



Impact de la mise en culture et du drainage sur l'évolution récente des sols : cas des LUVISOLS DEGRADES de l'Yonne

David Montagne, . Unité Science Du Sol, . Université d'Orléans

► To cite this version:

David Montagne, . Unité Science Du Sol, . Université d'Orléans. Impact de la mise en culture et du drainage sur l'évolution récente des sols : cas des LUVISOLS DEGRADES de l'Yonne. Sciences du Vivant [q-bio]. Université d'Orléans, 2006. Français. NNT : . tel-02823589

HAL Id: tel-02823589

<https://hal.inrae.fr/tel-02823589>

Submitted on 6 Jun 2020

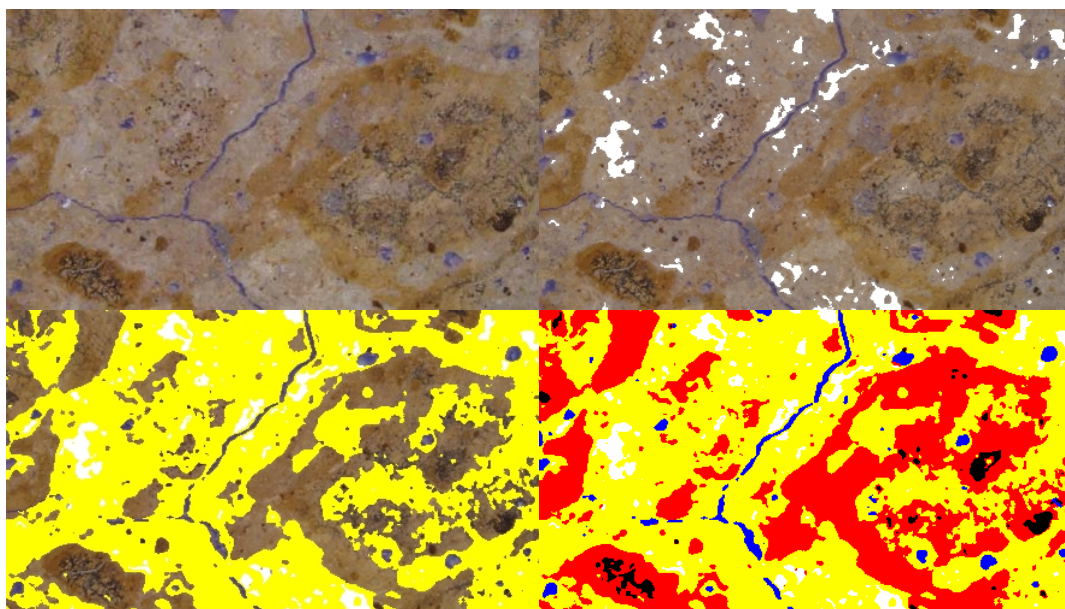
HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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.

THESE PRESENTEE A L'UNIVERSITE D'ORLEANS
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS

Discipline : Sciences du Sol

Impact de la mise en culture et du drainage sur l'évolution récente des sols : cas des LUVISOLS DÉGRADÉS de l'Yonne



PAR

David Montagne

Soutenue publiquement le 4 décembre 2006 devant le jury constitué de :

- A. Bruand	Professeur, Université d'Orléans	Président du jury
- A. Probst	Directeur de recherche, CNRS Toulouse	Rapporteur
- W. Wilcke	Professeur, Université de Mainz, Allemagne	Rapporteur
- S. Cornu	Chargée de recherche, INRA Orléans	Directrice de thèse
- J-D. Meunier	Directeur de recherche, CNRS Aix-en-Provence	Examineur
- L. Le Forestier	Maître de conférence, Université d'Orléans	Co-encadrante

Remerciements

Il y a maintenant un peu moins de 3 ans, le 1^{er} décembre 2003, commençait le contrat qui me procure aujourd'hui le plaisir d'écrire ces quelques lignes. Pour ce plaisir, ainsi que pour tous les autres que j'ai eu à vivre au cours de ces trois années, je tiens tout d'abord à remercier la région Centre d'avoir financé ce travail ainsi que l'INRA et tout particulièrement Dominique King (merci de m'avoir permis de débiter cette thèse) et Guy Richard pour m'avoir accueilli au sein de l'Unité de science du sol de l'INRA d'Orléans, qui plus est, dans de bonnes conditions matérielles.

Merci également à Anne Probst et à Wolfgang Wilcke d'avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse ainsi qu'à Ary Bruand et à Jean-Dominique Meunier pour leur participation au jury.

Merci, surtout à toi Sophie, sans qui ce travail n'aurait pas été possible, pour ta direction au jour le jour tant pour les questions scientifiques, logistiques et psychologiques mais nous aurons le temps d'y revenir. Lydie, je te remercie pour toutes les réunions mensuelles auxquelles tu as participé et au cours desquelles j'ai pu profiter de tes conseils avisés. Merci à Hocine Bourennane, je n'oublie pas que c'est toi qui a encadré mon premier travail à l'INRA d'Orléans dont les résultats constituent le premier article de cette thèse et puis les statistiques c'est pas si simple que ça. Merci également aux membres de mon comité de pilotage : Denis Baize, Dominique King, Yves Lucas, Thibault Sterckeman, Sébastien Salvador-Blanes et Christian Walter pour ces bilans annuels. Enfin, un grand merci à Isabelle Cousin. Tu n'avais pas de fonction particulière dans le cadre de ma thèse, tu travaillais sur tes propres projets et pourtant rares sont les parties de cette thèse qui ne sont pas passées entre tes mains.

Dans tout le manuscrit, j'ai insisté sur le caractère multi-méthode et multi-échelle de mon travail. Il est maintenant temps d'insister sur ce qui se cache derrière ces deux termes à savoir un travail multi-personne et multi-compétence si je peux m'exprimer ainsi. Les quelques lignes qui suivent expriment toute ma gratitude pour l'aide que vous m'avez apportée. Ainsi et presque dans l'ordre d'apparition des tâches (Sophie, puisque ta place est partout, je te mets ici).

- **documentation et recherche bibliographique** : Karine Robineaud et Franck Rogeon (quelle rapidité)
- **terrain** : Philippe Berché, Pierre Courtemanche, Isabelle Cousin, Pierre Curmi, Odile Duval, Anthony Frison, Hervé Gaillard, Olivier Josière, Christian Le Lay (creuseur, échantillonneur et j'en oublie), Catherine Pasquier, Céline Ratié, Bernard Renaux et Nicolas Soler.
- **tri des volumes de sol et préparation des monolithes** : Olivier Josière (c'était dur mais payant), Christian Le Lay (cette fois, c'est pour les imprégnations, la découpe, ton imprimante devenue portable ce dernier week-end et ta gentillesse quotidienne) et Mohamed Yahiaoui.
- **analyse d'image** : Isabelle Cousin (c'est fini, je ne te poserai plus de milliards de questions), Joël Daroussin et Mohamed Yahiaoui.
- **analyses chimiques** : Laëtitia Alphonse-Felix, Adeline Besnault et Nicolat Chigot.
- **analyses minéralogiques et aide à l'interprétation** : Laurent Caner de l'Hydras Poitiers, Michel Hardy et Olivier Josière.
- **flux actuels** : Pierre Courtemanche (notre inventeur un peu fou), Guillaume Giot et Bernard Renaux pour l'installation ; Nicolas Chigot, Guillaume Giot (t'en a pas marre de réparer), Loïc Prud'Homme et Bernard Renaux pour le suivi.

- **design** : Sacha Desbourdes

- **logistique** : Magalie Marolleau, Marie-Pierre Poussineau et Monique Soler pour l'administratif (et c'est pas rien pour ceux qui fuient ces problèmes comme la peste) ; Alain Couturier, David Dupré, Eric Velluet, Bernard Renaux et Gérald Yart (avec trois ordinateurs en 6 mois, je t'ai volé pas mal de ton temps et puis même si j'ai pu écraser une punaise....)

Il ne faudrait pas que j'oublie ceux dont la participation est plus diffuse mais dont l'aide n'est pas négligeable : merci sincèrement à Jean Claude Bégon car quand ça ne va plus tu es toujours là, à Marcel Jamagne (si j'avais su, j'aurais même pas lu ta thèse puisque tu as tout dans la tête et plus encore), Jacques Roque alias Jacky (tu n'es plus dans les murs mais encore dans ma tête) et Michel Isambert (question drainage, nos discussions furent intenses).

Il est maintenant grand temps de passer aux choses sérieuses : les pots, les soirées, l'amitié et la bonne humeur. Tout d'abord, un grand merci à tout le personnel permanent et non permanent des deux unités avec qui j'ai partagé ces trois années pour leur accueil et l'ambiance générale (c'est pas partout les barbecues tous les jeudis soir d'été, le pot moyen par semaine et toutes ces discussions enflammées sur le cinéma, la politique etc...). Enfin, et parce que pour certaines personnes, pour toutes ces soirées partagées, les concerts, les repas et les gâteaux, les mots me manquent, et puis c'est pas mon travail de faire le poète, je dédie les quelques lignes qui vont suivre à, en vrac et dans le désordre : Sophie Cornu, Emmanuel le Guirriec et le reste de la famille, Mathieu Chevalier, Nicolas Saby et Karine Galatoire, Bertrand Joly (merci en plus pour la relecture), Aude Pelletier, Xavier Morvan, , Benoît Toutain, mes co-thésards et -thésardes, Dominique Arnaud (que la force soit avec toi), Pascal (le petit dernier), Anthony Frison (tu t'es enfui du bureau mais c'est pas grave), Arlène Besson (le titi c'est pas mon truc) et Cédric Laveuf (je viens de te passer la flamme olympique), mon vieux frère Adel el-Ouni qui n'es loin que géographiquement, Emmanuel Martin, Mathilde Sarazin, Olivier Roumeguere (j'ai raté samedi dernier, il y a deux jours, mais la prochaine fois compte sur moi). A vous tous :

Je voudrais vous parler
Des hommes que j'aime
Ceux qui m'ont embrassé
Au bord de la Seine
Où j'allais me jeter
Jeté par une reine
Que j'avais aimé
Plus que les hommes que j'aime

Ce sont des Don Juan
Qui savent le chagrin d'amour
Des amitiés de survivants
Qui fêtent votre retour
Et quand passe un drame
Et que l'un de nous il touche
On se donne des prénoms de femme
Et on s'embrasse sur la bouche

La rue Ketanou : Les hommes que j'aime, si j'avais une référence à conseiller c'est bien celle-là.

Mes dernières pensées vont vers vous, mes parents, qui en plus de tout le reste depuis toutes ces années ont fait l'effort de relire attentivement cette thèse, et à toi, toi qu'est trop belle, toi qu'est vraiment trop belle pour moi, et les belles elles sont cruelles, merci pour ton soutien sans faille surtout sur la fin.

PARTIE 1 : Introduction Générale

I. PROBLEMATIQUE	13
II. L'HOMME-AGRICULTEUR ET L'EVOLUTION DES SOLS.....	14
III. OBJECTIFS.....	17
IV. CHOIX D'UN « SOL MODELE »	18
V. DEMARCHE.....	19

PARTIE 2 : Site d'étude et échantillonnage en séquences emboîtées

I. LE SECTEUR D'ETUDE	25
I.1. Aperçu géologique.....	25
I.2. Climat local.....	26
I.3. Les LUVISOLS DÉGRADÉS et leurs usages	26
II. UN ECHANTILLONNAGE EN SEQUENCES EMBOITEES	28
II.1. Les anthropo-séquences : description et échantillonnage	29
II.2. Une « draino-séquence »	32

PARTIE 3 : Impact de la mise en culture sur l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS

I. INTRODUCTION	37
II. EFFECT OF AGRICULTURAL PRACTICES ON TRACE ELEMENT DISTRIBUTION IN SOIL. 39	
II.1. Introduction	39
II.2. Materials and methods.....	41
II.3. Results	44
II.4. Discussion.....	51
II.5. Conclusions	55
III. INFLUENCE OF HUMAN IMPACTS ON ALBELUVISOL ANALYSED BY X-RAY MICROFLUORESCENCE: RELATIVE EVOLUTION OF THE TRANSFORMING FRONT AT THE TONGUE SCALE	57
III.1. Introduction	57
III.2. Material and methods.....	59
III.3. Results	62
III.4. Discussion	70
III.5. Conclusion.....	72
IV. CONCLUSION SUR L'IMPACT DE LA MISE EN CULTURE	74

PARTIE 4 : Impact du drainage par tuyaux enterrés sur l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS, de l'identification des processus pédologiques à la modélisation de leurs effets

I. INTRODUCTION	79
A. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE ET ANALYSE DU PROBLÈME	80
I. ÉTAT DE L'ART : SOIL DRAINAGE AS AN ACTIVE OF THE RECENT SOIL EVOLUTION, A REVIEW	80
I.1. Introduction	80
I.2. Qualitative evidences of the impact of soil drainage on soil evolution	82
I.3. Impact of subsurface drainage on soil functioning	83
I.4. Impact of subsurface drainage on soil evolution	91
I.5. Summary and conclusion	96
II. BILAN DE L'ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE	97
B. ÉTUDE EXPERIMENTALE	99
I. INTRODUCTION	99
II. LA DRAIN-SEQUENCE : DESCRIPTION ET ÉCHANTILLONNAGE	101
II.1. Description	101
II.2. Échantillonnage	102
III. IMPACT DU DRAINAGE À L'ÉCHELLE DU SOLUM	104
III.1. Rappel des objectifs et présentation de la démarche	104
III.2. Matériel et méthode	104
III.3. Résultats et discussion	105
III.4. Conclusion : vers un modèle conceptuel de l'impact du drainage sur l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS	110
IV. IMPACT DU DRAINAGE À L'ÉCHELLE DU VOLUME DE SOL HOMOGÈNE ET FONCTIONNEL	113
IV.1. La quantification de l'évolution de l'abondance relative des différents volumes de sol : les approches classiques, leur limites et proposition d'une approche alternative	113
IV.2. Un échantillonnage spécifique dédié à la quantification de l'abondance relative des différents volumes de sol	115
IV.3. Mise au point méthodologique : « Quantification of soil volumes in the E&Bt-horizon of an Albeluvisol using image analysis »	117
IV.4. Evolution de l'échantillonnage et de la méthode de quantification de l'abondance des différents volumes de sol par analyse d'images	130
IV.5. Soil drainage as a factor of human-induced soil evolution: quantification of such an evolution in an Albeluvisol	115
V. IMPACT DU DRAINAGE À L'ÉCHELLE DU MINÉRAL	156
V.1. Introduction	156
V.2. Matériel et méthode	157
V.3. Résultats et discussion	161
V.4. Conclusion	179

VI. CONCLUSION ET PERSPECTIVES.....	181
VI.1. Contribution de l'analyse des phases solides à l'étude de l'impact du drainage sur la pédogenèse récente	181
VI.2. De l'analyse de la phase solide des sols à l'analyse des flux actuels : vers une modélisation mécaniste de l'impact du drainage.....	184

PARTIE 5 : Conclusion et Perspectives

I. CONCLUSION.....	189
I.1. Rappel des objectifs et de la démarche	189
I.2. Une combinaison complexe d'impacts	189
I.3. Des impacts significatifs	191
I.4. L'évolution des sols : un phénomène rapide	192
II. PERSPECTIVES : DU DRAINAGE DES SOLS AU CHANGEMENT CLIMATIQUE	194
II.1. Introduction	195
II.2. Materials and methods.....	197
II.3. Results and discussion	201
II.4. Conclusion	208

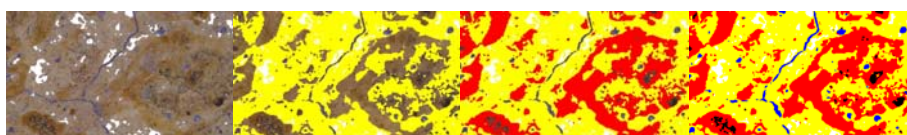
BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

TABLE DES MATIERES, LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

Partie 1

Introduction Générale



I. Problématique

Les sols évoluent en permanence sous l'action combinée des flux de matières et d'énergie, qui, appliqués à un matériel parental, transforment progressivement les minéraux primaires en constituants secondaires (Chadwick and Chorover, 2001; Cornu, 2005). Ces flux évoluent dans le temps et l'espace en fonction de certains des principaux facteurs de la pédogenèse, à savoir la topographie, le climat et les organismes vivants, dont l'homme. L'homme a en effet été très tôt reconnu comme un facteur modifiant l'évolution des sols au travers de son impact sur les flux de matières et d'énergie (Bidwell and Hole, 1965; Yaalon and Yaron, 1966). L'impact de l'homme sur les sols est évident, et a été abondamment étudié, dans le cas de pollutions avérées d'origine urbaine, industrielle, minière et agricole, ou dans le cas des ANTHROPOSOLS (Afes, 1995), sols entièrement fabriqués par l'homme ou qui ont été tellement transformés que le sol « naturel » n'est plus reconnaissable. En revanche, l'impact des pratiques anthropiques de faibles amplitudes, notamment liées aux pratiques agricoles, sur l'évolution des sols à l'échelle de la dizaine voire de la centaine d'années, est jusqu'à aujourd'hui très peu connu (Richter and Markewitz, 2001; Tugel et al., 2005). En effet, l'impact des pratiques agricoles sur l'évolution récente des sols a souvent été négligé vis-à-vis des processus de formation des sols dont les durées sont nettement plus longues (Richter, 2006) : de l'ordre de la dizaine de milliers d'années, dans les pédogenèses de milieu tempéré, à plusieurs centaines de milliers d'années, en milieu équatorial. Pourtant, de part le monde, des travaux récents tendent aujourd'hui à démontrer que des pratiques agricoles classiques, mais aussi très anciennes (remontant parfois jusqu'à plusieurs milliers d'années avant notre ère) et donc peu intensives, sont en mesure de modifier profondément l'intensité des processus pédologiques à l'origine de la formation long terme des sols, voire de complètement réorienter le sens d'évolution des sols (Quideau and Bockheim, 1996; Langhor, 2001; Lima et al., 2002; Kleber et al., 2003; Gerlach et al., 2004). Ainsi, on rencontre des sols

présentant de nombreuses caractéristiques des Chernosols en Allemagne. Or dans cette région les conditions climatiques sont peu favorables à la formation de ce type de sol. Des études récentes montrent que leur développement est attribué à des pratiques préhistoriques de culture sur brûlis (Kleber et al., 2003; Gerlach et al., 2004). Dans certains cas, dont notamment les sols de type plaggen de Belgique (Langhor, 2001) ou les « Terra Preta » d'Amazonie (Lima et al., 2002), l'intensité de l'impact des pratiques agricoles a conduit à envisager le rattachement de ces sols à la famille des ANTHROPOSOLS. La persistance de ces impacts jusqu'à nos jours indique enfin que les évolutions des sols liées à leur mise en culture ne peuvent plus être négligées comme par le passé, dans la mesure où, au moins certains de ces impacts sont en grande partie irréversibles et peuvent menacer, plus ou moins directement, la préservation du patrimoine sol, un des enjeux majeurs du siècle à venir (Richter and Markewitz, 2001; Tugel et al., 2005).

II. L'homme-agriculteur et l'évolution des sols

La mise en culture d'un sol recouvre une large gamme de pratiques et d'aménagements qui affectent à des degrés divers les flux de matières et d'énergie appliqués aux sols :

1- Le changement de végétation modifie profondément les cycles biogéochimiques dans les sols comme cela a été démontré par exemple pour le cycle du soufre ou de l'aluminium suite à un changement d'essence forestière (Nys, 1988; Nys and Ranger, 1988). Par ailleurs, la modification du couvert végétal, notamment l'absence totale de couverture végétale pendant au moins une partie de l'année, augmente les flux de chaleur (Passianoto et al., 2004), l'énergie transmise au sol via l'impact des gouttes de pluies avec des conséquences sur les flux de particules liés aux processus d'érosion (Morgan, 2005).

2- Les passages répétés d'engins agricoles apportent de l'énergie au sol tandis que le travail du sol augmente son aération modifiant les échanges gazeux entre le sol et l'atmosphère et provoque des redistributions et des pertes de particules (Salvador-Blanes et al., 2002; Salvador-Blanes et al., 2006).

3- Les amendements organiques (fumiers, boues de station d'épuration), minéraux (calciques, potassiques) et les apports d'engrais, combinés aux exportations lors des récoltes, modifient profondément, quantitativement et qualitativement, les flux de matières organiques et minérales dans les sols.

4- L'irrigation et le drainage affectent plus particulièrement les flux d'eau.

Précisons cependant que ces différents impacts sur les flux de matières et d'énergie n'agissent pas, pour un sol donné, sur les mêmes échelles de temps. En effet, si les pratiques d'amendements, notamment les apports en matières organiques et le chaulage, d'irrigation ou les aménagements agricoles comme le drainage de surface ou enterré sont connus depuis au moins l'époque romaine (Concaret, 1981; Boulaine, 1989), toutes ne sont pas généralisées depuis le même laps de temps. Ainsi, en France, la moitié des surfaces actuellement sous forêt était cultivée en 1850, suggérant que peu de nouvelles terres ont été défrichées et mises en culture depuis cette période. Par ailleurs, l'intensification des différentes pratiques agricoles remonte approximativement aux années 1960 pour la fertilisation minérale (Richter and Markewitz, 2001) et au début des années 1970 pour le drainage en France. Actuellement presque aucune surface nouvelle n'est drainée (Concaret, 1981). En revanche, la généralisation des pratiques d'irrigation est contemporaine (Richter and Markewitz, 2001). Enfin, certaines pratiques sont en cours de développement ou sont amenées à se développer, notamment en France, comme la reforestation ou la mise en jachère de parcelles anciennement cultivées. C'est également le cas de l'épandage extensif des boues de station d'épuration parallèlement à l'augmentation des volumes de boues produites et à l'abandon des

épandages locaux intensifs. Ainsi, pour un sol cultivé donné, on peut donc raisonnablement supposer que l'impact le plus ancien (plusieurs centaines à milliers d'années en France) résulte de la déforestation et du changement de végétation. L'impact des amendements organiques et calciques, plus ou moins contemporain de la mise en culture, est venu s'ajouter à cet impact initial, suivi, depuis quelques dizaines d'années seulement, par le drainage ou l'irrigation. Enfin, l'impact des épandages extensifs de boues de station d'épuration est venu très récemment se superposer aux pratiques antérieures.

De nombreux travaux montrent qu'en réponse à cette combinaison d'impacts perturbant les flux de matières et d'énergie, de nombreuses propriétés des sols évoluent. En premier lieu, les pratiques agricoles modifient les conditions de milieu : pH suite au chaulage (Goulding and Blake, 1998), conditions d'oxydo-réduction par l'irrigation et le drainage (Hayes et al., 2000; Zhang and Gong, 2003) et température. De plus, les pratiques agricoles modifient la structure des sols : directement par le travail du sol et les phénomènes de compaction (Richard et al., 2001; Sillon et al., 2003), ou indirectement du fait d'une diminution de la stabilité structurale (Cattle et al., 1994) et des populations de vers de terre (Boag et al., 1997), avec des conséquences évidentes sur les propriétés hydrodynamiques des sols (Richard et al., 2001; Sillon et al., 2003). Enfin, les pratiques agricoles agissent sur les constituants des sols, notamment organiques, provoquant une diminution des teneurs en matières organiques (Jolivet et al., 2003) et des modifications de leur qualité (Chantigny, 2003). Ces évolutions provoquent à leur tour une diminution de la biomasse microbienne (Franzluebbers et al., 2000) et de son activité (Caravaca et al., 2002). Or, la plupart des propriétés évoquées ci-dessus sont connues pour avoir un rôle clé dans l'évolution des sols : pH et potentiel d'oxydo-réduction (Chadwick and Chorover, 2001), température (White and Blum, 1995), structure du sol et propriétés hydrodynamiques (Lin et al., 2005), qualité et quantité des matières organiques (Quideau and Bockheim, 1996) et enfin populations de vers

de terre (Lavelle, 2002) et communautés microbiennes (Berthelin et al., 2000). Pourtant, peu d'études concernent, à notre connaissance, la caractérisation, et moins encore la quantification, de l'impact des pratiques agricoles sur la direction, l'intensité et la vitesse des évolutions récentes des sols (Quideau and Bockheim, 1996).

III. Objectifs

Dans un contexte où les connaissances concernant l'impact de l'homme-agriculteur sur l'évolution récente des sols, notamment quantitatives, demeurent par trop parcellaires, ce travail a pour objectif général la quantification de l'impact de l'homme-agriculteur sur l'évolution récente des sols. Face à la diversité des pratiques agricoles susceptibles d'avoir un impact sur l'évolution des sols, pratiques agissant par ailleurs sur des échelles de temps spécifiques, nous avons dans un premier temps choisi de caractériser l'impact intégré de ces différentes pratiques. Dans la mesure du possible, nous avons toutefois essayé de déconvoluer leur impact respectif.

Dans un second temps, une attention particulière a été portée à la quantification de l'impact d'une modification des flux d'eau dans les sols. En effet, les flux d'eau peuvent être considérés comme les moteurs de l'évolution des sols, dans la mesure où l'eau constitue non seulement l'agent d'altération de la phase solide des sols mais est également à l'origine des transferts de matières sous forme soluble ou particulaire (Chadwick and Chorover, 2001; Lin et al., 2005). Parmi les différentes pratiques agricoles, l'irrigation et le drainage affectent plus directement les flux d'eau. L'irrigation provoque principalement une augmentation des quantités d'eau apportées au sol alors que le drainage des sols modifie non seulement les conditions d'oxydo-réduction des sols en évacuant l'eau en excès (Hayes et al., 2000; Husnjak et al., 2002) mais aussi les quantités d'eau s'écoulant à travers le sol en réduisant le ruissellement à la surface du sol (Skaggs et al., 1994). Le drainage des sols modifie ainsi plus

drastiquement les flux d'eau dans les sols et donc probablement l'évolution récente des sols que l'irrigation. En conséquence, nous avons choisi de nous intéresser à l'impact du drainage sur l'évolution récente des sols plutôt qu'à celui de l'irrigation.

IV. Choix d'un « sol modèle »

Antonic *et al.* (2003) ont tenté de prédire la distribution dans le paysage des principaux types de sol de Croatie à partir de la nature du matériel parental, de la topographie et du climat. Cette démarche s'est révélée fructueuse pour la majorité des types de sol avec une exception notable : les LUVISOLS (Antonic *et al.*, 2003). Ce type de sol est fréquemment observé dans les formations limoneuses d'origine éolienne d'Europe occidentale dans lesquelles il constitue un stade de développement intermédiaire entre le dépôt éolien d'origine et les stades de développements ultimes représentés par les LUVISOLS DÉGRADÉS ou les PLANOSOLS (Jamagne, 1969; Jamagne, 1973; Jamagne, 1978). Or, la mise en culture a été reconnue explicitement comme un facteur d'évolution des sols de cette séquence théorique d'évolution (Jamagne, 1969) ; au sein de laquelle, la formation des LUVISOLS DÉGRADÉS (Afes, 1995) ou Albeluvisols (IUSS Working Group WRB, 2006) apparaît par ailleurs plus particulièrement sensible à l'impact des pratiques et aménagements agricoles (Langhor, 2001).

La formation des LUVISOLS DÉGRADÉS se caractérise par le processus dit de « dégradation morphologique » en conditions acides et réductrices (Afes, 1995; Lozet and Mathieu, 1997; Dreissen *et al.*, 2001). L'intensité de ce processus varie, tant à l'échelle régionale que locale, en fonction des conditions d'engorgement en eau du fait de variations de la pluviométrie, de la perméabilité du matériel parental (Isambert, 1984) ou encore de la micro-topographie (Nicole *et al.*, 2003). Or, ces sols sont en outre naturellement acides et pauvres en matières organiques. Leur mise en culture nécessite donc la mise en œuvre de

pratiques et d'aménagements agricoles spécifiques : amendements calcaïques et organiques et drainage. Ces pratiques sont toutes susceptibles d'affecter (i) l'intensité du processus de « dégradation morphologique » au travers de leurs effets sur la durée d'engorgement du sol, sur son pH ou sur les teneurs en matières organiques et donc (ii) leur évolution. Ces sols sont par ailleurs les plus fréquents d'Europe, représentant à eux seuls 16% de la ressource en sol, et 21%, si on leur ajoute les LUVISOLS (European Soil Bureau Network, 2005). Pour toutes ces raisons, ils représentent un cas modèle d'étude de l'impact de l'homme-agriculteur sur l'évolution récente des sols.

