 1988) et qu'ils sont caractéristiques de lipides avec de longues chaînes aliphatiques.

L'analyse en CG-MS des extraits méthylés montre la présence de 121 produits identifiables avec une grande quantité d'acides gras de n-C₈ à n-C₂₈. En considérant l'ion 74 m/z ion comme un ion spécifique des acides gras méthylés (Mac Lafferty, 1969) (Figure III.39) Ma'shum et al (1988) avaient constaté une distribution bimodale des acides gras avec un mode vers n-C₁₆ et l'autre vers n-C₂₂. Rien de tel n'est observable sur nos propres extraits qui montrent une distribution relativement homogène des différents acides gras (Figure III.39) depuis n-C₁₄ jusqu'à n-C₂₈.

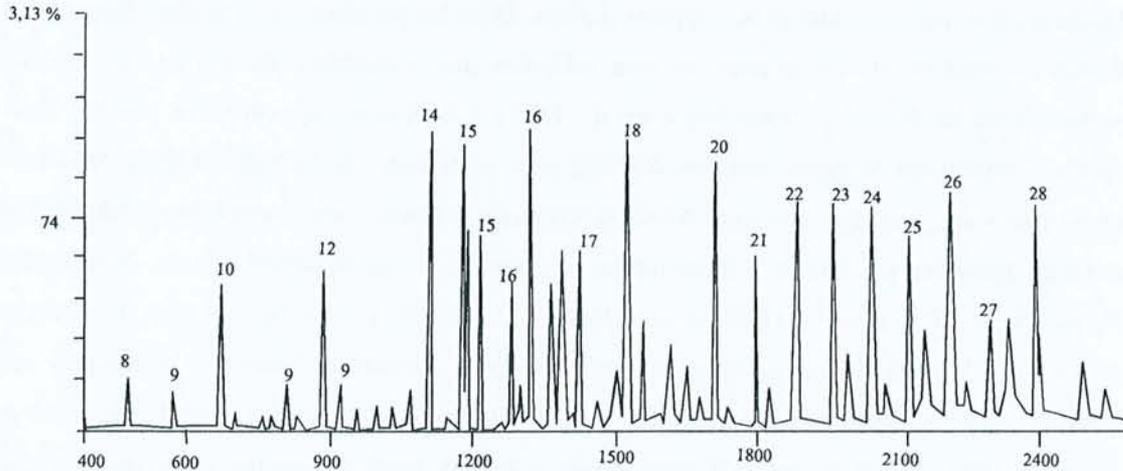


Figure III.39 - Spectre de masse des différents acides gras présents dans les extraits méthylés.

Dans les mêmes extraits, des terpènes, des stérols et des cires ont également été identifiés mais ils n'ont pas été quantifiés. L'analyse CG-MS indique donc la prépondérance d'acides gras plus ou moins longs dans les produits extraits. Il faut cependant noter que ces extraits comprennent également des produits de décomposition de la lignine avec notamment des quantités importantes de vanilline. La présence de ce produit comme résidu de décomposition des graminées de hautes altitudes a déjà été observée (Serve et al., 1983).

Nos résultats suggèrent donc qu'une fraction particulière de la matière organique, extraite par le mélange isopropanol-eau, joue un rôle dans le développement de l'hydrophobie des horizons de surface des Andosols des páramos d'Équateur. La caractérisation de ces matériaux a montré que ces produits sont très proches de ceux extraits par des solvants comme le benzène ou le diethyl ether, spécifiques des lipides du sol. Le rôle des acides gras à longues chaînes aliphatiques dans le développement d'une hydrophobie de surface a déjà été souligné (Savage et al., 1969 ; Ma'shum et al., 1988 ; Dinel et al., 1990) et il existe un grand nombre d'études faisant état d'une relation entre la teneur en lipides et la stabilité des agrégats (par exemple Jambu et al, 1978 ; Coulibaly, 1984 ; Capriel et al., 1990 ; Dinel et al., 1991 ; Piccolo et Mbagwu, 1999).

Les lipides du sol sont plus un groupe analytique (extrait par un même solvant) qu'un groupe spécifique de composés (Schnitzer et al., 1978). Ils sont composés d'acides gras mais aussi de résines, cires, stérols, terpènes (Dinel et al., 1990). Tous ces composés présentent à la fois des groupements hydrophiles et des groupements hydrophobes. Les acides gras à longues chaînes aliphatiques ($C > 19$) sont surtout présents dans les cuticules des plantes (Stumpf and Conn, 1980 ; Jambu et al., 1978 ; Dinel et al., 1990) et sont plus résistants à la biodégradation que les acides gras à courtes chaînes ($C < 19$) qui sont principalement des lipides cellulaires. Coulibaly (1984) a montré que pour une même quantité de produits déposés sur un sol, les acides gras à longues chaînes ont plus d'effet sur l'hydrophobie que les acides gras à courtes chaînes. Dans les páramos, comme dans d'autres milieux de hautes montagnes où les plantes se sont adaptées aux conditions du milieu, les cuticules sont particulièrement épaisses (Mora-Osejo et al., 1995). L'épaisseur des cuticules pourrait être un des facteurs expliquant le grand nombre d'acides gras présentant de longues chaînes dans les extraits isopropanol des sols des páramos. Ainsi, la végétation adaptée aux conditions froides des páramos pourrait favoriser de hautes concentrations en lipides et ainsi contribuer au développement de l'hydrophobie. Par ailleurs, Dinel et al., (1990) ont montré que les lipides sont généralement plus résistants à la dégradation microbienne que les autres formes de matières organiques comme la cellulose, l'hémicellulose ou les protéines. Il en résulte une accumulation de lipides au cours du temps (Capriel, 1997) favorisée par la formation de nouveaux lipides d'origine microbienne (Hallett and Young, 1999). Dans le cas des Andosols étudiés où la minéralisation de toutes les formes du carbone est réduite, cette accumulation de lipides pourrait être encore plus marquée. Cette hypothèse est partiellement corroborée par le fait que les quantités de produits extraits par le réactif isopropanol-eau sont beaucoup plus élevées que dans d'autres environnements (Ma'shum et al., 1988). Ainsi le développement de l'hydrophobie semble être en lien avec l'accumulation de carbone dans ces sols.

Le comportement hydrophobe des horizons A des sols des páramos équatoriens est ainsi plutôt à rapprocher du développement de l'hydrophobie dans les tourbes (Valat, 1989; Michel, 1998) que de celui se développant dans les sables hydrophobes (Dekker, 1998). Il est à noter à ce titre que plusieurs auteurs (Warkentin, 1985 ; Meurisse, 1985) ont rapporté l'apparition de phénomènes d'hydrophobie à la dessiccation dans les Andosols très riches en matières organiques.

Notre étude ne permet pas de confirmer ou d'infirmer l'hypothèse d'un changement de configuration moléculaire de produits organiques lors du processus de séchage. Cependant, nos résultats montrent que le degré d'hydrophobie des sols des páramos augmente avec le degré de séchage alors que la dessiccation n'a pas d'effet sur la quantité de matériaux hydrophobes extraits. Un changement de conformation des molécules organiques (dont les lipides) avec une réorientation des groupements fonctionnels polaires (-OH, -COOH, -COO) à l'intérieur et simultanément expulsion vers l'extérieur des groupements fonctionnels les moins polaires (-CH₂, -CH₃, longues chaînes aliphatiques

lipidiques) est ainsi une explication possible des différences observées. Cette hypothèse est partiellement corroborée par l'observation que les échantillons des páramos, séchés par lyophilisation, ne montrent pas, comme dans le cas des tourbes (Michel, 1998), de comportements hydrophobes. Nos résultats ne permettent pas d'analyser le rôle, suggéré par Valat et al. (1991) et Jouany et al., (1992), des oxydes amorphes d'Al et Fe et des complexes organo-aluminiques dans ce processus de changement de configuration. Cependant, il semble important de prendre en considération que les horizons étudiés sont particulièrement riches en ces produits, notamment en complexes organo-aluminiques.

Enfin, nous constatons que si le développement de surfaces hydrophobes pourrait jouer un rôle dans la réorganisation des colloïdes au cours de la dessiccation et donc dans le processus de retrait, les modifications de la structure pourraient également, en retour, jouer un rôle dans la dynamique d'apparition de l'hydrophobie.

3.4. Conclusions

L'étude de la mouillabilité des horizons de surface des Andosols des páramos nous a permis de mettre en évidence les faits suivants :

- des comportements hydrophobes apparaissent après dessiccation de la plupart des horizons de surface,
- à partir des mesures effectuées et des classifications communément employées, cette hydrophobie à l'état sec peut être considérée comme variant de modérée à forte,
- la mouillabilité apparaît une fonction de la teneur en eau et dépend donc très nettement du degré de dessiccation subi par les sols,
- cette hydrophobie pourrait jouer un rôle-clé dans la réorganisation de la structure après dessiccation et sur la stabilité des agrégats ainsi formés,
- l'accumulation de substances organiques (en particulier les lipides) semble, ici aussi, être un des paramètres déterminant le développement de cette hydrophobie.

Ces conclusions nous conduisent à penser que le processus de développement de l'hydrophobie dans les sols humifères des páramos d'Équateur est à rapprocher et à comparer de celui qui prévaut dans les tourbes.

Enfin, cette hydrophobie de surface des sols des páramos séchés pourrait très fortement influencer la dynamique des transferts hydriques et le comportement érosif des sols mis en culture et subissant une dessiccation naturelle (Raunet, 1991).

SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

L'étude, plus détaillée, des propriétés physiques des horizons humifères de cette partie, a permis de conforter certains résultats obtenus précédemment et de mettre en évidence d'autres propriétés qui ne manqueront pas d'influer sur les pratiques à mettre en œuvre pour une gestion rationnelle et conservatrice des sols de l'écosystème páramos sur matériaux pyroclastiques.

A. Propriétés physiques des horizons humifères des Andosols des páramos

- Nous avons montré que **les masses spécifiques réelles des matériaux de ces sols (ρ_s) s'écartaient sensiblement de la valeur communément admise pour des matériaux pédologiques**. Cet écart est dû à leurs teneurs élevées en carbone humifié lui-même relié au degré d'évolution des sols. D'un point de vue méthodologique, cette observation a pour conséquence que toute description de ce type de matériaux poreux via l'utilisation d'indices (indice d'eau, indice des vides) faisant référence à un volume de solide (V_s) constant, doit absolument tenir compte de cette particularité.
- En bon accord avec les critères utilisés actuellement pour la classification des Andosols, nous avons observé que **la fraction de leur porosité possédant le meilleur pouvoir diagnostique est celle qui provient de leur niveau d'organisation structurale le plus fin**, c'est-à-dire les pores

dont le rayon apparent est tel qu'il permet la rétention d'eau au point de flétrissement. C'est en effet, et quasi exclusivement, cette porosité-là qui augmente avec le degré d'altération (et l'âge) des Andosols de cette étude. **Le processus de foisonnement au cours de l'évolution (altération et accumulation de matières organiques) s'accompagne donc en fait du développement d'une porosité extrêmement fine, liée aux niveaux d'organisation les plus intimes des colloïdes du sol.** De ce point de vue, nous relèverons que l'indice d'eau à 1500 kPa ($\theta_{1500 \text{ kPa}}$) doit être un critère plus précis que la rétention pondérale en eau ($W_{1500 \text{ kPa}}$) utilisée actuellement puisque l'indice prend aussi en compte la variabilité affectant ρ_s .

- Comme attendu, **la dessiccation de ces matériaux est accompagnée d'importantes modifications de leur structure et de leur porosité.** Ces modifications sont, dans une large mesure, irréversibles et influent sur les capacités de rétention en eau après dessiccation. L'évolution structurale à la dessiccation nécessiterait des études complémentaires, mais nos résultats confirment que l'ampleur de la microporosité initiale conditionne le retrait total. Ainsi, **l'effet de la dessiccation sur la réorganisation structurale est apparu maximal pour les horizons les plus évolués, c'est-à-dire ceux qui sont perhydratés (propriété hydrique de la soil taxonomy).**
- Enfin, et même après une dessiccation modérée, ces matériaux humifères acquièrent une certaine hydrophobie.

B. Propriétés physiques et constituants secondaires

La collection d'horizons étudiés dans cette partie, provient de profils au sein desquels nous avons observé précédemment qu'il y avait déplacement progressif du front d'allophanisation avec leur degré d'évolution. Dans cette collection, on observe que l'acquisition du caractère perhydraté (qui est aussi un indice d'évolution) survient dans des matériaux qui s'enrichissent en carbone humifié et en complexes organo-métalliques mais qui sont pauvres (ou peut être même s'appauvrissent) en minéraux allophaniques. En mettant en évidence que les $\theta_{1500 \text{ kPa}}$ de ces horizons (c'est-à-dire leurs microporosités) et leurs teneurs en carbone humifié (et en complexes organo-métalliques) évoluent d'une façon strictement parallèle, nous montrons **l'importance des substances organiques humifiées sur la micro-structuration de ces sols et le développement de leur microporosité.** En outre, nous avons constaté que la présence de minéraux allophaniques n'est pas indispensable pour que certains Andosols puissent acquérir les propriétés caractéristiques des Andosols perhydratés et ce même lorsqu'ils présentent des teneurs élevées en argile minéralogiques (kaolinite) contaminant le matériau pyroclastique originel (profil AZO).

Ces résultats soulèvent des questions sur le rôle des matières organiques sur la microstructuration des sols andiques. Il faudrait en particulier montrer par quels mécanismes des substances humiques peuvent conférer à des matériaux pédologiques, le même type de nano-organisation et de nano-porosité que celles que lui confèrent l'association de grandes quantités de minéraux poreux comme les allophanes et les imogolites. Nous avons, dans ce cadre, évoqué le rôle des charges variables sur l'énergie de cohésion entre les particules élémentaires et celui de la complexation métallique sur les possibilités de coagulation et donc d'organisation particulière des floculats engendrés par ce processus. Il s'agit là de pistes pour de nouvelles recherches et non pas d'explications reconnues.

Nous relèverons aussi que les Andosols non-allophaniques montrant ce type de nano-organisation sont constitués de matériaux qui sont presque des matériaux organiques (+/- 200 g.kg-1) et que nombre de leurs propriétés physiques (rétention en eau, retrait à la dessiccation, apparition d'hydrophobie) les rapprochent de matériaux tourbeux évolués. Nous pensons que la comparaison entre le comportement de ces types d'Andosols et celui des matériaux tourbeux peut être, elle aussi, une voie de recherche fructueuse.

Enfin, nous avons mis en relief **les relations complexes qui s'établissent entre les modifications de la structure et le développement de l'hydrophobie à la dessiccation** : la réorganisation de la structure agit sur le comportement hydrophobe; alors qu'en retour, celui-ci participe à la très forte cohésion entre les particules. Dans ce cadre, l'accumulation de substances lipidiques semble jouer un rôle avec, peut-être, des modifications de configurations des substances humiques à la dessiccation (formation de micelles hydrophobes). Nous avons suggéré de plus que, dans le cadre de ces sols andiques très riches en complexes organo-aluminiques, la complexation métallique utilisant des groupements fonctionnels hydrophiles (par exemple carboxylique) pourrait favoriser l'exposition en surface des groupements fonctionnels hydrophobes (aliphatiques) et ainsi contribuer au développement de l'hydrophobie.

Conclusions générales

**LES SOLS DES PÁRAMOS : DE LA GENÈSE AUX
PROPRIÉTÉS PHYSIQUES**

Nous espérons avoir montré dans ce mémoire que la démarche que nous avons choisie, c'est-à-dire de **rechercher dans les facteurs de formation des sols, les processus et les constituants, les causes de la diversité de leurs propriétés physiques**, s'est révélée appropriée et qu'à ce titre, certains des objectifs de ce travail ont été rencontrés.

Dans l'étage des páramos ou pour des raisons bioclimatiques, **les processus de pédogenèse les plus notables sont l'humification et l'altération par acido-complexolyse**, l'âge et la texture des matériaux parentaux pyroclastiques expliquent bien la diversité des sols rencontrés. Les propriétés les plus notables qui les différencient résident dans leurs stocks en carbone et leurs capacités à retenir l'eau notamment sous de fortes succions. **Ainsi et en moins de 3000 ans, les sols "zonaux" de cet environnement particulier, sont des Andosols perhydratés non-allophaniques mais encore peu altérés et en particulier peu désilicifiés.**

Dans ce mémoire, nous mettons en évidence que cette catégorie de sols ont vraisemblablement une extension considérable dans les páramos volcaniques équatoriens et sans doute aussi dans d'autres environnements andins similaires et qu'à ce titre, **ils méritent une mention particulière dans les classifications ou référentiels à connotations génétiques.**

Dans les Andosols de cet environnement, comme dans tous les Andosols, diverses propriétés physiques covarient avec leur capacité de rétention en eau. Nous avons montré ici que c'était le cas pour leur comportement après **dessiccation qui conduit à des modifications irréversibles de leur structure et de leur porosité.** Plus particulièrement, nous avons observé un comportement moins souvent rapporté : **une dessiccation même modérée peut conduire les horizons de surface de ces sols à acquérir des propriétés hydrophobes** et nous avons tenté de relier ceci à l'abondance des substances lipidiques dans leur humus, ainsi qu'à la stabilité remarquable des agrégats des matériaux séchés.

Nos résultats mettent par ailleurs en évidence **les relations complexes qui s'établissent dans ces sols, entre les substances organiques et les propriétés physiques.** L'essentiel des propriétés physiques semble sous la dépendance des teneurs en matières organiques dans la fraction fine. Or, nous avons également souligné que le développement d'une abondante microporosité contribuait au stockage du carbone par limitation de l'accessibilité physique des matières organiques associés aux micro-structures pour les microorganismes "minéralisateurs".

À l'issue de ce travail, nous souhaitons souligner, d'une part certains des points qu'il laisse dans l'ombre et d'autre part évoquer les informations qui se sont déjà révélées utiles pour la mise en valeur et la conservation de ces sols.

Au premier titre, nous regretterons le caractère limité du nombre de profils et de sites examinés. En Equateur, les páramos des environnements volcaniques occupent près de 20 000 km². En outre, comme dans tous les milieux montagnards, l'exposition, la topographie influent sur le climat, la végétation et donc la nature des sols. **Nous ne saurions alors prétendre couvrir l'étendue de la diversité des sols par l'étude de cinq profils.** En d'autres mots, la construction d'un modèle à la fois spatialisé et prédictif des propriétés pédologiques à prendre en considération pour la gestion durable de cet écosystème n'est pas possible sur la seule base de nos résultats. Atteindre cet objectif exige encore d'autres études, mais nous pensons que le cadre général que fournit ce mémoire facilite leur réalisation future. Quoi qu'il en soit, **nos travaux ont clairement démontré la nécessité de la prise en compte de la variabilité de la couverture pédologique des páramos Équatoriens pour appréhender les propriétés des sols vis-à-vis de l'eau en milieu Andin.**

Au second titre, **notons qu'une première série d'expériences de comportement hydrodynamique sous pluie simulée, a montré que les différentes propriétés ici décrites (répartition de la porosité, stabilité des structures, hydrophobie à la dessiccation) jouent un rôle important sur la dynamique de l'eau et des pertes en terre après mises en usage** (Poulenard et al., 1998 ; Poulenard et al., en préparation). De plus, ces premiers résultats complémentaires indiquent que

le comportement hydrodynamique et érosif des sites possédant des sols évolués (GEL) est fort différent de ce qui s'observe sur des sols plus jeunes (PIC) que ce soit à l'état naturel ou après mises en usages. Par ailleurs, d'autres observations (Podwojewski et al., 1999) ont montré que **les mises en usage les plus dégradantes conduisent à une réduction drastique des stocks de carbone des sols des páramos sur pyroclastes**. Outre les conséquences de cette diminution de stock dans le cadre des changements climatiques globaux, ces résultats montrent que cette perte en carbone est accompagnée par des modifications très importantes de l'organisation structurale qui conduisent elles-mêmes à un abaissement significatif des capacités de rétention en eau. Ces résultats confirment, une fois encore, le rôle des matières organiques sur les propriétés des sols des páramos.

Afin d'éviter des conflits entre les diverses fonctions que remplissent ces sols, notamment celles relatives à leur fonction de "château d'eau" et de réserves en terres pastorales et agricoles, **il convient de recommander des méthodes de gestion du milieu visant à la conservation des stocks en carbone. Eau et en carbone, sont très clairement ici, deux ressources à gérer de façon simultanée.**

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Acosta-Solis M., 1984. Los páramos andinos del Ecuador. Cientificas, P. Quito. MAS. 220 pp.
- Acosta-Solis M., 1986. Los páramos del Ecuador. Cultura. VIII (24). 211-220
- Allbrook R.F. et Radcliffe D.J., 1987. Some physical properties of Andepts from the southern highlands, Papua, New Guinea. Geoderma. 41 107-121
- Amedee G. et Peech M., 1976. The signification of KCl-extractable Al(III) as an index to lime requirement of soils of the humid tropics. Soil Science. 121 227-233
- Andreux F., 1978. Etude de la stabilisation physico-chimique et biologique d'acides humiques modèles. Thèse de l'Université Nancy I. 174 pp.
- Angers D.A. et Simard R.R., 1986. Relation entre la teneur en matières organiques et la masse volumique apparente du sol. Can. J. Soil Sci. 66 743-746
- Anton O. et Rouxhet P.G., 1977. Note on the intercalation of kaolinite, dickite and halloysite by dimethyl-sulfoxide. Clays and Clay Miner. 25 259-263
- Arai S., Hatta T., Tanaka U., Hayamizu K., Kigoshi K. et Ito O., 1996. Characterisation of the organic components of an Alfisol and a Vertisol in adjacent locations in Indian semi-arid tropics using optical spectroscopy, ^{13}C -NMR spectroscopy and ^{14}C dating. Geoderma. 69 59-70
- Aran D., 1998. Andosolisation dans les hautes Vosges. Conditions de développement et comparaison avec les autres processus de pédogenèse. Thèse de l'Université de Nancy I. 202 pp.
- Balesdent J., 1982. Etude de la dynamique de l'humification des sols de prairies d'altitude (Haut-Jura) au moyen de datation ^{14}C des matières organiques. Thèse de l'Université de Nancy. 106 pp.
- Balesdent J. et Guillet B., 1982. Les datations par le ^{14}C des matières organiques des sols. Contribution à l'étude de l'humification et du renouvellement des substances humiques. Science du Sol. 2 93-112
- Barberi F., Coltelli M., Ferrara G., Innocenti F., Navarro J.M. et Santacrose R., 1988. Plio-quaternary volcanism in Ecuador. Geological Magazine. 125 1-13
- Barberi F., Ghigliotti M., Macedonio G., Orellana H., Pareschi M.T. et Rosi M., 1992. Volcanic hazard assessment of Guagua Pichincha (Ecuador) based on past behaviour and numerical models. Journal of Volcanology and geothermal research. 49 53-68
- Barberi F., Coltelli M., Frullani A., Rosi M. et Almeida E., 1995. Chronology and dispersal characteristics of recently (last 5000 years) erupted tephra of Cotopaxi (Ecuador) : implications for long-term erupting forecasting. Journal of Volcanology and geothermal research. 69 217-239
- Barriuso E., 1985. Caractérisation des fractions organo-minérales et des constituants humiques d'un sol de pelouse alpine. Thèse de l'Université de Nancy I. 186 pp.
- Barrois I., Dubroeuq D., Rojas P. et P.Lavelle, 1998. Andosol-forming process linked with soil fauna under the perennial grass *Mulhembergia macroura*. Geoderma. 86 241-260
- Bartoli F., Burtin G. et Herbillon A.J., 1991. Disaggregation and clay dispersion of Oxisols : Na resin, a recommended methodology. Geoderma. 49 301-317
- Bartoli F., Dutartre P., Gomendy V., Niquet S., Dubuit M. et Vivier H., 1998. Fractals and soil structure. in Fractals in soil science. Baveye, P., Parlange, J.Y. et Stewart, B.A. (Eds). Boca Raton. CRC press. Advances in soil science. 203-232.

- Bartoli F., Bird N., Gomendy V. et Vivier H., 1999. The relationship between silty soil structures and their mercury porosimetry curve counterparts : fractals and percolation. *European Journal of Soil Science*. 40 1-4
- Batjes N.H., 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*. 47 151-163
- Beare M.H., Cabrera M.L., Hendrix P.F. et Coleman D.C., 1994. Aggregate protected and unprotected organic matter pools in conventionnal and no-tillage soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58 787-795
- Bielders C.L., De Baker L.W. et Delvaux B., 1990. Particle density of volcanic soils as measured with a gas pycnometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54 822-826
- Bird N.R.A., Bartoli F. et Dexter A.R., 1996. Water retention models for fractal soil structures. *Eu. J. Soil Sci.* 47 1-6
- Blakemore L.C., Searle P.L. et Daly B.K., 1981. Methods for chemical analysis of soils. *in* N.Z. Soil Bur. Sci. Report 80. New Zealand. Lower Hutt. 44-45.
- Boudot J.-P. et Bruckert S., 1978. Complexes organométalliques et structure microagrégée des sols sur matériaux chloriteux du système schisto-grauwackeux vosgien. *Science du Sol.* 1 31-41
- Boudot J.-P., Hadj A.B. et Chone T., 1986. Carbon mineralization in Andosols and aluminium-rich highland soils. *Soil Biol. Biochem.* 18 457-461
- Boudot J.-P., Hadj A.B. et Chone T., 1988. Dependence of Carbon and Nitrogen mineralization rates upon amorphous metallic constituents and allophanes in highland soils. *Geoderma.* 42 245-260
- Bourdier J.L. et Pennec J.L.L., 1994. Les produits de l'activité volcanique. Les écoulements pyroclastiques. *In* : Le Volcanisme. Bourdier, J.-L. (Ed). Editions BRGM. 144-155.
- Bourdier J.L. et Vincent P.M., 1994. Les produits de l'activité volcanique. Nomenclature des pyroclastites. *In* : Le Volcanisme. Bourdier, J.-L. (Ed). Editions BRGM. 135-138.
- Bouvier C., Ayabaca E., Perrin J.L., Cruz F., Fourcade B., Rosario S. et Carrera L., 1999. Variabilité temporelle et spatiale des averses en milieu andin : exemple de la ville de Quito (Equateur). *Revue de géographie alpine.* 3 51-65
- Brakensiek D.L. et Rawls W.J., 1992. Comments on "fractal processes in soil water retention" by Scott Tyler and Stephen Wheatcraft. *Water Resources Research.* 28 601-602
- Braudeau E., 1988. Equation généralisée des courbes de retrait d'échantillon de sol structuré. *C. R. Académie Sciences II* 307 1731-1734
- Braudeau E. et Bruand A., 1993. Détermination de la courbe de retrait de la phase argileuse à partir de la courbe de retrait établie sur échantillon de sol non remanié. Application à une séquence de sols de Côte d'Ivoire. *C. R. Académie Sciences II* 316 685-692
- Braudeau E., Costantini J.M., Bellier G. et Colleuille H., 1999. New device and method for soil shrinkage curve measurement and characterization. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63 526-535
- Bruand A., D'acqui L.P., Nyamugafata P., Darthout R. et Ristori G.G., 1993. Analysis of porosity in a tilled "crusting soil" in Zimbabwe. *Geoderma.* 59 235-248

- Buurman P., Boer K.D. et Pape T., 1997. Laser diffraction grain-size characteristics of Andisols in perhumid Costa Rica : the aggregate size of allophane. *Geoderma*. 78 71-91
- Calhoun F.G., Carlisle V.W., et Luna C., 1972. Properties and genesis of selected Colombian Andosols. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 36 480-484
- Camus G., 1994. Les produits de l'activité volcanique. Les retombées aériennes. *In* : Le Volcanisme. Bourdier, J.-L. (Ed). Editions BRGM. 138-144.
- Caner L., 2000. Les sols humifères des hautes terres du massif des Nilgiri en Inde du Sud. Thèse de l'Université de Nancy I. 224 pp.
- Cantagrel J.M., 1994. La datation du volcanisme par les méthodes de la géochimie isotopique. *In* : Le Volcanisme. Bourdier, J.-L. (Ed.). Editions BRGM. 239-247.
- Capriel P., 1997. Hydrophobicity of organic matter in arable soils : influence of management. *European Journal of soil science*. 48 457-462
- Capriel P., Beck T., Borchert H. et Härter P., 1990. Relationship between soil aliphatic fraction extracted with supercritical hexane, soil microbial biomass and soil aggregates stability. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54 415-420
- Capriel P., Beck T., Borchert H., Gronholz J. et Zachmann G., 1995. Hydrophobicity of the organic matter in arable soils. *Soil Biology and Biochemistry*. 27 1435-1458
- Carey S. et Sparks R.S.J., 1986. Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruptions columns. *Bull. Volcanol.* 48 109-125
- Cas R.A.F. et Wright J.V., 1987. Volcanic successions. Modern and ancient. A geological approach to processes products and successions. London. ALLEN and UNWIN. 528 pp.
- Chamerois M., 2000. Interactions entre trisiloxanes fonctionnalisés et surfaces minérales : application à l'hydrofugation. Thèse de l'Institut National Polytechnique de Lorraine. 273 pp.
- Chen Y., Senesi N. et Schnitzer M., 1977. Information provided on humic substances by E4/E6 ratio. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41 352-358
- Churchman G.J. et Payne D., 1983. Mercury intrusion porosimetry of some New Zealand soils in relation to clay mineralogy and texture. *Journal of Soil Science*. 34 437-451
- Churchman G.J., Whitton J.S., Claridge G.G.C. et Theng B.K.G., 1984. Interactions method using formamide for differentiating halloysite from kaolinite. *Clays and clay minerals*. 32 241-248
- Churchman G.J. et Tate K.R., 1987. Stability of aggregates of different size grades in allophanic soils from volcanic ash in New Zealand. *Journal of Soil Science*. 38 19-27
- Churchman G.J., Bartoli F., Burtin G., Rouiller J. et Weissman D., 1998. Separation of soils by following treatments with sodium. *Colloque International Argile*. Ottawa.
- Clapperton C., Hall M., Mothes P., Hole M.J., Still J.W., Helmens K.F., Kuhry P. et Gemmell A.M.D., 1997. A younger dryas icecap in the Equatorial Andes. *Quaternary research*. 47 13-28
- Colmet-Dagge F. nd. Rapport de mission en Equateur 9 Juillet-23 Aout 1975. ORSTOM; Centre des Antilles.

- Colmet-Daage F. et Lagache P., 1965. Caractéristiques de quelques groupes de sols dérivés de roches volcaniques aux Antilles françaises. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. III 91-121
- Colmet-Daage F., Cucalon F., Delaune M., Gautheyrou J., Gautheyrou M. et Moreau B., 1967a. Caractéristiques de quelques sols d'Equateur dérivés de cendres volcaniques. 1^opartie : Essai de caractérisation des sols des régions tropicales humides. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. V 3-38
- Colmet-Daage F., Cucalon F., Delaune M., Gautheyrou J., Gautheyrou M. et Moreau B., 1967b. Caractéristiques de quelques sols d'Equateur dérivés de cendres volcaniques. 2^opartie : Conditions de formation et d'évolution. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. V 353-392
- Colmet-Daage F., Kimpe C.D., Delaune M., Sieffermann G., Gautheyrou J., Gautheyrou M., Fusil G. et Koukoui M., 1969. Caractéristiques de quelques sols d'Equateur dérivés de cendres volcaniques. 3^opartie : Comparaison de l'évolution de quelques sols des régions tropicales chaudes et tempérées froides d'altitude. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. VII 495-560
- Colmet-Daage F., Gautheyrou J., Gautheyrou M., Kimpe C.D. et Fusil G., 1972. Dispersion et étude des fractions fines de sols à allophane des Antilles et d'Amérique latine 1^opartie : la dispersion. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. X 169-191
- Colmet-Daage F., Gautheyrou M., Kimpe C.D., Fusil G. et Sieffermann G., 1972. Dispersion et étude des fractions fines de sols à allophane des Antilles et d'Amérique latine 2^opartie : Modifications de la nature et de la composition de la fraction inférieure à 2 microns selon la taille des particules. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. X 219-241
- Colmet-Daage F. et Gautheyrou M. 1974. Profils d'Equateur et de Colombie. 6 fascicules polygr. Centre des Antilles. ORSTOM. P86 610 pp.
- Condamine C.M.L., 1751. Journal de Voyage a l'Equateur: introduction historique à la mesure des trois premiers degrés du méridien. Quito. Abla-yala. 215 pp.
- Coquet Y., 1995. Etude in situ des phénomènes de retrait-gonflement des sols. Application à deux sols tropicaux peu gonflants. Thèse de l'Université d'Orléans. 337 pp.
- Coulibaly G., 1984. Influence des lipides sur les propriétés physiques des sols. Formation de complexes argilo-lipidiques. Thèse de l'Université de Poitiers. 117 pp.
- CPCS, 1967. La classification française des sols. Commission de pédologie et de classification. 67 pp.
- Cuatrecasas J., 1968. Páramo vegetation and its life form. Colloquium geographicum. 9 163-186
- Dahlgren R., Shoji S. et Nanzyo M., 1993. Mineralogical characteristics of volcanic ash soils. *in* Volcanic ash soils. Genesis, properties and utilization. Shoji, S., Nanzyo M., et Dahlgren R (Eds). Development in soil science 21. Elsevier science. 101-142.
- Dahlgren R.A., Dragoo J.P. et Ugolini F.C., 1997. Weathering of Mt. St. Helens Tephra under cryic-udic climatic regime. Soil Sci. Soc. Am. J. 61 1519-1525
- DeBano L.F., 1981. Water repellent soils : A state of the art. Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station. Gen. Tech. Rep. 21 pp.
- Dehn M., 1995. An evaluation of soil conservation techniques in the Ecuadorian Andes. Mountain Research and development. 15 175-182

Dekker L.W., 1998. Moisture variability from water repellency in Dutch soils. Thesis Wageningen Agricultural University. 240 pp.

Dekker L.W. et Jungerius P.D., 1990. Water repellency in the dunes with special reference to The Netherlands. *Catena supplement*. 173-183

Dekker L.W. et Ritsema C.J., 1994. How water moves in a water repellent sandy soil. 1. Potential and actual water repellency. *Water Resources Research*. 30 2507-2517

Delvaux B., 1988. Constituants et propriétés de surface des sols dérivés de pyroclastes basaltiques du Cameroun occidental. Approche génétique de leur fertilité. Thèse Doct. Sci. Agron. Uni. Catholique de Louvain. 335 pp.

Delvaux B., Herbillon A.J. et L. Vielvoye 1989. Characterization of a weathering sequence of soils derived from volcanic ash in Cameroon. Taxonomic, mineralogical and agronomic implications. *Geoderma*. 45 375-388

Denaix L., 1993. Synthèse et propriétés d'aluminosilicates non lamellaires : l'imogolite et les allophanes. Thèse de l'Université Paris VI. 223 pp.

De Noni G., Trujillo G. et Viennot M., 1986. L'érosion et la conservation des sols en Equateur. *Cah. Orstom. Série Pédol.* XXII (2). 235-245

De Noni G. et Viennot M., 1993. Mutations récentes de l'agriculture équatorienne et conséquences sur la durabilité des agrosystèmes andins. *Cah. Orstom. Série Pédol.* XXVIII 277-288

Diakite L. et Van Ranst E., 1993. Biochemical characterization of soil organic matter in Andisols along the NNW slope of the nevado de toluca volcano (Mexico). *Pedologie*. XLIII 203-227

Dinel H., Schnitzer M. et Mehuys G.R., 1990. Soil lipids : Origin, nature, content, decomposition, and effet on soil physical properties. *in Soil Biochemistry*. Bollag, J.M. et Stozky, G. (Eds). New York. Marcel Dekker. 6. 397-429.

Dinel H., Lévesque M. et Mehuys G.R., 1991. Effects of long chain aliphatic compounds on the aggregate stability of a lacustrine silty clay. *Soil Science*. 151 228-239

Doerr S.H., 1998. On standardizing the "water drop penetration time" and the "molarity of an ethanol droplet" techniques to classify soil hydrophobicity : a case study using medium textured soils. *Earth surface processes and landforms*. 23 663-668

Dorel M., Roger-Estrade J., Manichon H. et Delvaux B., 2000. Porosity and soil water properties of Caribbean volcanic ash soils. *Soil Use and Management*. 16 133-140

Drees L.R., Wilding L.P., Smeck N.E. et Senkayi A.L., 1989. Silica in soils : Quartz and disordered silica polymorphs. *in Minerals in soil environments*, 2nd éd. Dixon, J.B. (Ed.). Madison. Soil Science Society of America. 913-974.

Duchaufour P., 1983. Pédogenèse et classification. Bonneau, M. et Souchier, B. Paris. Masson. 1. 491 pp.

Dupre A., 1869. Théorie mécanique de la chaleur. Paris. Gauthier-Villars. 484 pp.

Ehrburger-Dolle F., Lavanchy A. et Stoekli F., 1994. Determination of the surface fractal dimension of active carbons by mercury porosimetry. *Journal of Colloid and Interface science*. 166 451-461

- Escobedo-Urquiza J., 1980. Les sols des páramos. Etude pédogénétique dans les hautes Andes du Pérou septentrional. Thèse de la Faculté des sciences agronomiques de l'état. Gembloux. 410 pp.
- Eswaran H., Van den Berg E. et Reich P., 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57 192-194
- Faivre P., 1988. Lessivage et planosolisation dans les séquences de sols caractéristiques des milieux intrandins de Colombie (Amérique du sud). Thèse de l'Université de Nancy I. 563 pp.
- FAO, 1964. Meeting on the classification and correlation of Soils from volcanic ash. *World Soil Resources Reports*. Tokyo. FAO.
- FAO, 1974. FAO-UNESCO Soil Map of the World 1 :5 000 000. Volume 1 : Legend. Paris. UNESCO.
- FAO, 1989. FAO-UNESCO Soil Map of the World. Revised Legend. *World Soil Resources Report* 60. Rome, Wageningen. FAO.
- FAO, 1994. Directive pour la description des sols. 3^e édition. ISRIC FAO. 73 pp.
- FAO, 1998. World Reference Base for soil resources. Dekkers, J.A., Spaargaren, O.C., Nachtergaele, F.O., Oldeman, L.R. et Brinkman, R. (Eds) *World Soil Resources Reports*. FAO, ISRIC and UISS. 84. 88 pp.
- Farmer V.C., 1974. The infrared spectra of minerals. *Mineralogical Society Monograph*. 4. 539 pp.
- Fedoroff N. et Courty M.A., 1994. Organisation du sol aux échelles microscopiques. *in* *Pédologie. Constituants et propriétés du sol*. Bonneau, M. et Souchier, B. (Eds). Paris. Masson. 349-375.
- Ferweda W., 1987. The influence of potatoe cultivation on the natural bunchgrass páramo in the colombian Cordillera Occidental. Internal Report 220. Amsterdam. Hugo de Vries laboratory.
- Fies J.C., 1984. Analyse de la répartition du volume des pores dans les assemblages argile-squelettes : comparaison entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par la porosité mercure. *Agronomie*. 4 891-899
- Fies J.C., 1992. Analysis of soil textural porosity relative to skeleton particle size using mercury porosimetry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 1062-1067
- Fies J.C. et Bruand A., 1990. Textural porosity analysis of a silty clay soil using pore volume balance estimation, mercury porosimetry and quantified backscattered electron scanning image. *Geoderma*. 47 209-219
- Fisher R.V. et Scmincke H.U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Berlin. Springer-Verlag. 472 pp.
- Friesen W.J. et Mikulka R.J., 1987. Fractal dimensions of coal particles. *Journal of colloid and interface science*. 120 263-271
- Garcia M.R. et Chamorro C.H., 1995. Contribucion al conocimiento de la dinamica temporal de la edafofauna en un bosque altoandino de la region de Monserrate. *in* *Estudios ecologicos del páramo y del bosque altoandino cordillera oriental de colombia*. Mora-Osejo, L.E. et Sturm, H. (Eds). Santafe de Bogota. Academia colomboana de ciencias exactas, físicas y naturales. II. 619-630.