V. Démarche

Nous nous sommes fixés pour objectif de quantifier l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS en réponse à l'impact de leur mise en culture. Cette question peut être abordée sous deux angles complémentaires : soit par la mesure directe des flux de matières et d'énergie, soit par la reconstitution des flux passés déduite de l'évolution de la phase solide (Cornu, 2005).

La mesure des flux de matières et d'énergie permet d'accéder à leur dynamique, et de ce fait permet de fournir des informations sur la cinétique des processus pédogénétiques. Toutefois, elle pose de nombreuses difficultés tant pratiques que scientifiques : (i) la déforestation et la mise en culture des sols sont actuellement rares en France, (ii) à notre connaissance, aucune donnée ne permet actuellement d'estimer les échelles de temps d'évolution des sols suite à leur mise en culture et donc d'évaluer, *a priori*, la durée nécessaire de suivi (celui-ci pouvant en particulier s'avérer de longue haleine si les cinétiques d'évolution sont lentes), et (iii) un suivi sur de trop courtes périodes conduirait à sous-estimer l'influence des événements de nature exceptionnelle dont certains auteurs ont bien montré l'impact spectaculaire sur l'évolution de certains sols (Boulaine, 1978).

L'approche par reconstitution des flux passés présente également plusieurs inconvénients :

- (i) on mesure toujours un différentiel d'évolution entre un état caractérisé à un instant t_1 et soit l'état initial du système à t_0 , malheureusement très rarement connu, soit plus généralement une situation témoin, qui a elle-même suivi une voie d'évolution propre depuis le temps t_0 ;
- (ii) la détermination des échelles de temps à l'origine des évolutions de la phase solide passe par la reconstruction de l'histoire des pratiques et d'aménagements agricoles, qui si elle est relativement aisée lorsqu'il s'agit de pratiques et aménagements contemporains ou récents (installation d'un réseau de drainage par exemple) devient de plus en plus difficile à mesure que l'on s'intéresse à des faits devenant plus anciens (date de la première mise en culture d'une parcelle agricole donnée par exemple) ;
- (iii) même en cas de reconstruction historique complète, la caractérisation de différents états de la phase solide, nécessairement discrète dans le temps, ne permet pas de déterminer précisément la cinétique des processus à l'origine de son évolution.

Malgré ces inconvénients, cette dernière approche a été privilégiée dans le cadre de ce travail. Nous pensons en particulier qu'elle permettra de préciser, au moins partiellement, sur quelles échelles de temps, la mise en culture d'un sol se traduit par une évolution significative de la phase solide. Ces échelles de temps sont-elles du même ordre de grandeur que celles classiquement supposées être à l'origine de la formation naturelle des sols, i.e. de l'ordre du millier d'années, pour les pédogenèses de milieu tempéré, à plusieurs centaines de milliers d'années, en milieu équatorial, ou sont-elles nettement plus courtes comme le laissent à penser certains travaux ? Par exemple, en milieu tropical, les kaolinites sont dissoutes et reprécipitent en permanence, avec des évolutions visibles dès 6 mois (Cornu et al., 1995). Des formes d'oxydes de fer extrêmement fugaces ont également été mises en évidence dans des sols de climat tempéré (Refait et al., 2001; Bourrié et al., 2004). Nos travaux devaient permettre d'accéder à l'ordre de grandeur des pas de temps pour lesquelles des évolutions des

sols suite à la mise en culture deviennent significatives. Ils permettront donc entre autre de faciliter la mise en place ultérieure d'un dispositif de mesure directe des flux de matières et d'énergie.

Dans ce travail, nous avons considéré d'une part la mise en culture, combinaison de pratiques, et d'autre part le drainage comme un des facteurs à l'origine de l'évolution des sols. Nous avons donc orienté l'échantillonnage des sols de manière à mettre en évidence successivement ces deux facteurs, tout en limitant l'influence des autres facteurs (matériel parental, climat, relief...). Ce faisant, nous avons adapté à nos objectifs une démarche analogue à celle classiquement utilisée pour quantifier l'impact des principaux facteurs de la pédogenèse à savoir la sélection de séquences de sol (Jenny, 1941; Jenny, 1961). Nous avons quantifié l'évolution de la phase solide des LUVISOLS DÉGRADÉS pour (i) différents modes d'occupation des sols présentant un degré d'anthropisation croissant et constituant ainsi ce que l'on pourrait qualifier d'anthropo-séquence et pour (ii) différentes distances au drain soit le long d'une « draino-séquence ».

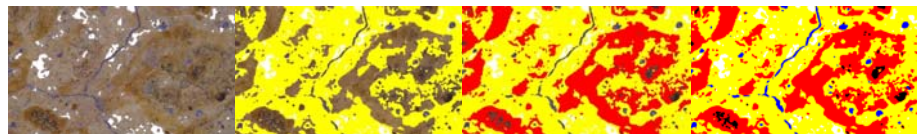
Enfin, les sols étant des systèmes complexes aux niveaux d'organisations multiples, nous avons développé une approche multi-échelle : de la petite région naturelle, qui permet de déconvoluer l'effet des facteurs naturels et des facteurs anthropiques, au minéral, qui permet notamment d'identifier les mécanismes à l'origine de l'évolution de la phase solide (Cornu, 2005). L'échelle des « fronts de transformations » entre volumes de sol dégradés et non dégradés sera privilégiée dans la mesure où le processus de « dégradation morphologique » caractérise les LUVISOLS DÉGRADÉS et semble particulièrement sensible à leur mise en culture. L'approche choisie de quantification de l'évolution de la phase solide est également multi-méthode, portant à la fois sur l'évolution de la morphologie, de la chimie et de la minéralogie de la phase solide.

Pour conclure, notre démarche n'est pas nouvelle dans la mesure où elle est basée sur l'évolution de la phase solide pour différentes séquences de sol, démarche classique en pédologie. C'est dans le facteur étudié, les pratiques agricoles, dans notre approche intégrée multi-échelle et multi-méthode ainsi que dans le souci de quantification que réside le caractère novateur de ce travail.

Après avoir présenté le secteur d'étude, les anthropo-séquences et la draino-séquence à la base de ce travail (partie 2), la troisième partie sera consacrée à l'étude de l'impact de la mise en culture, combinaison de pratiques, sur l'évolution des LUVISOLS DÉGRADÉS. Enfin, nous aborderons l'étude de l'impact du drainage dans la quatrième partie de ce travail.

Partie 2

Site d'étude et échantillonnage en séquences emboîtées



I. Le secteur d'étude

Le secteur d'étude est situé dans la partie sud-est du Bassin Parisien, dans la petite région naturelle du Gâtinais de l'Yonne qui s'étend depuis la vallée du Loing jusqu'à celle de l'Yonne, à cheval sur les départements du Loiret et de l'Yonne (Baize, 1993). Il s'agit d'un grand plateau s'élevant régulièrement de sa partie nord, depuis des altitudes de 140-150 mètres, vers sa partie sud où il atteint 200 mètres.

I.1. Aperçu géologique

La géologie du secteur d'étude est décrite en détail dans la notice de la carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Courtenay (Pomerol, 1988). Il ne sera donc fait mention que des principaux aspects en relation directe avec les sols étudiés. Le Gâtinais est globalement occupé par un substratum crayeux. Toutefois ces craies n'affleurent que rarement à l'occasion des vallées et des vallons les plus incisés. La région a subi depuis la régression généralisée à la fin du Campanien une évolution continentale ayant donné lieu à la formation d'une épaisse couverture argilo-sableuse comprenant des argiles à silex à proprement parlé ainsi que des formations argileuses (argiles éocènes par exemple) plus ou moins riches en silex, parfois sableuses et des formations redistribuées à silex. Ces différents sédiments géologiques ont subi, au cours des différentes phases climatiques du Quaternaire, toutes sortes de processus d'altération et de remaniements dont sont issues plusieurs formations superficielles, véritables matériaux parentaux des sols actuels. En position de plateaux, abritée de l'érosion, on distingue en particulier des formations limoneuses, dites limons des plateaux (Baize, 1993) d'épaisseur comprise entre 1 et 2 mètres et contenant 70 à 90 % de limons et 5 à 20 % de fraction $< 2 \mu\text{m}$ (Pomerol, 1988). Ces limons ne sont jamais calcaires. Leur âge n'est pas connu avec certitude. Toutefois, comme ces limons proviennent sans doute d'apports éoliens lors des périodes froides et sèches du Quaternaire, ils sont âgés

de plusieurs dizaines de milliers d'années, une fourchette de 30 000 à 40 000 ans semblant une estimation raisonnable (Baize, communication personnelle).

I.2. Climat local

Le climat de la région est océanique à nuances continentales. Ces dernières s'expriment notamment par des orages de saison chaude et de fréquentes gelées en hiver. La pluviométrie moyenne se caractérise par un fort gradient spatial entre les plaines et vallées d'une part et les plateaux d'autre part (données de Météo France pour les périodes de 1956-1985 et de 1990-1999, citées dans Baize et Voilliot, 1988, et Baize, 1993). Les plaines reçoivent environ 700 mm de pluies annuelles, notamment aux alentours de Charny où sont localisées les parcelles étudiées, les plateaux recevant un peu plus de 800 mm. Les pluies sont régulièrement réparties tout au long de l'année avec cependant un mois plus sec (avril) et trois mois plus humides (mai, décembre et janvier). Elles sont constituées en été d'averses orageuses brèves et violentes et sont au contraire répétées et régulières en hiver. Enfin, la pluviométrie montre une grande irrégularité d'une année sur l'autre. La température moyenne est d'environ 10°C. Les moyennes annuelles des températures minimales sont de 5,6°C et de 15°C pour les maximales (période 1966-1987).

I.3. Les LUVISOLS DÉGRADÉS et leurs usages

Dans le Gâtinais de l'Yonne, les LUVISOLS DÉGRADÉS selon le référentiel pédologique français (Afs, 1995) ou Albeluvisols selon la classification internationale (IUSS Working Group WRB, 2006) s'observent essentiellement en position de plateaux où ils se sont développés dans les formations limoneuses protégées de l'érosion (Baize and Voilliot, 1988; Baize, 1993). Ces sols sont classiques des formations limoneuses éoliennes d'Europe occidentale dont ils constituent un des stades de développement ultime (Jamagne, 1973;

Jamagne, 1978; Pedro et al., 1978). Dans la région étudiée, ils sont majoritairement cultivés en grandes cultures mais on les observe aussi parfois sous forêt (Baize, 1993). Lorsqu'ils sont cultivés, ils sont dans leur grande majorité drainés du fait d'engorgements saisonniers intenses des horizons de surface et subsurface. Ces sols se caractérisent, sous forêt, par la succession d'horizons A/E/Eg/Eg&BT/BTgd selon le référentiel pédologique français (Afe, 1995) ou A/E/E&Bt/Bt selon la classification internationale (Dreissen et al., 2001) et par la succession LE/Eg&BT/BTgd ou Ap/E&Bt/Bt (Figure 1) sous culture, les horizons A et E étant en grande partie repris dans l'horizon de labour (Baize, 1997b). Par souci de simplicité et dans la mesure où la classification internationale est utilisée dans les différents articles constituant certains chapitres de ce travail, l'appellation des différents horizons sera basée sur la classification internationale.

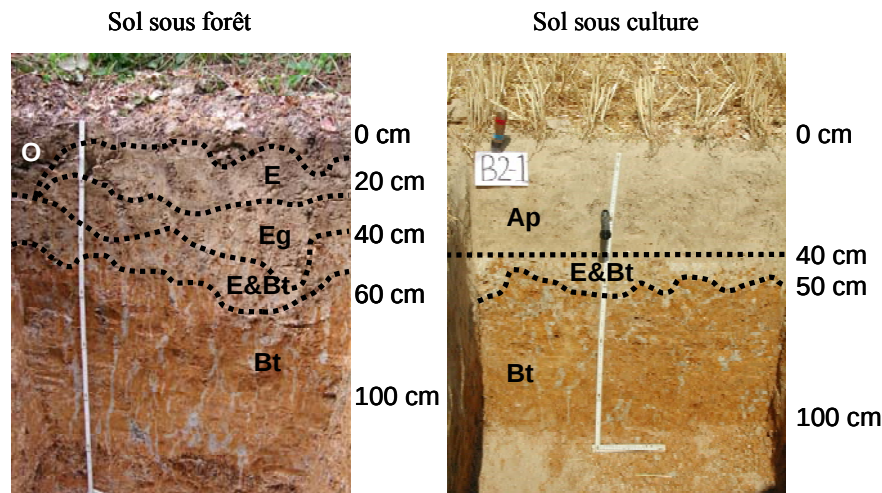


Figure 1: Morphologie des Luvisols Dégradés et occupation du sol

Les deux horizons E&Bt et Bt, qui distinguent les LUVISOLS DÉGRADÉS des LUVISOLS typiques, sont le résultat de la « dégradation morphologique » (Lozet and Mathieu, 1997) de l'horizon illuvial, communs à tous les LUVISOLS. L'horizon E&Bt présentent une juxtaposition complexe de volumes de sols blanchis, fortement appauvris en fraction $< 2\mu\text{m}$ et en fer (Jamagne, 1973; De Coninck et al., 1976; Diab et al., 1988) avec des noyaux résiduels hérités de l'ancien horizon illuvial au sein desquels peuvent être observées

de très nombreuses concentrations ferro-manganiques: revêtements, concrétions, nodules. Les plages de sols blanchies de l'horizon E&Bt se prolongent verticalement dans l'horizon Bt, notamment à la surface des unités structurales, sous forme de langues de dégradation (Afes, 1995), ou « albeluvic tonguing » selon la classification internationale (IUSS Working Group WRB, 2006). Le processus de «dégradation morphologique » de l'horizon illuvial, perte des oxydes de fer et d'une partie des minéraux argileux d'après Lozet et Mathieu (1997), est lié à l'intervention d'une hydromorphie saisonnière marquée suite à la formation d'une nappe perchée au-dessus de l'horizon illuvial, une fois ce dernier devenu suffisamment imperméable (Jamagne, 1973; Jamagne, 1978; Pedro et al., 1978; Jamagne et al., 1984). Lors des périodes d'engorgement, le fer et le manganèse sont réduits et passent en solution, favorisant une éluviation, en milieu réducteur et acide, des minéraux argileux préalablement déferriifiés (Jamagne, 1973; De Coninck et al., 1976; Jamagne, 1978; Pedro et al., 1978; Jamagne et al., 1984; Van Ranst and De Coninck, 2002). S'ils ne sont pas évacués du sol, le fer et le manganèse sont oxydés lorsque le sol se ressuie et forment les différentes formes de concentrations ferro-manganiques. Dans les sols considérés, le processus de ferrolyse des minéraux argileux (Brinkman, 1979), ne semble pas être un des processus majeurs à l'origine des contrastes de texture entre volumes blanchis et noyaux résiduels attribués principalement à des processus physiques de micro-division et de migration des minéraux argileux (De Coninck et al., 1976; Jamagne et al., 1984; Van Ranst and De Coninck, 2002).

II. Un échantillonnage en séquences emboîtées

Nous nous sommes fixés dans le cadre de ce travail un double objectif : (i) caractériser l'impact de la combinaison des pratiques agricoles sur l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS et (ii) quantifier plus particulièrement l'impact du drainage. Pour répondre à ces

questions, nous avons isolé l'influence des facteurs étudiés (pratiques agricoles et drainage) en orientant l'échantillonnage des sols en séquences. Sont ainsi successivement présentés :

- les anthropo-séquences à la base de la caractérisation de l'impact des pratiques agricoles ;
- la draino-séquence à la base de la quantification de l'impact du drainage.

II.1. Les anthropo-séquences : description et échantillonnage

La caractérisation de l'impact des pratiques anthropiques sur l'évolution des LUVISOLS DÉGRADÉS est basée sur la sélection de trois anthropo-séquences, séquences de LUVISOLS DÉGRADÉS présentant un degré croissant d'anthropisation. Ces trois anthropo-séquences sont chacune constituées des trois modes d'occupation du sol : forêt, grandes cultures et grandes cultures avec épandages de boues de station d'épuration. Les neuf parcelles sélectionnées sont toutes situées en position plane de sommet de plateau où sont localisés les LUVISOLS DÉGRADÉS. Sur ces positions, la persistance des couvertures limoneuses permet de supposer que les processus de redistributions latérales de matières peuvent raisonnablement être considérés comme négligeables. Les parcelles sélectionnées sont au plus distantes de 12 km, limitant ainsi la variabilité du matériel parental et la variabilité du climat local (Figure 2). Les parcelles sous forêt sont dénommées F1, F2 et F3 ; les parcelles sous grande culture, C1, C2 et C3 ; enfin les parcelles sous grande culture avec épandages de boues de station d'épuration sont dénommées S1, S2 et S3. L'examen du cadastre napoléonien, datant pour les parcelles sélectionnées de 1828 (F1, C1, S1, S2, et S3) ou de 1832 (F2, F3, C2 et C3), a révélé un recoupement parfait entre le mode d'occupation des sols de cette époque et le mode d'occupation actuel (Cadastre, 1828; Cadastre, 1832). Toutefois plusieurs modifications du parcellaire ont pu être identifiées :

- (i) la parcelle C3, aujourd'hui d'un seul tenant était initialement constituée d'une multitude de petites parcelles avec une première simplification du parcellaire en 1935 et une seconde lors du remembrement dans les années 1970 aboutissant au parcellaire actuel.
- (ii) aucune route ni chemin ne bordait la parcelle C1 en 1828 contrairement à la situation actuelle.

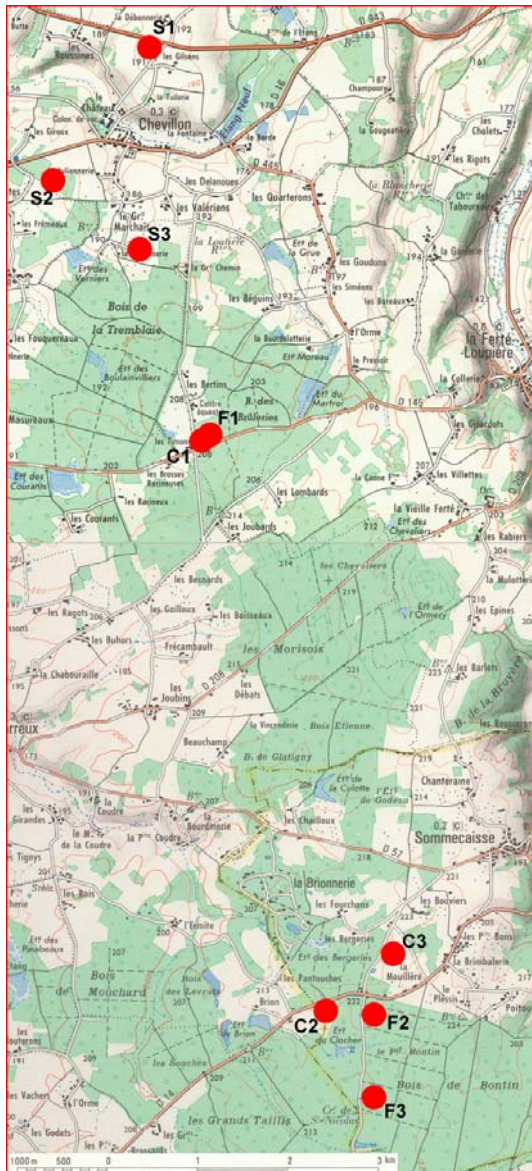


Figure 2 : Localisation des 9 parcelles constitutives des anthropo-séquences (forêts - grandes cultures - grandes cultures avec épandages de boues de station d'épuration).

Des entretiens avec les exploitants actuels ont permis de préciser les conditions d'exploitation des différentes parcelles cultivées, informations disponibles au moins pour un passé récent. Ces conditions d'exploitation sont résumées Tableau 1. Il est en particulier remarquable que 5 des 6 parcelles cultivées sont drainées, condition indispensable de l'avis même des exploitants à la traficabilité de la parcelle et à l'obtention de rendements économiquement viables. Chacune des parcelles constituant les anthropo-séquences forêt – grande culture – grande culture avec épandages de boues de station d'épuration ont fait l'objet d'un échantillonnage systématique des 30 premiers cm de sol.

Parcelle	Grandes cultures	Intrants organiques précédant la culture 2002-2003	Autres Intrants	Travail du sol	Drainage
C1 : Les Timons	< 20 ans	35 t ha⁻¹ de fumier	60-70 unités d'azote ha⁻¹ fin mai - chaulage il y a 8 ou 9 ans	labour (30 cm)	Oui – 1984 Ecartement : 12 m
C2 : Brion	< 20 ans	- résidus de la culture précédente 35 t ha⁻¹ de fumier	150 unités d'azote ha⁻¹ 60 unités de K et de P ha⁻¹ 2 t ha⁻¹ de marne broyée (1998-1999)	labour (30 cm)	Oui – 1982 Ecartement : 12 m
C3 : La Mouillère	< 30 ans	- résidus de la culture précédente - fumier (tous les 3 ans)	170 à 200 unités d'azote ha⁻¹ 25 t ha⁻¹ de craie broyée (≈ 10 ans)	labour (25-30 cm)	Oui > 10 ans Ecartement : 12 m
S1 : Les Bonneaux	< 20 ans	- résidus de la culture précédente 2 t ha⁻¹ de vinasse (2002) 24,4 t ha⁻¹ de boues de STEP (2001)**	180 unités d'azote ha⁻¹ 120 unités de K et de P ha⁻¹ 8-10 t ha⁻¹ de calcaire broyé (2001)*	labour (25-30 cm)	non
S2 : Les Brissets	< 20 ans	- résidus de la culture précédente 26,4 t ha⁻¹ de boues de STEP (2001)**	170 unités d'azote ha⁻¹ 8-10 t ha⁻¹ de calcaire broyé (1997)*	labour (25-30 cm)	Oui – 1988 Ecartement : 15 m
S3 : Le Pressois	< 20 ans	- résidus de la culture précédente 2 t ha⁻¹ de vinasse (2002) 26,4 t ha⁻¹ de boues de STEP (2001)**	180 unités d'azote ha⁻¹ 120 unités de K et de P ha⁻¹ 12 t ha⁻¹ de calcaire broyé (1998)*	labour (25-30 cm)	Oui – 1998 Ecartement : 12 m

* application renouvelée tous les 7 ans, 50% CaO, (date de la dernière application)

** STEP : station d'épuration, (date du dernier épandage) pour un total épandu d'environ 50 t ha⁻¹. Le premier épandage date de 1998 parcelle S3 et de 1999 parcelles S1 et S2

Tableau 1 : Principales conditions d'exploitation des différentes parcelles agricoles

Par ailleurs, des fosses pédologiques ont été ouvertes dans deux parcelles constituant une anthropo-séquence réduite forêt – grandes cultures. Hormis la succession d'horizons légèrement différente du fait du travail du sol, les observations sur fosses (Figure 1) ou à la tarière (sondages dans les 9 parcelles étudiées) ont montré que les sols sous forêt se distinguent de leurs homologues sous culture par :

- un horizon E et des volumes dégradés plus blanchis, notamment dans l'horizon E&Bt,
- la profondeur d'apparition de l'horizon Bt, comprise entre 50 et 65 cm sous forêt tandis que ce même horizon peut localement être observé dès 40-46 cm de profondeur sous culture.

II.2. Une « draino-séquence »

La quantification de l'impact du drainage est basée sur la quantification de l'évolution de la phase solide dans des profils de sol prélevés pour des distances croissantes le long d'une tranchée creusée perpendiculairement à un drain dans une parcelle cultivée, constituant ce que l'on pourrait qualifier de « draino-séquence ». Nous avons choisi d'étudier l'impact du drainage dans la parcelle S2 tant pour des raisons pratiques de localisation des drains que scientifiques. Cette parcelle présente en effet les caractéristiques suivantes :

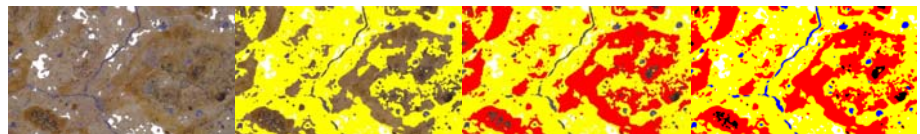
- nous disposons pour cette parcelle d'un plan précis permettant une localisation exacte des drains contrairement à la parcelle C1 dans laquelle un colmatage d'au moins une partie des drains était par ailleurs suspecté.
- contrairement aux parcelles C3 et S3 drainées partiellement et pour lesquelles la surface effectivement drainée s'est avérée difficile à évaluer avec précision, la parcelle S2 est entièrement drainée permettant ainsi d'attribuer les flux de matières en sortie du réseau de drainage à une surface de sol connue.
- sa superficie est relativement faible (3,80 hectares). Les variations de topographie et de type de sol sont ainsi moins importantes dans cette parcelle que dans la parcelle C2 pour laquelle

on note localement l'apparition de sol caillouteux. Il devenait ainsi possible d'envisager une généralisation des résultats obtenus sur fosses pédologiques à l'ensemble de la parcelle.

Dans cette parcelle, le réseau de drainage a été posé à la sous-soleuse en 1988, soit 16 ans avant l'échantillonnage des sols. Les drains en PVC de 65 mm de diamètre sont installés à 1 mètre de profondeur perpendiculairement à l'axe de la plus grande pente et espacés de 15 mètres.

Partie 3

Impact de la mise en culture sur l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS



I. Introduction

Afin de caractériser l'impact combiné de différentes pratiques et aménagements agricoles lié à la mise en culture sur l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS, nous avons utilisé une double approche en fonction des échelles spatiales considérées.

Aux échelles spatiales allant de la petite région naturelle (distance maximale entre deux parcelles de l'ordre de la dizaine de kilomètres, Fig.2) à celle de la parcelle, nous avons privilégié une approche statistique. Elle a pour objectif l'identification et la déconvolution des différents facteurs naturels et anthropiques à l'origine de la variabilité spatiale des horizons de surface des LUVISOLS DÉGRADÉS. Ces horizons, sous influence directe de l'homme-agriculteur, intègrent en effet l'impact de l'ensemble des pratiques et aménagements agricoles : changement de végétation, travail du sol, fertilisations, amendements (minéraux et organiques) et drainage. Cette première étape de la caractérisation de l'impact combiné des différentes pratiques agricoles, basée sur l'étude des trois anthropo-séquences forêt – grandes cultures – grandes cultures avec épandages de boues de station d'épuration, a notamment été l'occasion d'évaluer l'impact d'épandages de boues de station d'épuration postérieurs à 1998, i.e. conformément au décret n° 97-1133 du 8 décembre 1997 complété par l'arrêté du 8 janvier 1998 relatif aux teneurs totales en éléments traces des sols. En effet, ce type d'épandages est appelé à persister sinon à se développer, puisque la production française de boues est croissante et que 60 % de ces boues sont valorisés en agriculture comme amendements (Michelin et al., 2002). Or, si l'impact des épandages de boues de station d'épuration sur les propriétés des sols et notamment sur les teneurs en éléments traces a été abondamment étudié (Williams et al., 1980; Lake et al., 1984; Calace et al., 1998; Nicholson et al., 2003), une part importante de ces travaux a porté sur des épandages massifs de produits dont les teneurs en éléments traces sont sans mesure avec les contraintes imposées par la législation actuelle (Baveye et al., 1999; Dère et al., 2006). Baize et al. (2006) rappellent ainsi

qu'entre les premières études portant sur l'impact des épandages de boues de station d'épuration et les épandages conformes à la législation actuelle, les flux de cadmium ont diminué d'un facteur 10 à un facteur 1000. **Ce travail a fait l'objet de l'article intitulé « Effect of agricultural practices on trace element distribution in soil » publié dans Communications in Soil Science and Plant Analysis, 38 : 473-491, 2007.**

Aux échelles spatiales allant du solum à celle, pluricentimétrique, des « fronts de transformations » liés au processus de « dégradation morphologique », nous avons développé une approche mécaniste basée sur l'anthropo-séquence simplifiée forêt – grandes cultures. Elle a pour objectif d'évaluer l'impact de la mise en culture sur le stade de développement des LUVISOLS DÉGRADÉS et tout particulièrement sur l'intensité du processus de « dégradation morphologique ». **Cette approche est présentée dans le second chapitre sous forme d'un article, intitulé « Influence of human impacts on Albeluvisol analysed by X-ray microfluorescence: relative evolution of the transforming front at the tongue scale » et publié dans Science of the Total Environment, 377 : 244-254, 2007.**

II. Effect of Agricultural practices on trace element distribution in soil

Auteurs : D. Montagne, S. Cornu, H. Bourennane, D. Baize, C. Ratié, D. King

Acknowledgement : This work was funded by the French « Région Centre ». The authors also acknowledge P. Courtemanche, O. Josière, C. Pasquier and B. Renaux for their assistance during field sampling

Abstract:

The impact of agricultural practices on the spatial distribution of trace elements (TEs) in the surface horizon of Albeluvisols was studied by comparing three types of situation with an increasing antropogenic gradient: a forest soil, considered as a reference, and cultivated soils with and without spreading of sewage sludge. Total Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Pb and Zn were determined in soil surface horizons. The quantity of particles finer than 2 μm , organic carbon, Fe, Mn and Ca contents were also measured and used as tracers of soil components that may contain TEs. Governing factors of the spatial variability of were searched for through comparison of the descriptive statistics (mean and coefficient of variation) and the determination of the best multivariate model predicting TEs contents. Ni and Cr distribution seem to be mainly linked to variability of the parent material composition, whereas that of Co is related to redox pedological processes. In addition, agricultural practices play a role in TE distribution, through 1) the input of TEs -mostly Cd, Cu and Zn- via sewage sludge spreading and liming amendments, and 2) lateral (homogenization) and vertical (mixing of horizons) redistribution through tilling the soil.