- Giovannini G., Lucchesi S. et Cervelli S., 1983. Water repellent substances and aggregate stability in hydrophobic soil. *Soil Science*. 135 110-113
- Giovannini G. et Lucchesi S., 1984. Effect of fire on hydrophobic and cementing substances of soil aggregates. *Soil Science*. 136 231-236
- Gobat J.M., Aragno M. et Matthey W., 1998. Le sol vivant. Base de pédologie biologie des sols. Collection gérer l'environnement. Presses polytechniques et universitaires romandes. 519 pp.
- Golchin A., Clarke P., Baldock J.A., Higashi T., Skjemstad J.O. et Oades J.M., 1997a. The effects of vegetation and burning on the chemical composition of soil organic matter of a volcanic ash soil as shown by ^{13}C NMR spectroscopy. I. Whole soil and humic acid fraction. *Geoderma*. 76 155-174
- Golchin A., Baldock J.A., Clarke P., Higashi T. et Oades J.M., 1997b. The effects of vegetation and burning on the chemical composition of soil organic matter of a volcanic ash soil as shown by ^{13}C NMR spectroscopy. II. Density fractions. *Geoderma*. 76 175-192
- Gomendy V., 1996. Variabilité spatiale et temporelle des propriétés structurales et hydriques des horizons de surface de la couverture limoneuse du bassin versant d'orgeval (brie). Thèse de l'Université Henri Poincaré. Nancy I. 228 pp.
- Gomendy V., Bartoli F., Burtin G., Doirisse M., Philippy R., Niquet S. et Vivier H., 1999. Silty topsoil structure and its dynamics : the fractal approach. *Geoderma*. 88 165-189
- Grandjean E., 1983. Relations entre la genèse, la minéralogie des fractions fines et le comportement hydrique d'une séquence de sols développée sur roches volcaniques récentes. Basse-Terre (Guadeloupe). DEA pédologie et aménagement des sols, Paris VI-VII. 72 pp.
- Gregorich E.G., Kachanoski R.G. et Voroney R.P., 1989. Carbon mineralization in soil size fractions after various amounts of aggregate disruption. *Journal of Soil Science*. 40 649-659
- Guhl E., 1968. Los páramos circundantes de la Sabana de Bogota. Su ecología y su importancia para el régimen hidrológico de la misma. *Colloquium Geograficum*. 9 195-212
- Guillet B., 1972. Datation des sols par le ^{14}C naturel. I. La méthode de datation en scintillation liquide. *Bull. ENSAIA*. (1). 117-122
- Guillet B., 1990. Le vieillissement des matières organiques et des associations organo-minérales des Andosols et des Podzols. *Science du sol*. (4). 285-299
- Guillet B., Faivre P., Mariotti A. et Khobzi J., 1988. The ^{14}C dates and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of soil organic matter as a means of studying the past vegetation in intertropical regions : examples from Colombia (South America). *Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology*. 65 51-58
- Hall M. et Mothes P., 1993. Tefrostratigrafía holocénica de los volcanes principales del valle interandino, Ecuador. *Estudios de geografía*. 4 47-67
- Hall M., Robin C., Beate B., Mothes P. et Monzier M., 1999. Tungurahua Volcano, Ecuador : structure, eruptive history and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 91 1-21
- Hallett P.D. et Young I.M., 1999. Changes to water repellence of soil aggregates caused by substrate-induced microbial activity. *European J. Soil Sci*. 50 35-40
- Hansen B.C.S. et Rodbell D.T., 1995. A late glacial/holocene pollen record from the Eastern Andes of Northern Peru. *Quaternary Research*. 44 216-227

- Harden C.P., 1993. Upland erosion and sediment yield in a large Andean drainage basin. *Physical geography*. 14 254-271
- Harden C.P., 1996. Interrelationships between land abandonment and land degradation : A case from the Ecuadorian Andes. *Mountain Research and development*. 16 274-280
- Hedberg O., 1992. Afroalpine vegetation compared to páramo : convergent adaptation and divergent differentiation. *in* Páramo : an Andean ecosystem under human influence. Baslev, H. et Luteyen, J.L. (Eds). London. Academic Press. 15-29.
- Helmens K.F. et Kuhry P., 1991. Glacier fluctuations and vegetation change associated with late quaternary climatic oscillations in the Andes. *Quaternary of south america and antarctica peninsula*. 9 117-140
- Helmens K.F., Kuhry P., Rutter N.W., Vand den Borg K. et Jong A.F.M.D., 1996. Warming at 18 000 yr B.P. in the tropical Andes. *Quaternary research*. 45 289-299
- Henmi T. et Wada K., 1976. Morphology and composition of allophane. *Am. Miner*. 61 379-390
- Herbillon A.J., 1986. Chemical estimation of weatherable minerals present in the diagnostic horizons of low activity clay soil. VIII^o International soil classification workshop. Brazil. I. 39-48
- Herbillon A.J., 1994. Oxydes de fer, gibbsite, oxyde de manganèse et minéraux allophaniques. *in* Pédologie Tome II : Constituants et propriétés du sol. Bonneau et Souchier (Eds). Paris. Masson. 17-45.
- Hetier J.M., 1975. Formation et évolution des Andosols en climat tempéré. Thèse de l'Université de Nancy I. 194 pp.
- Hetier J.-M., Guillet B., Brouse R., Delibraïis G. et Maury R.C., 1983. ¹⁴C dating of buried soils in the volcanic chaine des puy (France). *Bull. Volcanol.* (2). 193-201
- Higashi T., 1982. Amorphous inorganic constituents under prominent accumulation of humus in volcanic ash soils. *Pedologie*. 32 5-18
- Hofstede R.G.M., 1995. The effects of grazing and burning on soil and plant nutrient concentrations in colombian páramo grasslands. *Plant and Soil*. 173 111-132
- Hofstede R., Lips J. et Jongsma W., 1998. Geografía, ecología y forestación de la sierra alta del Ecuador. *Revision de literatura*. Quito. Ediciones Abya-Yala. 242 pp.
- Honna T., Yamamoto S. et Matsui K., 1988. A simple procedure to determine melanic index that is useful for differentiating melanic from fulvic Andisols. *Pedologist*. 32 69-78
- Hörmann P.K. et Pichler H., 1982. Geochemistry, petrology and origin of the cenozoic volcanic rocks of the northern Andes in Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 12 259-282
- Huggett R.J., 1998. Soil chronosequences, soil development, and soil evolution : a critical review. *Catena*. 32 155-172
- Humboldt A., 1811. *Essai politique sur le royaume de la Nouvelle Espagne*. Paris.

- Huntel C., 1997. Las grandes regiones climaticas y sus formacion vegetales. *in* Los paisajes naturales del Ecuador. Vol.1. Las condiciones generales del medio natural. Winckell, A. (Ed.). Quito. CEDIG. 53-86.
- INEFAN, 1996. Guia para los páramos del sistema nacional de areas protegidas del Ecuador. Quito. Instituto Ecuatoriano Forestal de Areas Naturales y Vida Silvestre. 169 pp.
- Inoue K. et Higashi T., 1988. Al and Fe humus complexes in Andisols. IX^o International soil classification workshop. Properties, classification, and utilization of Andisols and paddy soils. Japan. 81-96
- IUGS, 1989. A classification of igneous Rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Oxford. Blackwell Scientific Publications. 193 pp.
- Jambu P., Fustec E. et Jacquesy R., 1978. Les lipides des sols : nature, origine, évolution, propriétés. *Science du sol.* 4 229-240
- Jeanroy E., 1974. Analyse totale par spectrométrie d'adsorption atomique des roches, sols minéraux, ciments après fusion au métaborate de strontium. *Analysis.* 2 703-712
- Jeanroy E., 1983. Diagnostic des formes du fer dans les pédogenèses tempérées. Evaluation par les réactifs chimiques d'extraction et apports de la spectrométrie Mössbauer. Thèse de l'université de Nancy I.
- Jeanroy E. et Guillet B., 1981. The occurrence of suspended ferruginous particles in pyrophosphate extracts of some horizons. *Geoderma.* 26 95-105
- Jenik J., 1999. Diversité de le vie en montagne. *in* Les montagnes dans le monde. Une priorité pour un développement durable. Messerli, B. et Ives, J.D. (Eds). Grenoble. Glénat. 179-215.
- Jenny H., 1948. Great soil groups in the equatorial regions of Colombia, South America. *Soil Sci.* 66 5-28
- Jex G.W., Bleakley B.H., Hubbell D.H. et Munro L.L., 1985. High humidity-induced increase water repellency in some sandy soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49 1177-1182
- Johnson A.M., 1976. The climate of Perou, Bolivia and Ecuador. *in* Climates of central and south america. Schwerdtfeger, W. (Ed.) Elsevier. World survey climatology. 147-209.
- Jonge L.W.D., Jacobsen O.H., Moldrup P., 1999. Soil water repellency : effects of water content, temperature and particle size. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63 437-442
- Jongmans A.G., Van Oort F., Nieuwenhuysen A., Buurman P., Jaunet A.M. et Van Doesburg J.D., 1994. Inheritance of 2:1 phyllosilicates in Costa Rican Andisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58 494-501
- Jouany C., 1991. Surface free energy components of clay-synthetic humic acid complexes from contact angle measurements. *Clays and clay minerals.* 39 43-49
- Jouany C., Chenu C. et Chassin P., 1992. Détermination de la mouillabilité des constituant du sol à partir de mesures d'angle de contact : revue bibliographique. *Science du sol.* 30 33-47
- Juvigne E. et Shipley S., 1983. Distribution of the heavy metals in the downwind tephra lobe of the may 18, 1980 eruption of the Mount St. Helens. *Eiszeialter u. Gegenwart.* 33 1-7

- Kaiser K. et Zech W., 1996. Defects in estimation of aluminium in humus complexes of podzolic soils by pyrophosphate extraction. *Soil Science*. 161 452-458
- Karube J. et Abe Y., 1998. Water retention by colloidal allophane and imogolite with different charges. *Clays and clay minerals*. 46 322-329
- Kay B.D. et Angers D.A., 2000. Soil Structure. *in Handbook of soil science*. Summer, M.E. (Ed.). CRC Press. A-229-A-276.
- King P.M., 1981. Comparison of methods for measuring severity of water repellence of sandy soils and assessment of some factors that affects its measurements. *Austr. J. Soil Res.* 19 275-285
- Kononova M., 1966. Soil Organic Matter. Oxford London. Pergamon Press. pp.
- Kronberg B.I. et Nesbitt H.W., 1981. Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility. *Journal of soil science*. 32 453-459
- Kubota T., 1972. Aggregate formation of allophanic soils : Effects of drying on the dispersion of the soils. *Soil Sci. Plant Nutr.* 18 79-87
- Kumada K., Sato O., Ohsumi Y. et Ohta S., 1967. Humus composition of mountain soils in central Japan with special reference to the distribution of P type humic acid. *Soil Sci. Plant Nutr.* 33151-158
- Laegaard S., 1992. Influence of fire in the grass páramo vegetation of Ecuador. *in Páramo : an Andean ecosystem under human influence*. Baslev, H. et Luteyn, J.L. (Eds). London. Academic Press. 151-170.
- Lassausse C., 1991. Organisation et comportement physico-chimique compares de deux sols a structure microagrégée de l'aubrac (massif central, France) : sols andiques et sols bruns acides. Thèse de l'Université Paris 6. 191 pp.
- Lemaire F., Dartigues A., Riviere L.M. et Charpentier S., 1989. Cultures en pots et conteneurs. Principes agronomiques et applications. Paris. INRA-PHM. 181 pp.
- Lips J., 1998. Geografia de la sierra andina ecuatoriana. *in geografia, ecologia y forstacion de la sierra alta del Ecuador*. Revision de literatura. Hofstede, R., Lips, J. et Jongsma, W. (Eds). Quito. Ediciones Abya-Yala. 13-34.
- Locwood J.P. et Lipman P.W., 1980. Recovery of datable charcoal beneath young lavas. Lessons from Hawaii. *Bull. Volcanol.* 43 605-615
- Loynet G., 1975. Relation entre les propriétés hydriques, la matière organique et les substances amorphes dans les sols sur matériaux basaltiques en climat tropical humide. *Agronomie Tropical*. XXXII. 115-120
- Luteyn J.L., 1992. Páramos : why study them ? *in Páramo : An andean ecosystem under human influence*. Baslev, H. et Luteyn, J.L. (Eds). London. Academic Press. 1-14.
- Martini J.A., 1976 . The evolution of soil properties as it relates to the genesis of volcanic ash soils in Costa Rica. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40 895-900
- Ma'shum M. et Farmer V.C., 1985. Origin and assessment of water repellency of a sandy south Australian soil. *Aust. J. Soil Res.* 23 623-626

Ma'shum M., Tate M.E., Jones G.P. et Oades J.M., 1988. Extraction and characterization of water-repellent materials from Australian soils. *Journal of Soil Science*. 39 99-110

Mac Garry D. et Malafant K.W.J., 1987. The analysis of volume change in unconfined unites of soil. *Soil Sci. Soc. Ame. J.* 51 290-297

Mac Laferty F.W., 1969. Spectrographie de masse. Introduction à l'interprétation des spectres de masse. Paris. Edi Sciences. 229 pp.

Madeira M. et Jeanroy E., 1984. Mise en évidence de goethite en suspension dans les extraits pyrophosphates et tétraborates de certains sols gréseux du Portugal. *Canadian J. Soil Science*. 64 505-514

Madeira M., Furtado A., Jeanroy E. et Herbillon A.J., 1994. Andisols of Madeira island (Portugal). Characteristics and classification. *Geoderma*. 62 363-383

Maeda T. et Warkentin B.P., 1975. Void changes in allophane soils determining water retention and transmission. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 39 398-403

Maeda T., Takenaka H. et Warkentin B.P., 1977. Physical properties of allophane soils. *Adv. Agron.* 29 229-264

Maeda T. et Soma K., 1985. Classification of Andisols in Japan based on physical properties. *International Clay conference*. Denver. The clay minerals society. 174-178

Maeda T. et Soma K., 1992. Physical properties of Andisols. *Suelos Ecuatoriales*. 22 16-24

Malagon D., Pulido C., et Llinas R., 1991. Genesis y taxonomia de los Andisoles colombianos. *Investigaciones*. Santafe de Bogota. IGAC. 3. 118 pp.

Malucelli F., Terribile F. et Colombo C., 1999. Mineralogy, micromorphology and chemical analysis of Andosols on the Island of Sao Miguel (Azores). *Geoderma*. 88 73-98

Mandelbrot B., 1975. *Les objets fractals : forme, hasard et dimension*. Paris. Flammarion. 205 pp.

Mehra O.P. et Jackson M.L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate buffered with sodium carbonate. *Proc. 7th. Nat. Conf. Clays and Clay Miner., Washington*. 317-327.

Messerli B. et Ives J.D., 1999. *Les montagnes dans le monde. Une priorité pour un développement durable*. Messerli, B. et Ives, J.D. (Eds.) Grenoble. Glenat. 479 pp.

Meunier J.D., Colin F. et Alarcon C., 1999. Biogenic silica storage in soils. *Geology*. 27 835-838

Meurisse R.T., 1985. Properties of Andisols important to forestry. VI^o International soil classification workshop. Chile and Ecuador. *Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo*. Part I : Papers. 53-67

Michel J.C., 1998. *Etude de la mouillabilité de matériaux organiques utilisés comme support de culture*. Thèse de l'ENSA Rennes. 262 pp.

Miehlich G., 1991. Chronosequences of volcanic ash soils. Hamnurg. *Hamburger Bodenkundliche Arbeiten*. 15. 207 pp.

Miller R.H. et Wilkinson J.F., 1977. Nature of the organic coating on sand grains of nonwetable golf greens. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41 1203-1204

- Mizota C. et Inoue K., 1988. Eolian dust contribution to soil development on volcanic ashes in Japan. IX^o International soil classification workshop. Properties, classification, and utilization of Andisols and paddy soils. Japan. 547-557
- Mizota C. et Van Reeuwijk L.P., 1989. Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions. Wageningen. ISRIC. Soil Monograph 2. 185 pp.
- Monzier M., Robin C., Samaniego P., Hall M., Cotten J., Mothes P. et Arnaud N., 1999. Sangay Volcano, Ecuador : structural development, present activity and petrology. J. Volcano. Geotherm. Resea. 92.
- Mora-Osejo M.L. et Canales J., 1995. Humin clay interactions on surface reactivity in Chilean Andisols. Commun. Soil Sci. Plant Anal. (17-18). 2819-2828
- Nanzyo M., Shoji S. et Dahlgren R., 1993a. Physical characteristics of volcanic ash soils. *in* Volcanic ash soils. Genesis, properties and utilization. Shoji, S., Dahlgren, R. et Nanzyo, M. (Eds). Elsevier. Development in Soil Science 17. 189-201.
- Nanzyo M., Dahlgren R., Shoji S. et 1993b. Chemical characteristics of volcanic ash soils. *in* Volcanic ash soils. Genesis, properties and utilization. Shoji, S., Dahlgren, R. et Nanzyo, M. (Eds). Elsevier. Development in Soil Science 17. 145-187.
- Nieuwenhuysse A., Jongmans A.G. et Van Breemen N., 1993. Andisol formation in a Holocene beach ridge plain under the humid tropical of the Atlantic coast of Costa-Rica. Geoderma. 57 423-442
- Nieuwenhuysse A., Jongmans A.G. et Van Breemen N., 1994. Mineralogy of a Holocene Chronosequence on Andesitic Beach sediments in Costa Rica. Soil Sci. Soc. Am. J. 58 485-494
- Nieuwenhuysse A. et Van Breemen N., 1997. Quantitative aspects of weathering and neoformation in selected Costa Rican volcanic soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 61 1450-1458
- Parfitt R.L. et Henmi T., 1980. Structure of some allophanes of New Zealand. Clays Clay Mineral. 28 285-294
- Parfitt R.L. et Wilson A.D., 1985. Estimation of allophane and halloysite in three sequences of volcanic soils, New Zealand. *in* Volcanic soils, Weathering and Landscape Relationships of Soils on Tephra and Basalt. Caldas, E.F. et Yaalon, D.H. (Eds). Catena Suppl. 7. Catena Verlag. 1-8.
- Parfitt R.L., Childs C.W. et Eden D.N., 1988. Ferrihydrite and allophane in Four Andepts from Hawaii and implications for their classification. Geoderma. 223-241
- Parfitt R.L. et Kimble J.M., 1989. Conditions for formation of allophane in soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 53 971-977
- Parfitt R.L. et Clayden B., 1991. Andisols. The development of a new order in Soil Taxonomy. Geoderma. 49 181-198
- Paterson E., 1977. Specific surface area and pore structure of allophanic soil clays. Clay Minerals. 12 1-9
- Pecrot A., Delvigne J., Gastuche M.C., Vielvoye L. et Fripiat J.J., 1962. L'altération des roches et la formation des sols au Kivu. Louvain. INEAC. 97. 90 pp.
- Perret S., 1993. Propriétés physiques, hydriques et mécaniques de sols andiques de la Réunion. Thèse de l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier. 278 pp.

- Piccolo A. et Mbagwu J.S.C., 1999. Role of hydrophobic components of soil organic matter in soil aggregate stability. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63 (6). 1801-1811
- Ping C.L., Shoji S. et Ito T., 1988. Properties and classification of three volcanic ash-derived pedons from Aleutian Islands and Alaska peninsula. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52 455-462
- Podwojewski, P., Zambrana, T. et Poulénard, J., 1999. Overgrazing effects on soil properties in the páramo of Llangahua and Esperanza (Tungurahua, Ecuador). 14^o Congreso Latino-americano de Ciencia del Suelo CLACS-99, Comisión VI, Temuco, Chile.
- Poulénard J., Podwojewski P., Janeau J.L. et Viveros P., 1998 . Landuse and degradation of an altitudinal ecosystem : the páramo. Consequences on hydrodynamic properties of the recent volcanic ash soils.- Congrès Mondial de science du sol, Montpellier 1998.
- Poulénard J., Toulkeridis T. et Podwojewski P., 1999. Rapid tectonic uplift as revealed by pedologic changes: The Oña Massif, southern part of central Ecuador.- 4th international symposium on Andean Geodynamic. Göttingen. Octobre 1999
- Poulénard J. et Herbillon, A.J 2000. Sur l'existence de trois catégories d'horizons de référence dans les Andosols.- *Compte Rendus Académie des Sciences. Série Ila.* 331 651-657
- Pourrut P. et Zebrowski C., 1970. Détermination de certaines caractéristiques intrinsèques et hydrodynamiques des sols par l'utilisation de méthodes neutroniques en République Malgache. *Cah. ORSTOM sér. Hydrol.* VII 37-62
- Pourrut P., 1995. El agua en Ecuador. Clima, Precipitaciones, Escorrentia. *Estudios de Geografía.* 118 pp.
- PRONAREG/ORSTOM, 1975-1982. Cartas de los suelos de la sierra del Ecuador. Programa Nacional de regionalización agraria. 1/200 000°
- PRONAREG/ORSTOM, 1978-1985. Mapas de paisajes vegetales y uso actual. Programa Nacional de regionalización agraria. 1/200 000°
- Quantin P., 1988. Les Andosols. Etat des connaissances. Problématiques. *in* Les Andosols de la Reunion. (Eds). CIRAD. Document Polygr. (inscrit au Fonds documentaire ORSTOM n°27.967 ex1). 53-75.
- Quantin P., 1992. Les sols de l'archipel volcanique des nouvelles-hébrides (Vanuatu). Etude de la pédogenèse initiale en milieu tropical. Orstom Editions. Etudes et thèses. 493 pp.
- Quantin P., 1995. Andosols et Vitrosols. *in* Référentiel Pédologique. D.Baize et M.C. Girard (Coord.), AFES INRA éditions. 85-93
- Quantin P. et Zebrowski C., 1997. Caractérisation et formation de la cangahua en Equateur. Suelos Volcanicos endurecidos. III simposio Interancional. Quito. ORTSOM, PUCE, UCE. 29-47
- Rangel J.O. et Sturm H., 1995. Consideraciones sobre la vegetacion, la productividad primaria neta y la artropofauna asociada en regiones paramunas de la Cordillera Oriental. *in* Estdios ecologicos del páramo y del bosque altoandino cordillera oriental de colombia. Mora-Osejo, L.E. et Sturm, H. (Eds). Santafé de Bogota. Academia colomboana de ciencias exactas, físicas y naturales. I. 47-70.
- Raunet M., 1991. Le milieu physique et les sols de l'île de la Réunion. Consequence pour la mise en valeur agricole. CIRAD. 438 pp.

- Rosello V., 1984. Les sols bruns des hauts. Caractérisation minéralogique et microstructurale de matériaux Andosoliques. Reconnaissance expérimentale de leur comportement. Thèse de l'Université Paris VII. 200 pp.
- Rouiller J., Burtin G. et Souchier B., 1972. La dispersion des sols dans l'analyse granulométriques. Méthode utilisant les résines échangeuses d'ions. Bulletin de l'ENSAIA. XVI 89-98
- Rouiller J., Souchier B., Bruckert S., Feller C., Toutain F. et Vedy J.C., 1994. Méthodes d'analyses des sols. *in* Pédologie. Constituants et propriétés du sol. Bonneau, M. et Souchier, B. (Eds). Paris. Masson. 619-652.
- Rousseaux J.M. et Warkentin B.P., 1976. Surface properties and forces holding water in allophane soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 40 446-451
- Saigusa M., Shoji S. et Kato T., 1978. Origin and nature of halloysite in Ando soils from Towada Tephra, Japan. Geoderma. 20 115-129
- Salamanca N. et Chamorro C.H., 1995. La edafofauna del páramo de Monserrate- Sector Hacienda "Santa Barbara"- (Cundinamarca-Colombia). *in* Estdios ecologicos del páramo y del bosque altoandino cordillera oriental de colombia. Mora-Osejo, L.E. et Sturm, H. (Eds). Santafe de Bogota. Academia colomboana de ciencias exactas, físicas y naturales. II. 631-647.
- Sauer W., 1965. Geologia del Ecuador. Quito. Editorial Ministerio de Educacion. 383 pp.
- Savage S.M., Martin J.P. et Letey J., 1969. Contribution of humic acid and a polysaccharide to water repellency in sand and soil. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc. 33 149-151
- Savage S.M., Osborn J., Letey J. et Heaton C., 1972. Substances contributing to fire-induced water repellency in soils. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc. 36 674-678
- Schnitzer M. et Khan S.U., 1978. Soil Organic Matter. Development in Soil Science n°8. Amsterdam. Elsevier. 319 pp.
- Serve L., Piovetti L. et Longuemard N., 1983. Dosage des acides et aldéhydes phénoliques par chromatographie liquide haute performance : analyse comparative des sols de hautes montagne et de leurs végétation. Journal of Chromatography. 259 319-328
- Shoji S., 1988. Separation of melanic and fulvic Andisols. Soil Sci. Plant Nutr. 34 303-306
- Shoji S. et Masui J.I., 1971. Opaline Silica of recent volcanic ash soils in Japan. Journal of Soil Science. 22 101-108
- Shoji S. et Saigusa M., 1977. Amorphous clay materials of Towada Ando Soils. Soil Sci. Plant Nutr. 23. 437-455
- Shoji S. et Ono T., 1978. Physical and chemical properties and clay mineralogy of Andosols from Kitakami, Japan. Soil Science. 126. 297-312
- Shoji S. et Fujiwara T., 1984. Active aluminium and iron in the humus horizons of Andosols from northeastern Japan : Their forms, properties and significance in clay weathering. Soil Science. 137 216-226
- Shoji S., Ito T., Saigusa M. et Yamada I., 1985. Properties of non-allophanic Andosols from Japan. Soil Science. 140 264-277

Shoji S., Kurebayashi T. et Yamada I., 1990. Growth and chemical composition of Japanese pampas grass (*Miscanthus sinensis*) with special reference to the formation of dark-colored Andisols in northeastern Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.* 36 105-120

Shoji S., Dahlgren R. et Nanzyo M., 1993a. Genesis of volcanic ash soils. *in* Volcanic ash soils. Genesis, properties and utilization. Shoji, S., Nanzyo M., et Dahlgren R (Eds). *Development in soil science* 21. Elsevier science. 37-70.

Shoji S., Nanzyo M., Shirato Y. et Ito T., 1993b. Chemical kinetics of weathering in young Andisols from northeastern Japan using soil age normalized to 10°C. *Soil Science.* 155 53-60

Shoji S., Nanzyo M., Dahlgren R. et Quantin P., 1996. Evaluation and proposed revisions of criteria for Andosols in the World Reference base for Soils Resources. *Soil Science.* 161 604-615

Simonson R.W., 1979. Origin of the name "and soils". *Geoderma.* 22 333-335

Skjemstad J.O., Clarke P., Taylor J.A., Oades J.M. et Mac Clure S.G., 1996. The chemistry and nature of protected carbon in soil. *Australian J. Soil Res.* 34 251-271

Skjemstad J.O., Taylor J.A. et Smernik R.J., 1999. Estimation of Charcoal (Char) in Soils. *Commun. Soil Sci. Plant. Anal.* 30 2283-2298

Soil Survey Staff, 1960. *Soil Classification. A comprehensive system. 7th approximation.* USDA, SCS. 265 pp.

Soil Survey Staff, 1975. *Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys.* USDA, NRCS. 754 pp.

Soil Survey Staff, 1984. *Procedures for collecting soil sample and methods of analysis for soil survey. Investigations, S.S. Report Number 1.* Washington D.C. USDA. 306 pp.

Soil Survey Staff, 1992. *Keys to Soil Taxonomy. edition, 5.* USDA, NRCS Pocahonta Press. 306 pp.

Soil Survey Staff, 1999. *Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2°Ed.* USDA, NRCS. 869 pp.

Stern M.J., 1995. An inter-Andean forest relict : vegetation change on Pasochoa Volcano, Ecuador. *Mountain research and development.* 15 339-348

Stoops G., 1981. Mineralogy and micromorphology of some Andisols of Rwanda. *Fourth International soil classification workshop. Rwanda. ABOS-AGCD.* 150-161

Stumpf P. et Conn E., 1980. *The biochemistry of plants. A comprehensive treatise. 4. Lipids structure and function.* New York. Academic Press. 693 pp.

Sturm H., 1995. Suelo. *in* Estdios ecologicos del páramo y del bosque altoandino cordillera oriental de colombia. Mora-Osejo, L.E. et Sturm, H. (Eds). Santafe de Bogota. Academia colomboana de ciencias exactas, físicas y naturales. I. 35-45.

Sturm H. et Mora-Osejo L.E., 1995. Clima. *in* Estdios ecologicos del páramo y del bosque altoandino cordillera oriental de colombia. Mora-Osejo, L.E. et Sturm, H. (Eds). Santafe de Bogota. Academia colomboana de ciencias exactas, físicas y naturales. I. 15-33.

- Suharta N., 1992. Etude biodynamique de trois humus forestiers modèles de l'Est de la France : caractérisation fine des matières organiques par fractionnement granulométriques, datation ¹⁴C et observations ultrastructurales. Thèse de l'Université Nancy I. 137 pp.
- Tessier D., 1980. Sur la signification de la limite de retrait dans les argiles. C. R. Académie. Sciences. II 291 377-380
- Tessier D., 1984. Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse de l'Université de Paris VII. 361 pp.
- Theng B.K.G., Churchman G.J., Whitton J.S. et Claridge G.G.C., 1984. Comparison of intercalations methods differentiating halloysite from kaolinite. Clays and clay minerals. 32 249-258
- Thompson A.H., Katz A.J. et Krohn C.E., 1987. The microgeometry and transport properties of sedimentary rock. Advances in Physics. 36 325-694
- Troll C., 1968. The cordilleras of the tropical Americas. Colloquium geographicum. 9 15-56
- Tschapek M., 1984. Criteria for determining the hydrophilicity and hydrophobicity of soils. Zeitschrift Pflanzenernährung und Bodenkunde. 147 137-149
- Tschapek M., Ardizzi J.P. et Bussetti S.G.D., 1973. Wettability of humic acids and its salts. Zeitschrift Pflanzenernährung und Bodenkunde. 135 16-31
- Tschapek M. Wasowski C. et Torres Sanchez R.M., 1982. Humic acid as a colloidal surfactant, Zeitschrift Pflanzenernährung und Bodenkunde. 261-271
- Uehara G. et Gillman. 1981. The mineralogy, chemistry and physics of Tropical Soils with variable charge. Westview Tropical Agriculture Series, n°4, Westview Press, Boulder, CO
- Valat B., 1989. Contribution à l'étude des propriétés hydriques de matières organiques (tourbes et composts) à usage horticole. Thèse de l'Université de Poitiers. 234 pp.
- Valat B., Jouany C. et Riviere L.M., 1991. Characterization of the wetting properties of air-dried peats and composts. Soil Science. 152 100-107
- Van der Hammen T., 1986. Historia de la vegetacion y del clima en la region norandina. Cultura. 203-210
- Van der Hammen T. et Correal-Urego G., 1978. Prehistoric man on the sabana de Bogota (colombia) : data for an ecological prehistory. Palaeogeography, pelecimatology, paleoecology. 25 179-190
- Van der Hammen T. et Cleef A.M., 1986. Development of the high andean páramo flora and vegetation. in High Altitude tropical Biogeography. Vuilleumier, F. et Monasterio, M. (Eds). Oxford. Oxford University Press. 153-201.
- Van Krevelen D.W., 1950. Graphical-statistical method for the study of structure and main processes of coal. Fuel. 29 259-264
- Van Oss C.J., 1996. Forces interfaciales en milieux aqueux. Paris. Masson. 402 pp.
- Van Wambeke A., 1995. Sols des tropiques. Propriétés et Appréciation. Traduction de Soils of the tropics (1992) CTA. 335 pp.

Verweij P.A., 1995. Spatial and temporal modelling of vegetation patterns. Burning and grazing in the páramo of los Nevados National Park, Colombia. Thèse de l'Université d'Amsterdam. 233 pp.

Wada K., 1989. Allophane and Imogolite. *in* Minerals in soil environments, 2nd ed. Dixon, J.B. and Weed, S.B. (Eds). Madison. Soil Science Society of America. 1051-1087.

Wada S.I. et Wada K., 1977. Density and structure of allophane. *Clay Minerals*. 12 289-298

Wada K. et Kakuto Y., 1985. Embryonic Halloysites in Ecuadorian Soils Derived from Volcanic Ash. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 49 1309-1318

Wada K., Kakuto Y. et Ikawa H., 1986. Clay minerals, humus complexes, and classification of Four "Andepts" of Maui, Hawaii. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50 1007-1013

Waksman M., 1987. Etude du fonctionnement hydrique des Andosols et des sols andiques de l'île de la Réunion. Thèse de l'Université des sciences et techniques du Languedoc. Montpellier. 170 pp.

Warkentin R.P., 1992. Manejo de Andisoles relacionado con su estructura. *Suelos Ecuatoriales*. 9-15

Warkentin B.P., Maeda T., 1974. Physical properties of allophane soils from the West Indies and Japan. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 38 372-377

Warkentin B.P., 1985. Properties of Andisols important to engineering. VI° International soil classification workshop. Chile and Ecuador. Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo. Part I : Papers. 121-150

Warkentin B.P., Maeda T. et Soma K., 1988. Physical characteristics for classification of Andisols. IX° International soil classification workshop. Properties, classification, and utilization of Andisols and paddy soils. Japan. 97-107

Watanabe M., Aoki K. et Sakagami K., 1998. Humus accumulation in Holocene paleosols formed in Japanese Tephra. *Catena*. 34 35-46

Watson C.L. et Letey J., 1970. Indices for characterizing soil-water repellency based upon contact angle-surface tension relationships. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34 841-844

Wilke B.M. et Becher H.H., 1980. Über die "Lockerheit" von braunerden aus Granitzersatz im Bayerischen Wald. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenk.* 143. 1007-1013

Winckell A., Zebrowski C. et Delaune M., 1991a. Evolution du modèle quaternaire et des formations superficielles dans les Andes de l'Equateur. Première partie : le volcanisme pyroclastique récent. *Geodynamique*. 6 97-117

Winckell A., Zebrowski C. et Delaune M., 1991b. Evolution du modèle quaternaire et des formations superficielles dans les Andes de l'Equateur. Deuxième partie : quelques aspects de l'histoire paléogéographique quaternaire. *Geodynamique*. 6 119-139

Winckell A. et Zebrowski C., 1992. La cangahua en Equateur: le contexte paléogéographique de sa formation. Primer Simposio Internacional sobre suelos volcanicos Endurecidos. Mexico. *Terra*. 10. 107-112

Winckell A. et Zebrowski C., 1997. Los paisajes andinos de la sierra del Ecuador. *in* Los paisajes naturales del Ecuador. Winckell, A. (Ed.). Quito. CEDIG. Geografía básica del Ecuador. IV, 2. 3-207.

- Wong P. et Howard J., 1986. Surface roughening and the fractal nature of rocks. *Physical Review letters*. 57 637-640.
- Wright C., 1963. Note of the origins and genesis of the "páramo soils" and "páramo-like soils" of central and South America. Report FAO.
- Yamada I., 1988. Tephra as parent material. IX° International soil classification workshop. Properties, classification, and utilization of Andisols and paddy soils. Japan. 509-519
- Yonebayashi K. et Hattori T., 1988. Chemical and biological studies an environmental humic acids I. Composition of elemental and functional groups of humic acid. *Soil Sci. Plant Nutr.* 34 571-584
- Yoshida M., 1992. Sand size aggregates in Andisols and their role in P retention. *Geoderma*. 54 307-322
- Yoshinaga N., 1988. Mineralogy of Andisols. IX° International soil classification workshop. Properties, classification, and utilization of Andisols and paddy soils. Japan. 45-59
- Young T., 1905. On the cohesion of fluids. *Philos. Trans. R. Soc.* 95 65
- Zebrowski C. et Sourdat M., 1997. Los factores de la pedogenesis y los suelos en Ecuador. *in Los paisajes naturales del Ecuador. Vol.1. Las condiciones generales del medio natural.* Winckell, A. (Ed.). Quito. CEDIG. *Geographica basica del Ecuador.* 97-129.

TABLES DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION GENERALE	1
PREMIÈRE PARTIE. LES PÁRAMOS D'ÉQUATEUR : PRÉSENTATION GÉNÉRALE	6
CHAPITRE 1 . Définition du terme páramo et localisation	7
1.1. Le problème de la définition du terme páramo	7
1.2. Les páramos d'Équateur : cadre général	10
1.2.1. Physiographie générale du massif andin au niveau de l'Équateur	10
1.2.2. Distribution des páramos en Équateur	11
CHAPITRE 2 . Le climat des páramos	13
2.1. Un climat équatorial de haute altitude	13
2.2. Température	14
2.3. Pluviométrie	15
2.3.1. Les précipitations : influence de la topographie	15
2.3.2. Précipitations moyennes et régime pluviométrique	15
2.3.3. Morphologie des pluies	16
CHAPITRE 3. La couverture végétale	19
3.1. Généralités	19
3.2. Étagement des végétations	20
3.3. Les associations végétales du páramo herbacé	21
3.4. Une végétation climacique ?	23
CHAPITRE 4. Géologie et géomorphologie	24
4.1. La formation des Andes équatoriennes	24
4.2. Les formations Pisayambo et Tarqui du tertiaire récent (Pliocène)	24
4.3. Le volcanisme Quaternaire récent : Pléistocène récent et Holocène	25
4.3.1. Extension des dépôts quaternaires	25
4.3.2. Deux grandes générations de dépôts	26
4.3.3. Composition chimique des produits volcaniques	27

4.4. Géomorphologie des páramos et essai de reconstitution paléogéographique	28
CHAPITRE 5. Les activités humaines et la dégradation physique des sols des páramos	31
5.1. Historique de l'occupation humaine des páramos	31
5.2. L'occupation actuelle et les conséquences sur l'érosion	32
5.2.1. Brûlis et pâturages	33
5.2.2. Mise en culture	33
DEUXIÈME PARTIE. GENÈSE ET DIVERSITÉ DES SOLS SUR COUVERTURE PYROCLASTIQUE DES PÁRAMOS D'ÉQUATEUR	34
INTRODUCTION. Choix des profils d'étude et objectifs de cette partie	35
A. Les sols des páramos : bref rappel	35
B. Choix des profils d'étude	36
C. Objectifs de cette partie	40
CHAPITRE 1. Caractérisation et classification des sols retenus pour cette étude	41
1.1. Introduction	41
1.2. Les andosols : évolution des concepts	42
1.3. Conditions environnementales des sites d'études	43
1.3.1. Température	43
1.3.2. Pluviométrie	44
1.3.3. Matériaux parentaux	46
1.4. Méthodes	46
1.4.1. Modalité des descriptions des sols	46
1.4.2. Micromorphologie	46
1.4.3. Propriétés physiques	46
1.4.4. C, N, Indice mélanique	47
1.4.5. Extraction sélectives	47
1.4.6. Verres volcaniques	47
1.4.7. Analyses physico-chimiques	48
1.5. Résultats et discussions	48
1.5.1. Traits morphologiques principaux	48
1.5.2. Organisation micromorphologique des horizons de surface	53

1.5.3. Propriétés physiques	58
1.5.4. Matières organiques	61
1.5.5. Eléments extraits par l'oxalate (o) et le pyrophosphate (p).	63
1.5.6. Verres volcaniques	66
1.5.7. Propriétés physico-chimiques	68
1.6. Classements des sols	73
1.6.1. Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999)	73
1.6.2. World Reference Base (FAO, 1998)	75
1.6.3. Référentiel pédologique (Quantin, 1995)	77
1.7. Discussion	78
1.7.1. Les traits communs	78
1.7.2. Diversité des sols	79
1.8. Conclusion	80
CHAPITRE 2. Nature et âge des dépôts pyroclastiques	81
2.1. Introduction	81
2.2. Nature physique des pyroclastes : mode de dépôt	82
2.2.1. Rappels bibliographiques	82
2.2.2. Matériels et méthodes	83
2.2.3. Résultats et discussion	83
2.3. Nature chimique et minéralogique des pyroclastes	85
2.3.1. Introduction	85
2.3.2. Matériels et méthodes	86
2.3.3. Résultats et discussion	86
2.3.4. Nature chimique des pyroclastes	92
2.4. Datation des niveaux pyroclastiques	93
2.4.1. Introduction	93
2.4.2. Matériels et méthodes	93
2.4.3. Résultats	94
2.4.4. Conclusion sur l'âge des pyroclastes	97
2.5. Les matériaux parentaux : facteurs de formations des sols	98
CHAPITRE 3. Etude des constituants secondaires	99
3.1. Introduction	99
3.2. Les constituants organiques	99
3.2.1. Matériels et méthodes	99

3.2.3. Résultats et discussion	101
3.3. Formes d'Al, Fe et Si : extractions sélectives	107
3.3.1. Introduction	107
3.3.2. Matériels et méthodes	108
3.3.3. Résultats et discussion	109
3.4. Minéralogie des argiles	116
3.4.1. Recherche des phyllosilicates de la fraction < 2 µm	116
3.4.2. Etude des argiles des horizons de surface	119
3.4.3. Discussion	128
3.5. Résumé	129
CHAPITRE 4 . Composition chimique de la terre fine, indice d'altération et indice d'évolution	130
4.1. Introduction	130
4.2. Matériels et méthodes	130
4.3. Résultats et discussions	131
4.3.1. Rapports molaires et diagramme de Kronberg-Nesbitt	132
4.3.2. Réserve totale en base	136
CHAPITRE 5. Discussion générale	141
5.1. Degré d'altération et constituants secondaires	141
5.1.1. Altération et accumulation de carbone : deux processus concomitants	141
5.1.2. Altération et constituants secondaires non cristallisés	142
5.2. Degré d'altération et propriétés des sols	144
5.2.1. Altération et propriétés physiques	144
5.2.2. Altération et propriétés physico-chimiques	145
5.3. Indice d'évolution et facteurs de formation des sols	145
5.3.1. Âge et évolution des sols	146
5.3.2. Autres facteurs de formation des sols	147
SYNTHESE ET CONCLUSION	149
A. Les Andosols étudiés constituent les éléments d'une séquence d'évolution	149
B. Degrés d'évolution et facteurs de formation	150
C. Processus dominants	150
D. Originalité de cette séquence d'évolution	152

TROISIÈME PARTIE. PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DES HORIZONS HUMIFÈRES DES SOLS SUR COUVERTURE PYROCLASTIQUE DES PÁRAMOS D'ÉQUATEUR.	155
INTRODUCTION	156
Objectifs de la troisième partie	156
Notations et expressions utilisées	157
CHAPITRE 1. Porosités totales et courbes de rétention d'eau	159
1.1. Porosité et rétention en eau des Andosols : bref rappel bibliographique	159
1.2. Matériels et méthodes	161
1.2.1. Échantillons étudiés	161
1.2.2. Masses volumiques	162
1.2.3. Courbes de rétention d'eau	162
1.3. Résultats	165
1.3.1. Porosité totale	165
1.3.2. Comportement physico-hydrique	167
1.4. Discussion	172
1.4.1. Masses volumiques réelles	172
1.4.2. La porosité et sa répartition : relation avec le degré d'altération	175
1.4.3. Influence des constituants sur la microporosité la plus fine	177
1.4.4. Rôle des composés organiques sur le développement de la microporosité	180
1.4.5. Rugosité de l'interface	182
1.5. Conclusions	183
CHAPITRE 2. Effet de la dessiccation isotherme sur l'organisation et le comportement physique des sols	185
2.1. Effet de la dessiccation sur les propriétés physiques des Andosols : bref rappel bibliographique	185
2.2. Matériels et méthodes	186
2.2.1. Echantillons étudiés	185
2.2.2. Retrait et dessiccation à 30°C sur cylindres	187
2.2.3. Porosimétrie mercure	189
2.2.4. Organisation et stabilité structurale	192
2.3. Résultats	193
2.3.1. Indices globaux : retrait total et indice de déshydratation irréversible	193