II.1. Introduction

Trace elements (TEs) can be contained in most soil minerals, or may be adsorbed on their surfaces (Alloway, 1990). The most mobile TEs are those in an “exchangeable and adsorbed” position, or those included in soil components such as, organic matter, oxides, and carbonates (Alloway, 1990).

Man, through agricultural practices, in particular soil amendments, irrigation or drainage, can modify these various soil components (Paz-Gonzalez et al., 2000; Chantigny, 2003; Jolivet et al., 2003; Zhang and Gong, 2003), or contribute TEs to soil (Lake et al., 1984; Cavallaro et al., 1993; Walter and Cuevas, 1999; Nicholson et al., 2003). The behavior of TEs in agricultural soil, as a result of man-made inputs because of sewage sludge spreading, has been the subject of many studies (Cavallaro et al., 1993; Walter and Cuevas, 1999), but few works have been done on modifications in the spatial distribution of TEs that are both of natural and anthropic origin because of soil cultivation (Goulding and Blake, 1998).

This study examines the impact of soil cultivation on total Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Pb and Zn contents in the surface horizon of soils. Total contents of Ca, organic carbon (OC), Fe, Mn and the quantity of soil particles finer than 2 μm , called lutum (Stichting voor Bodemkartering, 1965), were also measured and used as tracers of soil components that may contain TEs.

Human impact on land can be considered as one of the pedogenetic factors defined by Jenny (1961), i.e. climate, parent material, topography, organisms (including Man), and time. To study the impact of one of these factors on soil formation, some authors study sequences in which one of these factors varies, while the other factors are kept constant (Jenny, 1961; Yaalon, 1975). We have thus studied three anthroposequences of Albeluvisol composed of three types of land-use showing an increasing anthropogenic gradient: a forest soil considered as a reference, a cultivated soil, and a second cultivated soil on which sewage sludge had been spread. The selected 9 plots were all developed in silty deposits of Quaternary age (a single parent material), in a geographically restricted area (a single climate), and on top of a plateau (a single geomorphological setting). To identify the major processes affecting the spatial distribution of TEs, the spatial distribution of TEs was characterized on the selected anthroposequences at three different scales: the plot scale, the land-use scale and the regional scale.

Albeluvisols are depleted in TEs compared to other soils types (Baize, 1997a). Such situation should help in detecting low amplitude variations. Moreover, these soils are naturally acidic, temporary waterlogged, and depleted in organic matter. For these reasons, Albeluvisols are generally drained, limed and amended with manure or sewage sludge. These two characteristics made of these soils an ideal model for studying the long term influence of cultivation on TE distribution.

II.2. Materials and methods

II.2.1. A nested sampling

The study area lies in the southern part of the "Gâtinais de l'Yonne" in central France. Each of the three types of land-use showing the gradient of Man's influence consists of three plots. The 9 plots were selected in a geographically restricted plateau setting (Fig. 2; maximum distance between two plots was 12 km). The forest plots F1, F2 and F3 have not been cultivated at least over the last 200 years (Cadastre, 1828; Cadastre, 1832). The cultivated plots, without and with sludge spreading, are called C1, C2, C3 and S1, S2, S3 respectively. For convenience, the cultivation without sludge spreading was named "classical cultivation", while the term "cultivation" denoted both the cultivations with and without sludge spreading. From each of these 9 plots, 16 samples were collected at the auger on a regular square grid (20x20 m) from the upper 30 cm of the profile.

This sampling strategy schematized in Figure 3 was chosen in order to identify the factors and processes governing the TEs spatial distribution at three different scales:

- 1- at the intraplot scale by comparing the 16 samples from each of the 9 plots taken individually,
- 2- at the land-use scale by comparing all the samples from one land-use (for example the forest) to those from another land-use (for example the cultivation with sewage sludge spreading),
- 3- at the regional scale by considering the whole sample set.

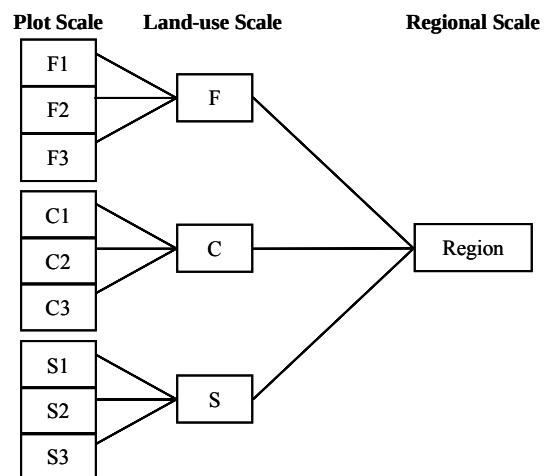


Figure 3: Summarize of the sampling strategy at different scales : plot, land-use and region.

II.2.2. The studied soils

The soils showed the characteristic succession of soil horizons indicating the presence of Albeluvisol (ISSS Working Group RB, 1998).

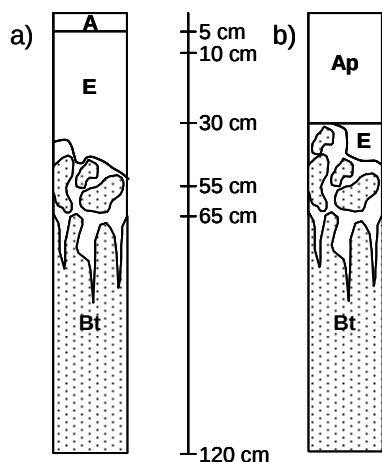


Figure 4: Schematic representation of soil profiles in: a) the forested plots (F1 to F3) ; and b) the cultivated plots (C1 to C3 and S1 to S3).

In forest soils (Fig 4a), an organo-mineral horizon that was generally thin, not more than 5 cm, overlaid a 30 to 40 cm thick albic E horizon, depleted in clay and iron. The latter rested on a 10 to 20 cm thick horizon characterized by the interpenetration of albic tongues into the lower Bt horizon. The Bt horizon was rich in lutum and in iron and was of 40 to 50 cm thickness. In the cultivated plots (plots C1 to C3 and S1 to S3, Fig. 3b), the E horizon has been mostly blended into the tilled Ap horizon (Fig 4b).

The thickness of the residual E horizon varied from plot to plot. It even lacked in the plot C1 (cultivated without sewage sludge) and in the plot S1 (cultivated with sewage sludge). The rest of the profile showed a similar succession of horizons to that of the forest soil. The abundance and type of ferro-manganese segregations were variable from plot to plot (coatings, impregnations, and variably indurated concretions).

II.2.3. Laboratory procedures and data analysis

Samples were air dried and sieved (<2 mm). Lutum content was measured with Robinson's pipette method and OC was determined by dry combustion. Total contents were analysed on HF digests by ICP-OES for Fe, Mn, Ca, Cr, Cu, Ni and Zn, and by ICP-MS for Cd, Co and Pb. In this work, TEs were the variables to be predicted, while lutum, OC, Ca, Fe and Mn were the predictive variables.

	Intraplot	Interplot	
		Land use scale*	Region scale**
Coefficient of Variations	X		
ANOVA analysis	X		
Stepwise linear regressions	X	X	X

* pooling the samples according to land-use, all the samples from for example the forest were treated together

** considering the whole sample set

Table 2: Statistical methods used to identify factors and processes affecting TE distribution according to the spatial scale.

For each plot, the results were summarized through mean and coefficient of variation. To distinguish the significantly different means between the 9 plots, ANOVA analysis was performed using Tukey test at a confidence level of 5%. Furthermore, stepwise linear regressions were performed between TEs and the predictive variables at the different studied scales. The resulting multivariate model was accepted when significant at a confidence level of 1%. For each of these spatial scales the most informative variables were selected and their contributions quantified. Table 2 summarized the statistical methods that were used to identify the factors and processes affecting the TE distribution in the surface soil horizon for each of the three considered spatial scales.

II.2.4. Mass balance calculations of TE inputs from sewage sludge

The sewage treated plots (S1, S2 and S3) received 50 metric tons per hectare of limed sludge from 1998 to 2001. Knowing the TE contents of the applied sludge, TE inputs to soils were calculated. The TE stocks of the upper 30 cm were also calculated in both classically cultivated plots and in sewage treated plots by multiplying the TE content by the bulk density and by the thickness of the considered soil layer. The differences between TE stocks of a classically cultivated plot and of a cultivated plot with sewage sludge spreading were then compared to the estimated TE inputs. When these values were similar, the differences of TE stocks were attributed to the TE inputs due to sewage sludge spreading.

II.3. Results

II.3.1. Summary Statistics

Table 3 summarizes, for each plot, the means of the analyzed variables after outliers had been removed. As a result, data analysis was based on 15 samples in the plots F3 and C3 and on 14 samples in the plots F1, F2, C1 and S2 (Table 3). Contents of lutum, OC, Mn, Fe, Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Pb and Zn are in the same order of magnitude as in other published data for this soil type (Baize, 1997a). The Cd contents for 5 samples from the forested plot F1 and 9 samples for the forested plot F2 were below the detection limit of 0.02 mg kg^{-1} . For this reason, the Cd contents of samples from the forested plots F1 and F2 were not subjected to further data analysis. In the cultivated plots (C1, C2, C3 and S1, S2, S3), the Cd contents were consistently above this detection limit (Table 3).

		Forest			Classical cultivation			Cultivation with sludge		
Variable		F1 n = 14	F2 n = 14	F3 n = 15	C1 n = 14	C2 n = 16	C3 n = 15	S1 n = 16	S2 n = 14	S3 n = 16
g kg ⁻¹	Lutum	123	113	142	166	122	138	184	139	135
	OC	9.3	13	15	10.8	8.3	9.7	9.5	7.7	6.5
	Fe	12	12	13	17	16	16	16	15	15
	Ca	1.1	0.9	1	3	1.6	12	5.5	3.7	1.8
mg kg ⁻¹	Mn	446	587	353	973	585	562	864	835	735
	Cd	0.08*	0.06**	0.06	0.14	0.14	0.17	0.22	0.18	0.17
	Co	5.2	5.2	7.2	8.4	10	7.8	10	9.5	9.5
	Cr	29	27	33	36	36	35	51	47	46
	Cu	5.4	4.7	4.6	6.7	6.1	6.1	9.0	8.2	6.7
	Ni	8.5	8	8	11	8.4	8.9	15	10	11
	Pb	22	23	23	24	22	24	28	26	25
	Zn	28	25	28	39	30	32	42	36	35

* calculated on n = 9 samples

** calculated on n = 5 samples

Table 3: Means of the TE contents and other soil properties according to plots.

To compare the dispersion of the different variables within plots, Table 4 shows their coefficients of variation (CV) calculated at the intraplot scale. According to their intraplot variability, two groups of variables may be distinguished.

Variable	Forest			Classical cultivation			Cultivation with sludge		
	F1	F2	F3	C1	C2	C3	S1	S2	S3
Lutum	6	4	15	8	10	3	8	7	7
Fe	8	14	15	11	19	12	6	8	6
Mn	38	61	43	21	15	23	10	21	14
OC	16	18	28	9	12	6	7	4	7
Ca	9	5	6	10	14	32	16	19	18
Cd			23	14	8	12	9	8	9
Co	15	30	30	13	21	18	7	11	9
Cr	4	5	9	5	9	7	4	9	7
Cu	9	9	10	11	8	4	6	12	5
Ni	8	6	14	6	8	7	7	14	12
Pb	4	5	7	3	7	4	4	5	5
Zn	6	9	9	4	5	7	7	7	7

Table 4: Coefficient of variations (%) of TE and other soil properties at the intraplot scale.

The first group included lutum, Cr, Cu, Ni, Pb and Zn that varied slightly at the intraplot scale with CV generally $\leq 10\%$ or even 5% in some cases (Table 4). The second group involved OC, Ca, Mn, Cd and Co that exhibited a greater variability at the intraplot scale compared to the variables of the first group. Mn generally showed $CV > 15\%$, regardless of land-use, but they were higher in the forested plots F1, F2 and F3 (Table 4). In the forested plots (F1 to F3), Cd, Co and OC had $CV > 15\%$. The CV of Ca exceeded 15% only in cultivated plots (C3 and S1 to S3).

ANOVA results are reported in Table 5. In two of the forest plots (F2 and F3), the OC contents were significantly higher than those of all cultivated plots (C1 to C3 and S1 to S3). In addition, the Ca contents of the cultivated plots C1 and C3 as well as the sewage treated plots S1 and S2 were significantly higher than those of the three forest plots (F1 to F3). Lutum and Zn contents of the cultivated plot C1 and of the sewage treated plot S1 were significantly higher than those of the other plots as well as the Cd, Cr, Cu, Ni and Pb contents of plot S1. The forested plot F3, the cultivated plot C3, and the sewage treated plots S2 and S3 had similar lutum contents (Tables 3 and 5). Plot F3 had significantly lower Cd, Cr, Cu, Ni

and Zn contents than those of plots C3, S2 and S3. In addition, the sewage treated plots S2 and S3 had higher Cr, Cu, Ni, Pb and Zn contents than those of plot C3 (Tables 3 and 5).

	Forest			Classical Cultivation			Cultivation with sludge		
Variable	F1	F2	F3	C1	C2	C3	S1	S2	S3
Lutum	AB	A	C	D	AB	C	E	C	BC
Fe	A	A	AB	D	CD	CD	CD	BC	BC
Mn	AB	BC	A	E	BC	BC	DE	DE	CD
OC	BC	D	E	C	AB	BC	BC	AB	A
Ca	A	A	A	BC	AB	E	D	C	AB
Cd			A	B	B	C	D	C	C
Co	A	A	B	BC	E	BC	E	CDE	DE
Cr	A	A	B	C	C	BC	E	D	D
Cu	B	A	A	DE	C	CD	G	F	E
Ni	A	A	A	B	A	A	C	B	B
Pb	A	A	A	A	A	A	C	B	B
Zn	BC	A	AB	F	CD	D	G	EF	E

Different letters between 2 plots indicates significantly different means: A<B<C<D<E<F<G

Table 5: ANOVA analysis results (multiple mean comparisons were performed using Tukey Tests at the confidence level of 5%).

II.3.2. Relationships between TEs and Pedological Properties

Stepwise linear regressions performed at the intraplot scale are reported in tables 6, 7 and 8 for the forest, the classical cultivation and the cultivation with sewage sludge, respectively. Tables 9 and 10 reported the stepwise regressions at the land-use and the regional scale, respectively. In the following, the multivariate models between TEs and the predictive variables were ordered by predictive variable.

II.3.2.1. Effect of lutum on TE distribution

At the regional scale, lutum explained the greatest part of the observed variability of Cr, Cu, Ni, Pb and Zn (Table 10). Similarly, lutum content was the most relevant variable observed (i) at the land-use scale for Cr, Ni and Zn in the forested plots (Table 9), for Ni and Zn in the classically cultivated plots (C1 to C3) and for Cd, Ni and Zn in the sewage treated plots (S1 to S3, Table 9); (ii) at the intraplot scale for Cu, Cr, Ni and Zn in the forested plots

F1 and F3 (Table 6), for Ni in the classically cultivated plots C2 (Table 7) and for Cu, Ni and Zn in the sewage treated plots S1 and S3 (Table 8).

		Adjusted R ²						
		Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn
Plot F1 (n=14)	Lutum			0.27		0.49		0.53
	Fe							
	Mn		0.60				0.15	0.13
	OC						0.44	
	Ca		0.24	0.27 (-)		0.40		
	Total		0.84	0.54		0.89	0.59	0.66
Plot F2 (n=14)	Lutum			0.25				
	Fe							
	Mn		0.73			0.62		
	OC							
	Ca							
	Total		0.73	0.25		0.62		
Plot F3 (n=15)	Lutum			0.62	0.67	0.87		0.69
	Fe						0.15	
	Mn		0.72	0.13	0.16	0.02		0.10
	OC						0.51	
	Ca		0.19 (-)		0.06	0.04 (-)		
	Total		0.91	0.75	0.89	0.93	0.66	0.79

White cells: the variable did not improve the model at the confidence level of 5% or the multivariate model is not significant at the confidence level of 1%

(-): negative contribution of the variable to the model

Table 6: Stepwise linear regressions at the plot scale in the forest plots F1, F2, and F3.

		Adjusted R ²						
		Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn
Plot C1 (n=14)	Lutum	0.15						
	Fe		0.12					
	Mn	0.42	0.61	0.40 (-)				
	OC							
	Ca			0.15				
	Total	0.57	0.73	0.55				
Plot C2 (n=16)	Lutum		0.11			0.67		
	Fe		0.11	0.44				
	Mn	0.18	0.49				0.61	
	OC	0.44						
	Ca							
	Total	0.66	0.71	0.44		0.67	0.61	
Plot C3 (n=15)	Lutum		0.10					
	Fe		0.73					
	Mn							
	OC							
	Ca	0.52						
	Total	0.52	0.83					

White cells: the variable did not improve the model at the confidence level of 5% or the multivariate model is not significant at the confidence level of 1%

(-): negative contribution of the variable to the model

Table 7: Stepwise linear regressions at the plot scale in the cultivated plots C1, C2, and C3.

		Adjusted R ²						
		Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn
Plot S1 (n=16)	Lutum		0.41		0.85	0.08		0.79
	Fe			0.54		0.83		
	Mn		0.46		0.03 (-)			
	OC							
	Ca							
	Total		0.87	0.54	0.88	0.91		0.79
Plot S2 (n=14)	Lutum							
	Fe	0.66	0.89	0.69		0.78		0.41
	Mn		0.04					
	OC							
	Ca					0.08 (-)		
	Total	0.66	0.93	0.69		0.86		0.41
Plot S3 (n=16)	Lutum					0.81		0.54
	Fe		0.63					
	Mn		0.11			0.05		
	OC							
	Ca	0.70						
	Total	0.70	0.74			0.86		0.54

White cells: the variable did not improve the model at the confidence level of 5% or the multivariate model is not significant at the confidence level of 1%

(-): negative contribution of the variable to the model

Table 8: Stepwise linear regressions at the plot scale in the sewage treated plots S1, S2, and S3.

Lutum contents appeared determinant for the distribution of Cr, Cu, Ni, Pb, and Zn in the studied soils. In the scattergrams of Cr and Ni contents versus lutum contents at the regional scale (the whole sample set), two lutum-TE relationships were distinguished as illustrated for the case of Ni in Figure 5.

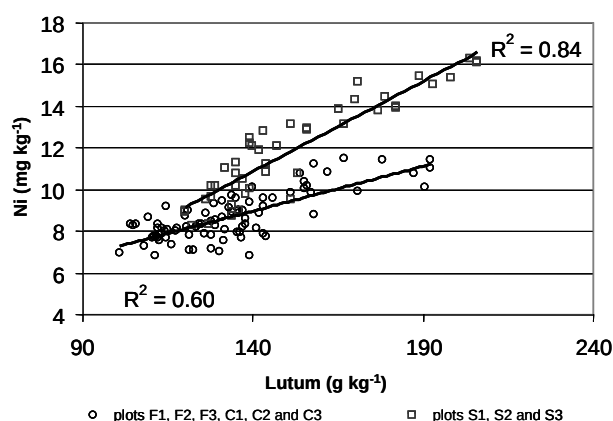


Figure 5: Ni contents in the different plots as a function of lutum.

The first relationship was defined by the samples from the plots F1, F2, F3, C1, C2 and C3, and the second one by those from plots S1, S2 and S3. At similar lutum contents, the samples from the plots S1, S2 and S3 had higher Ni contents than those sampled in the other plots (Fig. 5)

		Adjusted R ²						
		Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn
F: forest (n=43)	Lutum		0.12	0.87		0.26		0.37
	Fe		0.32					
	Mn	0.30	0.08			0.24		0.09
	OC					0.08 (-)	0.48	
	Ca							0.05
	Total	0.30	0.52	0.87		0.58	0.48	0.51
C: classical cultivation (n=45)	Lutum					0.77		0.65
	Fe		0.34	0.17		0.04		0.02
	Mn				0.16			0.10
	OC		0.13 (-)					0.02
	Ca	0.53	0.04 (-)					0.02 (-)
	Total	0.53	0.51	0.17	0.16	0.81		0.81
S: cultivation with sludge (n=46)	Lutum	0.63				0.85		0.80
	Fe		0.68	0.59		0.03		
	Mn	0.06	0.13			0.01		
	OC				0.68			
	Ca		0.03 (-)		0.03	0.01 (-)	0.31	
	Total	0.69	0.84	0.59	0.71	0.90	0.31	0.80

White cells: the variable did not improve the model at the confidence level of 5% or the multivariate model is not significant at the confidence level of 1%

(-): negative contribution of the variable to the model

Table 9: Stepwise linear regressions at the land-use scale in the forested plots (all the samples from the plots F1, F2, and F3 taken together), in the classically cultivated plots (all the samples from the plots C1, C2, and C3 taken together) and in the sewage treated plots (all the samples from the plots S1, S2, and S3 taken together).

II.3.2.2. Effect of Fe and Mn on the TE distribution

The variability of Co was essentially explained by that of Fe at both the regional and the land-use scale (Tables 9 and 10). At the plot scale (Tables 6, 7 and 8), Mn and Fe were the most important variables controlling the variability of Co. The spatial distribution of Co was not related to lutum contents contrary to that of Cr, Cu, Ni, Pb and Zn. However, by places, the variability of Cr, Cu, Ni, Pb and Zn was also mainly related to the variability of Mn and/or Fe instead of that of lutum. Such impact of Mn and/or Fe contents was marked at the intraplot scale on the distribution of: Ni in the forested plot F2 (Table 6); Cd in the classically cultivated plot C1 (Table 7); Cr and Pb in the classically cultivated plot C2 (Table 7); Cr and Ni in the sewage treated plot S1 (Table 8); Cd, Cr, and Zn in the sewage treated plot S2 (Table 8). Similar influence of Fe and/or Mn can be seen at the land-use scale (Table 9) for

Cd in the forested plots (F1 to F3), for Cu in the classically cultivated plots (C1 to C3), and for Cr in the sewage treated plots (S1 to S3).

		Adjusted R ²						
		Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn
Regional Scale (n=134)	Lutum	0.05		0.34	0.38	0.67	0.10	0.65
	Fe		0.56			0.01 (-)		
	Mn	0.36	0.05	0.02	0.03	0.04	0.02	0.13
	OC	0.08 (-)	0.02 (-)	0.24 (-)	0.20 (-)	0.08 (-)		0.05 (-)
	Ca	0.21						
	Total	0.70	0.63	0.60	0.61	0.80	0.12	0.83

White cells: the variable did not improve the model at the confidence level of 5% or the multivariate model is not significant at the confidence level of 1%

(-): negative contribution of the variable to the model

Table 10: Stepwise linear regressions at the regional scale (the whole sample set).

II.3.2.3. Effect of Ca and OC on TE distribution

The variability of OC explained the variability of Pb in the forested plots at the intraplot scale (F1 and F3) and the land-use scale (F1 to F3, Table 9) but did not affect the variability of the other TEs. The Ca contents had relatively few impacts on the variability of TEs in the forested plots at both the land-use and the intraplot scale. The impact of Ca, however, became more important in the cultivated plots (C1 to C3 and S1 to S3). The variability of Cd in the classically cultivated plots C2 and C3 and in the sewage treated plot S3 was mostly explained by OC or Ca (Tables 7 and 8). At the land-use scale, Ca explained the greatest part of the variability of Cd in the classically cultivated plots (C1 to C3) and that of Pb in the sewage treated plots (S1 to S3) while, in this last land-use, the variability of Cu was mainly explained by the variability of OC (Table 9).

II.3.3. Mass balance calculations of TE inputs from sewage sludge

The cultivated plot C3 had similar lutum contents but lower Cr, Cu, Ni, Pb and Zn contents than the sewage treated plots S2 and S3 (Table 3). The sewage sludge applied on

plots S2 and S3 brought the amounts of TEs estimated in Table 11 to the soils. This table also presented the stocks of TEs of the ploughed layer in both the cultivated plots without (plot C3) and with sewage sludge spreading (plots S2 and S3).

	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn
Stock in the cultivated plot C3 (g m ⁻²)	13.8	2.4	3.6	9	13
Stock in the sewage treated plot S2 (g m ⁻²)	20.2	3.5	4.3	11	16
Stock in the sewage treated plot S3 (g m ⁻²)	20.2	3	4.9	11	15
Stock in plot S2 minus stock in plot C3 (g m ⁻²)	6.4	1.1	0.7	2	3
Stock in plot S3 minus stock in plot C3 (g m ⁻²)	6.4	0.6	1.3	2	2
TE mass contributed by sludge (g m ⁻²)	0.15	0.9	0.07	0.66	1.7

Table 11: TE inputs to soil from sewage-sludge spreading, and TE stock in the surface horizon of plots with sludge compared to that of plots without sludge.

The masses of Cu and Zn brought by the sewage sludge were of the same magnitude than the estimated differences of stock of Cu and Zn between the plot C3 and the plots S2 and S3 (Table 11). The mass of Pb brought by the spread sludge represented only 25% of the estimated differences of stock of Pb between plots that received or not sewage sludge (Table 11). The inputs of Ni and Cr represented only a few percentages of the estimated differences of stock of Ni and Cr.

II.4. Discussion

II.4.1. Influence of the Parent Material

According to their intraplot variability, two groups of variables may be distinguished. The first group included the variables that varied little at the intraplot scale, i.e. Cr, Cu, Ni, Pb, Zn and lutum that had CV lesser than 10 or even 5%. At the three considered scales, lutum explained the most important part of the variability of these TEs. At the regional scale (the whole sample set), Figure 5 showed the existence of two distinct lutum-Ni relationships. According to these lutum-TE relationships, two groups of plots may be distinguished: S1, S2 and S3 on one hand and all the other plots (F1, F2, F3, C1, C2 and C3) on the other hand. The

first group of plot was characterized by higher Ni contents than the second group of plots. The first hypothesis to explain the existence of these two groups of plots was the inputs of Ni to soil because of sewage sludge spreading. However sewage sludge spreading did not explain the observed differences of Ni contents. This finding was also observed for Cr. The plots S1, S2 and S3 were about 10 km distant from most other plots (Fig. 2). It suggested that the two lutum-TE relationships separate two distinct areas and may be interpreted as reflecting a lateral variability in the parent material. At the regional scale, the parent material is the first factor explaining the spatial variability of Cr and Ni and at a lesser extent that of Cu, Ni, Pb and Zn. Such lateral variability of aeolian silty deposits at the ten kilometers scale have been already described in other studies (Frazee et al., 1970; Muhs et al., 2004).