2.3.2. Dynamique de drainage et de retrait au cours de la dessiccation isotherme à 30°C	194
2.3.3. Porosité des matériaux séchés	202
2.3.4. Effet de la dessiccation sur l'organisation et la stabilité des structures	208
2.4. Discussion	211
2.4.1. Retrait total à la dessiccation et indice de déshydratation irréversible	211
2.4.2. Dynamique de retrait	214
2.4.3. Porosités résiduelles	214
2.4.1. Dispersabilité des colloïdes et constituants	215
2.4.2. Stabilité des agrégats > 200µm et constituants	216
2.5. Conclusions	217
CHAPITRE 3. Etude de la mouillabilité des horizons de surface	218
3.1. Introduction	218
3.1.1. Rappels théoriques sur la mouillabilité	218
3.1.2. Rappels sur l'origine de l'hydrophobie dans les sols	220
3.2. Méthodes	219
3.2.1. Estimation du degré d'hydrophobie	221
3.2.2. Extraction et caractérisation de produits hydrophobes	223
3.3. Résultats et discussions	225
3.3.1. Estimation de l'hydrophobie	225
3.3.2. Effet des teneurs en eau sur l'hydrophobie estimée par le test MED	229
3.3.4. Extraction des composés hydrophobes	232
3.3.5. Caractérisation des matériaux extraits	233
3.4. Conclusions	238
SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS	239
A. Propriétés physiques des horizons humifères des Andosols des páramos	239
B. Propriétés physiques et constituants secondaires	240
CONCLUSION GÉNÉRALE. LES SOLS DES PÁRAMOS : DE LA GENÈSE AUX PROPRIÉTÉS PHYSIQUES	242
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	246
TABLE DES MATIÈRES	265

LISTES DES FIGURES ET TABLEAUX

Liste des Figures

Première Partie

Figure I.1 - Zonation verticale des climats froids dans les Andes inter-tropicales et distinction du domaine des páramos et des punas (Troll, 1968).....	9
Figure I.2 - Distribution des páramos en Amérique du Sud.....	10
Figure I.3 - Cartographie générale de l'Équateur.....	11
Figure I.4 - Structure du relief et localisation des páramos en Équateur (d'après Winckell et Zebrowski, 1997).....	12
Figure I.5 - Histogrammes de fréquence des paramètres caractéristiques des 215 événements pluviométriques les plus importants mesurés sur le páramo du Pichincha entre octobre 1995 et octobre 1997.....	17
Figure I.6 - Etagement actuel à la latitude de Quito (d'après Van der Hammen et Cleef, 1986).....	20
Figure I.7 - Principales catégories de végétaux des páramos.....	21
Figure I.8 - Localisation des páramos équatoriens soumis et non soumis aux dépôts pyroclastiques quaternaires (d'après Winckell et al., 1991a).....	26
Figure I.9 - Localisation des centres d'émissions volcaniques d'Équateur et délimitations des páramos sur pyroclastes (d'après Winckell et al. 1991a).....	27
Figure I.10 - Reconstitution de l'histoire paléoclimatique et paléogéographique au quaternaire récent (d'après Helmens et al., 1991 et Winckell et Zebrowski., 1997).....	30

Deuxième Partie

Figure II.1 - Croisement des cartes des formations végétales (PRONAREG-ORSTOM, 1978-1985) et des cartes des sols PRONAREG-ORSTOM (1978-1984).....	37
Figure II.2 - Localisation et altitude des sites d'études dans les páramos équatoriens sur couverture pyroclastique (Limites des páramos d'après la cartographie des paysages naturels).....	39
Figure II.3 - Histogrammes pluviométriques des stations les plus proches des sites d'étude.....	45
Figure II.4 - Répartition des teneurs en carbone de la terre fine avec la profondeur.....	62
Figure II.5 - Répartition avec la profondeur de Si_o , $Al_o+1/2Fe_o$ et du rapport Al_p/Al_o	64
Figure II.6 - Position des horizons dans un graphique verres volcaniques de la fraction 0,02-2 mm et $Al_o+1/2Fe_o$ en référence à la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999).....	67
Figure II.7 - Position des horizons dans un graphique verres volcaniques de la terre fine et $Al_o+1/2Fe_o$ en référence au WRB (FAO, 1998).....	67
Figure II.8 - Relation entre la teneur en carbone et la capacité d'échange cationique à pH 7.....	70
Figure II.9 - Comparaison des quantités d'Al extraites par KCl N et NH_4Cl 0,5 N.....	70
Figure II.10 - Comparaison de la somme des bases extraites par l'acétate d'ammonium (pH 7) et le chlorure d'ammonium (pH du sol).....	71
Figure II.11 - Relation entre la somme $Al_o+1/2Fe_o$ et la capacité de rétention des phosphates pour les horizons du premier mètre.....	72
Figure II.12 - Courbes de fréquences granulométriques obtenues au sedigraph de quelques horizons.....	84
Figure II.13 - Position et distance des sites par rapport aux principaux volcans actifs pendant l'holocène.....	89

Figure II.14 - Position des sables des horizons des profils PIC, CHI, GEL et CUE (a) et des limons grossiers des horizons de surface des 5 profils (b) dans un diagramme TAS (IUGS, 1989).....	91
Figure II.15 - Schéma de synthèse sur l'âge estimé des pyroclastes.....	97
Figure II.16 - Position des acides humiques des sols des páramos dans un diagramme O/C-H/C.....	103
Figure II.17 - Spectres Infra rouge des acides humiques de quelques horizons.....	104
Figure II.18 - Position des acides humiques dans un diagramme de Kumada modifié (Arai et al, 1996).....	105
Figure II.19 - Résumé des fractions extraites par différents réactifs d'après Jeanroy, (1983).....	108
Figure II.20 - Répartition des teneurs estimées en minéraux allophaniques (Allo) et en complexes organo-aluminiques (CoAl) avec la profondeur pour les 5 profils.....	114
Figure II.21 - Protocole d'étude des fractions argileuses des horizons de surface.....	119
Figure II.22 - Spectres Infra-rouge des argiles de l'horizon A1 de PIC.....	120
Figure II.23 - Spectres Infra-rouge des argiles de l'horizon A1 de AZO.....	122
Figure II.24 - Diagrammes de diffraction des rayons X sur poudre (CHI et CUE) et sur lames orientées (PIC, GEL et AZO) des argiles (horizon A1).....	123
Figure II.25 - Rapport molaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de quelques roches volcaniques d'Equateur.....	133
Figure II.26 - Position des horizons étudiés dans un diagramme de Kronberg-Nesbitt (1980).....	134
Figure II.27 - Relation entre WI et l'ordonnée du diagramme de Kronberg-Nesbitt : Y(K-N).....	135
Figure II.28 - Relation entre la teneur en silice et le paramètre Y de Kronberg-Nesbitt de quelques roches volcaniques d'Équateur.....	136
Figure II.29 - Relation entre la teneur en silice et la TRB minérale de quelques roches volcaniques d'Équateur.....	138
Figure II.30 - Relation entre la TRB minérale et (A) le $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (K_i), (B) le $K_r = \text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ (K_r), (C) le rapport utilisé en ordonnée dans le diagramme de Kronberg-Nesbitt (Y KN) et (D) WI.....	139
Figure II.31 - Relations entre la TRB minérale et les teneurs en carbone total (a) et en carbone associé à la fraction inférieure à 50 μm (b).....	142
Figure II.32 - Relations entre la TRB minérale et le rapport Al_d/Al_T	142
Figure II.33 - Relations entre la TRB minérale et les quantités de silice extrait à l'oxalate (a) et les quantités d'aluminium extrait au pyrophosphate (b).....	143
Figure II.34 - Relation entre la TRB minérale et la teneur en argile des horizons étudiés (a), la densité apparente (b) et la capacité de rétention pondérale en eau à 1500 kPa (c).....	144
Figure II.35 - Relation entre la TRB des horizons issus de la dernière génération de pyroclastes et l'âge estimé des dépôts pyroclastiques (a), la distance des sites aux volcans responsable du dépôt (b).....	146
Figure II.36 - Essai de schématisation des traits caractéristiques des sols des páramos sur pyroclastes récents et de leur évolution.....	152
Figure II.37 - Schéma d'évolution des sols sur dépôts pyroclastiques en fonction des conditions climatiques et du temps (Quantin, 1988). Evolution des Andosols dans les páramos sur couverture pyroclastique.....	153

Troisième Partie

Figure III.1 - Les trois phases du sol	157
Figure III.2 - Répartition des volumes de solide et de vide. Expression en indice de vides (a) et en porosité (b)	166
Figure III.3 - Graphiques présentant l'évolution de l'indice des vides (e) et de l'indice d'eau (θ) en fonction du potentiel hyrique (- pression appliquée)	167
Figure III.4 - Volumes absolus (a) et volumes relatifs par rapport à l'indice des vides totaux (b) des trois classes de pores.	170
Figure III.5 - Relations entre ρ_s mesuré par pycnométrie et le carbone total (a) et le carbone associé à la fraction inférieure à 50 μm (b)	172
Figure III.6 - Relation entre la masse volumique réelle (ρ_s) des échantillons de sols des paramos mesurée par pycnométrie à hélium et calculée d'après Biolders et al. (1990) (a) et Lemaire et al. (1989) (b)	173
Figure III.7 - Graphique montrant l'évolution de e_T en fonction de ρ_d pour les échantillons au prélèvement. .	174
Figure III.8 - Relation entre l'indice d'altération (TRB) et (a) l'indice des vides totaux au prélèvement (e_T), (b) la porosité totale au moment du prélèvement (n_T) pour les horizons A post-glaciaires.....	175
Figure III.9 - Relation entre la TRB minérale et le volume absolu (a) et relatif par rapport à l'indice des vides totaux (b) des trois classes de pores θ_1 , θ_2 et θ_3	176
Figure III.10 - Relation entre la TRB et les indices d'eau à 300 kPa et 1500 kPa de potentiel matriciel.....	176
Figure III.11 - Relations entre l'indice d'eau à 1500 kPa de potentiel matriciel et (a) les valeurs de la somme $Al_o + 1/2Fe_o$, (b) les teneurs en Si_o et (c) les teneurs en Al_p	178
Figure III.12 - Relation entre la teneur en carbone associé à la fraction inférieure à 50 μm et l'indice d'eau à 1500 kPa.....	179
Figure III.13 - Relation entre la teneur en carbone associé à la fraction < 50 μm , Al_p et l'indice d'eau à 1500 kPa corrigé de la capacité de rétention des allophanes à cette succion (déterminée par Karube et Abe, 1998)	180
Figure III.14 - Relation entre la dimension fractale d'interface pores-solides déterminée sur les courbes de rétention en eau et les teneurs en argile (d'après Gomendy, 1996).	182
Figure III.15 - Les trois droites de Mac Garry et Malafant (1987) utilisées pour modéliser les courbes de retrait	188
Figure III.16 - Exemple de détermination du seuil de percolation sur la base de la courbe de volume de mercure cumulé.....	191
Figure III.17 - Evolution de l'indice d'eau (θ) et de l'indice des vides (e) à 30°C.....	195
Figure III.18 - Répartition des volumes d'eau perdue par dessiccation pendant la phase de transfert rapide et pendant la phase de transfert lent.	197
Figure III.19 - Relation entre les vitesses de drainage et les vitesses de retrait pour les deux phases.....	198
Figure III.20 - Répartition des volumes des vides perdus par dessiccation pendant la phase de retrait rapide et pendant la phase de retrait lent.	199
Figure III.21 - Courbe de retrait des horizons de surface modélisée sur la base du modèle à trois droites.	200
Figure III.22 - Schéma du modèle à quatres droites.....	201
Figure III.23 - Comparaison de l'indice des vides déterminés sur cylindres Après 44 h de dessiccation et l'indice des vides accessibles au mercure sur des mottes.....	203

Figure III.24 - Spectres de porosité mercure des horizons A.....	204
Figure III.25 - Position des échantillons secs et humides (sans destruction de la matière organique) dans des triangles des textures CPCS, 1967.....	209
Figure III.26 - Relation entre les indices de retrait et de déshydratation irréversible.....	212
Figure III.27 - Relations entre l'indice de retrait (Ir) et l'indice des vides totaux à l'état humide.....	212
Figure III.28 - Relation entre le taux de dessiccation irréversible et les teneurs en $Al_o+1/2Fe_o$ (a) , en carbone dans la fraction < 50 μm (b), en Si_o (c) et en Al_p (d) pour les 4 catégories d'horizons A repérés	213
Figure III.29 - Relation entre le rapport des teneurs en argile à l'état sec et humide et (a) Si_{ox} et (b) Al_p	215
Figure III.30 - Relation entre la stabilité des agrégats > 200 μm et les teneurs en argile (a), en carbone dans la fraction fine (b), en Si_{ox} (c) et en Al_p (d).....	216
Figure III.31 - Comportement d'une goutte d'eau sur une surface hydrophile et sur une surface hydrophobe. .	218
Figure III.32 - Dispositif de mesure de l'angle de contact par remontée capillaire.....	223
Figure III.33 - Relation entre énergie d'hydratation et stabilité des agrégats > 200 μm à l'état sec et à l'état humide.....	229
Figure III.34 - Relation entre la valeur MED et le temps de séchage à 30°C.....	230
Figure III.35 - Relation entre les indices d'eau au cours de la dessiccation à 30°C et les valeurs MED	231
Figure III.36 - Relation entre les indices des vides au cours de la dessiccation à 30°C et les valeurs MED	232
Figure III.37 - Relation entre les quantités extraites à l'isopropanol-eau et les valeurs MED et les angles de contacts déterminés sur des échantillons secs.....	233
Figure III.38 - Spectres infra-rouge des produits extraits par le mélange isopropanol-eau.....	235
Figure III.39 - Spectre de masse des différents acides gras présents dans les extraits méthylés.....	235

Liste des Tableaux

Première Partie

Tableau I.1 - Variation de la température moyenne annuelle de l'air avec l'altitude	14
--	----

Deuxième Partie

Tableau II.1 - Choix des sites d'études en référence aux unités cartographiques (PRONAREG/ORSTOM, 1978-1984).....	38
Tableau II.2 - Température de l'air et du sol. Régimes de température.....	44
Tableau II.3 - Traits morphologiques principaux des profils étudiés.....	50
Tableau II.4 - Eléments grossiers et distribution granulométrique de la terre fine.....	59
Tableau II.5 - Densité apparente sèche (ρ_d) et rétention en eau à -1500 kPa de potentiel matriciel	60
Tableau II.6 - Teneur en Carbone organique, Azote et indice mélanique des sols étudiés.....	61
Tableau II.7 - Propriétés physico-chimiques principales des sols étudiés.....	69
Tableau II.8 - Résumé des principales propriétés des profils étudiés.....	73
Tableau II.9 - Principales caractéristiques des Andisols de cette étude.....	74
Tableau II.10 - Classification des sols en référence à la Soil Taxonomy (1999).....	75
Tableau II.11 - Classifications des sols en référence au WRB (FAO, 1998).....	75
Tableau II.12 - Classifications des sols en référence à Shoji et al. (1996).....	76
Tableau II.13 - Rattachement des solums étudiés selon le Référentiel Pédologique (1995).....	77
Tableau II.14 - Nomenclature des pyroclastes sur la base de leur granulométrie.....	82
Tableau II.15 - Minéralogie de la fraction 500-50 μm (comptage sous microscope optique).....	87
Tableau II.16 - Estimation semi-quantitative de la minéralogie des limons à partir des diffractogrammes X. ...	90
Tableau II.17 - Activité et âge ^{14}C de quelques horizons.....	95
Tableau II.18 - Synthèse sur la nature et l'âge estimé des dépôts pyroclastiques.....	98
Tableau II.19 - répartition du carbone dans les fractions supérieures et inférieures à 50 μm	101
Tableau II.20 - Extraction des composés humiques : bilan de répartition du carbone.....	102
Tableau II.21 - Analyse élémentaire des acides humiques.....	102
Tableau II.22 - Estimation des stocks de carbone.....	106
Tableau II.23 - Activité et TMR estimés de quelques horizons de surface.....	106
Tableau II.24 - Résultats des extractions sélectives (en g.kg^{-1}) et rapports diagnostiques.....	111
Tableau II.25 - Estimations des concentrations en minéraux allophaniques (Allo) et en complexes organo-métalliques (CoAl).....	113
Tableau II.26 - Dénomination des horizons en référence aux propositions de Poulénard et Herbillon, (2000) (Cf. Annexe II).....	115
Tableau II.27 - Principaux résultats des analyses chimiques totales des argiles brutes et après traitement à l'oxalate des 5 horizons de surface.....	124
Tableau II.28 - Eléments majeurs en g.kg^{-1} de terre fine.....	131
Tableau II.29 - Rapports molaires déterminés sur l'analyse chimique de la terre fine.....	132

Tableau II.30 - Teneur totale en base et valeurs de la réserve totale en base (TRB_{min}) rapportée à la fraction minérale, calculées sur la terre fine (TRB_{if}) et exprimée en Volume TRB_{vol}	137
Tableau II.31 - Matrice des corrélations entre degré d'altération, constituants secondaires et propriétés physico-chimiques.....	145

Troisième Partie

Tableau III.1 - Modèle d'organisation de la phase solide des sols andiques de la Réunion (Rosello, 1984).....	160
Tableau III.2 - Dénominations des horizons étudiés.....	161
Tableau III.3 - Niveau énergétique de l'eau dans le sol : correspondance entre la pression pneumatique et le pF. Relation entre la pression externe appliquée et le rayon de pore équivalent. Méthodes utilisées.	164
Tableau III.4 - Masses volumiques apparentes et réelles, porosités et indices des vides au moment du prélèvement.....	165
Tableau III.5 - Dimensions fractales d'interface pores-solides déterminées sur les courbes de rétention d'eau dans le domaine poral 10-0,5 μm	171
Tableau III.6 - Indice de retrait total après 44 heures de dessiccation à 30°C.....	193
Tableau III.7 - paramètres des régressions linéaires sur les courbes de séchage de la figure III.17.....	196
Tableau III.8 - Paramètres des régressions linéaires des cinétiques de retrait à la dessiccation (Figure III.17).....	198
Tableau III.9 - Perte de volume en indices des vides pour les différentes phases repérées sur les courbes de retrait.....	202
Tableau III.10 - Indices des vides et porosité accessibles au mercure.....	202
Tableau III.11 - Limite et volume des classes repérables sur les spectres de porosité.....	205
Tableau III.12 - Dimension fractale, volume et rayons de constriction limite du domaine fractal.....	207
Tableau III.13 - Seuil de percolation déterminée en porosimétrie mercure.....	208
Tableau III.14 - Teneur en argile à l'état sec et à l'état humide. Indice de dispersabilité des colloïdes.....	210
Tableau III.15 - Stabilité mécanique des agrégats > 200 μm avant et après dessiccation 48 h00 à 30°C.....	211
Tableau III.16 - Distribution des appartenances aux différentes classes d'hydrophobie sur la base.....	225
du test WDPT pour les échantillons séchés.....	225
Tableau III.17 - Distribution des appartenances aux différentes classes d'hydrophobie sur la base.....	226
du test MED pour les échantillons séchés.....	226
Tableau III.18 - Moyenne (M) et écart type (SD) de l'angle de contact à l'eau (θ) et de l'énergie d'hydratation (ΔG_{sw}) pour les échantillons humides et séchés.....	227
Tableau III.19 - Quantités de matériaux extraits par le mélange isopropanol-eau sur échantillons humides et secs.....	233
Tableau III.20 - Moyenne et écart type (SD) des angles de contact à l'eau déterminé sur échantillons secs avant et après extraction par le mélange isopropanol-eau.....	234
Tableau III.21 - Analyses organiques élémentaires des produits extraits par le mélange isopropanol-eau.....	234

ANNEXES

Liste des Annexes

Annexe I : Description des profils étudiés.....	III
Annexe II : Note des Comptes Rendus de l'Académie des Sciences : Sur l'existence de trois catégories d'horizons de référence dans les Andosols par Jérôme Poulenard et Adrien Herbillon.....	VIII
Annexe III : Diagrammes de diffraction des rayons X de la fraction inférieure à 2 μm obtenue après traitement NaClO et oxalate.....	XVII

ANNEXE I

Description des profils étudiés

Profil PIC

Localisation : Páramo du Pichincha, bassin versant de la Rumhiurcu. Province Pichincha. 0°08'27" Latitude Sud ; 78°34'36" Longitude Ouest. 3960 m d'altitude

Géomorphologie – topographie : Position générale au pied des versants abruptes du Rucu Pichincha à l'ouest de celui-ci. Versant inter-andin. Pente forte (20%), régulière au dessus du profil.

Végétation : étage páramo proprement dit avec *Stipa Ichu* dominant (70%) et *Lachemilla orbiculatata* entre les touffes

Description : Pascal Podwojewski, Jérôme Poulenard (Novembre 1996). Etat frais

Description des horizons

Horizon A1 : 0-20 cm : 10YR 2/1, noir ; Sablo-limoneux ; Structure nette polyédrique sub-anguleuse fine ; Meuble ; Frais à humide ; Non plastique ; Peu collant ; Porosité inter-agrégats moyenne ; Nombreuses racines fines et moyennes ; 10 % Lapilli blanchâtre ; Limite claire unie

Horizon A2 : 20- 40 cm : 10YR 2/1, noir ; Sablo-limoneux ; Structure massive ; Humide ; Meuble ; Non collant ; Porosité moyenne inter-agrégat, pédotubules fins et moyens tubulaires ; Nombreuses racines fines et moyennes ; 10 % Lapilli blanchâtre ; Limite claire unie

Horizon 2A3 : 40-55 cm : 10YR 3/2, brun gris très foncé ; Sablo-limoneux ; Structure massive ; Humide ; Meuble ; Non collant ; Porosité forte inter-agrégats ; Très nombreuses racines fines ; 30% Lapilli légèrement altérés ; Limite abrupte unie

Horizon 2C : 55-80 cm : 10YR5/6, brun jaune ; Sableux Frais ; Structure particulière ; Très meuble, Boulant ; Porosité inter-particulaire importante ; Lapilli grossier très nombreux ; Limite abrupte unie

Horizon 3 Ab : 80-115 cm : 10YR 2/1 noir ; Sablo-limoneux ; Structure massive, quelques faces structurales ; Peu humide ; Meuble ; Plastique ; Peu collant ; Porosité faible, quelques pores tubulaires fins ; Racines fines, verticales ; Limite graduelle unie

Horizon 3 Bw : 115-150 : 10 YR 3/2, brun gris très foncé ; Sablo-limoneux ; Structure massive ; Peu humide ; Friable ; Non collant ; Porosité faible, pores fins, tubulaires ; (5%) Lapilli ; Limite claire unie

Horizon 3 Cg : 150-185 cm : 10 YR 4/3, brun ; Sablo-limoneux ; Structure massive ; Friable ; Non plastique ; Non collant ; Taches 7,5 YR 4/6 brun vif, peu nettes, centimétriques ; Porosité faible, pores fins tubulaires

Profil CHI

Localisation : páramo de Cajabamba, sur la route Riobamba-El Triunfo. Province Chimborazo., 1°45'14" Latitude Sud ; 78°51'36" Longitude Ouest. 3800 m d'altitude

Géomorphologie – topographie : En position sommitale sur la cordillère occidentale à l'interfluve entre le bassin Pacifique et Inter-andin. Pente faible (10%)

Végétation : étage páramo proprement dit avec *Agrostis sps.* et surtout *Calamagrostis intermedia...*

Description : Claude Zebrowski, Jérôme Poulénard (28 Mai 1997). Etat frais

Description des horizons

Horizon A1 : 0-30 cm : 10 YR 2/1 Noir ; Limoneux ; Structure grumeleuse fine peu nette ; Non plastique ; Non collant ; "Smeary" ; Humide à très humide ; Meuble ; Très nombreuses racines fines et moyennes d'orientation quelconque ; Porosité tubulaire importante ; Transition graduelle sur 1 cm, unie.

Horizon A2 : 30 - 60 cm : 10 YR 2/1 noir ; Limoneux ; Structure massive à sous structure polyédrique peu nette (5-7 mm) ; Meuble ; Non plastique ; Non collant ; "Smeary" ; Frais à humide ; Nombreuses racines fines et moyennes d'orientation quelconque ; Porosité tubulaire importante ; Transition claire, unie

Horizon 2Ab1 : 60-130 cm : 10 YR 2/1 noir ; Structure massive à sous structure polyédrique (1-2 mm) peu nette ; Meuble ; Non plastique ; Non collant ; "Smeary" ; Frais à humide ; Nombreuses racines fines et moyennes d'orientation quelconque ; Porosité tubulaire importante ; Transition graduelle sur 5 cm

Horizon 2Ab2 : 130-170 cm : 10 YR 2/1 noir ; Limono-argileux ; Structure massive à sous structure polyédrique fine (1-2 mm) peu nette ; Assez cohérent éclats provoques par le couteau très nettement anguleux ; Non plastique ; Peu collant ; Frais à humide ; Très peu de racines fines ; Importante porosité tubulaire fine ; Transition graduelle sur 3 cm

Horizon 3Bw : 170-210(+) : 10 YR 4/4 brun-jaunâtre ; Sablo-limoneux ; Structure massive avec agrégats polyédriques anguleux millimétriques ; Cohérent ; Non plastique ; Non collant ; Frais ; Absence totale de racines ; Présence de quelques tâches rouilles à bords diffus (0,5 mm) ; 5% éléments grossiers (laves massives) altérés

Profil GEL

Localisation : páramo d'El Angel sur l'ancienne route El Angel-Tulcan. Province Carchi., 0°42'12" Latitude Nord ; 77°54'55" Longitude Ouest. 3500 m d'altitude

Géomorphologie – topographie : En position quasi sommitale sur la cordillère occidentale mais encore sur versant inter-Andin. Pente très faible (>5%)

Végétation : étage páramo proprement dit en limite du sub-páramo avec *Stipa Ichu*, *Espeltia Pycnophylla* dominants.....

Description : Pascal Podwojewski, Jérôme Poulenard (Février 1997). Etat frais

Description des horizons

Horizon A1 : 0-30 cm ; 7,5 YR 2/0, noir ; Limoneux ; Structure microagrégée fine < 3 mm ; Meuble ; Humide ; Non plastique ; Adhérent ; Porosité forte inter-agrégats ; Très nombreuses racines fines et moyennes pénétrant les agrégats; Limite graduelle unie.

Horizon A2 : 30-85 cm ; 7,5 YR 2/0, noir . Limoneux ; Structure peu nette, massive ; Friable à légèrement cohérent ; Humide ; Non plastique ; Adhérent ; Porosité peu visible : quelque gros pores tubulaires ; Activité biologique (pédotubules) ; Nombreuses racines fines, moyennes et grossières ; Limite claire unie

Horizon 2Ab1 : 85-140 cm ; 7,5 YR 2/0, noir ; Limoneux ; Structure polyédrique sub-angulaire fine à sur structure prismatique moyenne. Faces inter-agrégats luisantes, mamelonnés ; Légèrement cohérent ; Humide ; Non plastique ; Adhérent ; Porosité peu visible : quelque gros pores tubulaires ; Activité biologique, (pédotubules) ; Nombreuses racines fines, moyennes ; Quelques lapilli jaunâtre. ; Limite graduelle unie.

Horizon 2 Ab2 : 140-165 cm ; 10 YR 2/1 noir ; Limoneux (quelques sables) ; Structure massive ; Légèrement cohérent ; Humide ; Non plastique ; Adhérent ; Porosité faible, quelque gros pores tubulaires ; Activité biologique, (pédotubules) ; Nombreuses racines fines, moyennes et grossières ; Limite Abrupte légèrement ondulée

Horizon 2 Bs : 165-168 cm ; 5YR 4/6, rouge jaunâtre ; Dur ; Limite abrupte. (Non-prélevé)

Horizon 3Bw : 168-195 cm ; 10 YR 5/4 brun-jaune ; Sableux à sables micacés ; Structure massive ; Cohérent ; Humide à très humide ; Non plastique ; Adhérent ; Porosité faible, pores fins tubulaires liés aux racines ; Rares traces de racine anciennes ; Limite claire unie

Horizon 3C ? : 195-205 cm . brun foncé ; Sablo-limoneux ; Structure massive ; Meuble ; Très humide ; Limite distincte régulière (Non-prélevé)

Horizon 4Bw : 205-225 + ; 10 YR 4/4 brun-jaune foncé ; Limono-argileux ; Structure massive ; Meuble ; Humide ; Non plastique ; Collant ; Faiblement tixotropique ; Porosité faible, pores fins, tubulaires, liés à d'anciennes racines ?

Profil CUE

Localisation : páramo de Cuenca-Molleturo sur la route en provenance de Soldados. Province Azuay., 2°57'49" Latitude Sud ; 79°13'05" Longitude Ouest. 3700 m d'altitude

Géomorphologie – topographie : Dans la massif du Cajas. Relief glaciaire marqué. Profil en bas de pente proche du sommet mais encore sur versant inter-Andin. Pente forte (15 %)

Végétation : étage páramo proprement dit avec *Stipa Ichu et Calamgrsotis spc.* (70% de la surface) plus quelques *Puya hamata* (Bromeliaceae)

Description : Pascal Podwojewski, Jérôme Poulenard (28 Mars 1997). Etat frais

Description des horizons

Horizon A1 : 0-30 cm ; 7.5 YR 2/0 noir ; Limoneux ; Structure polyédrique anguleux 2-5 mm ; Meuble ; Humide ; Non plastique ; Non collant ; Touché "smeary" ; Pores très fins tubulaires ; Racines fines pénétrant les agrégats ; Activité biologique présente : nombreux vers de terre ; Tixotropique ; Limite claire unie

Horizon 2A2 : 30-45 cm ; 7.5 YR 2/0 Noir à 10 YR 3/2 brun entremêlés à limite diffuse ; Sablo-limoneux ; Structure peu nette polyédrique anguleuse moyenne (2 cm) ; Meuble à très meuble ; Humide ; Non plastique ; non collant ; Touché onctueux, gras ; Porosité forte : nombreux pores fins tubulaires ; Racines fines pénétrant les agrégats ; Limite floue, peu nette, progressive

Horizon 2 Bw-C : 45-60 cm ; 10 YR 3/4 brun-jaunâtre ; Sablo-limoneux ; Structure Massive ; Meuble, un peu plus cohérent que les deux premiers ; Touché onctueux ; Non plastique ; non collant, Humide à frais ; Nombreux éléments Grossiers (20% apparent) graviers laves altérés ; Racines très fines ; Limite claire unie

Horizon 2C : 60-70 + cm ; 10 YR 5/4 ; Sableuse plus graviers de 2-5 mm ; Pas de structure visible ; Assez cohérent à cohérent ; Frais à humide ; Abondance de graviers lithoreliques ; Pas de racines ; Plus localement blocs de lave dacitique

Profil AZO

Localisation : páramo d'Azogues. Province Canar., 2°28'45" Latitude Sud ; 78°46'23" Longitude Ouest. 3250 m d'altitude

Géomorphologie – topographie : Sur le versant est de la cordillère du Sud. Dans le versant, avant le sommet en bord de route. Pente forte (30 %) zone convexe.

Végétation : étage páramo proprement dit en limite du sub-páramo : *Stipa Ichu* et *Festuca spc.* (40% de la surface) nombreuses *Puya hamata* (Bromeliaceae)

Description : Pascal Podwojewski, Jérôme Poulenard (29 Mars 1997). Etat frais

Description des horizons

Horizon A1 : 0-15 cm : 10 YR 2/1 noir ; Limoneux ; Structure polyédrique anguleuse fine peu nette ; Meuble à friable ; Frais ; Peu plastique ; Non collant ; Forte activité biologique ; Porosité tubulaire fine peu visible ; Racines fines et moyennes; Limite graduelle unie

Horizon A2 : 15-50 cm : 10 YR 2/1 noir ; Limoneux ; Structure polyédrique anguleuse moyenne peu nette ; Meuble à friable ; Frais ; Peu plastique ; Non collant ; Porosité fine tubulaire ; Racines fines, à orientation quelconque ; Limite claire unie

Horizon A3 : 50-65 cm : 10 YR 2/2 brun très sombre ; limoneux ; Structure peu nette polyédrique moyenne à grossière à sur-structure colonnaire ; Meuble à friable ; Frais ; Non plastique ; Non collant ; Poreux , pores fins tubulaires ; Racines fines ; Quelques graviers lithoreliques ; Limite claire unie

Horizon 2 Bw : 65-80 cm : 10 YR 3/3 brun sombre ; Sablo-limoneux ; Structure polyédrique anguleuse moyenne très peu nette ; Meuble à friable ; Frais ; Non plastique ; Non collant ; Poreux, pores fins tubulaires ; Racines fines; Graviers anguleux lithoreliques ; Limite claire unie

Horizon 2C : 80-105 cm : 10 YR 5/6 (brun jaunâtre) ; Sablo-limoneux ; Structure peu nette (massive) ; Meuble à friable ; Frais ; Non plastique ; Non collant ; Porosité forte, pores fins et moyens tubulaires ; Limite très nette, brutale

Horizon 3Ab1 : 105-170 cm : 10 YR 2/2 (brun très sombre) ; Limoneux ; Structure polyédrique anguleuse moyenne à grossière à sur-structure colonnaire ; Très meuble ; Plastique ; Collant, Thixotropique ; Très nombreuse paillettes de 2 à 5 mm de couleur 10 YR 6/3 (brun pâle) ; Très poreux, pores fins tubulaires ; Racines fines peu nombreuses ; limite graduelle unie.

Horizon 3 Ab2 : 170-195 cm : 10 YR 3/2 (brun gris très sombre) s'éclaircissant vers la base en 10 YR 4/3 (brun sombre) ; Limoneux ; Structure nette polyédrique anguleuse à sub-prismatique moyenne ; Très meuble ; Humide ; Plastique ; Collant ; Nombreuses ponctuations arrondies blanchâtres (10 YR 7/3) meubles de 2 à 5 mm ; Nombreuses pédotubules en manchons de couleur 10 YR 4/3 ; Quelques racine ; limite claire ondulé

Horizon 4Bw : 195-210 + cm : 10 R 3 /4 brun jaunâtre ; Argilo-limoneux ; Structure massive ; Meuble ; Plastique ; Collant ; Humide ; Pas de pores visibles; Pas de racines. A la base, plusieurs petits niveaux : 2 cm (2.5 YR 4/6) puis 2 cm (10 YR 5/6) puis 5/3 et enfin 6/2

ANNEXE II

Note des Comptes Rendus de l'Académie des Sciences.

(331 : 651-657)

Sur l'existence de trois catégories d'horizons de référence dans les Andosols Identification of three categories of andic horizons in Andosols

Jérôme Poulenard, Adrien Jules Herbillon

Résumé – Le référentiel pédologique ainsi que le WRB proposent aujourd'hui que soient distinguées deux catégories d'horizons andiques : l'horizon silandique et l'horizon aluandique. Nous montrons ici que les deux critères alternatifs sur lesquels repose actuellement cette distinction ne conviennent pas : ni la teneur en Si dans le réactif oxalate, ni la valeur du rapport Al extrait par le pyrophosphate sur l'Al extrait par l'oxalate n'indique de façon non ambiguë quel est le constituant secondaire aluminique dominant dans un horizon andique donné. Nous présentons des abaques permettant d'estimer les teneurs en allophane et en complexe organo-aluminique de ces horizons. Ensuite, nous établissons que, sur la base de la proportion de ces deux familles de constituants dans les horizons de la base de données T UWAD, trois catégories d'horizons andiques peuvent être identifiées. Ce regroupement en trois classes rend mieux compte de la diversité de constitution de ces horizons et facilite la description schématique des profils d'Andosols.

Mots-clés : Référentiels, Andosols, Allophanes, Complexes organo-aluminiques,

Abstract – At present, both the french "Référentiel Pédologique" and the WRB propose that a distinction be made between two categories of andic horizons i.e. the sil-andic and the alu-andic horizons. We show that the alternative criteria (Sio either $>$ or $<$ 6 g.kg^{-1} and Alp/Alo either $>$ 0.5 or $<$ 0.5) selected presently to establish this distinction lead to ambiguous taxonomic placements. We present charts allowing to estimate the contents in allophanes and in Al-humus complexes of these horizons. The utilization of these charts point out that the andic horizons from the T UWAD data base can be regrouped into three categories. Such a new regrouping takes much better into account the broad range of allophanes and Al-humus contents present in andic horizons. Accordingly, it should improve the schematic description of Andosol profiles.

Keywords : Andosol classification, Allophanes, Al-humus complexes

Abridged version

Introduction

At the present stage of their development, both the french Référentiel Pédologique [13] and the WRB [3] propose that two categories of diagnostic andic horizons be distinguished. Furthermore, in both systems, this distinction relies similarly on the concentrations of silicon and aluminium extracted by two reagents : the ammonium oxalate (subscript o) and the pyrophosphate (subscript p). Are thus identified as sil-andic, i.e. horizons having either Sio concentrations larger than 6 g.kg^{-1} or Alp/Alo ratios lower than 0.5. Conversely, horizons having either Sio lower than 6 or Alp/Alo larger than 0.5 are called alu-andic horizons. These threshold values were selected for grouping andic horizons according to the types of secondary constituents assumed to be predominant i.e. either allophanes or Al-humus complexes.

An examination of these criteria indicates that their validity can be questioned. The Sio criterion estimates the minimal allophane content that must be either present or absent. However, it does not indicate whether these minerals are predominant or not. Similarly, it has never been shown that all andic horizons with Alp/Alo $<$ 0.5 are richer in allophanes than in Al-humus complexes.

The aim of this paper is to reexamine this topic. In the course of this study, we will show that the identification of three categories of andic horizons, better than two, allows to recognize the broad range of allophane and Al-humus contents present in andic horizons.

The Sio criterion and its relationship with Alp/Alo criterion

It is generally accepted that i) protoimogolite-allophanes are the common short-range-ordered minerals in Andosol [11] and ii) Sio provides a reasonably accurate estimation of their contents [9]. Thus, the following approximations are generally verified :

$$(\text{Alo-Alp})/\text{Sio} = 2 \quad (1)$$

and

$$\text{Allo} = 7.1 \text{ Sio} \quad (2)$$

where Allo is the allophane content (g kg^{-1})
 Taking (1) and (2) as genuine equalities allows us to draw a chart (figure 1) on which the S_{io} (and allophane) contents can be read for any pair of A_{lo} and A_{lp}/A_{lo} values.

This chart stems from the following equations where $x = A_{lp}/A_{lo}$:

$$S_{io} = (A_{lo}(1-x)/2) \quad (3)$$

and

$$A_{lo} = 3.55 A_{lo} (1-x) \quad (4)$$

In figure 1, the hyperbola labelled $S_{io} = 6$ is of special interest. It separates two domains which, according to the meaning given to the S_{io} criterion, are occupied by either sil-andic or alu-andic horizons. Thus, figure 1 shows clearly that sil-andic horizons may be present in the domain demarcated by $A_{lp}/A_{lo} > 0.5$. In other words, the two alternative criteria selected by the RP and the WRB do not have exactly the same meaning.

It is also possible to check the agreement between these two alternative criteria by a more empirical approach. In figure 2, the information from the Andosol TUVAD database is superimposed on the chart presented on figure 1. Figure 2 allows us to verify one of the conclusions of Shoji et al. [16]. In the TUVAD data bank, there is a very limited number of horizons ($n = 10$ i.e. 3.2%) that do not verify simultaneously either $S_{io} < 6$ and $A_{lp}/A_{lo} > 0.5$ or $S_{io} > 6$ and $A_{lp}/A_{lo} < 0.5$. This good agreement does not prove, however, that all horizons having $A_{lp}/A_{lo} < 0.5$ are richer in allophanes than in Al-humus complexes.

Estimations of Al-Humus complexes contents

Al-humus (noted here CoAl) certainly have variable chemical compositions [5] [7]. Thus, only approximate estimations of their contents are possible and we will proceed here by following two different hypotheses.

The first one stems from the results of Nanzyo et al [8] who note that in a large population ($n = 92$) of andic horizons, A_{lp} and the total contents of humified C are well correlated ($r^2=0.84$). The second hypothesis is based on the findings of Inoue and Higashi [5] verified by us on a larger number ($n = 67$) of horizons described in different papers ([1], [2], [4], [6], [10], [14]). In those andic horizons, A_{lp} is well correlated ($r^2=0.7$) to C_p , i.e. the fraction of humified carbon extracted by the pyrophosphate reagent.

To proceed to our estimations, we thus selected two hypothetical C/ A_{lp} molar ratios of the Al-humus complexes, i.e. either 13 [8] or 7 [5]. Then, A_{lp} is taken as $Al(OH)_2^+$ and the contribution of humic substances to Al-humus is calculated by multiplying their C content by the conventional factor 1.72.

Based on these hypothesis,

either

$$CoAl = 12.A_{lp} \quad (5) \text{ (if } C/A_{lp} = 13)$$

or

$$CoAl = 7.5 A_{lp} \quad (6) \text{ (if } C/A_{lp} = 7)$$

Equations (5) and (6) are thus assumed to provide a maximal and a minimal Al-humus concentrations respectively.

Al-humus and allophane contents and the A_{lp}/A_{lo} criterion

Taking again A_{lp} as $x.A_{lo}$, equations (5) and (6) become respectively :

either

$$CoAl = 12 \times A_{lo} \quad (7)$$

or

$$CoAl = 7.5 \times A_{lo} \quad (8)$$

Equations (4) and (7) and equations (4) and (8) allow us to draw the two charts presented on figure 3. In both charts, A_{lo} and $CoAl$ are represented by families of hyperbolas that intersect at a single value of A_{lp}/A_{lo} .

Figure 3 a shows that when $CoAl$ is estimated by (7), the intersecting value for which Al-humus and allophane contents are identical is $A_{lp}/A_{lo} = 0.228$.