The second group of variables is composed of OC, Ca, Mn, Cd and Co, with CV reaching 15%. At the three considered spatial scales, the variability of Co and Cd, to a lesser extent, was in addition not related to the variability of lutum. This second group of elements shows thus an intraplot and an intra land-use variability that is unrelated to the variability of the parent material.

II.4.2. Influence of Redox Processes

Whatever the land-use or the scale considered, the variability of Co was mainly explained by the variability of Mn and/or Fe. In addition to the high intraplot variability of these elements, it indicated that their actual distribution is largely independent of the original silt composition. Mn and Fe are known to be sensitive to changes in redox conditions (Jenne, 1968), which are extremely pronounced in this soil type (Jamagne, 1978; ISSS Working Group RB, 1998). It suggests that the spatial distribution of Mn, Co and, to a lesser extent, Fe, depends upon variations in redox conditions. For Fe and Mn, such results were coherent with the work of McDaniel et al. (McDaniel and Buol, 1991; McDaniel et al., 1992). Moreover, the

strong variability of Mn in the forested plots F1, F2, and F3 (Table 4) highlighted the extreme variability of redox processes at the plot scale. In addition, field observations showed a high spatial heterogeneity in terms of abundance and type of oxides. These oxides were of pedological origin and are known to concentrate Mn, Fe and Co (Jenne, 1968; Baize, 1997a). At the plot scale, this corroborates the dependence of Mn, Fe, and Co spatial distributions on redox processes observed at the regional scale.

By places, the intraplot variability of Cr, Ni and Zn was also related to the variability of either Fe or Mn as in the forested plot F2 for Ni, and in the sewage treated plots S1 and S2 for Cr, Ni and Zn. Mn variability in these plots was higher than in the other plots of the same land-use. As Mn variability is linked to redox processes, this greater variability indicates a stronger intensity of redox processes in these particular plots. The influence of the variability of Mn and/or Fe on the variability of Cr, Ni and Zn might be related to a stronger intensity of redox phenomena. By places, the distribution of Cr, Ni and Zn, which are also contained in oxides (Jenne, 1968), can be said to depend upon redox conditions.

II.4.3. Anthropogenic Influence

Cultivation led to a decrease of OC and to an increase of Ca compared to the forested plots F1 to F3 as had already been observed in other studies (Goulding and Blake, 1998; Paz-Gonzalez et al., 2000; Jolivet et al., 2003).

II.4.3.1. Effect on the spatial variability

The intraplot variability of Mn, OC, Cd and, to a lesser extent, Fe and Co, decreased when the land is cultivated (plots C1, C2, C3, S1, S2, and S3). It likely results from homogenization due to soil tillage (Paz-Gonzalez et al., 2000; Salvador-Blanes et al., 2002; Jolivet et al., 2003). The variability of Ca at the plot scale increased with cultivation. It was

consistent with the observation of residual liming materials in the surface horizons of the cultivated plots. This increase can thus be seen as a result of irregular liming.

II.4.3.2. Effect on horizonation

The classically cultivated plot C1 and the sewage treated plot S1 were characterized by (i) the absence, between the tilled horizon and the Bt-horizon, of the albic E horizon that was systematically observed in all other plots (plots F1, F2, F3, C2, C3, S2 and S3), and (ii) higher lutum and TE contents than in the other plots (plots F1, F2, F3, C2, C3, S2 and S3). As the Bt-horizon is richer in lutum and TEs than the albic horizon, the mixing of horizons may explain the high contents of lutum and TEs in the surface soil of plots C1 and S1. In plots C1 and S1, some materials from the Bt-horizon have likely been incorporated in the Ap horizon by tillage.

II.4.3.3. Effects of the amendments

At equivalent lutum contents, the concentrations of Cu and Zn increased with sewage sludge spreading. Mass-balance calculations showed that sludge spreading explained the increase in Cu and Zn contents between cultivated plots without and with sludge spreading. This result is coherent with earlier work on the consequences of sludge spreading on soil chemistry (Cavallaro et al., 1993; Walter and Cuevas, 1999; Nicholson et al., 2003). Moreover, at the land-use scale the variability of OC contents explained the greatest part of the variability of Cu in the cultivation with sewage sludge (plots S1 to S3), but not in the forest (plots F1 to F3). This result is coherent with that of Lake et al. (1984) and Walter and Cuevas (1999). They indeed found that the contents of Cu associated with organic matter increased after sludge spreading.

At equivalent lutum contents, the Cd contents increased in the sewage treated plots S2 and S3 but also in the classically cultivated plot C3 by comparison to the forested plot F3. Sewage sludge spreading was not the single source of Cd. At the land-use scale in the classically cultivated plots (C1 to C3) and in the plot C3, Ca explained the greatest part of the variability of Cd. Inputs of Cd to agricultural soils with liming materials were reported in the study of Nicholson et al. (2003). Such inputs of Cd with liming materials likely explained the increase of Cd contents in the classically cultivated plots by comparison to the forested plots and the relationships between Cd and Ca only observed in the classically cultivated plots.

II.5. Conclusions

This study aimed at determining the effects of agricultural practices on natural TE distribution along an increasing anthropogenic gradient. Our results demonstrate that variability in the parent material and pedological properties also affect the TE distribution, showing how difficult it is to study field relationships between soil parameters and a single pedological factor. Nevertheless, our approach has enabled the ranking of the relative importance of each of the factors studied, and this at different scales.

Variability of the parent material is only significant at the regional scale. In this case, distances of about 10 km are sufficient for TE contents to reflect variations in the original silt composition, in particular for Ni and Cr.

For the studied soil type at the regional and plot scales, Mn and, to a lesser extent, Fe distributions depend mainly on changing redox conditions that control dissolution and precipitation of oxides containing Co, Cr, Ni and Zn. Changes in redox conditions systematically control Co distribution and, in some plots, Cr, Ni and Zn distributions, which are mainly dependent on lutum distribution.

Anthropogenic activities have both direct effects, contributing Cd, Cu, and Zn to soil by sludge and lime spreading, and indirect effects through redistributing material by tillage, i.e. the homogenization and/or mixing of different horizons. As a result, the natural variability of Cd, Cu, and Zn is reduced by homogenization and replaced by an agriculturally induced variability expressed as a correlation with OC or Ca.

III. Influence of human impacts on Albeluvisol analysed by X-ray microfluorescence: relative evolution of the transforming front at the tongue scale

Auteurs : S. Cornu, D. Montagne, F. Maguin, C. Le Lay, P. Chevallier, I. Cousin

Acknowledgements : The authors are grateful to O. Josière, N. Chigot, G. Giot, L. Prud'homme and L. Alfonse-Felix for technical help in field work and sampling

Abstract:

In this paper we studied the nature and hierarchy of the processes responsible for soil evolution as a function of land use (forest and culture). Albeluvisols were chosen as a pedological model for this study. Iron, manganese, calcium, potassium and trace elements were used as indicators of the soil processes. Their spatial distribution was mapped along tongues of Albeluvisols at a pluri-centimetric scale, using X-ray microfluorescence.

In both land use, Fe distribution was shown to be closely related to the soil colour variation along the tongues. Nickel and Cu followed the same distribution. Zinc was almost functioning as Fe with the difference that this element was not lost from the transition zone identified between the bleached tongues and the ochre volumes representative of the illuvial horizon. Under forest, the Fe and Mn redox front were closely associated that allows mapping them on the same thin section. Manganese disappeared from the neighbourhood of the iron redox front under agriculture. This was interpreted as a slow down of the iron redox process due to pH increase while Mn redox process was not modified. In addition, under forest, Ca seems totally leached. Liming causes an increase of Ca concentrations in the whole soil profile. This Ca is in an exchangeable form principally located at the interface between white and ochre volumes.

We concluded that by liming, Man induced drastic changes in the kinetic of redox process in Albeluvisols over 200 years showing at the same time the extreme rapidity of these processes.

III.1. Introduction

Jenny in 1941 & 1961, following Dokuchaev and Hilgard works considered that the soil results from a combination of independent pedological factors that are parent material, relief, living organisms including Man, climate and time. These works are still used nowadays in attempt of pedogenesis modelling using correlative approaches (Phillips, 1998; McBratney et al., 2003). Recently, Antonic et al. (2003) used a combination of these pedogenetic factors to predict the soil distribution in Croatia. They succeeded in predicting most of soil types but Luvisols that are thought to be very old and developed under different climate conditions. Luvisols are indeed resulting from eluviation-illuviation processes under slightly acidic conditions followed by redoxic conditions responsible for iron losses and secondary eluviation (Jamagne, 1970; Pedro et al., 1978). A soil sequence ranging from brown forest soils to Albeluvisol (ISSS Working Group RB, 1998), characterised by degradation processes

via tonguing, is usually described (Pedro et al., 1978). Jamagne (1969) supposed that the evolution towards Albeluvisol could be induced by Man, at least partially. Albeluvisols are naturally acidic, water-logged in winter, and depleted in organic matter. For cropping purposes, they are usually drained, limed and amended with manure or sewage sludge. These practices can modify numerous soil parameters that are known to have an influence on the behaviour of chemicals in soil, as organic matter content and quality (Karapanagiotis et al., 1991; Tomlin et al., 1993; Kalbitz and Wennrich, 1998; Egli et al., 1999), pH (Hahne and Kroontje, 1973; Loganathan et al., 1977), and Eh (Cambier and Charlatchaka, 1999; Pohl and Hennings, 1999). Over a long time, these anthropic practices may impact Albeluvisol evolution. Until now, the impact of Man as pedological factor on soil evolution was however poorly studied.

In this study, we aim at discussing the nature and hierarchy of the processes responsible for soil evolution over several hundred of years and as a function of land use (forest and cultivation).

Many authors in the end of the seventies in France considered that soils evolved through transforming fronts (Boulet et al. 1982; Fritsch et al., 1986; Lucas et al., 1988). These fronts correspond to a succession of mineralogical and chemical transformations (Fritsch et al., 1986). Such fronts were used to map soil spatial distribution at the landscape scale (Boulet et al. 1982; Fritsch et al., 1986; Lucas et al., 1988) but rarely characterised at a pluri-centimetric scale (Lucas, 1989), due to the lack of appropriate tools. However mineral transformations occur at this scale. Techniques like X-ray fluorescence that were mainly used to map elements at a micrometric scale (Camerani et al., 2001; Naftel et al., 2001; Zolotarev et al., 2001; Manceau et al., 2002), can also be used at the centimetric scale ; such a scale is compatible with the mapping of transforming fronts as observed at the tongue scale.

After an analyse at the profile scale, we thus examine the spatial distribution of iron and trace elements along tongues at a pluri-centimetric scale from the Bt-horizon of the 2 studied Albeluvisols, by using optical microscope and X-ray microfluorescence. Iron, manganese, calcium, potassium and trace elements are used as indicators of the processes occurring in Albeluvisols.

III.2. Material and methods

III.2.1. The studied soils

Albeluvisols (ISSS Working Group RB, 1998) developed in silty deposits of Quaternary age were sampled in a geographically restricted plateau setting - in order to ensure that climate and parent material remain constant - in the southern part of the "Gâtinais de l'Yonne" in France. Two land-uses were considered: a forest, and a drained and limed field cultivated for about 200 years. The forest plot has not been cultivated within the two last hundred years according to the cadastres of Napoléon (Cadastre, 1828; Cadastre, 1832). The soil under forest was considered as a reference. These soils exhibited the sequence of horizons typical of Albeluvisols (Baize, 1997b) that is A-, E-, a mixture of E- and Bt-horizons - also called E&Bt horizon - and a Bt-horizon (Fig. 6).

Bulk samples were taken from each of these different horizons along two pits, one dug under forest and the other one under cultivation. On each sample, concentrations in Si, Al, Ca, Fe, K, Mn were determined by ICP-OES after HF digestion for all element but Si, that was measured after alkaline fusion. Exchangeable Ca was measured by ICP-OES after exchange in cobaltihexamine solution. The soil pH was measured in water for each horizon.

The E&Bt- and the Bt-horizons exhibited a juxtaposition of white and ochre zones. These juxtapositions are indicators of the pedological processes occurring in Albeluvisols. They were studied more precisely in the Bt-horizons where these processes were initiated as

tonguing. During the waterlogged period, soil water was sampled once a week from the E&Bt-horizon with piezometers. The pH and Eh values of the soil water were measured. Water was then filtrated through an acetate cellulose membrane of 0.2 μm of porosity, acidified with Merck ultra-pur HNO_3 acid and stored at 4°C before analysis. Total Fe and Mn were analysed by atomic absorption spectrometer flame and graphic furnace depending of the concentration encountered.

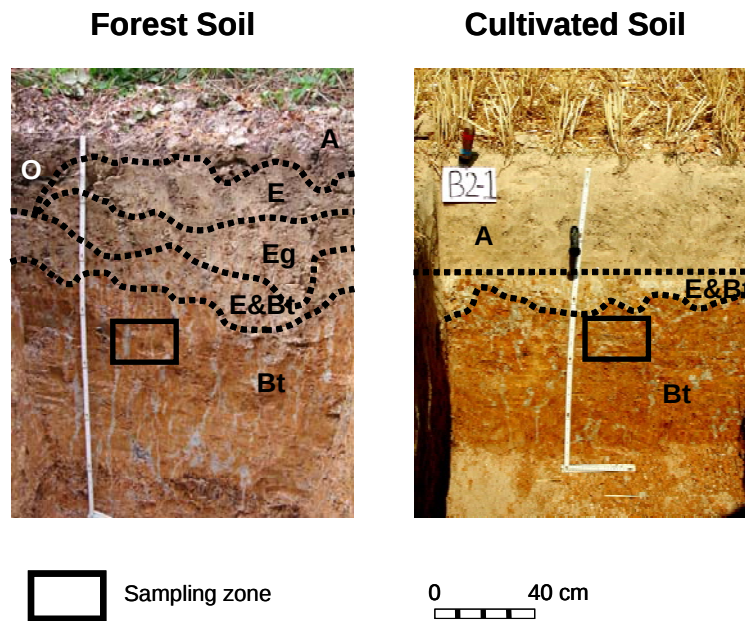


Figure 6: Presentation of the two solums and localisation of the thin sections sampling (tongues scale).

III.2.2. Soil sampling and thin section preparation

Undisturbed decimetric blocs containing tongues were sampled - in September 2002 for the forest and August for the cultivation plot - from the Bt-horizon in both land-uses: from 65 to 72 cm depth under forest and from 51 to 59 cm depth under cultivation (Fig. 6). The blocs were air-dried for 2 months, then oven-dried at 40 °C for 2 weeks and impregnated under a vacuum of -5 kPa with a polyester resin diluted to 30 % by volume with a styrene monomer (Bruand et al., 1996). Thin sections, 45 x 60 mm in size and 25 μm thick, were prepared on pure silica Suprasil support for specific microfluorescence analysis and

micropolished. Thin sections were observed by using an optical microscope and we selected representative zones of tongues that were then studied by X-ray microfluorescence.

III.2.3. X-ray microfluorescence and measurement of trace element concentrations

Test measurements on the resin on the Suprasil support showed that the concentrations of the studied elements were below the detection limit. This allowed the measurement of element concentrations from the soil only, without contributions from the resin or the thin section support.

The X-ray microfluorescence experiments were conducted at LURE (Orsay, France), on the D15 beamline of the DCI storage ring (Chevallier et al., 1996). For each point on the thin section, the count time was equal to 100 seconds. The initial result was a count spectrum and the concentration of each element was expressed in count number, after processing of the count spectrum by the specific Wapi program developed at LURE (Wang et al., 1993). For most of the elements studied here (K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn) having an atomic number $Z < 39$, the K_{α} peaks were used for the count calculations. For Pb (atomic number $Z \geq 39$), the L_{α} peaks were used. The macrobeam size used for this study was of $400 \times 400 \mu\text{m}$ in order to analyse large samples of pluri-centimetric size. For all the elements considered in this study, it was assumed that the whole $25 \mu\text{m}$ thickness of the impregnated sample in the thin section was taken into account at each measurement point (Benyaïch et al., 1997).

Four zones containing tongues from four different thin sections were mapped: two were sampled under forest and two under cultivation. They were called respectively T1 and T2 for the tongues from the soil under forest and C1 and C2 for those from the cultivated soil. Their size was of $10 \times 33.6 \text{ mm}$ for T1, $10 \times 36 \text{ mm}$ for T2, $32 \times 18 \text{ mm}$ for C1 and $10 \times 38 \text{ mm}$ for C2, i.e. respectively 2366, 2210, 3600 and 2496 pixels by map. Thin sections with

tongues sampled under forest were mapped in May 2004 and those with tongues sampled on the cultivated soil were mapped in October 2004.

III.2.4. Data analyses

Exact elemental concentrations were not calculated but count numbers from the experiment were mapped. To discuss the difference in composition between the different maps, correction coefficients were calculated by using the K and Ti elements. Indeed, K did not vary between the different horizons and the 2 soil profiles (Tableau 12). Ti was considered as immobile according to data of Chittleborough et al. (1984). This correction enabled to take into account differences due to distinct dates in using the microfluorescence apparatus and to slight differences in thickness of the different thin sections.

On each map, white and ochre zones were selected. Means values were calculated for Ti and K as well as ratios of Ti and/or K among the different white, respectively ochre, zones of the different maps. We obtained that concentration in Ti and K, were 1.3 folds higher in T1 than in T2, two folds higher in T1 than in C1, and 3.6 folds higher in T1 than in C2. The data were then corrected from these coefficients in order to be compared.

Outliers were then withdrawn from the data set, zone per zone, in order to perform principal component analysis and ANOVA (at 5% confidence level).

III.3. Results

III.3.1. Macroscopic characterisation of the soil

III.3.1.1 Macroscopic differentiation according to the land use at the solum scale

The soil under forest exhibited the following succession of horizons that is characteristic of Albeluvisols (Baize, 1997b; Fig. 6):

- From 0 to 5 cm depth: a thin organo-mineral A-horizon

- From 5 to 35/50 cm depth: a thick E-horizon. This E-horizon is strongly depleted in clay, discoloured and can be subdivided in two parts: E-horizon *sensu stricto* and an Eg-horizon exhibiting Fe-Mn concentrations as concretions or coatings.
- From 35-50 to 50-65 cm: a 10-20-cm-thick transition E&Bt-horizon that is characterised by the juxtaposition of different types of pedological volumes. The most abundant volumes are of pale colour: white (10YR8/2 to 10YR7/1) to pale-brown (10YR7/4) and silty. The less abundant ones are of decimetric size, of ochre colour (10YR5/6 with 10YR5/8) and clayey. In the middle of these last volumes, black concretions and impregnation are observed. The ochre, clayey volumes including concretions and impregnation are interpreted as residual volumes inherited from the weathering of the underlying Bt-horizon.
- From 50-65 cm to 105 cm depth: a Bt-horizon with tongues. This horizon is of 40-50 cm thickness. It exhibits a juxtaposition of the previously described pedological volumes, the most abundant being the ochre ones. The grey-white to pale-brown ones differ slightly in colour from the upper ones (10YR7/1 with 10YR8/2) and are present as tongues. Black impregnations are abundant.

Below the cultivated plots, the E-horizon has been mostly blended into the tilled A-horizon (Baize, 1997b). The rest of the profile shows a similar succession of horizons to that below the forest with the exception of the Eg-horizon that was not observed under cultivation (Fig. 6). The depths of appearance of the Bt-horizons were equally slightly different ranging from 50 to 65 cm under forest and from 40 to 46 cm in the cultivated plot. At last, E- and E&Bt-horizons were of brighter colour for the cultivated soil than for the soil under forest. In terms of chemical composition, these two soils exhibit some differences (Table 12). Values of pH and concentrations in Fe and Ca are lower under forest than under agriculture, especially

concerning the Bt-horizon for Fe. The increase of Ca concentrations in the cultivated field is mainly due to exchangeable Ca likely brought by liming. The Mn concentrations are lower under cultivation than under forest. Other elements do not show any difference between land-uses.

	Horizon	pH	Si	Al	Ca	exch. Ca	Fe	K	Mn
			-----g kg ⁻¹ -----						mg kg ⁻¹
Forest	A	5.4	386	26	2.3	n.d.	10	12	790
	E	5.3	406	29	1.9	n.d.	14	13	1006
	Eg	5.7	417	33	1.8	n.d.	13	14	688
	BT	5.6	346	50	2.4	n.d.	27	15	575
Cultivation	A	7.9	393	29	2.9	1.3	14	13	690
	E	8.2	391	28	3.5	1.4	15	12	758
	E&BT	8.3	369	39	2.9	1.5	21	14	460
	BT	8.1	340	54	3.9	2.9	31	15	154

n.d.: not determined

Table 12: Chemical composition and pH of the two solums

III.3.1.2. Analysis of water of the E&Bt-horizons of the 2 soils

Only few samples were collected allowing only preliminary results to be presented. The soil pH in the E&Bt-horizon varied between 5.5 under forest to 8.3 under agriculture (Table 12). Water Eh values in that horizon during the water-logged period were ranging from 135 to 175 mV with reference to the standard hydrogen electrode. Iron concentrations in water were about 10^{-6} mol L⁻¹ and Mn concentration were ranging from 10^{-6} to 10^{-4} mol L⁻¹. The Eh - pH stability diagrams (Brookins, 1988; McBride, 1994) were constructed for Mn and Fe species. For manganese diagram, a suite of redox species was chosen: Mn²⁺_(aq), MnO_{2(s)}, a synthetic compound analogous to birnessite and the other solid phases MnOOH, Mn₃O₄ and Mn(OH)₂. In Iron diagram, ferrous iron (Fe²⁺) and ferrous hydroxyde Fe(OH)₂ were chosen for Fe(+2) and for Fe(+3), either ferric hydroxyde Fe(OH)₃ or goethite or ferrihydrite were considered. Eh, pH and Fe and Mn total concentrations in soil waters were reported on these two diagrams (Fig. 7), assuming that Fe and Mn present in water was as free ions.

Under both land-uses, during the water-logging period, soil waters were in equilibrium with soluble Mn species; for Fe, waters were undersaturated with respect to ferrihydrite and amorphous Fe and at the equilibrium with goethite under forest but were at the equilibrium with all these mineral species under agriculture (Fig. 7).

III.3.2. Microscopic characterization of the studied soils

III.3.2.1. Choice of the studied zones

Whatever the land-use, the Fe distribution was matching the colour distribution observed on the thin section, being more concentrated in ochre volumes than in white ones as expected (Fritsch et al., 1986) (Fig. 8). However no correlation between images taken by optic microscopes and maps obtained by X-ray fluorescence could be derived from the data due to differences in size of the pixels in both images. Nevertheless, comparisons between optic pictures and Fe concentration maps enabled to select different volumes on the studied thin sections. For all the studied thin sections, one could clearly identify white volumes and ochre volumes. On the C1 thin section, a transition zone between the white and the ochre volumes was identified and studied separately.

III.3.2.2 ANOVA tests

Table 13 summarises the results of the ANOVA with a confident level of 5 % and using the Tukey criteria. This analysis allows the comparison of Fe, Mn, Ca, Ni, Zn and Cu mean concentrations between the white volumes, the ochre volumes and the transition zone, according to the studied land uses. As K and Ti were used to calculate the correction factors, ANOVA results for these elements were not presented.

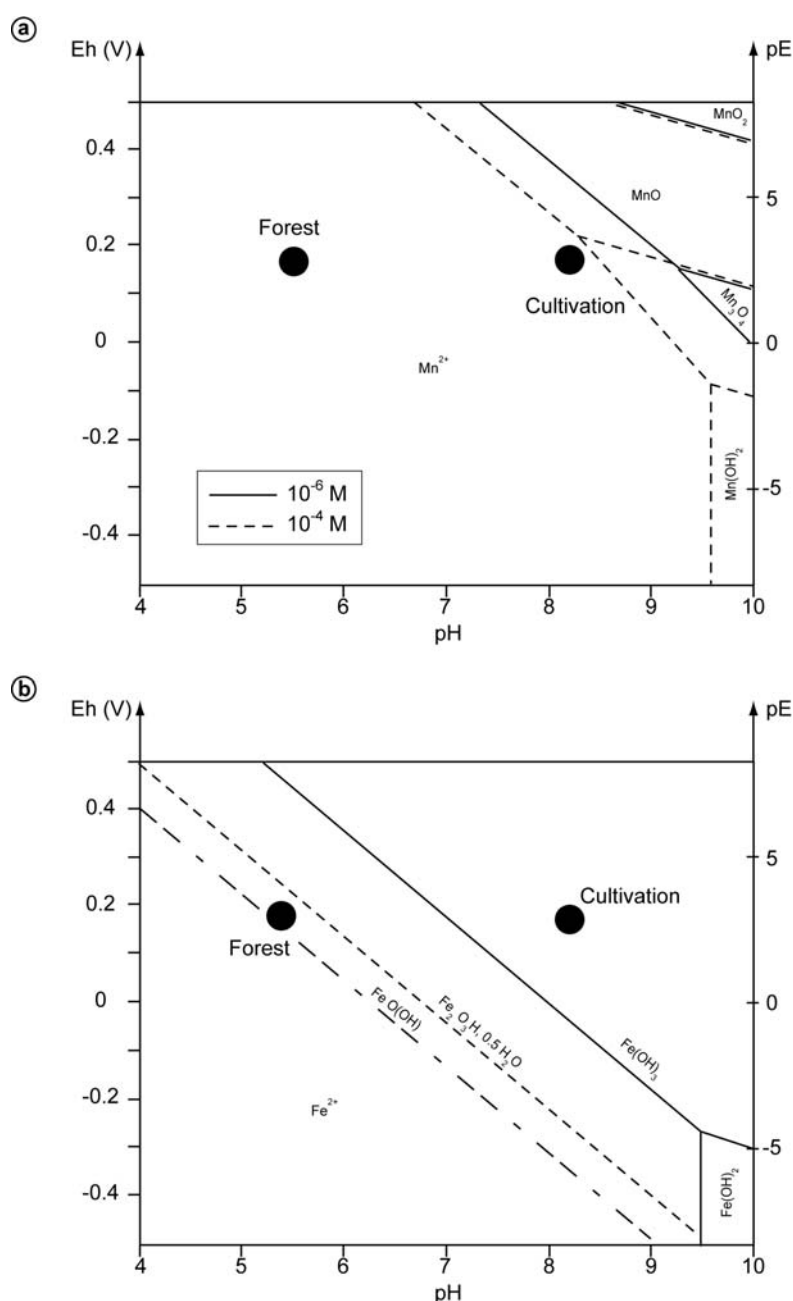


Figure 7: a- Eh - pH stability diagram for manganese (considering a Mn(II) activity of 10^{-4} or $10^{-6} mol L^{-1}$); b- Eh - pH stability diagram for iron (considering a Fe (II) activity of $10^{-6} mol L^{-1}$ and either $Fe(OH)_3$ or goethite or ferrihydrite as solid phases).

As far as variations of global concentrations between land uses were determined on analyses performed at the solum scale (see above), only differentiations in concentrations at the pedological volume scale were described here. For both land-uses, Fe, Ni, Cu, Zn, Cr and Pb were significantly less concentrated in the white volumes than in the ochre ones. Iron, Cu and Ni were less concentrated in the transition zone than in the ochre volumes for the

cultivated soil whereas no difference was found for Zn, Cr and Pb. In addition, white volumes under agriculture were generally significantly poorer in these elements than those analysed under forest. On the opposite, the elemental composition of the ochre volumes could not be clearly differentiated according to the land-use.

	Forest				Cultivation				
	White		Ochre		White		Transition	Ochre	
	T1	T2	T1	T2	C1	C2	C1	C1	C2
Fe	E	D	C	B	G	G	DE	A	C
Ni	D	D	C	B	E	F	B	A	C
Cu	D	D	BC	B	D	E	C	A	C
Zn	CD	BC	B	AB	D	D	A	A	C
Cr	D	CD	BCD	AB	D	D	AB	ABC	A
Pb	E	D	BC	C	E	F	B	A	D
Mn	CD	C	B	AB	DE	E	DE	DE	D
Ca	D	D	D	D	C	B	A	B	A

Table 13: ANOVA results on the mean concentrations of elements determined by X-ray microfluorescence. Comparison of the different studied zones for the 2 thin sections, at the 5 % confident level using the Tukey test. (Concentrations are ordered according the alphabet: A>B>C>D>E>F>G).

Manganese was significantly more concentrated under forest than under agriculture. Under forest, ochre volumes were significantly richer in Mn than white ones. No clear differences among the different volumes were recorded under agriculture. Calcium concentrations were significantly lower under forest, where Ca seemed completely leached, than in the cultivated field as already seen at the solum scale. In the cultivated plot, Ca concentrations were higher in the transition zone than in the other ones, being the poorest in the white zone.

III.3.2.3. Spatial distribution of the trace and major elements

The maps of Fe, Mn, Ca and Zn are presented in figure 8. Spatial distribution of Cu, Ni and Pb were similar to that of Zn and were therefore not presented. K, Ti and Cr distributions did not show any spatial organisation. Moreover, their concentrations were not

significantly different between land-uses. This confirmed that Ti and K can be used as references for the different mapped zone. Their maps are not presented here.

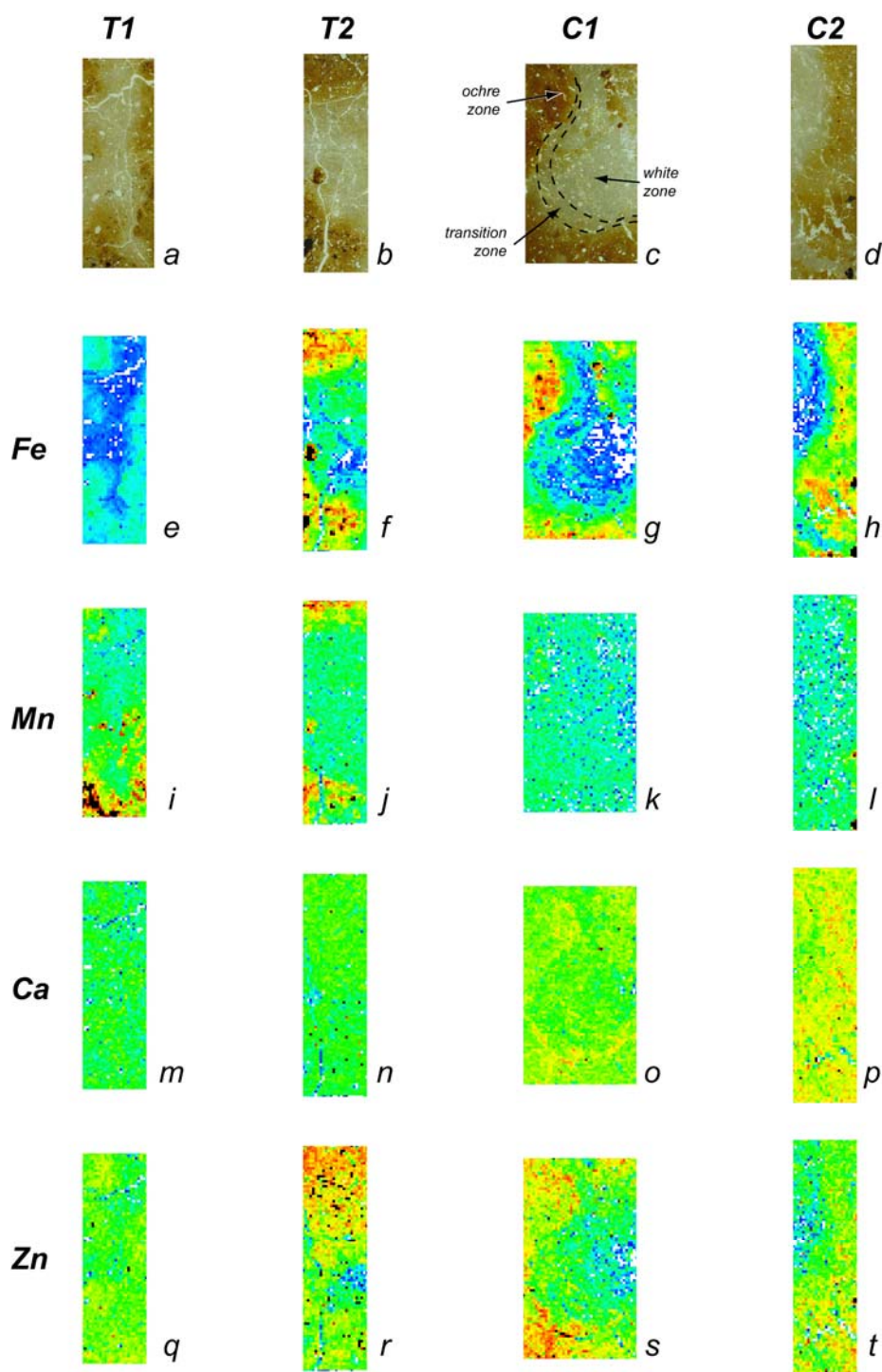


Figure 8: Optical microscopic picture and associated microfluorescence X maps of Fe, Mn, Ca and Zn. The pixel size is equal to 400 x 400 μm^2 . The colour scale is relative; small concentration values are represented by white and large concentrations by black. Images are orientated according to sampling, the low border of the picture corresponding to the bottom of the soil.

Under forest, Mn was accumulated on the bottom of map T1 and on the top and bottom of map T2 (Fig. 8). Its distribution differed from that of Fe. It occurred as coatings in ochre volumes. These coatings were also enriched in Pb. In the cultivated plot, the Mn concentration was lower than under forest and no spatial distribution feature was observed. On the opposite, Ca and Zn concentrations seemed to be higher under cultivation. Ca seemed to be accumulated in a transition zone between the white and the ochre volumes, while Zn was more concentrated in the ochre volumes and in the transition zone (maps C1 and C2, fig. 8).

The results of a principal-component analysis (PCA) on the whole data set, covering all four maps, are presented in Figure 9. The first two principal components explained 47% of total variability: 32% for the F1 axis and 15% for the F2 one. Axis F1 was positively correlated with all the analysed elements. Axis F2 was defined by two opposite groups. The first group was positively correlated with F2 and comprised Mn. The second group was negatively correlated to F2 and comprised Ca, K and Ti. Considering the cloud of samples in the coordinate system of the first two factors, this PCA clearly differentiated the white and ochre volumes. White volumes under forest and under cultivation were similar except those of the thin section T2 that were partially richer in Fe and Mn or in Cu, Zn and Ni. Ochre volumes were richer in Fe, Ni, Pb and Zn. PCA did not allow clearly differentiating ochre volumes of the forest from those of the cultivated plots. In addition, this PCA also showed that the ochre volumes of the thin section C2 were very close to the transition zone of the thin section C1 (Fig. 9). Comparison of the 2 thin sections C1 and C2 showed that the so called ochre volumes in the thin section C2 were rather pale and macroscopically comparable to the so-called transition zone of the thin section C1 (Fig. 8). At last the thin section T2 under forest seemed to be richer in Mn and Fe than the other ones (Fig. 9).

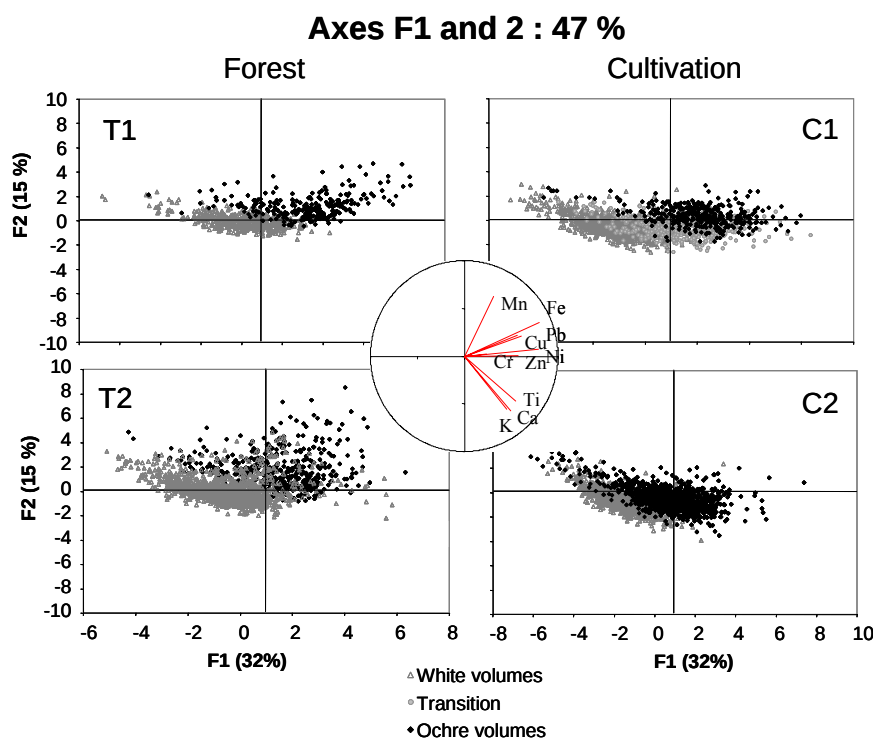


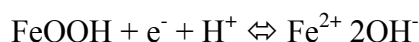
Figure 9: Principal component analysis circles from the X-ray microfluorescence measurements on the four thin sections. The main diagrams present all the individuals (pixels in the images) according to the F1 and F2 axes. The small diagrams in the middle represent the position of the concentration of each element according to the F1 and F2 axes.

III.4. Discussion

Element concentrations were mapped at the tongue scale in the Bt-horizon, our hypothesis being that tonguing was corresponding to the redox front whatever the considered element.

In the studied thin sections, iron distribution is closely related to the soil colour as expected (Fritsch et al., 1986) i.e. depletion of Fe in the white zones compared to the ochre ones, with sometimes a transition zone. No clear differences were observed between the horizon under forest and the horizon under cultivation. However, the deeper depth of appearance of the Bt-horizon under forest by comparison to the cultivated plot indicated that the iron redox front was not located at the same depth in the two soils, being deeper under forest. This can be explained by the value of pH that is almost three units lower under forest

than under cultivation; indeed, redox processes are consuming proton as evidenced by the reduction reaction of goethite:



Under acidic conditions (i.e. under forest), proton would be in excess and would favour reduction of iron oxides. On the contrary, reduction of iron oxides would be slowed down under neutral to basic conditions (i.e. under cultivation). This was also demonstrated by the use of the Pourbaix diagram for iron (Fig. 7). Use of liming for cultivation seems thus to slow down iron reduction in this type of soils.

Nickel and Cu follow the same spatial distribution as iron. These elements are known to be closely linked to iron oxides (Singh and Gilkes, 1992). This result is coherent with the fact that the mapped transition between ochre and white zones corresponds to the redox front of iron oxides. The tongue scale and the discrimination of zones on a colour basis were then relevant choices to precisely study the iron redox front.

Concerning Mn in the Bt-horizon, this element is present close to the iron redox front under forest, which means that the two redox fronts are occurring spatially closely one to the other one, while Mn disappeared from the vicinity of the iron redox front under cultivation. This can be explained by the fact that Mn oxides are more sensitive to redox processes than Fe ones (Jenne, 1968). Under cultivation, pH is about three units higher than under forest. The redox processes are thus less aggressive under agriculture than under forest and only Mn oxides are still mobilised under agriculture; this result is coherent with the comparative loss of Mn under cultivation observed at the solum scale. The Mn redox front is thus completely dissociated from that of iron and the two fronts could thus not be mapped together. This interpretation is coherent with the Pourbaix diagrams of Fe and Mn: both Fe and Mn are potentially reduced under forest, while only Mn is reduced under agriculture.

Zinc has almost the same behaviour as Fe except that this element was not lost from the transition zone. Zinc is known to be included in both oxides and clay minerals (Singh and Gilkes, 1992); the transition zone is thus interpreted as a zone depleted in iron and manganese oxides but not in clay minerals contrarily to the white zones that are depleted in both oxides and clays minerals. It seems thus that the clay illuviation front occurs after the iron oxide transformation one. This was already more or less hypothesized by Jamagne (1970) but never shown to our knowledge: he supposed that iron oxides that form bridging among the clay minerals facilitated clay illuviation as dissolved by redox processes -.

Concerning calcium, the X-ray microfluorescence results showed that this element was mainly fixed under agriculture within the ochre and transition zones, indicating that these zones must have higher exchange capacities than the white ones. Mapping of Fe and Zn demonstrated that these zones were richer in oxides and clay minerals, these minerals being well-known to exhibit high CEC. This result was thus coherent with an amendment of Ca under cultivation in exchangeable form as shown by the total Ca concentrations and the exchangeable ones recorded at the solum scale (Table 12). The increase of Ca content under cultivation was then due to an exchange of this element on the iron and clay mineral surfaces of the ochre and transition volumes.

III.5. Conclusion

We studied here the impact of cultivation on Albeluvisols by analysing the redox fronts in two Albeluvisols differing by their land use: one being forested from a long time and the other one being cropped at least since 200 years.

The cropped Albeluvisols were browner on their entire depth than the forested one, and had pH higher from about three units. The redox iron and manganese fronts that were more or less associated in depth under forest were dissociated in depth under cultivation. This

was interpreted as a slow down of the iron redox process due to pH increase while Mn redox process was not modified.

We concluded that, by liming, Man induces drastic changes in the kinetic of redox process in Albeluvisols over 200 years.

In addition, under forest, Ca seems totally leached. Liming causes an increase of Ca concentrations in the whole soil profile. This Ca is in an exchangeable form principally located at the interface between white and ochre volumes.

The analysis of the transforming front at the pluri-centimetric scale allows understanding chemical processes in soils that are responsible for macroscopic changes at the solum scale. This reinforces the interest of a multi-scale approach in studying pedogenesis processes. This study also demonstrate the interest of combining the characterisation of the soil pedological volumes with the analysis of the soil water that indicates the actual functioning of the soil in understanding these processes.

These processes are found to be rather rapid compare to the classically admitted rates of soil formation, as 200 years of agriculture have already notably affected the soil development.

IV. Conclusion sur l'impact de la mise en culture

La combinaison des résultats obtenus par les différentes approches et aux différentes échelles d'études a permis de démontrer que la mise en culture constitue une source supplémentaire et significative de variabilité des LUVISOLS DÉGRADÉS. Cette nouvelle source de variabilité se superpose à celle induite par les facteurs et les processus pédologiques naturels comme la variabilité du matériau parental qui se marque essentiellement à l'échelle de la petite région naturelle, ou les processus d'oxydo-réduction dont les effets sont visibles de l'échelle régionale à l'échelle des « fronts de transformation ». La mise en culture, source supplémentaire de variabilité des sols, affecte, non seulement les propriétés des horizons de surface, mais plus généralement l'ensemble du développement des LUVISOLS DÉGRADÉS.

Concernant les propriétés des horizons de surface, nous avons démontré que la combinaison des différentes pratiques agricoles se traduit par une combinaison complexe d'impacts, parfois contradictoires. Ainsi, la comparaison de la variabilité des teneurs en Cd, Cu et Zn dans les horizons de surface a mis en évidence que les pratiques agricoles (1) tendent à réduire la variabilité spatiale des sols, notamment celle d'origine naturelle, mais (2) constituent parallèlement une nouvelle source de variabilité liée à un double effet : l'un direct, via des apports par les amendements calciques et organiques et l'autre indirect, via des redistributions de matières liées au travail du sol (homogénéisation et mélange d'horizons).

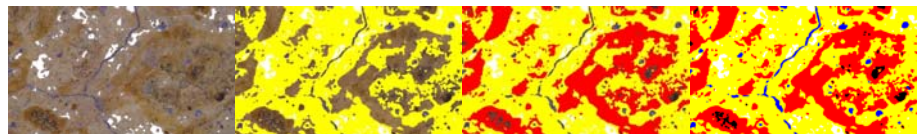
Concernant le développement des LUVISOLS DÉGRADÉS, nous avons démontré que l'impact combiné des pratiques agricoles était à l'origine d'une réduction drastique de l'intensité de la dissociation du fer et des minéraux argileux, première étape du processus de « dégradation morphologique ». Cet effet a été interprété comme le résultat de l'augmentation du pH du sol et donc la diminution des concentrations en solution des ions H^+ . Ces dernières sont impliquées dans les réactions de réduction des oxy-hydroxydes de fer. Ainsi, en compensant l'acidité naturelle des LUVISOLS DÉGRADÉS, les pratiques agricoles

diminuent l'intensité du processus de « dégradation morphologique », ralentissant par conséquent leur évolution naturelle.

Par ailleurs, par rapport aux des échelles de temps ayant conduit à la formation des LUVISOLS DÉGRADÉS tels que l'on peut les observer sous forêt, dont on estime qu'elles sont de l'ordre de plusieurs dizaines de milliers d'années, un impact des pratiques agricoles est observé pour des échelles de temps nettement plus courtes. Quelques centaines d'années d'amendements calciques ont ainsi été suffisantes pour provoquer une évolution significative de la morphologie des sols. Certaines propriétés des sols et notamment des horizons de surface semblent évoluer sur des échelles de temps encore plus réduites. Ainsi, quelques années d'amendements organiques sous forme de boues de station d'épuration ont suffi à induire une augmentation des teneurs en certains éléments traces (Cd, Cu et Zn) qui, sans constituer une pollution importante des sols à l'heure actuelle, n'en sont pas moins significatives.

Partie 4

Impact du drainage par tuyaux enterrés sur l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS :



**De l'identification des processus pédologiques à la
modélisation de leurs effets**

I. Introduction

Après avoir évalué l'impact global de la mise en culture des LUVISOLS DÉGRADÉS, cette quatrième partie est consacrée à l'étude de l'impact du drainage par tuyaux enterrés. Cette étude de l'impact du drainage constitue le « cœur » de mon travail de recherche. Elle a pour objectifs non seulement d'identifier les processus pédologiques à l'origine de l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS suite à leur drainage, mais aussi de quantifier leurs effets pour finalement aboutir à une première tentative de modélisation par bilan de masse de l'impact du drainage. Cette quatrième partie est organisée de la manière suivante. Dans un premier temps, il nous a semblé souhaitable de revisiter l'abondante littérature existant sur le drainage des sols afin de voir dans quelle mesure elle pouvait renseigner la thématique, rarement abordée explicitement, de l'évolution récente des sols sous l'impact du drainage. **Cette étude a fait l'objet d'un article intitulé « Soil drainage as an active agent of the recent soil evolution : a review » soumis à *Pedosphere*** et a notamment permis de déterminer les manques et les approches souhaitables dans le domaine. Dans un second temps, une étude expérimentale de l'évolution de la phase solide des LUVISOLS DÉGRADÉS a été développée afin de répondre aux objectifs fixés ci-dessus

A. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE ET ANALYSE DU PROBLÈME

I. État de l'art : Soil drainage as an active of the recent soil evolution, a review

Auteurs : D. Montagne, S. Cornu, L. Le Forestier, I. Cousin

Acknowledgements: This work was funded by the Région Centre in France. The authors acknowledge M. Isambert for numerous discussions about water fluxes in drained soils and their impact on the soil evolution. The authors also gratefully acknowledge Prof. Kory Wein of the University of Wisconsin-Platteville, USA, for english editing.

Abstract:

Research on pedogenesis mainly focuses on the long-term soil formation and most often neglects recent soil evolutions in response to human practices or climate change. This work reviewed the impact of artificial subsurface drainage on soil evolution considering artificial drainage as an example of the impact of recent changes in water fluxes on the soil evolution over times scale of decades to century. Results from various classical works on artificial drainage including hydrological and environment studies were reviewed and collated the rare studies dealing explicitly with soil morphology changes in response to artificial drainage. We deduced from this review that soil should react to the perturbations associated with subsurface drainage over time scales that do not exceed a few decades. Subsurface drainage decreases the intensity of erosion and should increase the intensity of the lixiviation and eluviation processes, affects iron and manganese dynamics and induces heterogeneities in soil evolution at the ten metre scale. Such recent soil evolutions can no longer be neglected as they are mostly irreversible and will likely have unknown but expectable feedbacks on crucial soil functions like the sequestration of soil organic matter or the water available capacity.

I.1. Introduction

Soil evolves permanently under the impact of fluxes of matter and energy (Chadwick and Chorover, 2001). These fluxes change through time according to the main pedological factors defined by Jenny (1941 and 1961), namely the topography, the climate and the biota including man that was early recognised as a factor affecting soil evolution through its impact on fluxes (Yaalon and Yaron, 1966). Recent changes in these fluxes, in response either to human practices or to global climate change, likely result in recent soil evolutions. Such recent soil evolutions over time scales of a few decades are, however, most often neglected by

comparison to the long-term soil formation on millennial to multi-millennial times scales and are until now poorly known.

Water fluxes are of particular concern as water is the weathering reactive agent as well as the transporting phase. Thus, changes in water fluxes affect the chemical weathering and transport of solutes and particles through soils (Chadwick and Chorover, 2001; Lin et al., 2005). Changes in water fluxes due to practices such as irrigation or drainage should induce recent soil evolutions. Irrigation mainly increases the amount of water flowing through soils. Artificial subsurface drainage, designed to remove the water in excess from soils, not only reduces the residence time of water in soils and increases soil aeration inducing changes in its redox status, but also increases the amounts of infiltrating water and induces changes in the water pathways by respectively reducing runoff (Bengtson et al., 1995; Grazhdani et al., 1996) and intercepting water fluxes at regular intervals. Artificial drainage seems thus to affect water fluxes in soils in a greater extent than irrigation. We consequently decided to review on the impact of changes in the water fluxes induced by drainage on recent soil evolutions.

Many researches on artificial drainage focus on the hydraulic behaviour of drained plots (Bottcher et al., 1980; Lesaffre and Zimmer, 1987a, 1987b; Abbaspour et al., 2001). During the last decade, more attention was paid to the quality of drainage water, which has a great influence on stream water quality (Penven and Muxart, 1995; Kronvang et al., 1997). Most of these studies have focused on nitrogen, phosphorous and pesticides losses through drainage water (Belamie and Vولات, 1986; Grant et al., 1996; Simard et al., 2000; Villholth et al., 2000; Zehe and Flüher, 2001; Petersen et al., 2002; Novak et al., 2003). As phosphorous and pesticides are often bounded to particulate matter, sediment losses have also been monitored (Schwab et al., 1980; Bottcher et al., 1981; Øygarden et al., 1997; Petersen et al., 2002). Conversely, very few studies have been performed on the impact of drainage on soil

evolution except those, mostly qualitative, of Kapilevich et al. (1991) and Hayes et al. (2000). This review aims at reinterpreting the available data in terms of soil evolution under the impact of artificial subsurface drainage by combining the results from studies on the hydraulic behaviour of drained soils to those with environmental purposes.

The scope of this review was deliberately reduced to drained soils exhibiting, above the drains, a horizon with a low hydraulic conductivity resulting in temporary waterlogging during winter. It concerns heavy clay soils and soils with high textural differentiation either from lithologic or from pedologic origin. Such soils like Stagnic Luvisol and Stagnic Albeluvisol are widespread and represent the majority of drained soils in France (Zimmer et al., 1991).

I.2 Qualitative evidences of the impact of soil drainage on soil evolution

To our knowledge, only two studies have dealt with the evolution of pedological properties (colours, texture, Fe and Mn distribution) after the soil had been drained (Kapilevich et al., 1991; Hayes et al., 2000). Kapilevich et al. (1991) described the soil evolution of a catena drained for 18 years and consisting in the lateral succession along a slope of three soil types exhibiting an increasing degree of waterlogging. The upper horizons of studied soils were initially of blue-grey colour, which is typical of waterlogged soils due to the presence of reduced Fe. After 18 years of subsurface drainage, the precipitation of the previously reduced Fe gave rise to abundant nodules and concretions producing a mottled appearance composed of white, pale-yellow, and rusty to ochreous patches (Kapilevich et al., 1991). Hayes et al. (2000) estimated the proportion of the surface of the soil profile occupied by Fe and Mn accumulations at 7, 30, 60, and 80 m from a ditch that was between 30 and 50 years old. At 60 and 80 m from the ditch, Fe and Mn accumulations occupied almost 20% of the surface but reached 40% at 30 and 7 m from the ditch (Hayes et al., 2000). The colour

evolution as well as the estimations of the abundance of Fe and Mn accumulations suggests that subsurface drainage induces changes in redox processes that significantly affect Fe and Mn forms and dynamics.

Kapilevich et al. (1991) also observed the formation of numerous patches and tongues containing organic matter in the eluvial and illuvial horizons. More abundant plasma-depleted patches were also present in the eluvial horizon. Concurrently, thin argillaceous cutans on the wall of cracks appeared in the illuvial horizon (Kapilevich et al., 1991). These pedofeatures - plasma-depleted patches or new argillaceous cutans- suggest that subsurface drainage enhances eluviation processes. Such qualitative increase of eluviation processes in response to subsurface drainage have also been reported in heavy clay soils from Finland (Yli-Halla et al., 2006).

I.3. Impact of subsurface drainage on soil functioning

The impact of subsurface drainage on soil functioning is reviewed first in terms of water fluxes in soils. We focused thus specifically on studies dealing with (i) changes in porosity and soil structure, and with (ii) the hydrologic behaviour of drained plots. Then, the impact of subsurface drainage in terms of transport of either dissolved or particulate matter is reviewed considering successively (i) the amount and the dynamic of the matter transports, (ii) the nature of the transported matter and (iii) its origin.

I.3.1. Impact of subsurface drainage on water fluxes

Several studies compared surface and drainage flows in drained plots with surface runoff in undrained plots (Mériaux et al., 1971; Skaggs et al., 1994; Bengtson et al., 1995; Grazhdani et al., 1996; Augeard et al., 2005). They agreed that drainage reduced runoff and conversely increased the amount of water infiltrating into soils. According to Skaggs et al.

(1994) reviewing the impact of artificial drainage on hydrology, the runoff decreased by 34 to 55% in subsurface drained soils by comparison to undrained soils.

I.3.1.1. Subsurface water pathways in drained soils determined by the changes in porosity and in the soil structure

The installation of a subsurface drainage network induced large voids at the vertical of the drain location due to reorganization of soil clods because of either the backfilling of the drainage trench or subsoiling (Trouche, 1981a and b; Øygarden et al., 1997). Moreover, Kapilevich et al., (1991) observed that the initial dense and massive structure of the solum at the mid-drain position was progressively replaced by a microaggregate structure for the surface horizons and by a columnar structure for the illuvial horizons as a result of the improved aeration conditions. This aggregation started with the surface horizons and slowly reached the subsurface horizons. After 10 to 18 years, depending on the initial soil hydromophy status, a crack network as wide as 0.5 mm could be observed between aggregates of the subsurface horizons. The better aeration conditions also favoured earthworm as more earthworm burrows have been observed in drained soils than in similar undrained soils (Carter et al., 1982). They were particularly located at the vertical of the drain (Urbanek and Dolezal, 1992; Shipitalo et al., 2004), most of these burrows being directly connected to the drain (Urbanek and Dolezal, 1992; Øygarden et al., 1997; Stamm et al., 2002; Shipitalo et al., 2004). In addition, higher infiltration rates and lower bulk density were observed at the vertical of the drain lines than in the undisturbed soil (Table 14). This modification of soil porosity persists for several decades (Table 14).

Measure	At the vertical of drain line	Undisturbed soil	Age of the drainage network (years)	Reference
Infiltration rate (mm h ⁻¹)	576	24	1	Øygarden et al. (1997)
Infiltration rate (mm h ⁻¹)	172.1	79.7	50	Shipitalo et al. (2004)
Illuvial horizon bulk density (kg m ⁻³)	1480	1660	15	Mercier (1998)

Table 14: Infiltration and bulk density at the vertical of drain lines and between drain lines

I.3.1.2. Subsurface water pathways in drained soils as determined by hydrological studies

Water pathways in drained soils can be determined from tracer experiments. Most of these experiments monitored the drainage water discharge and measured tracer content in drainflow (Everts and Kanwar, 1990; Bengtsson et al., 1992; Kung et al., 2000a and b; Gish et al., 2004; Petersen et al., 2004). By comparison, relatively few studies combined the monitoring of drainage water discharge and the analysis of the tracer content in the soil water or the direct observation in the solum in case of dye tracer experiments (Mériaux, 1973; Merot and Hamdi, 1991; Øygarden et al., 1997; Kohler et al., 2003; Shipitalo et al., 2004).