Similarly, this A_{lp}/A_{lo} ratio is 0.321 if $CoAl$ is estimated by (8) (figure 3b).

Thus, figure 3 points out that $A_{lp}/A_{lo} = 0.5$ is not likely to be an appropriate threshold value to meet the intent of the authors of the RP and the WRB. This appropriate threshold value is not easily defined precisely but it should be close to $A_{lp}/A_{lo} = 0.3$.

Our proposal : Identification of three categories of andic horizons

As shown in figure 4, the andic horizons from the TUVAD database form a continuum in which we propose to distinguish three categories.

- A category A regrouping horizons that are likely to be richer in allophane than in Al-humus. This population is delimited by $S_{io} > 6$ and $A_{lp}/A_{lo} < 0,3$. It comprises horizons that we propose to call sil-andic horizons *sensu-stricto*.
- A category C comprising horizons in which allophane content is always low and Al-humus is undoubtedly the predominant constituent. This population that groups horizons that we propose to call alu-andic horizons *sensu-stricto* is defined by the two following criteria : $S_{io} < 6$ and $A_{lp}/A_{lo} > 0,66$.
- A category B grouping horizons that we call silu-andic. In that population, Al-humus complexes are also likely to be the predominant secondary constituents. However, and contrarily to the alu-andic *sensu-stricto* horizons, this population contains also horizons with variable and sometimes important

allophane contents. Category B is delimited by $0.3 \leq \text{Alp}/\text{Alo} \leq 0.66$.

Justification of our proposal

The recognition that several non-vitric Andosols could contain few or no allophanes [14] was certainly an important step in the knowledge of their diversity. Since that recognition, however, several textbooks and review papers (see e.g. [7] [12] [15]) have shown a tendency to overemphasize the belonging of Andosols to only two major categories i.e. the allophanic and the non-allophanic ones. In such a context, when the concern became the identification of andic horizons rather than that of Andosol profiles, it was perhaps reasonable to think that a minimal allophane content ($\text{Sio}=6$) could similarly lead to the distinction between allophanic (ie sil-andic) and non-allophanic (ie alu-andic) andic horizons. Furthermore, the good agreement between the $\text{Sio}=6$ and the $\text{Alp}/\text{Alo}=0.5$ threshold values ([16] and figure 2) helped to support the adequacy of these two alternative criteria.

In the present paper, we point out that neither $\text{Sio} = 6 \text{ g.kg}^{-1}$ nor $\text{Alp}/\text{Alo}=0.5$ are appropriate threshold values to meet the intent of the authors of both the RP and the WRB. On the other hand, figure 4 reminds us that a broad range of allophane and Al-humus contents does exist in andic horizons. Thus, we believe that three diagnostic andic horizons, better than two, can account for this observation.

It is also well known that, in most Andosol profiles, these two families of Al-bearing secondary constituents exhibit a contrasted distribution: Al-humus follows generally the same depth trend as organic carbon whereas allophane occurs preferentially in the subsurface horizons. In view of this distribution, the identification of three categories of andic horizons is also likely to describe much better the diversity of Andosols profiles.

Finally, it seems to be worth recalling that many chemical and physical properties of andic horizons are ruled by the nature of their secondary constituents. Thus, it is certainly useful to be in a position to provide to the soil scientist short-hand notations reminding him the range of contents in secondary Al constituents present in a given horizon.

1. Introduction

Dans le Référentiel Pédologique (RP) [13] comme dans le World Reference Base for Soil Resources (WRB) [3], les horizons andiques sont rangés dans deux catégories distinctes. Dans la première, l'horizon silandique est destiné à regrouper les matériaux où les minéraux allophaniques sont dominants. L'horizon aluandique souhaite, par contre, regrouper les matériaux dans lesquels les constituants secondaires dominants sont des complexes organo-aluminiques. Dans ces deux référentiels, on accède à chacune de ces deux catégories sur la base de critères où il est fait usage des résultats d'extractions dans deux réactifs : l'oxalate d'ammonium (noté o) et le pyrophosphate de sodium (noté p). Sont ainsi déclarés silandiques les horizons répondant à l'une ou à l'autre des valeurs seuils suivantes : un rapport Alp/Alo inférieur à 0,5 ou une teneur en Sio (g.kg^{-1}) supérieure à 6. Sont en revanche dénommés aluandiques, les horizons qui ne rencontrent ni l'une, ni l'autre de ces deux valeurs.

En examinant ces propositions, on peut noter que l'intention des auteurs de ces référentiels est certainement fondée : en distinguant horizons allophaniques (silandiques) et horizons non-allophaniques (aluandiques), ils souhaitent prendre en compte l'existence, souvent reconnue, de deux grandes catégories de matériaux andiques et permettre ainsi des inférences quant aux propriétés chimiques et physiques qui les différencient. Toutefois, on notera aussi que les critères utilisées pour ce faire ne sont pas satisfaisants. En effet, la concentration minimale en minéraux allophaniques, que mesure le critère $\text{Sio} > 6 \text{ g.kg}^{-1}$, n'indique pas si ces constituants secondaires sont dominants ou non. De même, il n'a jamais été établi que tous les horizons andiques dans lesquels la concentration en Alp est supérieure à la moitié de la concentration en Alo ($\text{Alp}/\text{Alo} > 0,5$), contiennent effectivement plus de complexes organo-aluminiques que d'allophanes.

Dans cette note, nous nous proposons de réexaminer la signification de ces critères taxonomiques et de montrer qu'il semble aujourd'hui justifié de distinguer non pas deux mais au moins trois catégories d'horizons andiques.

2. Le critère Sio et ses relations avec le critère Alp/Alo

Comme déjà noté, Sio (en g.kg^{-1}) fournit une estimation des teneurs absolues en minéraux allophaniques présentes dans un horizon andique donné. La validité de cette estimation repose sur les observations de Parfitt et Kimble [11]. Ces auteurs ont montré que dans la grande majorité des horizons andiques où des minéraux allophaniques sont présents, ces derniers sont des allophanes

alumineux. En conséquences, la relation suivante est généralement vérifiée :

$$(Al_0-Al_p)/Si_0 = 2 \quad (1)$$

et ceci, que ce rapport soit exprimé en moles ou en concentrations. En effet, la faible différence existant entre les poids atomiques des éléments Al et Si n'altère pas le caractère général de cette approximation. Compte tenu de (1) et de la cristallogénie des allophanes alumineux, Parfitt et Wilson [9] ont aussi montré que les teneurs en minéraux allophaniques (Al_0 en $g.kg^{-1}$) sont généralement estimées d'une façon satisfaisante en posant :

$$Al_0 = 7,1 Si_0 \quad (2)$$

En admettant les égalités (1) et (2), il est aisé de montrer comment les teneurs en Si_0 (ou en allophanes) varient avec Al_0 et le rapport Al_p/Al_0 .

En effet, en posant $Al_p/Al_0 = x$ ou encore $Al_p = x Al_0$, il vient que :

$$Si_0 = (Al_0(1-x))/2 \quad (3)$$

et donc aussi que :

$$Al_0 = 3,55 Al_p (1-x) \quad (4)$$

Les équations (3) et (4) permettent donc de construire l'abaque présenté à la figure 1 ou l'on peut lire directement quelles sont les teneurs en Si_0 (ou en allophane en utilisant (2)) pour différentes valeurs du couple Al_0-Al_p/Al_0 .

Une des hyperboles de ce graphique nous intéresse particulièrement ; il s'agit de celle correspondant à la valeur $Si_0 = 6 g.kg^{-1}$ c'est à dire celle qui prend en compte la valeur seuil séparant, sur la base de leurs teneurs minimales en minéraux allophaniques, les horizons silandiques des horizons aluandiques. La figure 1 montre bien que des horizons silandiques peuvent théoriquement exister quand le rapport Al_p/Al_0 est supérieur à 0,5. En d'autres mots, les deux critères alternatifs proposés dans les référentiels n'ont pas la même signification.

L'adéquation ou l'inadéquation entre les deux critères alternatifs proposés dans le RP et le WRB peut aussi être vérifiée d'une façon plus empirique en suivant une démarche similaire à celle utilisée par Shoji et al. [16]. Il suffit de porter sur l'abaque de la figure 1, les valeurs de Al_0 et de Al_p/Al_0 relatives à la vaste collection ($n=314$) d'horizons andiques évolués ($Al_0+1/2Fe_0 \geq 20 g.kg^{-1}$) figurant dans la base de données TUWAD de l'université de Tohoku (Figure 2).

La figure 2 permet alors de vérifier une des conclusions de Shoji et al. [16]. Dans la base de données TUWAD, il y a effectivement peu d'horizons d'Andosols évolués ($n=10$ soit 3,1%) qui ne vérifient pas simultanément soit $Si_0 > 6 g.kg^{-1}$ et $Al_p/Al_0 < 0,5$, soit $Si_0 < 6 g.kg^{-1}$ et $Al_p/Al_0 > 0,5$. Toutefois, ce bon accord entre ces deux critères alternatifs ne prouve pas que la valeur seuil $Al_p/Al_0 = 0,5$ distingue les horizons andiques sur la base de leurs constituants dominants. Tester la validité de ce seuil a comme préalable de procéder à une

estimation des teneurs en complexes organo-aluminiques.

3. Estimations des teneurs en complexes organo-aluminiques

Les complexes organo-aluminiques (notés ici CoAl) ont des structures moléculaires et, par là, des compositions chimiques très variables ([5], [7]). En conséquence, l'estimation de leur teneur ne peut être qu'approximative et nous y procéderons ici en suivant deux hypothèses.

La première s'inspire de la démarche suivie par Nanzyo et al. [8] qui observent qu'il existe pour une large population d'horizons andiques ($n = 92$) une relation significative ($r^2 = 0,84$) entre la totalité de leur carbone humifié et leur teneur en Alp. La seconde se fonde sur les résultats d'Inoue et Higashi [5] extrapolés par nous à un nombre plus élevé d'horizons andiques ($n = 67$) répertoriés dans diverses publications ([1], [2], [4], [6], [10], [14]). Ces données confirment en effet que Cp, la teneur en carbone extraite par le réactif pyrophosphate, est aussi corrélée à Alp ($R^2 = 0,7$).

Sur la base de ces observations, les deux estimations des contenus en CoAl qui suivent sont obtenues de la façon suivante. On choisit un rapport molaire C/Alp soit de 13 [8], soit de 7 [5], et on poursuit le calcul en considérant que Alp représente un cation aluminique polymérisé de formule moyenne $Al(OH)_2^+$ et que la contribution des substances humiques dans ces complexes peut être obtenue en multipliant leur teneur en carbone par le facteur habituel 1,72.

Il vient alors que soit :

$$CoAl = 12 Alp \text{ (si C/Alp (molaire) = 13)}$$

(5)

soit :

$$CoAl = 7,5 Alp \text{ (si C/Alp (molaire) = 7)}$$

(6)

L'équation (5) prend en compte que la totalité du carbone humifié participe aux complexes CoAl. Elle représente donc une estimation maximale de ces derniers. L'équation (6) en revanche, ne prend en compte que la seule contribution des substances humiques mises en suspension dans le réactif pyrophosphate et peut être considérée comme une estimation minimale.

Il est à noter que i) le degré de polymérisation de l'aluminium n'influe que peu sur le calcul des teneurs en CoAl et ii) il s'agit dans les deux cas d'estimations par défaut puisque les complexes organo-ferriques ne sont pas pris en compte.

4. Teneurs en allophanes et en complexes organo-aluminiques, et rapports Alp/Alo

Compte tenu des équations (5) et (6), l'abaque présenté à la figure 1 peut être complété pour illustrer simultanément les variations des teneurs en Allo et en CoAl (figure 3). Pour la construction de ces abaques, on pose à nouveau $Alp = x \text{ Alo}$ et il vient donc que :

$$CoAl = 12x \text{ Alo} \quad (7) \text{ (hypothèse haute)}$$

ou

$$CoAl = 7,5x \text{ Alo} \quad (8) \text{ (hypothèse basse)}$$

Les figures 3a et 3b montrent que dans un diagramme $Alo=f(Alp/Alo)$, les contenus en Allo et en CoAl sont représentés par des familles d'hyperboles qui se croisent pour une valeur unique de Alo/Alp .

Cette valeur est celle pour laquelle Δ (la différence $Allo-CoAl$) est égale à zéro.

En considérant l'hypothèse haute (équations 4 et 7) :

$$\Delta = (3,55-15,55x) \text{ Alo} \quad (9)$$

$$\text{et } x = Alp/Alo = 0,228 \text{ quand } \Delta = 0 \text{ (figure 3a)}$$

En considérant l'hypothèse basse (équations 4 et 8)

$$\Delta = (3,55-11,05x) \text{ Alo} \quad (10)$$

$$\text{et } x = Alp/Alo = 0,321 \text{ quand } \Delta = 0 \text{ (figure 3b)}$$

En dépit de toutes les approximations inhérentes aux estimations présentées, les figures 3a et 3b montrent que la valeur-seuil $Alp/Alo = 0,5$ proposée actuellement dans les référentiels pour distinguer les horizons silandiques des horizons aluandiques sur la base de leurs constituants dominants ne convient pas. Une valeur-seuil plus acceptable de ce critère est proche de (voire peut être même inférieure à) 0,3.

5. Trois catégories d'horizons andiques

Les considérations qui précèdent couplées aux informations fournies par la banque de données TUWAD nous conduisent à proposer que les horizons de référence des Andosols soient dorénavant rangés dans trois catégories. Cette proposition se fonde sur l'examen de la figure 4 sur laquelle on peut reconnaître les trois populations suivantes :

- Une population A regroupant les horizons que nous appellerons silandiques *sensu stricto*. Ceux-ci sont riches en allophanes et ces minéraux présentent des teneurs probablement supérieures à celles des complexes organo-aluminiques. Cette population A est définie par la combinaison des deux critères suivants : une concentration en Sio supérieure à 6 g.kg^{-1} et un rapport Alp/Alo inférieur à 0,3.
- Une population C regroupant les horizons que nous appellerons aluandiques *sensu stricto*. Cette population est bien délimitée en considérant que ces horizons doivent vérifier

simultanément une concentration en Sio inférieure à 6 g.kg^{-1} et un rapport Alp/Alo supérieur à 0,66. On range donc dans cette population des horizons pauvres en allophanes ($Allo < 42,6 \text{ g.kg}^{-1}$) dont les constituants secondaires largement dominants sont des complexes organo-aluminiques

- Une population B regroupant les horizons que nous proposons de dénommer sialuandiques. Dans ces derniers, les constituants secondaires dominants sont encore les complexes organo-aluminiques mais des teneurs variables et quelquefois importantes, en minéraux allophaniques les accompagnent. Cette population B est circonscrite par les deux valeurs-seuils suivantes : $0,3 \leq Alp/Alo \leq 0,66$

Dans la figure 4, la population A (horizons silandiques s.s.) regroupe 54 % des horizons examinés et ces horizons sont majoritairement des horizons B de profondeur. Les horizons sialuandiques (population B) et les horizons aluandiques s.s. (population C) représentent quant à eux 30% et 16% du total respectivement.

6. Justification de cette proposition

Depuis cette étape importante dans la connaissance de la diversité des Andosols évolués que fut la mise en évidence que certains d'entre eux ne contenaient pas ou peu de minéraux allophaniques [14], la communauté scientifique semble avoir eu tendance à schématiser d'une façon exagérée la constitution de ces sols. Depuis lors en effet, la littérature fait souvent mention d'Andosols soit allophaniques, soit non-allophaniques (cf. par exemple [7], [12], [15]). Dans un tel contexte, lorsque l'accent fut mis non plus sur la caractérisation des Andosols mais sur celle de leurs horizons, on a pu penser qu'une concentration minimale en allophanes ($Sio=6 \text{ g.kg}^{-1}$) pourrait permettre de distinguer de la même façon ceux qui étaient allophaniques (silandiques) de ceux qui étaient non-allophaniques (aluandiques). En outre l'observation qu'il existait un bon accord entre les valeurs seuils $Sio = 6$ et $Alp/Alo = 0,5$ ([16] et figure 2) est venue aussi conforter l'opinion que ces deux critères pouvaient, l'un comme l'autre, convenir.

Dans cette note, nous montrons que ni le critère Sio , ni le critère Alp/Alo ne permettent de rencontrer les intentions des auteurs des référentiels. Par contre, les figures 2 et 4 rappellent clairement que les horizons andiques présentent une large gamme de teneurs en allophanes et en complexes organo-aluminiques. Pour rencontrer cette dernière observation, nous pensons donc que l'identification de trois familles d'horizons andiques est plus appropriée que celle qui est en vigueur aujourd'hui.

D'autre part, il est bien connu que dans la plupart des profils d'Andosols, ces deux familles de constituants secondaires montrent une distribution contrastée : les concentrations en complexes suivent souvent les concentrations en carbone tandis que les minéraux allophaniques (quand ils sont présents) colonisent préférentiellement les horizons profonds. Compte tenu du caractère très fréquent de ce type de distribution, l'identification de trois catégories d'horizons andiques est également susceptible de fournir une description plus fine de la constitution de la superposition d'horizons que constitue tout profil d'Andosol.

Enfin, il faut rappeler que les propriétés chimiques et physiques des horizons andiques sont principalement contrôlées par la nature de leurs constituants secondaires. Il est donc certainement utile que le pédologue puisse disposer d'une nomenclature d'horizons lui rappelant, même grossièrement, en quelles proportions sont ces derniers.

Remerciements. Les auteurs remercient le Professeur M. Nanzyo qui leur a aimablement permis d'avoir accès à la base de données TUWAD et leur a fourni des précisions quant au mode de calcul qu'il avait utilisé pour procéder à une estimation des teneurs en complexes organo-aluminiques dans les horizons andiques

7. References

- [1] Aran D., Andosolisation dans les Hautes Vosges. Conditions de développement et comparaison avec les autres processus de pédogenèse, Thèse de l'Université de Nancy I, 1998.
- [2] Chartres C.J., Reuler H.V., Mineralogical changes with depth in a layered Andosol near Bandung, Java (Indonesia), *Journal of Soil Science* 36 2 (1985) 173-186.
- [3] FAO. World Reference base for soil resources, Dekkers J.A., Spaargaren O.C., Nachtergaele F.O., Oldeman L.R., Brinkman R. (Eds), *World Soil Resources Reports*. 84 FAO, ISRIC et UISS, 1998.
- [4] Higashi T., Characterization of Al/Fe humus complexes in Dystrandeps through comparison with synthetic forms, *Geoderma* 31 4 (1983) 277-288.
- [5] Inoue K., Higashi T., Al- and Fe-humus complexes in Andisols, In: Kinloch D.I., Shoji S., Beinroth H., Eswaran H. (Eds), *Proceedings of Ninth International Soil Classification Workshop*. Japan, 1988, 81-96
- [6] Meijer E.J., Buurman P., Factor analysis and direct optimization of the amounts and properties of volcanic soil constituents, *Geoderma* 80 (1997) 129-151.
- [7] Mizota C., Van Reeuwijk L.P., Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions, ISRIC, Wageningen, 1989.
- [8] Nanzyo M., Dahlgren R., Shoji S., Chemical characteristics of volcanic ash soils, In: Shoji S., Dahlgren R., M. Nanzyo (Eds), *Volcanic ash soils. Genesis, properties and utilization*. *Development in Soil Science* 17, Elsevier, 1993, pp. 145-187.
- [9] Parfitt R.L., Wilson A.D., Estimation of allophane and halloysite in three sequences of volcanic soils, New Zealand, In: Caldas E.F., Yaalon D.H. (Eds), *Volcanic soils, weathering and landscape relationships of soils on tephra and basalt*. *Catena Suppl.* 7, Catena Verlag, 1985 1-8.
- [10] Parfitt R.L., Saigusa M., Allophane and humus-aluminium in Spodosols and Andepts formed from the same volcanic ash beds in New Zealand, *Soil Science* 139 2 (1985) 149-155.
- [11] Parfitt R.L., Kimble J.M., Conditions for formation of allophane in soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53 (1989) 971-977.
- [12] Parfitt R.L., Clayden B., Andisols. The development of a new order in Soil Taxonomy, *Geoderma* 49 (1991) 181-198.
- [13] Quantin P., Andosols et Vitrosols, In: Baize D. Girard. M.C. (Eds.), *Référentiel Pédologique*. AFES/INRA éditions, 1995 85-93.
- [14] Shoji S., Ito T., Saigusa M., Yamada I., Properties of nonallophanic Andosols from Japan, *Soil Science* (1985) 264-277.

[15] Shoji S., Nanzyo M., Dahlgren R., Volcanic ash soils. Genesis, properties and utilization. Development in Soil Science 17, Elsevier, (1993)

[16] Shoji S., Nanzyo M., Dahlgren R., Quantin P., Evaluation and proposed revisions of criteria for

Andosols in the World Reference Base for Soils Resources, Soil Science (1996) 604-615.