All the studies monitoring drainflow found similar breakthrough curves that were composed of (1) a very rapid increase in discharge followed by a similarly very rapid decline, the so-called “peak flow” part and (2) a secondary slow and gradual decline in discharge, called the recession part (Kumar et al., 1997). The “peak flow” part is usually interpreted as being the contribution of preferential flows through soil macroporosity and the recession part as being that of matrix flows (Lennartz et al., 1999; Abbaspour et al., 2001; Kohler et al., 2003). Quantifications of the contribution of preferential flow to the total drain flow reported contributions ranging from 10-20% (Kumar et al., 1997) to 60-70% (Lennartz et al., 1999; Kohler et al., 2003; Köhne and Gerke, 2005). This high discrepancy between studies was found to be related to the rain intensity, the amounts of rainfall, or the soil moisture preceding the rainfall event (Kung et al., 2000a and b; Gish et al., 2004). The contribution of preferential

flow equally decreased as the drain spacing increased (Kladivko et al., 1991). As a result, the more the drain spacing increased for a given soil, the more water persisted in the soil, giving rise to a seasonal water table above the horizon of low conductivity. Subsurface drainage, however, reduced the average duration of the annual waterlogged period compared to an undrained soil (Husnjak et al., 2002). This decrease was particularly pronounced in the immediate vicinity of the drain where the water table levels rapidly declined. Further from the drain, they temporarily persisted at almost the same level than in similar undrained soils (Mériaux et al., 1971; Cros and Jacquin, 1972; Laubel et al., 1999; Hayes et al., 2000; Augeard et al., 2005).

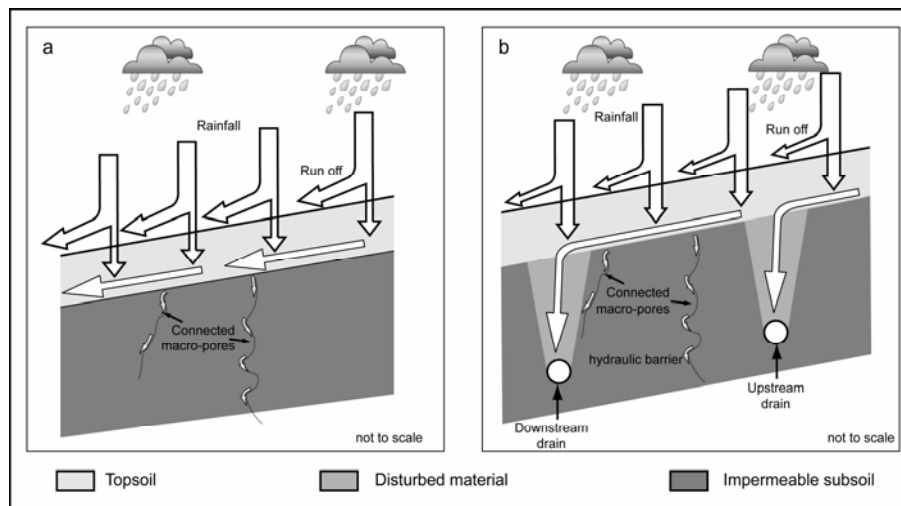


Figure 10: Schematic representation of the surface and subsurface water flows in a soil with an impermeable subsoil : a) with and b) without artificial subsurface drainage

Finally, many authors (Mériaux et al., 1971; Cros and Jacquin, 1972; Trouche, 1981a; Merot and Hamdi, 1991; Bengtsson et al., 1992; Turtola and Paajanen, 1995; Øygarden et al., 1997; Stamm et al., 2002; Shipitalo et al., 2004) proposed the following flow pattern: rainfall water infiltrates vertically in the soil until it reaches the hydraulic barrier. The water flows mostly laterally according to the steepest slope orientation. Lateral water flows are intercepted by preferential flowpaths and the disturbed soil volume due to subsoiling or trenching at the

vertical of the buried drain. The water reaches the drain vertically and is finally evacuated from the soil. This flow pattern is schematized in Figure 10.

I.3.2. Impact of drainage on the transport of dissolved and particulate matter

Although major soil element losses such as Ca, K, Mg and Na at the drainage outlet have already been evidenced (Schwab et al., 1980), they have been scarcely monitored and quantified. The losses of Si, Fe, or Al, notably in dissolved forms, have never been monitored to our knowledge. Because of this lack of quantification, the impact of major element losses on the soil solid phase through chemical weathering is unpredictable and the use of the water quality for identifying the soil forming processes occurring in drained soil is impossible. We summarize in the following paragraphs the existing knowledge about the quantity, the quality, and the origin of the lost particulate matter (PM).

I.3.2.1. Amounts and dynamic of particulate matter losses at the drainage network outlet

Numerous studies dealing with environmental conservation monitored PM losses at the drainage network outlet throughout the year (reported in Table 15) or during particular rainfall events (Grant et al., 1996; Laubel et al., 1999; Djodjic et al., 2000).

Soil losses at the drainage network outlet have been observed for soils of various textures ranging from sandy loam to clay (Bottcher et al., 1981; Turtola and Paajanen, 1995; Grant et al., 1996; Grazhdani et al., 1996; Koskiahho et al., 2002; Petersen et al., 2002). Particulate matter exports via subsurface drainage occurred even for very flat lands with a mean slope less than 1% (Bottcher et al., 1981; Djodjic et al., 2000) and, consequently, is a very common phenomenon that affects all drained soils. Among the different studies reported

in Table 15, PM losses ranged from negligible amounts -around 1 kg ha⁻¹ year⁻¹- to quantities exceeding 5000 kg ha⁻¹ year⁻¹.

Source	Studied Years	Location	Range of particulate matter losses (kg ha ⁻¹ year ⁻¹)	Age of the drainage network	Mean slope (%)
Bottcher et al., 1981	1976 - 1978	U.S.A.	21 - 140	Early 1950's	< 1
Petersen et al., 2004	1998 - 2002	Denmark	0.09 - 4.30	1965	
Sogon et al., 1999	1991 - 1995	France	1 - 240		
Grazdhanj et al., 1996	1992 - 1995	Albania	203 - 215		< 2
Koskiaho, 2002	1991 - 1995	Finland	158 - 234	1984	around 5
Øygarden et al., 1997	1987 - 1992	Norway	120 - 3010	1986	4
Schwab et al., 1980	1969 - 1978	U.S.A.	82 - 5405	1958	
Turtola and Paajanen, 1995	1987 - 1993	Finland	110 - 1302	1962 renewed in 1991	
Foster et al., 2003	1997 - 1999	U.K.	964 - 978		
	1997 - 1999	U.K.	70 - 626		
	1997 - 1999	U.K.	270 - 416		
	1998 - 1997	U.K.	980		
	1997 - 1999	U.K.	802 - 837		
	1997 - 1999	U.K.	811 - 1810		
	1997 - 1998	U.K.	60 - 1224		

Table 15: Annual particulate matter losses through subsurface drainage networks in published studies

On the same plot during a ten-years study, yearly PM losses ranged from less than 100 kg ha⁻¹ year⁻¹ to more than 5000 kg ha⁻¹ year⁻¹ (Schwab et al., 1980). PM losses at the drainage network outlet showed an extreme inter-annual variability. Despite the high spatial and annual variability, most studies agreed on several points. First, storm flow events contributed to an important part of the annual PM losses. Nine storm events, for example, may have caused nearly one-third of the annual PM losses (Laubel et al., 1999). Secondly, PM discharges were high during autumn storms following the dry season and commonly decreased during winter storms despite similar rainfall intensity (Grant et al., 1996; Kronvang et al., 1997; Laubel et al., 1999). This trend is supposed to be due to a gradual decrease during the autumn and winter storms of the available PM pool produced during the dry season due to both biological activity and soil drying (Grant et al., 1996; Kronvang et al., 1997; Laubel et al., 1999). Finally, at the event scale, PM was mainly transported to the drain at the beginning of the

“peak flow” corresponding to preferential flows in the soil macroporosity (Grant et al., 1996; Kronvang et al., 1997; Penven et al., 1998; Laubel et al., 1999; Petersen et al., 2004).

I.3.2.2. Nature of the lost particulate matter

Characteristics of the PM lost via subsurface drainage network are described in studies dealing with drain clogging (Paterson and Mitchell, 1977; Grass et al., 1979; Süsser and Schwertmann, 1983; Houot and Berthelin, 1992) or with PM sampling at the drainage network outlet. Complete characterizations of the exported PM -combining particle size distribution, chemical and mineralogical compositions- are scarce (Mercier et al., 2000).

Deposits causing drain clogging are laminated, which is interpreted as a formation through a succession of discrete events (Paterson and Mitchell, 1977). These deposits varied considerably in texture ranging from sand to clay (Grass et al., 1979). Mercier et al. (2000) measured exported particles finer than 2 μm at the drainage outlet and observed that more than 80% had a size below 0.45 μm . Laubel et al. (1999) reported that the median size of the leached particles was smaller than 5 μm . Coarser particles, however, were transported via subsurface drainage network, but their size never exceeded 50 μm (Chapman et al., 2001).

Combining microscopic observations with chemical analysis and X-ray diffraction, Mercier et al. (2000) found that the evacuated particles were principally composed of various phyllosilicates and of iron-rich colloids. The identification of iron-rich colloids is consistent with the frequent observation of ochreous deposits rich in Fe in drains (Süsser and Schwertmann, 1983; Houot and Berthelin, 1992). These deposits may have been formed in a couple of weeks and were principally composed of ferrihydrite (Süsser and Schwertmann, 1983).

I.3.2.3. Source of the exported particulate matter

In order to identify the origin of the exported PM, some of its properties such as particle size distribution, organic carbon, phosphorous or ^{137}Cs contents are compared with those of the soil solid phases (Laubel et al., 1999; Mercier et al., 2000; Chapman et al., 2001; Petersen et al., 2002).

The high contents of phosphorous, organic carbon, ^{137}Cs , and the rapid detection in the drainage water of pesticides carried by PM just after their application on the soil surface suggests that particles came from the surface horizon (Laubel et al., 1999; Mercier et al., 2000; Chapman et al., 2001; Petersen et al., 2002). This surface origin is further suggested by the similar mineralogy of the exported particles to that of the corresponding particle size fraction of the soil surface horizon (Mercier et al., 2000). However, Schwab et al. (1980) monitored, on the same plot, high PM losses in deep drains and less in shallow drains (Schwab et al., 1980). Moreover, ^7Be was detected in the exported PM but was absent from the topsoil horizons (Chapman et al., 2001). These two last pieces of evidence suggest a part of deep origin of the lost particles. Simple mixing models confirmed this double origin of the drain sediments with subsoil contribution occasionally reaching 40% of the whole export in mass (Chapman et al., 2001). One part of the leached soil particles appears to be mobilized at the soil surface by the raindrop impact. The exact origin of the other part is not completely determined. Uusitalo et al. (2001) compared the PM losses for similar soils with drainage trenches backfilled either with topsoil or with wood chips. Particulate matter losses were independent of the backfill material (Uusitalo et al., 2001). This result suggests that the exported PM of subsoil origin is not mobilized in the trench. In addition, numerous authors hypothesized that Fe and Mn of the ochreous deposits result from (1) their solubilisation in the waterlogged horizons overlying the hydraulic barrier and (2) their transport in the soil

solution towards the drain where they are oxidized and precipitate (Grass et al., 1973; Süsser and Schwertmann, 1983; Houot and Berthelin, 1992).

I.4. Impact of subsurface drainage on soil evolution

In this paragraph we reinterpret the previously synthesised data in term of potential soil evolutions in response to the impact of subsurface drainage. We first discuss the impact of subsurface drainage on the intensity of different soil forming processes and then the effect of the distance to the drain. Finally, the dynamic of the soil evolutions is considered.

I.4.1. Soil forming processes affected by subsurface drainage and consequences on soil evolution

Soil evolutions result (i) from soil-solution chemical interactions leading to dissolution/precipitation of minerals along the soil profile and element losses through lixiviation; and (ii) from physical translocations of soil particles either at the soil surface (erosion) or in the subsurface soil horizons (eluviation/illuviation). These main soil processes are driven by different water fluxes: (i) runoff that favours erosion and (ii) water flowing through soils that enhances chemical soil/solution interactions and eluviation/illuviation. In addition, translocation of soil particles mainly occurred by rapid water flow in macropores, the soil particles being filtered when they reach smaller tortuous pores. In waterlogged soils, chemical soil/solution interactions are mainly function of the duration of the waterlogged period through the redox status of the perched water table.

As seen previously, subsurface drainage lowers the water table levels, leading to more numerous pores free of water as well as more wetting-drying cycles and intensive biological activity responsible for higher amounts of macropores. Subsurface drainage consequently leads to higher subsurface water flows at the expense of runoff (Figure 1). Such changes

likely induce a decrease in the intensity of erosion processes as already observed by Grazhdani et al., (1996) or Turtola and Paajanen (1995) who respectively measured decreases in the average annual PM losses due to erosion by about 35% after the soil had been drained and by 90% after the subsurface drainage was renewed.

Subsurface drainage should likely enhance the PM mobilization and translocation compared to an undrained soil as a result of higher amounts of water flowing through soils combined with higher contributions of preferential flows to the total water flows. This theoretical result deduced from the impact of changes in water fluxes on PM mobilization and transport is consistent with qualitative descriptions of soil evolution in response to subsurface drainage (Kapilevich et al., 1991; Yli-Halla et al., 2006). In the studies by Grazhdani et al., (1996) and Turtola and Paajanen., (1995), the increases in PM losses due to eluviation more or less counterbalanced the decreases in the PM losses due to erosion. If subsurface drainage seemed thus to have a restricted impact on the total amounts of exported PM, we considered that the change in soil process from erosion to eluviation very likely results in changes in the origin and the nature of the exported PM. The questions about the origin and the nature of the exported PM are however still controversial. Concerning their origin, if most studies agreed on a surface origin as main source of the exported PM, the secondary subsoil origin is poorly documented. Given that the amounts of exported PM was found to be unaffected by the backfill material of the trench (Uusitalo et al., 2001), we can reasonably hypothesize that at least one part of the exported PM of subsoil origin comes from areas of water fluxes concentrations such as the edge of the trench and/or the horizon just above the hydraulic barrier. Concerning their nature, we consider that the discrepancy between the sizes of the particles sampled in the clogged drain and at the drainage network outlet is due to breaks in the clogged drains favouring the entry of coarse particles that are not evacuated out of the drain by the drainage water. We thus suggest that the increase of PM losses mainly affects the

fine soil particles including notably clay minerals and iron-rich colloids. We concluded that over time the initial fine particle content of the horizons above the hydraulic barrier should decrease. Such impact on soil evolution remains, however, impossible to predict due to a lack of quantitative data. The unique quantitative data was reported by Kapilevich et al., (1991) who measured a decrease of the initial fine particles content of the horizon above the hydraulic barrier by about 20% showing that this impact of subsurface drainage may be significant.

Concerning chemical soil/solution interactions, the main process driving the hydromorphic soils evolution is the so-called “morphological degradation” (Lozet and Mathieu, 1997) or “ferrolysis” (Dreissen et al., 2001; Van Ranst and De Coninck, 2002). This process includes the dissociation of Fe and Mn from the clay minerals due to oxidation-reduction sequences as well as the dissolution of the clay minerals due to a decrease of pH by the release of H^+ -ions when Fe^{2+} and Mn^{2+} -ions oxidized. By reducing, the average duration of the waterlogged period compared to an undrained soil, subsurface drainage reduces the dissolution of Fe and Mn compounds and consequently the dissolution of clay minerals. Such impact on Fe dynamic has been observed by Kapilevich et al., (1991). However, a water table was still observed in many drained soils. In addition, the formation of Fe and Mn ochreous deposits in subsurface drains shows that the conditions are, at least temporarily, sufficiently reductive to promote the dissolution of Fe and Mn compounds. To our knowledge, no data can confirm or infirm that subsurface drainage sufficiently reduces the average duration of the waterlogged period to completely avoid the dissolution of clay minerals. In addition, when dissolved, the chemicals are partly removed from the soil profile and partly re-precipitate in amorphous phase when the soil dries out. We suggest that subsurface drainage favours the removal of the dissolved elements from the soil profile at the expense of precipitation by intercepting these lateral water flows at regular intervals according to the drain spacing.

Concerning the impact of drainage on the chemical soil/solution interactions, we concluded that:

(i) in most case, redox processes are still active in drained soil as evidences by dissolution of Fe and Mn even if the intensity of redox processes decreases. The respective mobility of these two elements due to subsurface drainage is not documented. However, as Mn is more sensitive than Fe to redox processes (Jenne, 1968), the behaviour of Fe should be impacted to a larger extent by subsurface drainage.

(ii) the impact of subsurface on the clay mineral dissolution is unknown and needs further research to be accurately evaluated and

(iii) subsurface drainage enhances lixiviation which can lead to significant losses of dissolved element notably from the horizon above the hydraulic barrier.

I.4.2. Spatial variability of the drainage impact on soil evolutions

As a result of the initial soil disturbance by subsoiling or trenching and of the preferential development of the soil macroporosity in the immediate vicinity of the drain, higher infiltration rates were observed at the vertical of and close to the drain than in the mid-drain positions. Such heterogeneity in the hydraulic properties induced higher contribution of rapid preferential flows near the drain and conversely higher contribution of relatively slower matrix flows in the mid-drain positions resulting in higher water table levels in the mid-drain positions. As observed in the case of distances to a ditch of several tens of meters (Hayes et al., 2000), contrasted redox conditions may be expected, at a ten meter scale, between the mid-drain position (more reductive) and the immediate vicinity of the drain (more oxidative). Moreover, the water infiltrated in the inter-drain space is evacuated via the downstream drain. Thus, more water goes through soil in the vicinity of the downstream drain than in the mid-drain position. We suggest that these contrasted water fluxes and redox conditions as a

function of the distance to the drain very likely induces gradients in the intensity of the soil forming processes. Such gradients have for example been observed for erosion whose intensity was higher in the mid-drain position than in the immediate vicinity of the drain (Augeard et al., 2005). On the contrary, the intensity of eluviation and lixiviation very likely increase with the amounts of water flowing through soils as the distance to the drain decreases. In addition, the contrasted redox conditions between the mid-drain position the immediate vicinity of the drain line should give rise to specific Fe and Mn behaviour, mobilized in the mid-drain position, transported with the water flow towards the drain where re-precipitation processes can occur due to the more oxidative conditions.

Such gradients in the respective intensity of erosion, eluviation, lixiviation and redox processes between the mid-drain position and the immediate vicinity of the drain line should induce differentiated evolution of the soil solid phase depending on the distance to the drain and should result in heterogeneities of the soil evolution at a ten meter scale.

I.4.3. Dynamic of the soil evolution in response to artificial subsurface drainage

Following the work of Turtola and Paajanen (1995) demonstrating that PM losses at the drainage network outlet were considerably higher after the subsurface drainage was renewed than before, we tried to relate the PM losses reported in Table 15 with the age of the drainage network in order to precise the dynamic of the soil evolution in response to artificial subsurface drainage. However, no significant relationship was found probably due to the high spatial and temporal variability of the PM losses in combination with a lack of PM losses monitoring over time scales of several decades. In addition, as suggested by the impact of storm flow events on the dynamic of PM losses, we can conclude that exceptional events may have a spectacular impact of drained soil evolution, as already shown for example by Boulaine (1978).

Nevertheless, we can reasonably suggest that first soil evolutions in response to subsurface drainage should occur over short-time scales of a few decades. For example, Kapilevich et al. (1991) measured in the horizon above the hydraulic barrier a loss of about 20% of fine particles initial content in 18 years and Hayes et al. (2000) observed significant Fe and Mn redistribution processes in 30 to 50 years. Such rapid soil evolutions are consistent with the rapid soil mineral evolutions observed in other pedological contexts. Refait et al., (2001) and Bourrié et al., (2004) evidenced fugace Fe oxide forms in soils, and Cornu et al., (1995) and Lucas et al., (1996) demonstrated that in tropical soils, kaolinite permanently dissolved and re-precipitated with significant evolutions in time scales as short as 6 months.

I.5. Summary and conclusion

Studies on subsurface drainage deal mainly with water flow and matter losses at the drainage outlet whereas very few studies deal explicitly with the impact of subsurface drainage on recent soil evolution. The existing studies have shown not only a reduction in duration of the waterlogged period but also changes in both the direction and the velocity of water flow in the horizons located above the hydraulic barrier. These results are coherent with observed changes in soil morphology and the measured losses of particulate matter. From these results we can hypothesize that:

1. subsurface drainage induces a decrease in the intensity of erosion and an increase in the intensity of lixiviation and eluviation compared to similar undrained soils as well as specific redox processes. Particulate matter, Fe, and Mn translocations and losses from the soil are of particular concern.
2. these processes do not affect the whole soil to a similar extent due to gradients of water fluxes and waterlogged conditions described from the immediate vicinity of the drain line to

the mid-drain position. Heterogeneities can then be expected at the ten meters scale in the evolution of the horizon above the hydraulic barrier.

3. soil reacts over time scales of a few decades to the perturbations induced by the subsurface drainage.

This review highlights that a human-induced perturbation of the water fluxes results in changes in the intensity of numerous soil forming processes and finally induces significant soil evolutions over a time scale that is often neglected in classical pedological studies. These recent soil evolutions like the loss of the fine soil fraction can however no long be neglected as they are mostly irreversible and will likely have unknown but expectable feedbacks on crucial soil properties and functions like the ion exchange complex, the sequestration of soil organic matter or the water available capacity.

We are however unable nowadays to quantify the intensity and to accurately describe the dynamic of these recent soil evolutions due to a lack of quantitative data. To better take into account and model the impact of such human-induced soil evolution on crucial soil function, a research priority should be the quantification of human-induced soil evolutions as a function of time and notably the evolutions induced by subsurface drainage.

II. Bilan de l'étude bibliographique

L'étude bibliographique de l'impact du drainage sur l'évolution des sols s'est révélée riche d'enseignements dans la mesure où elle semble confirmer l'impact du drainage sur l'évolution des LUVISOLS DÉGRADÉS. En effet, le drainage modifie profondément les conditions d'oxydo-réduction dans les sols, notamment en fonction de la distance au drain. Or, la caractérisation des anthropo-séquences forêt – grandes cultures a clairement mis en évidence l'importance déterminante des conditions d'oxydo-réduction vis-à-vis du développement des LUVISOLS DÉGRADÉS. Par ailleurs, cette étude a également souligné

l'influence du drainage sur l'intensité du processus d'éluviation/illuviation, le second grand processus responsable de la dégradation morphologique de l'horizon illuvié dans les LUVISOLS DÉGRADÉS (Jamagne, 1973; Jamagne, 1978; Pedro et al., 1978). En conséquence, nous pouvons supposer que le drainage des LUVISOLS DÉGRADÉS affecte tout particulièrement l'intensité du processus de « dégradation morphologique » et donc l'abondance relative et la qualité (composition minéralogique et chimique) des différents volumes de sols constitutifs des horizons E&Bt et Bt. C'est ce que nous tenterons de démontrer, de quantifier et de modéliser dans la suite de ce travail.

B. ETUDE EXPERIMENTALE

I. Introduction

A partir des hypothèses déduites de l'étude bibliographique précédente sur l'impact du drainage, nous avons étudié l'évolution de la phase solide des LUVISOLS DÉGRADÉS pour différentes distances au drain constituant ainsi une draino-séquence, et ce, pour trois échelles spatiales emboîtées : le solum, le volume de sol fonctionnel et homogène et le minéral.

Dans un premier temps, la draino-séquence et son échantillonnage seront décrits (chapitre II) puis chacune des différentes échelles spatiales sera successivement abordée de la plus large, le solum, à la plus fine, le minéral.

L'étude à l'échelle du solum est décrite dans le chapitre III. Son objectif consiste à localiser aussi précisément que possible l'impact du drainage au sein des différents horizons en fonction de la distance au drain.

L'échelle du volume de sol fonctionnel et homogène a fait l'objet d'une attention particulière dans la mesure où l'étude bibliographique de l'impact du drainage nous a conduit à supposer que les différents volumes de sol étaient particulièrement sensibles à l'impact du drainage. Une telle hypothèse est concordante avec les travaux de Nicole et al. (2003) ayant démontré que l'abondance relative des différents volumes de sol, caractéristiques des LUVISOLS DÉGRADÉS, évoluait en fonction des conditions hydrodynamiques locales. Dans ce contexte, il est nécessaire, pour quantifier et modéliser l'évolution des LUVISOLS DÉGRADÉS sous l'impact du drainage, de quantifier et de modéliser l'évolution de l'abondance relative des différents volumes de sol et de leur composition chimique. La quantification et la modélisation par bilan de masse de l'évolution de l'abondance relative et de la qualité des différents volumes de sol constitutifs des horizons E&Bt et Bt font l'objet du chapitre IV. Ce travail à l'échelle du volume de sol vise notamment à discriminer et à

comparer quantitativement l'évolution récente des horizons dégradés (E&Bt et Bt) sous l'impact du drainage (court terme) vis-à-vis de leur évolution long terme entendu comme leur formation.

Enfin, à l'échelle du minéral (chapitre V), nous avons cherché à caractériser les mécanismes à l'origine de l'évolution de la phase solide.

II. La draino-séquence : description et échantillonnage

II.1. Description

Au sein de la parcelle S2 (Fig. 2) et en position aussi plane que possible, une tranchée a été ouverte perpendiculairement à un drain. La description de la tranchée a mis en évidence pour des distances au drain croissantes (Fig. 11) :

- que l'installation des drains par sous-solage a très fortement perturbé une zone de sol, d'environ 50 cm de large, à hauteur de l'horizon E&Bt, au sein de laquelle l'organisation naturelle du sol n'est plus reconnaissable ;
- que l'épaisseur des différents horizons caractéristiques des LUVISOLS DÉGRADÉS sous culture (Ap/E&Bt/Bt) ne variait pas le long de la tranchée de plus de 5 cm ce qui a été considéré comme non significatif ;
- que pour des distances comprises entre la zone de sol perturbée par le sous-solage et deux mètres du drain, l'abondance relative des langues de dégradation et des concentrations ferro-manganiques semblait augmenter alors que celle des noyaux résiduels de couleur ocre semblait diminuer ;

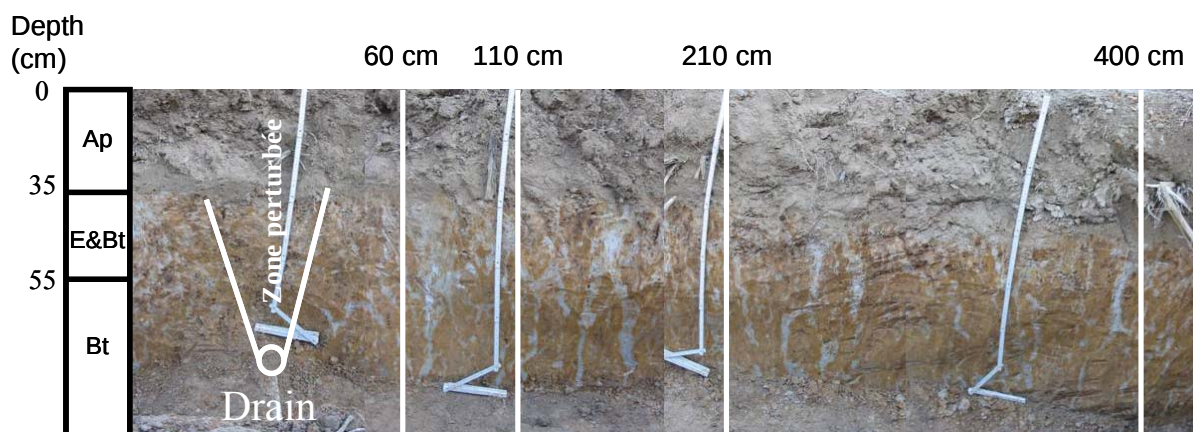


Figure 11 : Photographie de la tranchée de 4 mètres de long, creusée perpendiculairement au côté droit d'un drain, dans un LUVISOL DÉGRADÉ de l'Yonne drainé depuis 1988. Sont présentées : la zone de sol perturbée par l'installation du réseau de drainage par sous-solage ainsi que les positions échantillonnées à 60, 110, 210 et 400 cm du drain.

- que pour des distances au drain comprises entre deux mètres et quatre mètres, l'abondance relative des différents volumes de sol caractéristiques des LUVISOLS DÉGRADÉS (langues de dégradation de couleurs claires, noyaux résiduels de couleur ocre et concentrations ferromanganiques) n'évoluait pas de manière significative ce qui nous a conduit à limiter notre étude de l'impact du drainage à ces quatre premiers mètres.

La tranchée a été ouverte sur une distance de trois mètres sur le côté opposé du drain afin de tester la symétrie par rapport au drain de l'impact du drainage. Sur ce côté, nous avons pu observer des caractéristiques semblables au côté droit, à savoir : l'existence d'une zone de sol perturbée par le sous-solage, des gradients d'abondance des volumes clairs, ocre et noirs pour des distances inférieures à 2 mètres du drain et finalement pour des distances au drain supérieures à 2 mètres, une abondance relative de chacun des principaux types de volumes de sol similaire à celle observée pour le côté droit.

II.2. Echantillonnage

Afin de quantifier les évolutions observées, 4 profils de sol ont été échantillonnés sur le côté droit du drain (Fig. 11) et 2 autres sur le côté gauche. En prenant pour origine la position du drain et pour abscisses positives le côté droit, les 6 profils échantillonnés sont positionnés à -300 et -60 cm du côté gauche et à 60, 110, 210 et 400 cm du côté droit du drain.

Les trois positions -300, 210 et 400, prélevées pour des distances supérieures à 2 mètres, sont supposées non affectées par le drainage et donc représentatives de la formation long terme des sols étudiés. Elles seront ainsi utilisées pour quantifier la variabilité spatiale de cette formation long terme. Les positions -60, 60 et 110 sont supposées être le résultat des processus de formation long terme des LUVISOLS DÉGRADÉS sur lesquels s'est récemment superposé l'impact du drainage. La comparaison quantitative de ces deux groupes de positions

devrait ainsi permettre de quantifier l'impact respectif de la formation long terme et du drainage sur l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS et parallèlement de tester la symétrie de l'impact du drainage.

III. Impact du drainage à l'échelle du solum

III.1. Rappel des objectifs et présentation de la démarche

La caractérisation de l'impact du drainage à l'échelle du solum a pour objectif essentiel de localiser aussi précisément que possible l'extension spatiale de cet impact au sein des différents horizons en fonction de la distance au drain. Pour ce faire, nous nous sommes basés sur l'évolution entre les 6 positions -300, -60, 60, 110, 210 et 400 :

1- des profils de concentrations en fraction $< 2 \mu\text{m}$, appelée lutum (Stichting voor Bodemkartering, 1965), en quartz et en Al, Mg et Si, choisis comme traceurs du processus d'éluviation/illuviation ;

2- des profils de concentrations en Fe et Mn, choisis comme traceurs des processus d'oxydo-réduction.

III.2. Matériel et méthode

Des échantillons de sol en vrac ont été prélevés tous les 10 cm en respectant l'horizonation et ce, jusqu'à 1 mètre de profondeur, profondeur d'implantation du drain. Ces échantillons ont été séchés à l'air et tamisés à 2 mm. La teneur en lutum a été mesurée par la méthode de la pipette dite de Robinson conformément à la norme NF X 31-107. Les teneurs en Al, Fe, Mg, Mn et Si ont été analysées par ICP-AES après extraction totale par fusion alcaline pour Si conformément à la norme NF ISO 14869-2 et par attaque tri-acide HF-HClO₄-HCl (Ciesielsky et al., 1997) pour les autres éléments. Les concentrations en quartz ont été estimées à partir de l'équation suivante :

$$Q_z = \frac{1}{M_{Q_z}} \times \left(\frac{Si}{M_{Si}} - 2 \times \frac{Al}{M_{Al}} \right) \quad (1)$$

où Q_z , Si et Al sont les concentrations en quartz, silicium et aluminium, exprimées en g kg^{-1} et M_{Q_z} , M_{Si} et M_{Al} représentent les masses molaires du quartz, du silicium et de l'aluminium

en mol kg^{-1} . Parallèlement, les teneurs en quartz de 4 échantillons prélevés dans les horizons Ap, E&Bt et Bt de la position 400 ont été mesurées par analyse thermique : intégration du pic endothermique à 573°C relatif à la transformation du quartz β en quartz α lors de la phase de refroidissement (Karathanasis and Harris, 1994).

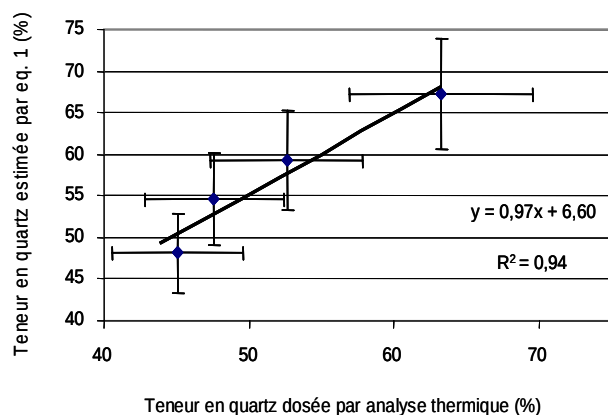


Figure 12: Teneurs en quartz estimées à partir des teneurs en Si et Al en fonction des teneurs en quartz mesurées par analyse thermique. Les barres d'erreurs selon l'axe des ordonnées représentent $\pm 10\%$ de la teneur estimée et celles selon l'axe des abscisses $\pm$ l'incertitude expérimentale pour la gamme de teneur considérée.

Dans le sol étudié, la variabilité des teneurs en quartz mesurées explique 94% de la variabilité des teneurs estimées (Fig. 12). Par ailleurs, la régression linéaire entre teneurs en quartz estimées et mesurées montre une pente très proche de 1. L'équation 1 conduit ainsi à une surestimation de l'ordre de 6 à 7 % des teneurs estimées par rapport aux teneurs mesurées sur la gamme de teneurs considérée.

Cette surestimation est de l'ordre de grandeur de l'incertitude de mesure et de ce fait, l'équation 1 constitue une estimation tout à fait acceptable des teneurs en quartz.

III.3. Résultats et discussion

D'après les observations macroscopiques, les positions -300, 210 et 400 peuvent être supposées comme non affectées par l'impact du drainage et donc représentatives de la formation long terme des LUVISOLS DÉGRADÉS. Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à la variabilité naturelle de cette formation long terme à partir de la comparaison des trois positions dites de référence. Puis, ces positions de référence sont comparées aux positions -60, 60 et 110 afin d'évaluer l'impact du drainage, de tester la symétrie de cet impact ainsi que sa variabilité en fonction de la distance au drain.

III.3.1. Variabilité spatiale de la formation long terme des LUVISOLS DÉGRADÉS

La variabilité spatiale des teneurs en quartz, lutum, Al, Fe, Mg et Si entre les positions -300, 210 et 400 est très faible pour une profondeur donnée, les coefficients de variation n'excédant jamais 5% excepté vers 40 cm de profondeur où ils n'excèdent cependant pas 10% (Fig. 13). En revanche, les teneurs en Mn des trois positions de référence sont, en dehors de l'horizon de surface, nettement plus variables avec des coefficients de variation atteignant près de 30% à 40 cm de profondeur, profondeur d'apparition de l'horizon E&Bt (Fig. 13).

Cette faible variabilité spatiale entre les trois positions de référence confirme l'hypothèse selon laquelle ces positions peuvent être considérées comme représentatives de la formation long terme des LUVISOLS DÉGRADÉS.

III.3.2. Evolution récente des sols en réponse à l'impact du drainage

La comparaison des teneurs en quartz, lutum, Al, Fe, Mg, Mn et Si des positions -60, 60 et 110 par rapport aux teneurs moyennes des positions de référence met en évidence à la fois des similitudes mais aussi un certain nombre de différences (Fig. 14).

Les teneurs en Si présentent des évolutions similaires en fonction de la profondeur quelle que soit la distance au drain. Par ailleurs, dans l'horizon de surface et pour des profondeurs supérieures à 70 cm, les teneurs en quartz, lutum, Al, Fe et Mg sont également identiques quelle que soit la distance au drain. Or, si l'homogénéité de l'horizon de surface est très probablement le résultat du travail du sol, phénomène classiquement observé (Salvador-Blanes, 2002), celle observée pour des profondeurs supérieures à 70 cm suggère que la formation long terme des LUVISOLS DÉGRADÉS a été homogène, au moins à l'échelle de la tranchée étudiée.

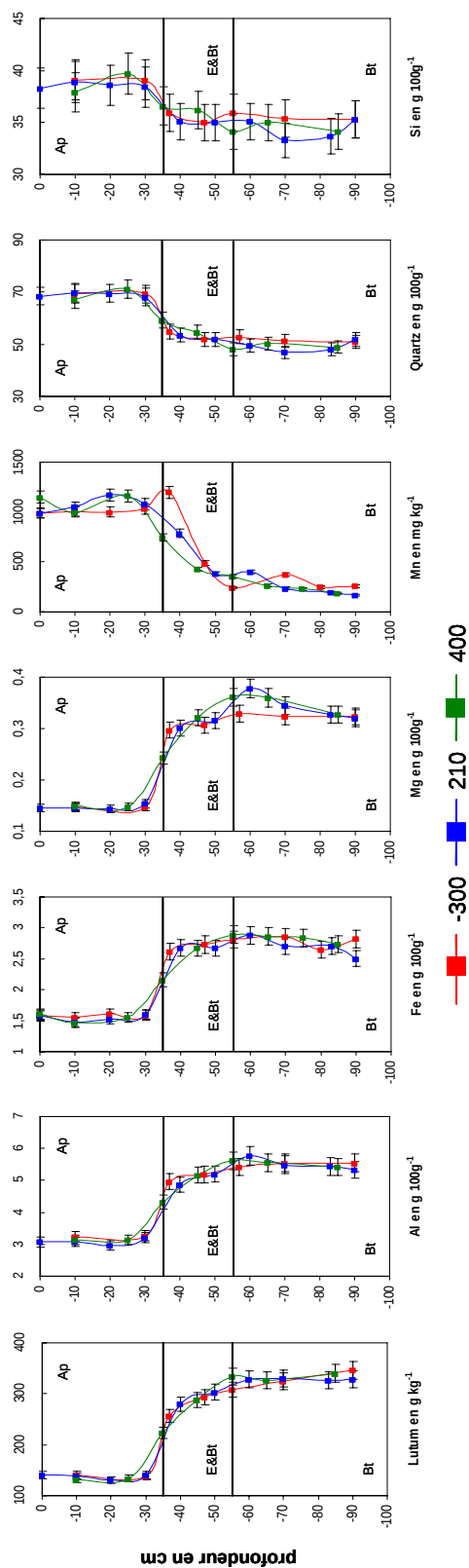


Figure 13: Profils de concentrations en lutum, Al, Fe, Mg, Mn, quartz et Si aux positions de référence (-300, 210 et 400). Les barres d'erreur représentent $\pm 5\%$ des concentrations mesurées.

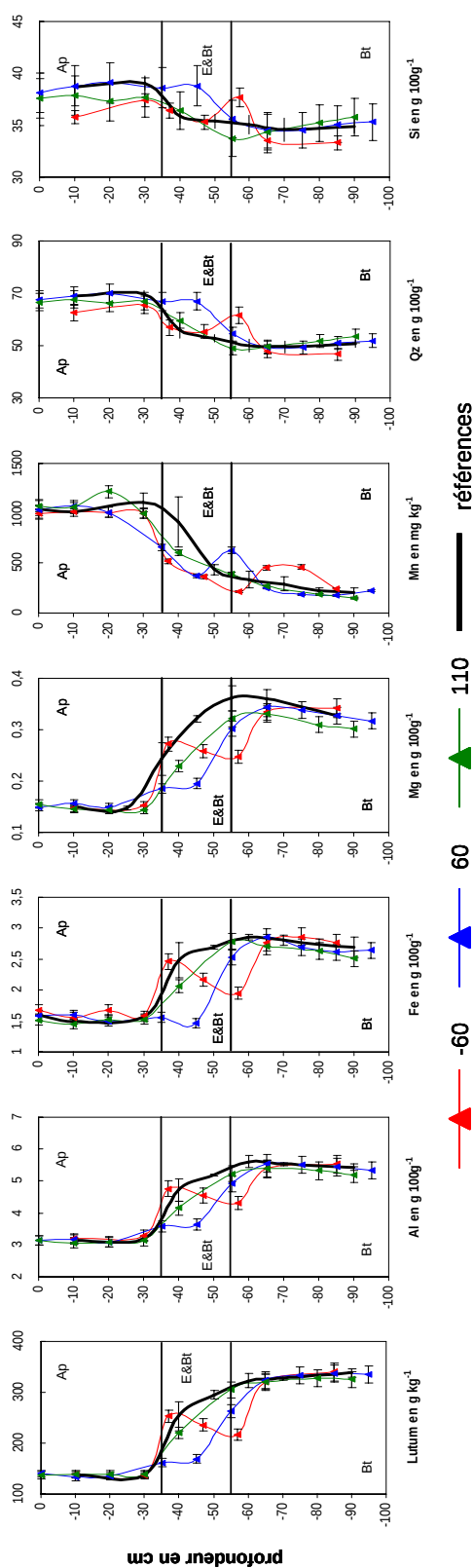


Figure 14: Profils de concentrations en lutum, Al, Fe, Mg, Mn, quartz et Si aux positions -60, 60 et 110 en comparaison des concentrations moyennes mesurées dans les positions de référence. Les barres d'erreur représentent: $\pm 5\%$ des concentrations mesurées pour les positions -60, 60 et 110 et pour la concentration moyenne aux positions de référence, l'écart type observé entre les trois positions -300, 210 et 400.

En revanche, dans l'horizon E&Bt et dans la partie supérieure de l'horizon Bt, les concentrations en lutum, Al, Fe et Mg aux positions -60, 60 et 110 sont inférieures à la concentration moyenne des positions de référence (Fig. 14). Les diminutions maximales s'échelonnent en fonction de la position considérée de 25 à 43% pour le lutum, de 20 à 30% pour Al, de 23 à 45% pour Fe et de 27 à 38% pour Mg. Parallèlement, les concentrations en quartz augmentent de 13 à 27%. De telles évolutions sont cohérentes avec les observations macroscopiques qui montrent que l'abondance des volumes ocre, riches en lutum et en fer, décroît avec la distance au drain au profit des volumes de couleurs claires nettement appauvris en lutum et en Fe et enrichis en quartz (Jamagne, 1973; De Coninck et al., 1976; Diab et al., 1988). Toutes ces évolutions excèdent significativement la variabilité naturelle induite par la formation long terme des sols étudiés (Fig. 14). Ces évolutions sont plus particulièrement marquées aux positions -60 et 60, i.e. aux positions les plus proches du drain, même si elles ne s'observent pas pour des profondeurs identiques. La position 110 montre, quant à elle, des concentrations en lutum, Al, Fe et Mg intermédiaires entre celles mesurées à 60 cm et celles des positions de référence.

Dans le type de sol étudié, l'horizon de surface se caractérise également par des teneurs plus faibles en lutum, Al, Fe et Mg et des teneurs plus élevées en quartz par rapport à l'horizon Bt (Fig. 13 et Fig. 14). Les différences de concentrations pour ces divers paramètres sont, au moins en partie, attribuables au processus d'éluviation (Jamagne, 1973; Jamagne, 1978; Jamagne and Pedro, 1981). Par analogie, la différenciation des positions -60, 60 et 110 par rapport aux positions de référence pourrait donc être, au moins en partie, le résultat de phénomènes d'éluviation. Les évolutions, moins prononcées des concentrations à 110 cm qu'à 60 cm du drain, suggèrent que l'intensité du processus d'éluviation, par ailleurs limité à l'horizon E&Bt et à la partie supérieure de l'horizon Bt, diminue lorsque la distance au drain augmente. Ainsi, l'effet de la distance au drain se caractérise par (i) une intensité maximale du

processus d'éluviation à proximité immédiate du drain, celle-ci diminuant à mesure que la distance au drain augmente et (ii) un impact du processus d'éluviation essentiellement localisé au sein des horizons où se concentrent les flux d'eau. Or cet impact sur les processus d'éluviation et sa variabilité dans l'espace sont cohérents avec les hypothèses issues de la synthèse bibliographique sur le drainage. Rappelons que de tels impacts du drainage ont déjà été décrits dans d'autres situations (Kapilevich et al., 1991; Yli-Halla et al., 2006). Il semble donc que la différenciation des positions -60, 60 et 110 par rapport aux trois positions de référence puisse raisonnablement être attribuée à l'impact du drainage. L'absence de symétrie des évolutions entre les positions -60 et +60 pourrait s'expliquer par des différences d'intensité des flux d'eau. En effet, il existe une très faible pente de la droite vers la gauche du drain. De ce fait, les positions -60 et +60 correspondent respectivement à des positions amont et aval en ce qui concerne les flux d'eau. Or, la synthèse bibliographique de l'impact du drainage a également mis en évidence la variabilité spatiale de l'intensité du processus d'éluviation en fonction des positions amont ou aval, ces dernières concentrant les flux d'eau en provenance des positions amont.

Les concentrations en Mn ont également tendance à diminuer, essentiellement dans l'horizon E&Bt, à -60, 60 et 110 cm du drain par rapport aux positions de référence. Toutefois la réalité de ces évolutions demeure incertaine à ce stade du fait de la variabilité spatiale importante des concentrations mesurées au sein des trois positions -300, 210 et 400. L'absence d'évolution des teneurs en Mn en fonction de la distance au drain est surprenante dans un contexte où :

1- un gradient des conditions d'oxydo-réduction est attendu entre la proximité immédiate du drain et les positions d'inter-drain ;

2- les observations macroscopiques indiquent une augmentation de l'abondance des ségrégations ferro-manganiques, vraisemblablement très riches en Mn, lorsque la distance au drain diminue, et semblent donc confirmer l'existence de ce gradient.

A notre avis, de tels résultats, loin d'invalider l'hypothèse d'un gradient des conditions d'oxydo-réduction en fonction de la distance au drain, soulignent, si cela était encore nécessaire, (i) les limites d'une approche à l'échelle de l'horizon lorsque les horizons sont constitués de différents types de volumes de sol aux propriétés et fonctionnement contrastés et au contraire (ii) la nécessité, d'une approche à des échelles spatiales plus fines, telles que le volume de sol fonctionnel et homogène ou le minéral, pour quantifier précisément les évolutions des phases solides et identifier les processus et mécanismes à l'origine de ces évolutions.

III.4. Conclusion : vers un modèle conceptuel de l'impact du drainage sur l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS

La comparaison de la phase solide des sols à l'échelle du solum le long d'une draino-séquence a permis de confirmer les hypothèses déduites des observations macroscopiques à savoir que l'impact du drainage s'observe quasi-essentiellement : (i) pour des distances au drain inférieures à 2 mètres et (ii) dans l'horizon E&Bt et dans la partie supérieure de l'horizon Bt. Les résultats obtenus par cette approche, de même que ses limites, justifient *a posteriori*, les efforts engagés pour quantifier l'évolution de l'abondance relative et de la composition chimique et minéralogique des différents volumes de sol. Finalement, nous avons déduit de l'étude de cette séquence les bases d'un modèle d'évolution des LUVISOLS DÉGRADÉS drainés pour la partie droite de la tranchée (Fig. 15) se composant de :

1- une première phase de dégradation de l'horizon illuvié, homogène à l'échelle de la tranchée, liée à la formation long terme des LUVISOLS DÉGRADÉS et dont les trois positions -300, 210 et 400 semblent représentatives (stades 1 et 2 de la figure 15) ;

2- une seconde phase de dégradation morphologique des horizons E&Bt et Bt, se superposant au résultat de la formation long terme, principalement liée à l'augmentation de l'intensité du processus d'éluviation en réponse à l'augmentation des flux d'eau suite au drainage (stades 3 et 4 de la figure 15).

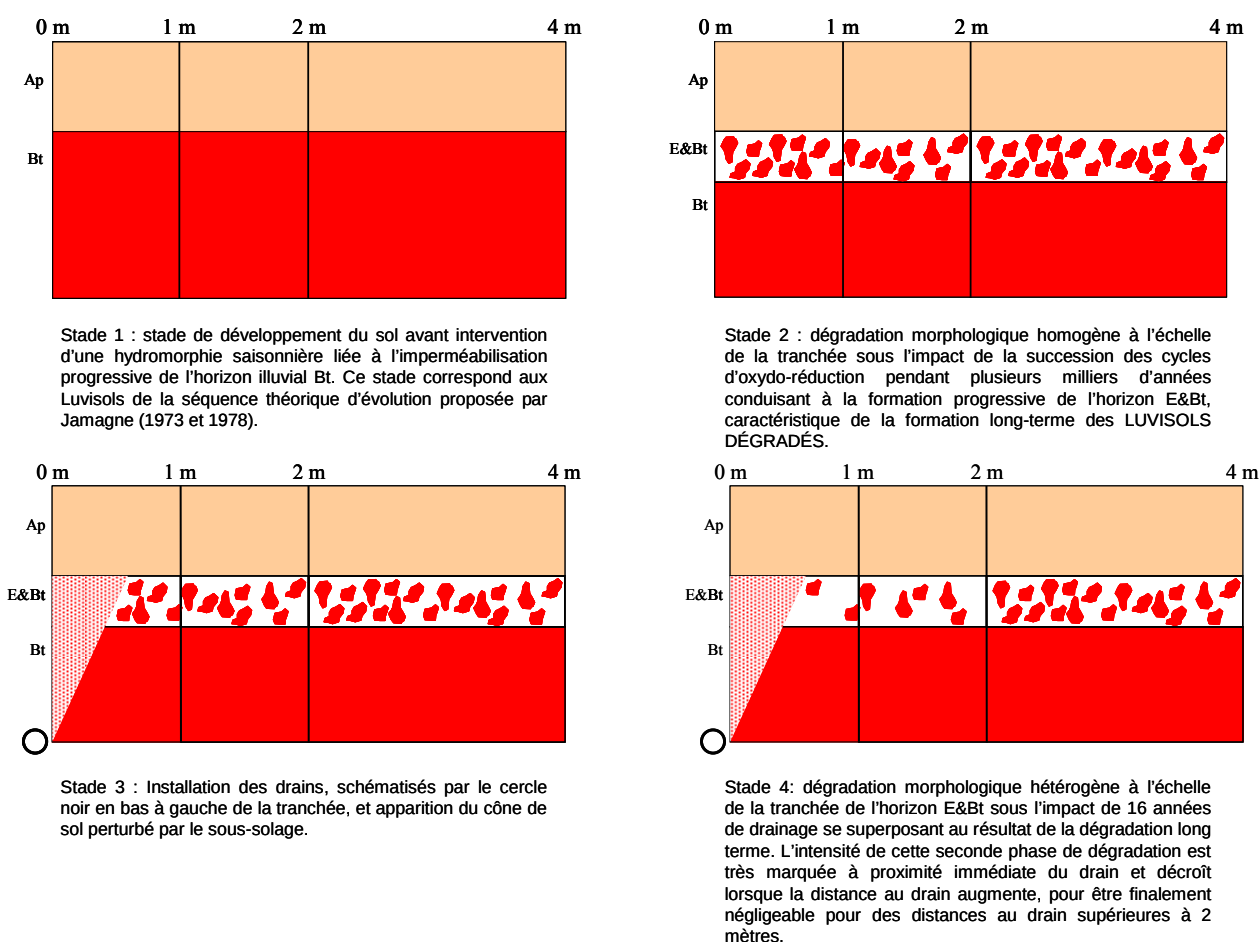


Figure 15 : Schématisation du modèle d'évolution conceptuel des LUVISOLS DÉGRADÉS drainés depuis l'intervention d'une hydromorphie saisonnière. Pas à l'échelle.

Ce modèle conceptuel sera à la base de la comparaison quantitative de l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS sous l'impact du drainage d'une part et de leur formation long terme d'autre part.

Bien que riche d'enseignements, cette étude de l'évolution de la composition chimique et granulométrique globale de la phase solide à l'échelle du solum soulève néanmoins, au moins autant de questions qu'elle n'en résout. Ainsi, si les résultats obtenus suggèrent que les pertes de lutum, Al, Fe et Mg sont, au moins pour partie, liées à une augmentation de l'intensité du processus d'éluviation, quid de l'impact du drainage sur les processus d'oxydo-réduction ? Les pertes de matières affectent-elles la masse du sol dans son ensemble sans distinction entre les différents volumes de sol ou varient-elles dans le temps et l'espace en fonction de ces différents volumes ? Enfin quelle est l'importance relative de l'évolution récente (16 ans) des LUVISOLS DÉGRADÉS sous l'impact du drainage vis-à-vis de leur évolution long terme (de l'ordre de la dizaine de milliers d'années) : sont-elles du même ordre de grandeur ou pouvons-nous négliger objectivement la première par rapport à la seconde ? Dans le chapitre suivant, l'étude à l'échelle du volume de sol devrait permettre d'apporter des premiers éléments de réponse à ces questions.

IV. Impact du drainage à l'échelle du volume de sol homogène et fonctionnel

Ce quatrième chapitre est consacré à la quantification de l'abondance relative des différents volumes de sol homogènes et fonctionnels constitutifs des horizons E&Bt et Bt, à leur caractérisation et à la modélisation par bilan de masse. Or, si la quantification de l'évolution de la qualité des différents volumes pédologiques ne pose pas de problèmes majeurs dans la mesure où elle peut être abordée par exemple par échantillonnage spécifique (Jamagne, 1973), la quantification précise de l'évolution de leur abondance relative est plus délicate. Du fait de cette difficulté, ce chapitre se compose :

1- d'un travail préliminaire de mise au point d'une méthode de quantification aussi précise que possible de l'abondance relative des différents volumes pédologiques, **publié dans Canadian Journal of Soil Science, 87 : 51-59, 2007, et intitulé « Quantification of soil volumes in the E&Bt-horizon of an Albeluvisol using image analysis ».**

2- de la quantification et de la modélisation par bilan de masse de l'impact du drainage à l'échelle du volume de sol, présenté **sous forme d'un article soumis à Geoderma et intitulé : « Soil drainage as an active agent of human-induced soil evolution : quantification and modelisation of the Albeluvisol response to subsurface drainage ».**

IV.1. La quantification de l'évolution de l'abondance relative des différents volumes de sol : les approches classiques, leur limites et proposition d'une approche alternative

La description d'horizons de sol constitués de la juxtaposition de différents volumes de sol aux propriétés contrastées (couleur et/ou texture principalement), et secondairement la quantification de l'abondance relative de ces différents volumes, sont des pratiques très courantes en pédologie, notamment en classification et cartographie des sols. La composition

et l'organisation géométrique de ces différents volumes sont, en effet, des signatures des processus pédologiques à l'origine de la différenciation des profils de sol. Ainsi, les REDOXISOLS sont principalement définis par l'existence d'un horizon redoxique caractérisé par une juxtaposition de volumes plus clairs que le fond matriciel et de tâches de couleur rouille à noire (Afes, 1995). D'un point de vue plus quantitatif, la « dégradation morphologique » des LUVISOLS DÉGRADÉS est alors définie, entre autres paramètres, par une occupation en volume supérieure à 15 % de la partie de l'horizon illuvial affectée de zones blanchies sous forme diffuse, sous forme d'interdigitations ou sous forme de langues (Afes, 1995). En conséquence, les différentes tentatives de structuration des données relatives à la description des sols, tels que le système STIPA ou DONESOL, ont accordé une place importante à la description des horizons de sol constitués de la juxtaposition de différents volumes et à la quantification de l'abondance relative de ces différents volumes.

Les quantifications, en classes d'abondance, sont réalisées à dire d'experts et en 2 dimensions sur des faces de fosses pédologiques. Si de telles approches sont très satisfaisantes en termes d'identification des processus pédologiques et de classification des sols, elles semblent insuffisantes vis-à-vis de notre problématique. En effet, ces approches classiques ne permettent pas de quantifier des évolutions fines, de l'ordre de la dizaine de % voire plus faibles, de l'abondance relative des différents volumes de sol et posent par ailleurs un important problème théorique. En effet, dans le cas de l'étude de l'impact du drainage, l'abondance relative des différents volumes évolue non seulement latéralement en fonction de la distance au drain mais aussi verticalement en fonction de la profondeur. Or, pour être représentative, la quantification de l'abondance relative des différents volumes doit être conduite perpendiculairement aux gradients d'évolution et ne peut donc pas être réalisée sur la face d'une fosse pédologique.