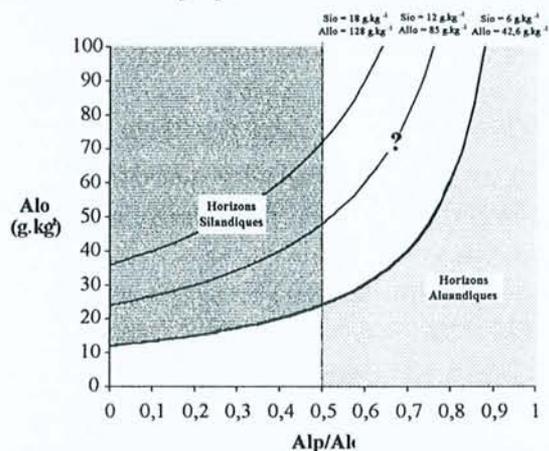


Figure 1 : Abaque montrant l'évolution des teneurs en Sio et en minéraux allophaniques (Allo) dans un diagramme $Allo = f(Alp/Alo)$. Le point d'interrogation indique le domaine dans lequel les deux critères alternatifs Sio et Alp/Alo sont en désaccord.

Chart depicting the changes in Sio and allophanes (Allo) contents in a graph $Allo = f(Alp/Alo)$. The question mark indicates the domain in which there is a disagreement between the Sio and Alp/Alo criteria.

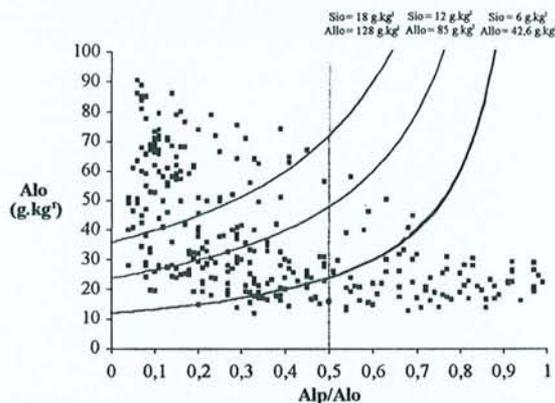


Figure 2 : Localisation des horizons ($Allo + 1/2Feo \geq 20 \text{ g.kg}^{-1}$) A et B d'Andosols de la base de données TUWAD dans l'abaque illustré par la figure 1.

Data from the TUWAD database plotted in the chart illustrated by figure 1. All the data considered are from A and B andic horizons with $Allo + 1/2Feo \geq 20 \text{ g.kg}^{-1}$.

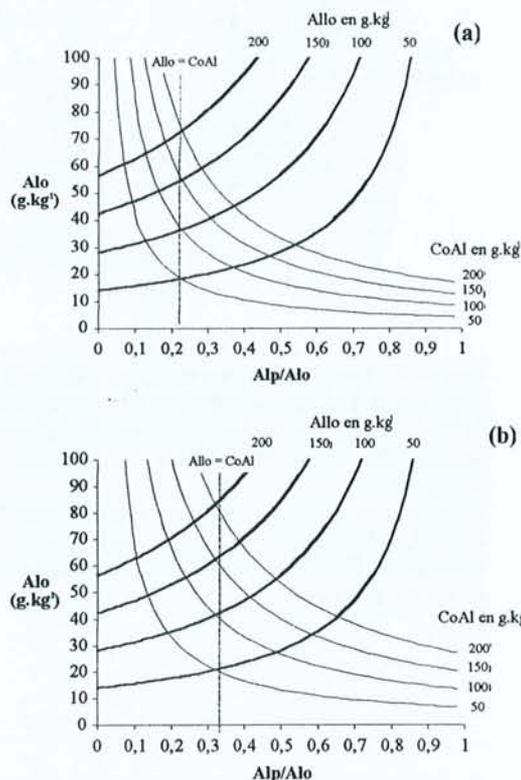


Figure 3 : Abaques présentant l'évolution des teneurs en minéraux allophaniques (Allo) et en complexes organo-aluminiques (CoAl) dans un diagramme $Allo = f(Alp/Alo)$. Dans la figure 3a, CoAl est estimé selon une hypothèse haute (équation (5)). Dans la figure 3b, CoAl est estimé selon une hypothèse basse (équation (6)).

Chart depicting the changes in allophanes (Allo) and Al-humus complexes (CoAl) contents in a graph $Allo = f(Alp/Alo)$. In figure 3a, CoAl is estimated according to equation (5). In figure 3b, CoAl is estimated according to equation (6).

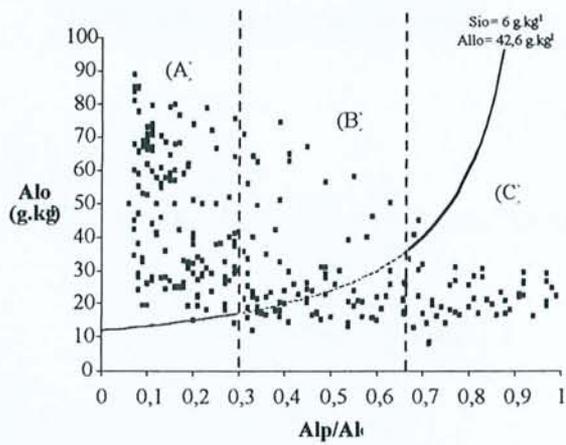
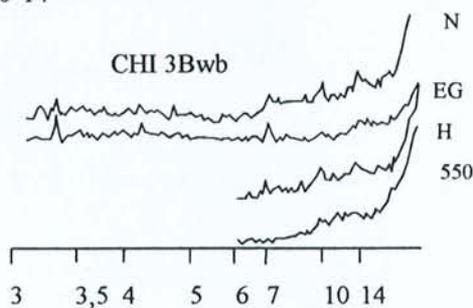
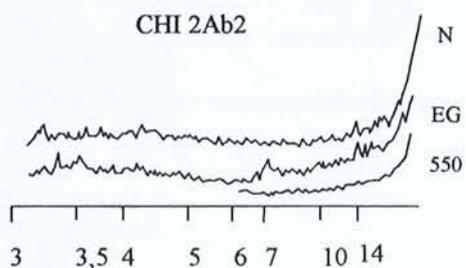
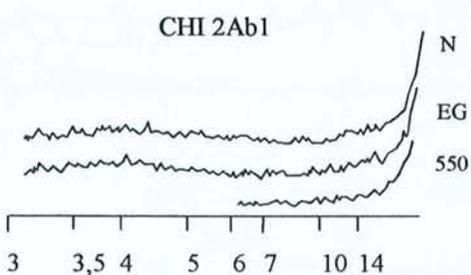
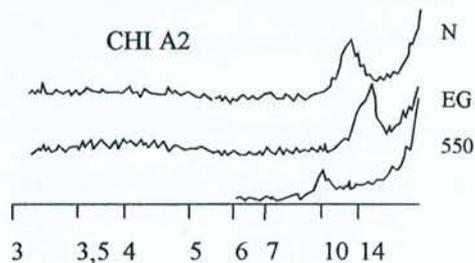
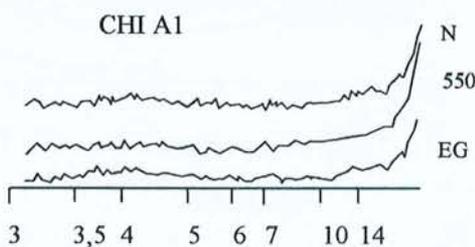
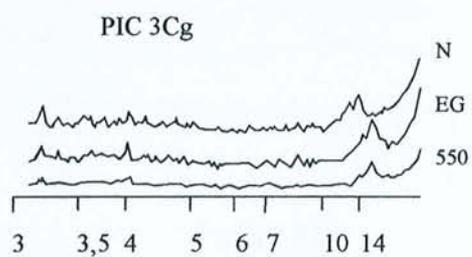
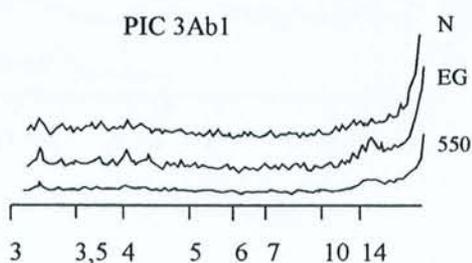
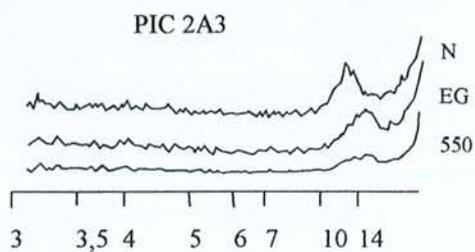
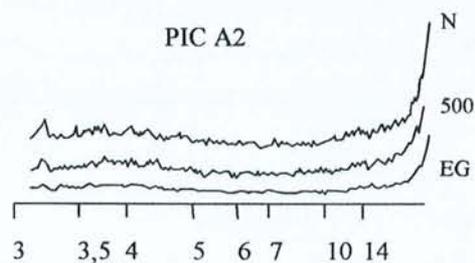


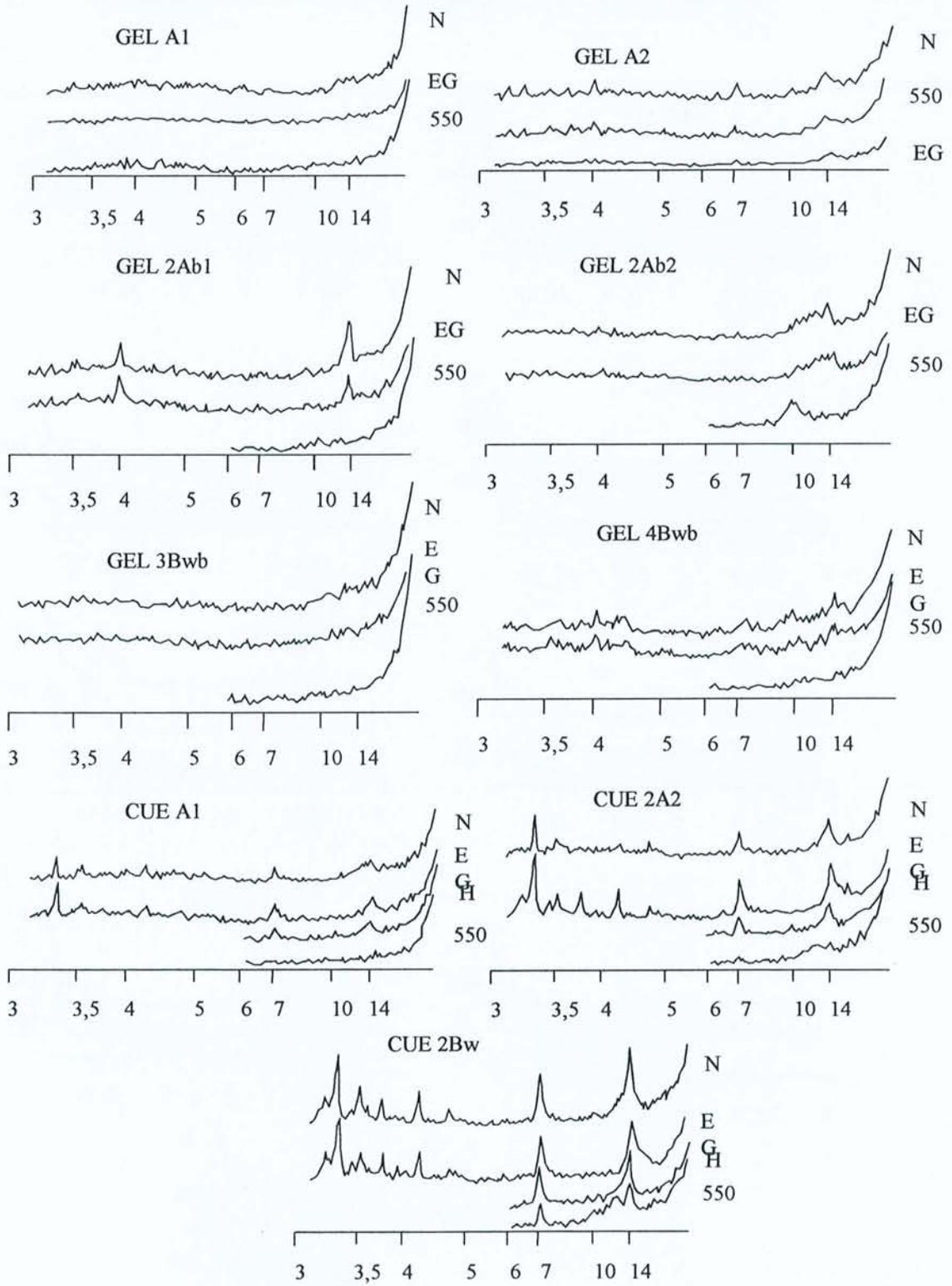
Figure 4 : Localisation des horizons ($Alo+1/2Feo \geq 20$ $g.kg^{-1}$) A et B d'Andosols évolués de la base de données TUWAD dans un diagramme $Alo = f(Alp/Alo)$. Trois populations (A B et C) d'horizons andiques sont identifiées.

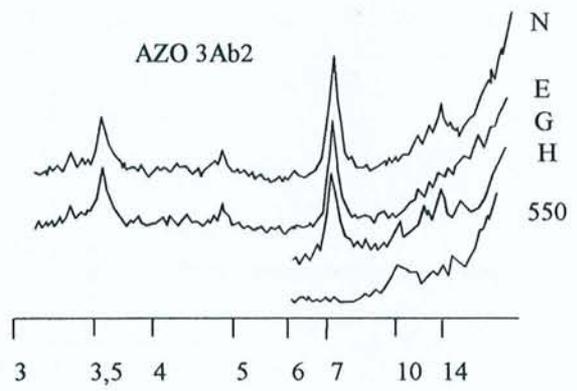
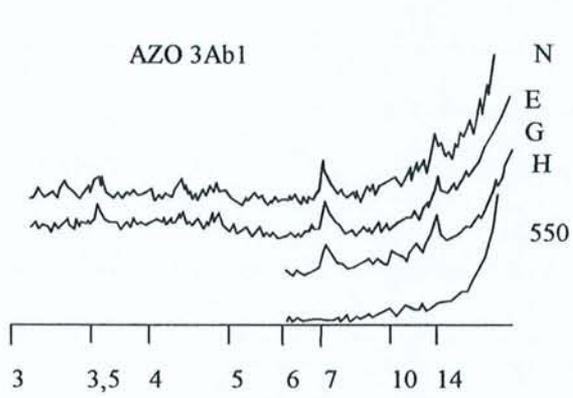
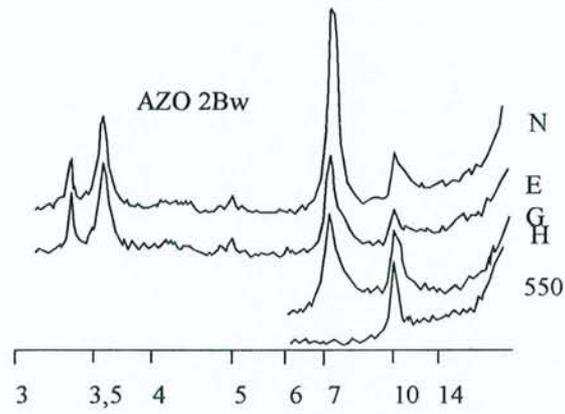
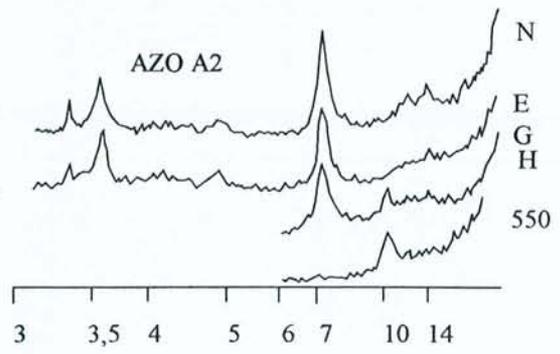
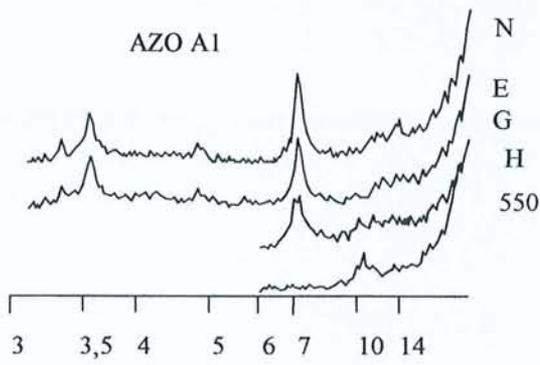
Data from the TUWAD database (A and B andic horizons with $Alo+1/2Feo \geq 20$ $g.kg^{-1}$) plotted in a diagram $Alo=f(Alp/Alo)$. Three categories of andic horizons (A, B, C) can be identified.

ANNEXE III

Diagrammes de diffraction des rayons X de la fraction inférieure à 2 μm obtenue après traitement NaClO et oxalate.







Monsieur POULENARD Jérôme

DOCTORAT de l'UNIVERSITE HENRI POINCARÉ, NANCY-I

en PEDOLOGIE



VU, APPROUVÉ ET PERMIS D'IMPRIMER

Nancy, le 15 JAN. 2001 n° 488

Le Président de l'Université



RÉSUMÉ

Dans les Andes centrales et septentrionales (Colombie, Equateur), l'étage des páramos, situé entre les neiges permanentes (+/- 4800 m d'altitude) et la forêt andine (+/- 3000 m d'altitude) est soumis à une pression anthropique croissante. Cette étude vise à préciser la nature, la diversité et la genèse des sols des páramos d'Equateur sur couverture pyroclastique puis à étudier leurs principales propriétés physiques (pouvant contrôler les comportements hydrodynamiques et érosifs à l'état naturel et après mises en usage).

Cinq profils sont choisis pour rencontrer les principales catégories des sols volcaniques (Andosols) de ce milieu. Nous montrons que les profils retenus s'inscrivent dans une séquence au sein de laquelle l'âge et la texture des pyroclastes parentaux contrôlent le degré d'évolution des sols. Dans ce milieu montagnard et humide, tous les sols sont très humifères et cela quel que soit l'âge de la mise en place de leur dernier niveau pyroclastique. Les Andosols les plus âgés (+/- 3000 ans) de cette séquence sont non-allophaniques et présentent une combinaison inhabituelle de propriétés avec des teneurs en carbone proches de celles de sols organiques (150-230 g.kg⁻¹) et des capacités de rétention en eau à 1500 kPa qui sont celles d'Andosols perhydratés (> 1000 g.kg⁻¹).

Nos résultats montrent que la porosité totale de ces Andosols est essentiellement constituée par des pores de rayon < 0,1 µm et que le développement de cette nanoporosité est dû, pour l'essentiel, à l'accroissement de leurs teneurs en carbone humifié et en complexes organo-aluminiques. Nous mettons également en évidence que plus la nanoporosité de ces matériaux est élevée, plus la dessiccation entraîne des modifications irréversibles de leur architecture porale. Après un séchage même modéré, ces matériaux peuvent également devenir hydrophobes et nous relierons ce comportement à la présence de composés lipidiques de poids moléculaire élevée.

Au vu de leurs propriétés physiques, les Andosols des páramos équatoriens, particulièrement les plus évolués d'entre eux, apparaissent comme des sols très fragiles. En effet, leur comportement vis-à-vis de l'eau et, par là, leur résistance à l'érosion, risquent d'être considérablement altérés par les manipulations que requiert leur mise en usage.

Mots-clés : Andosols - Sols volcaniques - Pédogenèse - Propriétés physiques - Hydrophobie- Páramo - Equateur - Andes

ABSTRACT

In Northern Andes, the Páramo belt, located between the snowline (+/- 4800 m a.s.l.) and the forestline (+/- 3000 m a.s.l.) is submitted to an increasing human pressure. The aim of this thesis is to study the diversity, genesis and constituents of volcanic ash soils from Ecuadorian páramos. The physical properties of these soils were studied in detail in order to show the possible impact of land use change on the hydrodynamic and erosive behaviour of the páramos.

Five profiles, chosen in the distinctive units of the soil map, were studied. Our results show that pyroclastic size and age are the main factors of soil formation and soil diversity in the Ecuadorian páramo. In this mountain environment, soils are humic whatever the age of the ultimate ash deposit. The older soils (+/- 3000 yr. B.P.) are non-allophanic Andisols with high organic carbon content (150-230 g.kg⁻¹) and high water retention at 1500 kPa matrix potential (> 1000 g.kg⁻¹; hydric properties of the US soil taxonomy).

The total porosity of these Andisols is mainly constituted by microvoids with radii < 0.1 µm. The development of this microporosity is mainly due to the increasing content of humus and organo-metallic complexes. Moreover, higher is the volume of this microporosity, higher is the change on structure after drying. Furthermore, water repellency often occurs on topsoils after air drying. This behaviour is related with the presence of lipids with high molecular weight.

With these physical properties, the Ecuadorian páramos soils (particularly the older ones) appear to be very fragile. Land use (burning, grazing and cultivation) could produce major changes on soil physical properties and hydrodynamic behaviour.

Keywords : Andisols - Volcanic ash soils - Soil genesis- Physical properties - Water repellency - Páramo - Ecuador - Andes