Parallèlement à ces approches classiques, la caractérisation et la quantification en 3 dimensions de la structure macroscopique des sols, ont fait l'objet de travaux concernant notamment la quantification de la porosité par analyse d'images d'échantillons de sol à structure conservée. Des images tridimensionnelles de sol à cette échelle (pluricentimétrique) peuvent être obtenues à l'aide de reconstructions par coupes sériées (Cousin et al., 1996; Velde et al., 1996), d'images en tomographie à rayons X (Jenssen and Heyerdahl, 1988; Pierret et al., 2002), ou d'images en tomographie électrique (Samouelian et al., 2004). Ces approches permettent en effet de caractériser et de quantifier la morphologie et la topologie des objets étudiés, informations complémentaires par rapport à la seule quantification de leur abondance. Par analogie à ces travaux, et bien que les données concernant la géométrie et la topologie des différents volumes de sol ne soient pas traitées dans le cadre de cette thèse, nous avons proposé de quantifier les évolutions d'abondance des différents volumes constituant les horizons E&Bt et Bt, à la fois en fonction de la distance au drain et en fonction de la profondeur, par analyses d'image sur coupes sériées d'échantillons à structure conservée.

IV.2. Un échantillonnage spécifique dédié à la quantification de l'abondance relative des différents volumes de sol

La méthode choisie de quantification de l'abondance relative des différents volumes constitutifs des horizons E&Bt et Bt par analyse de coupes sériées a nécessité l'échantillonnage de monolithes de sol à structure conservée. De tels échantillons ont été prélevés dans chacun des deux horizons E&Bt et Bt, et ce pour chacune des 6 positions de la draino-séquence, i.e. aux positions -300, -60, 60, 110, 210 et 400 cm.

La taille de ces monolithes a été choisie de manière à ce que leur épaisseur n'excède pas celle de la partie supérieure de l'horizon Bt affectée par le processus de dégradation morphologique, i.e. une dizaine de cm. Les monolithes ont par ailleurs été prélevés de telle

manière que leur plus grande dimension (27 cm) corresponde à la direction perpendiculaire au drain. Ce faisant, il devenait possible d'étudier l'impact du drainage sur l'abondance des différents volumes, à l'échelle centimétrique (au sein de chacun des monolithes) et à l'échelle métrique (comparaison des différents monolithes). Ces monolithes sont à la base : (i) du tri sélectif des différents volumes en vue de leur caractérisation chimique et minéralogique et (ii) de la quantification par analyse d'images de l'abondance relative de ces différents volumes.

IV.3. Mise au point méthodologique : « Quantification of soil volumes in the E&Bt-horizon of an Albeluvisol using image analysis »

Auteurs : D. Montagne, I. Cousin, L. Le Forestier, J. Daroussin, S. Cornu

Acknowledgements: This work was funded by the Région Centre. The authors also gratefully acknowledge C. Le Lay and O. Josière for technical assistance during the field sampling and laboratory experiment, S. Desbourdes for figure design, and Dr. J.P. Lamarche of the Department of applied mathematics of the University of Orléans for his advice on statistical analysis. Finally, the authors thank the anonymous reviewers for their help in improving the clarity of the manuscript and the American Journal Experts association for english editing.

Abstract:

In this study, we provide a strategy to quantify the effects on soil evolution of driving forces such as human activities or global change. This strategy was developed for situations in which soil evolution resulted in the formation of a complex juxtaposition of soil volumes with distinct properties including soil colours. It is based on image analysis. Our approach proceeds in two steps: (1) to find the minimum sample size over which the soil anisotropy can be neglected and (2) to define a Representative Elementary Volume (REV) of that sample. This approach was developed on the E&Bt horizon of a drained Albeluvisol in which three decimetric soil monoliths were sampled at 60, 110 and 210 cm from a drain. The monoliths were sliced in 1.5 cm horizontal layers. Each slice was photographed and studied by image analysis. At the monolith scale, there was neither lateral nor vertical anisotropy. The sampled monoliths were larger than the REV allowing quantification of the different soil volumes constituting this particular horizon. We quantified significant evolutions of the abundance of the different soil volumes characterized by their colour as a function of the distance to the drain. Such a quantification of the effects on soil evolution of human activities or global change equally applies for Podzols, Calcisols or Gleysols for which pedogenesis also resulted in contrasted soil colour evolutions.

IV.3.1. Introduction

Soil evolution results from the progressive transformations under continuous fluxes of matter and energy of primary minerals from the parent material into more stable secondary phases (Chadwick and Chorover, 2001). Human activities and climate change are known to affect pedogenesis by modifying these fluxes (see White and Blum, 1995 for an example of the climate impact). Their consequences on pedogenesis are however poorly known and rarely quantified.

In several cases, pedogenesis results in the formation of a complex juxtaposition of soil volumes with distinct properties including colour. It is for example the case for (i),

Podzols and Albeluvisols in which tongues of albic soil material developed into a horizon of higher chroma in colour; (ii) Calcisol, where uneven precipitation of calcite developed in the soil matrix of calcic and petrocalcic horizons; and (iii) Gleysols and other waterlogged soils that present a colour pattern made up of reddish to yellowish colours in combination with greyish to bluish ones. These four soil groups represent 18.5 % of the world soil resources (Dreissen et al., 2001). To quantify the evolution of such soils in response to human activities or climate change, it is necessary to quantify the changes in the relative abundances of the different soil volumes. Such quantifications are generally not performed except maybe through expertise on a pit surface. It could however be quantified on the basis of their distinctive colour using image analysis, the latter being one of the most important diagnostic parameters in field pedology. Indeed, some diagnostic horizons such as the albic one, are mainly determined on the basis of their colour (Deckers et al., 1998). This study aims at providing a strategy to quantify the soil evolution in terms of the relative abundance of the different soil volumes characterised by distinctive colours using image analysis.

Our approach consists of two steps: (1) to find the sample of minimum size over which the human or climate induced heterogeneity can be neglected, and (2) to define, on that sample, a Representative Elementary Volume (REV) for each particular soil volume characterized by its colour.

We tested this approach on a drained Albeluvisol considering drainage as an example of human-induced perturbation of the water fluxes through soils (Skaggs et al., 1994). Indeed, the relative amount of the bleached tongues and of the clayey and ochre residual soil volumes characterising Albeluvisols evolves in space according to the local hydrodynamic conditions (Nicole et al., 2003). The ability of our approach to quantify (1) the different soil volumes of the studied Albeluvisol and (2) their variation in abundance along a trench perpendicular to a drain was estimated.

IV.3.2. Material and methods

IV.3.2.1. Studied site and soil

The study site is located on the Yonne plateau (France) consisting of quaternary loamy deposits overlying clay ones. On the crest, Albeluvisols (Dreissen et al., 2001) have developed. They are generally cropped and artificially drained. The studied Albeluvisol comprises five horizons:

- From 0 to 25 (30) cm of depth, a silty, brown to grey, A-horizon containing many degraded organic fragments.
- From 25 to 35 (40) cm of depth, a silty E-horizon whose colour is greyer than the upper A-horizon (10YR6/4).
- From 35 to 60 (70) cm of depth, an E&Bt-horizon that is characterised by the juxtaposition of different types of soil volumes. The most abundant volumes are white-grey (10YR8/2 to 10YR7/1) to pale-brown (10YR7/4) and silty. The less abundant ones are of decimetric size, ochre colour (10YR5/6 to 10YR5/8) and clayey. In the middle of these last volumes, black concretions and impregnations are observed. The ochre, clayey volumes, including concretions and impregnations, are interpreted as residual volumes inherited from the degradation of the underlying horizon.
- From 60 to 90 (105) cm of depth, a Bt-horizon exhibits a juxtaposition of the previously described soil volumes, the most abundant being the ochre ones. The grey-white to pale-brown soil volumes differ slightly in colour from the upper ones (10YR7/1 to 10YR8/2) and are present as glosses, with, in places, small volumes of grey-blue to brown-salmon clay rich volumes. Black impregnations are abundant.
- From 90 to 115 cm of depth, a clay-rich B3-horizon, comprised of 80 % clay-rich ochre volumes associated with centimetric grey-blue clayey glosses.

In the studied plot, the drainage system was installed by subsoiling in 1988 that is 16 years before the present study. Drains are located at 1 m depth within the Bt-horizon and spaced 15 m apart.

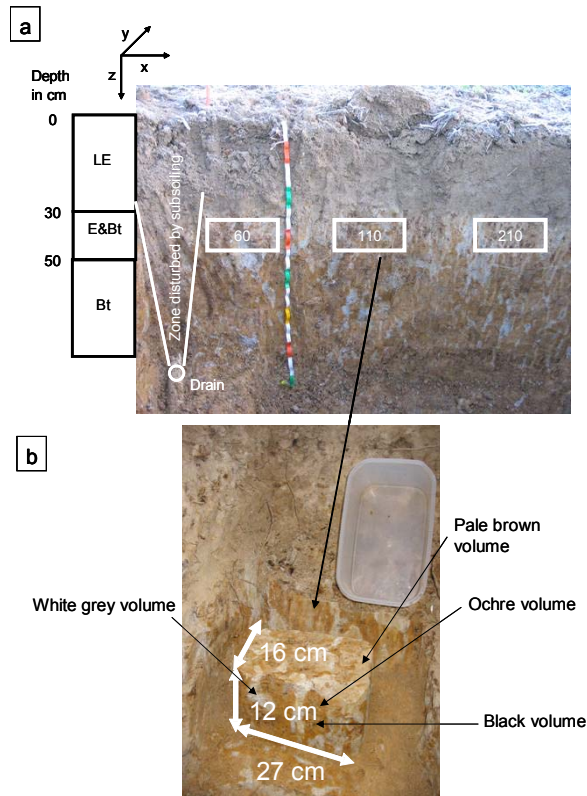


Figure 16: a: Picture of the studied profile onto which the drain, the zone perturbed by subsoiling and the sampled monoliths are located, b: details of a monolith sampling onto which the 4 different soil volumes are labelled.

A 3 meter long trench was dug perpendicularly to a drain in a x,z-plane (Fig. 17). Lateral gradients were observed along the x-direction of this trench: moving towards the drain, the amount of the silty white-grey volumes increased until reaching the zone disturbed by subsoiling. Conversely, the amount of the clayey ochre volumes decreased. This was particularly clear in the E&Bt horizon (Fig. 17). In addition, the amount of white-grey and ochre volumes varied along the z-axis, i.e. with depth, due to the development of the horizonation.

On the opposite, no macroscopic anisotropy in the amount of the different soil volumes was observed along the y-axis, i.e. along the drain.

IV.3.2.2. Justification of the sampling procedure

According to field observations, the amount of the different soil volumes varied 1) laterally along the x-axis, on a pluri-metric scale, and 2) vertically, along the z-axis, on a pluri-decimetric scale. Due to these two superimposed evolutions, it was not possible to

analyse the lateral evolution through image analysis of the trench face. Indeed, to be representative, the analysis has to be performed perpendicularly to the evolution gradient.

As we were interested in quantifying the lateral evolution, developed on a pluri-metric scale, we decided to sample decimetric soil monoliths at three distances from the drain, i.e. perpendicular to the main anisotropy axis at this scale.

In addition, macroscopic observations in the field suggested that, at the monolith scale, the anisotropy due to pedological differentiation as glosses, along the z-direction, was more important than the anisotropy due to drainage, along the x-direction. The serial sections were therefore realised in x,y-planes, perpendicular to the main anisotropy axis at the monolith scale.

IV.3.2.3. Field sampling procedure and image analysis

Three soil monoliths of size $x = 27$ cm, $y = 17$ cm and $z = 12$ cm were sampled in the E&Bt-horizon at 60, 110 and 210 cm of the drain (Fig. 16) and at 395 mm depth. The position at 210 cm from the drain was considered as the reference position. For convenience, these monoliths were named monolith 60, monolith 110 and monolith 210. The sampling was realised in autumn, after the soil was rewetted by rains. The water content in the soil at sampling time was $15\text{ g }100\text{ g}^{-1}$. Immediately after sampling, the monoliths were kept in plastic boxes hermetically closed and were frozen to avoid drying and disturbance by soil fauna.

At the beginning of the experiment, the monoliths were gently unfrozen and placed at laboratory temperature. The surface of each monolith (in a x,y-plane) was photographed in colour (RGB mode) using natural light. A 1.5 cm slice from the monolith surface was then cut off with a knife. The new face was then photographed again. This was repeated over the whole monolith thickness (Fig. 17). In order to compare all the pictures, lighting conditions and water content had to be kept constant. Lighting conditions changes were limited by

maintaining similar exposure conditions for all the pictures. To keep the water content as constant as possible, the surface of the monolith was regularly and gently rewetted by sprinkling and the box was closed again hermetically between two cuts, keeping a wet piece of sponge cloth on the upper side of the monolith.

At the end of the experiment, 7 to 8 RGB pictures were obtained depending on the monolith, with a resolution of $180\ \mu\text{m}$ per pixel. To avoid border effects, a $260\ \text{cm}^2$ surface area (about $22 \times 12\ \text{cm}^2$), located in the middle of the pictures, was studied. The image analysis was achieved using the ERDAS IMAGINETM version 8.7 image processing commercial software package. The images were classified in order to distinguish the different soil volumes and to obtain well defined distinct objects. The target classes being known, classification was based on a supervised method. For each monolith, one picture was selected for training.

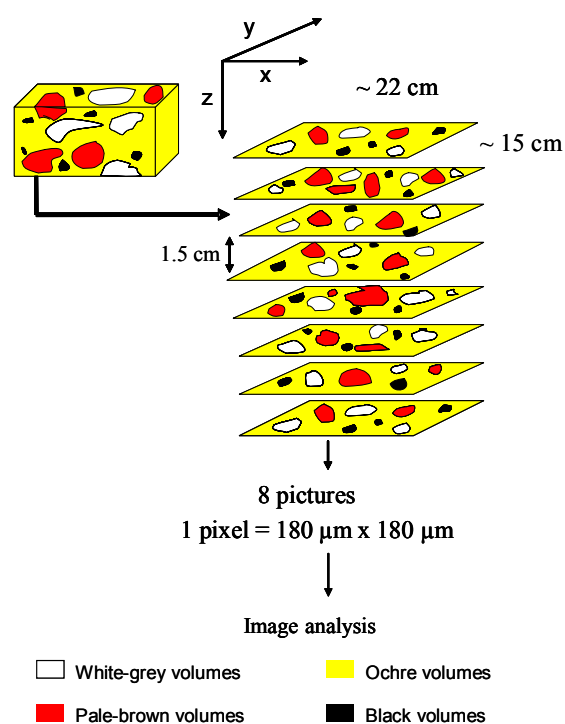


Figure 17: Serial sectioning method for quantification of the soil volumes.

From that we manually selected pixels in the 3-dimensional space defined by the Red, Green and Blue channels that were clearly representative of the different soil volumes thus defining a spectral signature and corresponding class for each soil volume. Based on these signatures, every pixel in every image for that monolith was then automatically allocated to the best corresponding class by applying the maximum likelihood parametric decision rule.

An advantage of the method is that no pixel remains unclassified. From the classified image, surface areas for each soil volume could easily be computed through pixel counts. Finally integrated results over all the images were calculated.

IV.3.2.4. Data analysis

In order to verify that the sampling of the monoliths was correct, one has first to check that the monoliths were small enough to neglect (1) the heterogeneity induced by drainage and 2) the heterogeneity induced by pedological differentiation as glosses.

Lateral gradients within the monoliths along the x-direction (respectively y-direction) were researched by dividing the pictures in bands of 1.8 cm parallel (respectively perpendicular) to the drain axis, in the y- (respectively x-) direction. The areas of the different soil volumes were measured on each image. Integrated results over all the images were then calculated. ANOVA at a 5 % confidence level (Tukey tests) were performed in order to identify significant differences in the relative abundance of the different soil volumes among the bands.

Vertical heterogeneity at each sampling position was assessed by analysing the evolution of the abundance of the soil volumes by performing an ANOVA at a 5 % confidence level (Tukey tests) among the eight images of increasing depth, each of them being characterised by the quantifications obtained on the bands of 1.8 cm parallel to the drain axis.

Once confirmed that the monoliths did not exhibit any intra variability, we verified that the monolith size was large enough to correctly represent each soil volume. In other words, we looked for the Representative Elementary Volume (REV) of each soil volume on each image. Indeed, one usually assumes that the studied sample, a subportion of the studied system, is representative of the whole system, which means that the sample is a representative

elementary volume of the considered system. As far as homogeneous objects are concerned, the REV is well defined: it is simply the minimum size of the object above which the characteristic property of the object is constant for whatever sample size is considered (Bear 1972). Determination of the REV was then realised in our images by measuring the area of the different soil volumes within square windows of increasing size centered in the images. At each step, the size of the test window was increased by ten pixels, i.e. 1.8 mm on every side (left, right, top and bottom sides). The test windows thus ranged from 0.14 cm² to 260 cm².

Finally, to discuss the effect of drainage on the evolution of the E&Bt-horizon, an ANOVA at a 5 % confidence level (Tukey tests) was performed on the measurements of each soil volume.

IV.3.3. Results and discussion

IV.3.3.1. Local heterogeneity of the monoliths

IV.3.3.1.1. Lateral variation of the relative abundance of the soil volumes along the y-axis

From the macroscopic observation on the trench, we hypothesised that there was no gradient along the y-axis, i.e. parallel to the drain. In order to verify this hypothesis, figure 18.a reports for monolith 210, the evolution of the relative abundance of the different soil volumes by bands of 1.8 cm integrated on the whole monolith thickness. According to the ANOVA no significant difference among the different bands was observed for any of the soil volumes, whatever the considered monolith. Consequently, there is no gradient along the y-axis and the initial hypothesis is verified.

IV.3.3.1.2. Lateral variation of the relative abundance of the soil volumes along the x-axis

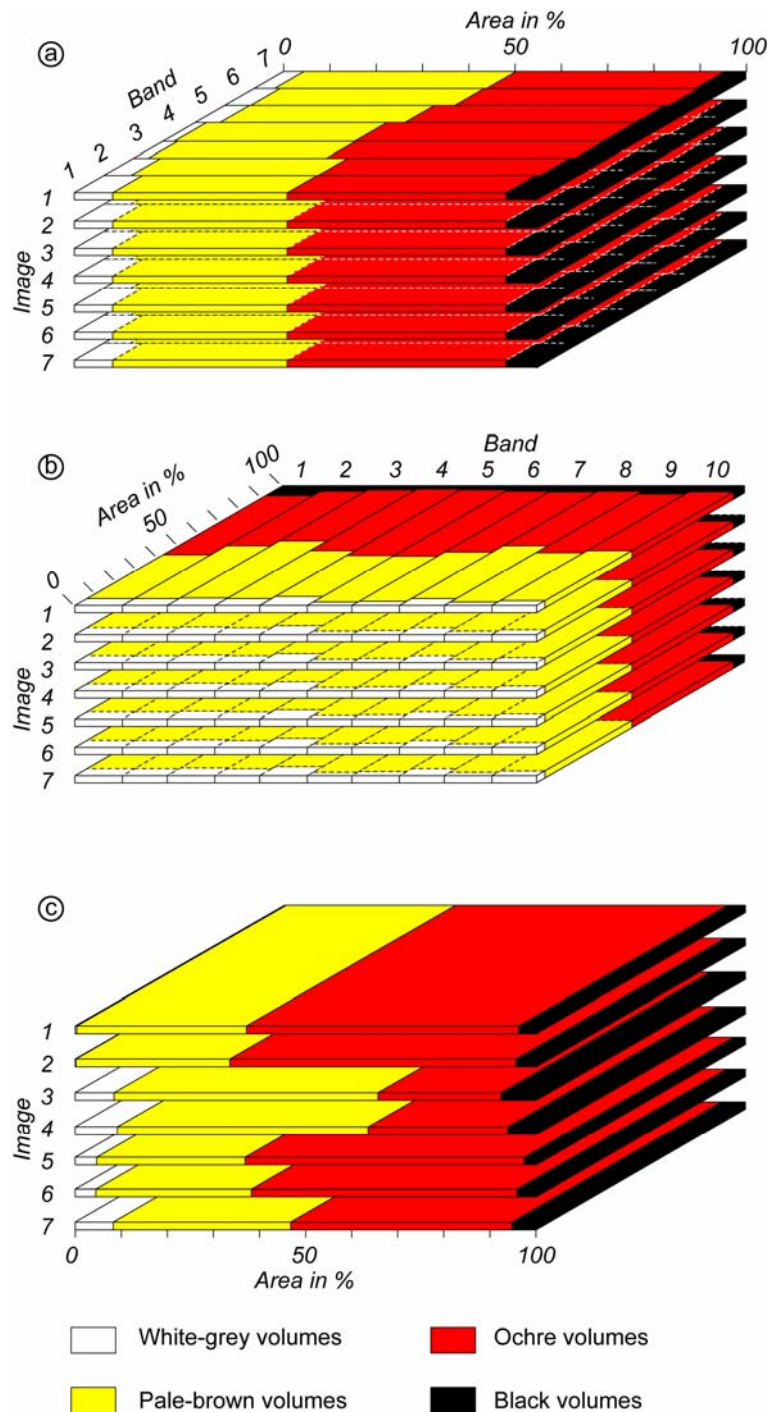


Figure 18: Intra-monolith variability of the relative amount of the different soil volumes in the monolith sampled at 210 cm from the drain along. a: the y-axis (moving parallel to the drain); b: along the x-axis (moving away from the drain) and c: along the z axis (moving deeper down the profile). For a and b, data are integrated values calculated on 7 images.

In a similar manner, figure 18.b presents for monolith 210, the intra-monolith variability along the x-axis of the relative amount of the different soil volumes integrated on the whole monolith thickness. There again, the amount of each soil volume did not vary significantly among the bands according to the results of the ANOVA. Whatever the considered monolith, no gradient were observed in the x-direction. One can therefore conclude that the anisotropy induced by drainage which could visually be observed at the trench scale can be neglected at the monolith scale.

IV.3.3.1.3. Vertical variation of the relative abundance of the soil volumes along the z-axis.

The evolution of abundance of the soil volumes among the seven images is presented in figure 18.c for monolith 210. The corresponding ANOVA is reported in Table 16 and in Tables 17 and 18 for respectively monolith 110 and 60. Contrary to directions x and y discussed above, significant differences of the relative amounts of the different soil volumes were observed as a function of depth (Table 16).

Depth (mm)	White-Grey	Pale-Brown	Ochre	Black
395	A	A	BC	A
410	A	A	C	AB
425	B	B	A	B
440	B	B	A	B
470	AB	A	C	A
485	AB	A	BC	AB
500	B	A	B	AB

Table 16: Results of an ANOVA (Tukey tests) at 5 % level of confidence for the monolith sampled at 210 cm from the drain. The relative amounts of each soil volume are compared among the different depths (z-axis). Within a column, different letters between 2 lines indicates a significant difference in the amount at the 5% level with A<B<C.

This agrees with visual observations suggesting that, at the monolith scale, the heterogeneity along the z-direction was more important than the heterogeneity in the x- and y-directions. The heterogeneity was however not organised as a function of depth. As an example, the relative amounts of the pale-brown soil volumes at 395 mm and 500 mm of depth were not significantly different whereas they were significantly lower than those at depths of 425 and 440 mm. Similar results were observed for monoliths 60 and 110 (Tables 17 and 18). At the monolith scale and for all three studied monoliths, no anisotropy was observed as a function of depth, i.e. induced by tonguing.

Depth (mm)	White-Grey	Pale-Brown	Ochre	Black
375	A	C	A	AB
390	B	AB	A	B
405	A	C	A	AB
420	A	C	AB	A
435	A	BC	AB	AB
480	A	A	B	AB

Table 17: Results of an ANOVA (Tukey tests) at 5 % level of confidence for the monolith sampled at 110 cm from the drain. The relative amounts of each soil volume are compared among the different depths (z-axis). Within a column, different letters between 2 lines indicates a significant difference in the amount at the 5% level with A<B<C.

Depth (mm)	White-Grey	Pale-Brown	Ochre	Black
455	A	A	B	B
470	BC	BC	A	B
485	AB	BC	A	B
500	C	BC	A	AB
515	BC	C	A	AB
530	AB	AB	B	A

Table 18: Results of an ANOVA (Tukey tests) at 5 % level of confidence for the monolith sampled at 60 cm from the drain. The relative amounts of each soil volume are compared among the different depths (z-axis). Within a column, different letters between 2 lines indicates a significant difference in the amount at the 5% level with A<B<C.

Finally, the sampled monoliths did not exhibit any anisotropy in the relative amount of the different soil volumes, whatever the considered direction.

IV.3.3.2. Research on a REV for each soil volume

As the monoliths did not exhibit any intra variability, we looked for the REV for each soil volume. Figure 19 reports the relative amount of each soil volume for a test image of monolith 210 as a function of size of the test area. Whatever the soil volume, one can observe that its relative abundance varied with the size of the analysed window but tended towards stabilisation for large windows. The white-grey volumes covers 4.4% of the entire image, the pale-brown ones 33.8 %, the ochre ones 57.6 % and the black ones 4.2 % (Fig. 19). After the image analysis presented on figure 19 for monolith 210, the relative abundance stabilised

when the window size reached 250 cm², 240 cm², 100 cm² and 220 cm² for the white-grey, pale-brown, ochre and black volumes respectively.

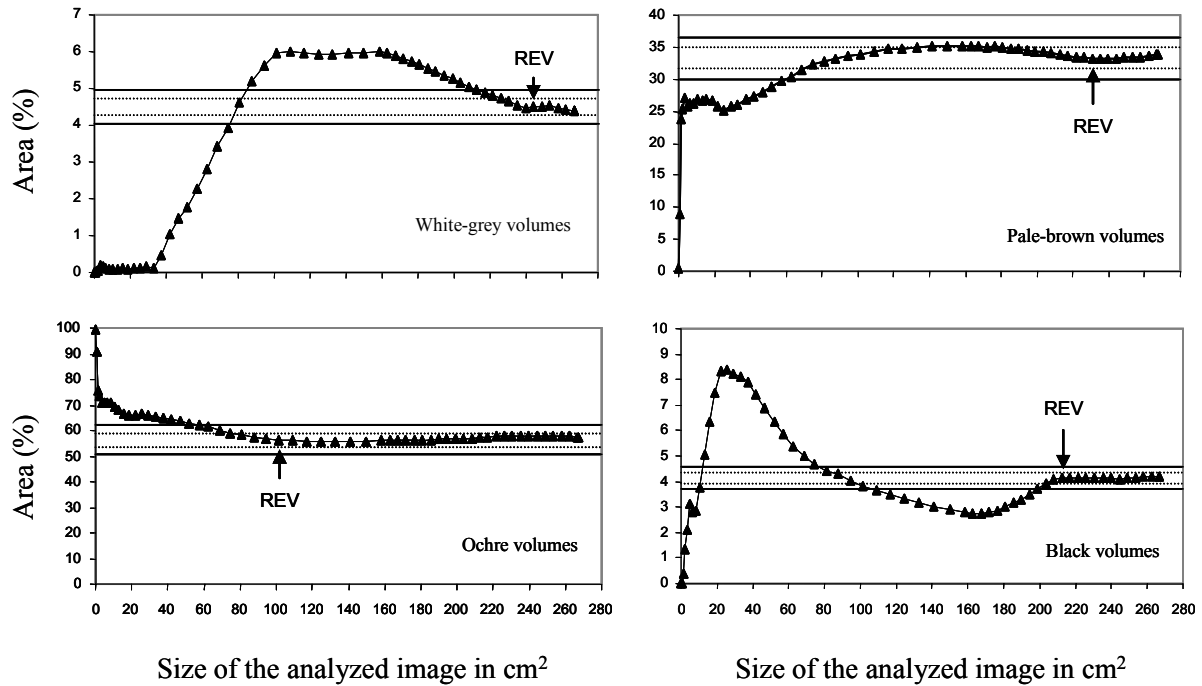


Figure 19: Evolution of the relative amount of the different soil volumes in the monolith sampled at 210 cm from the drain as a function of the increasing analyzed area of the image. Dotted lines represent REV $\pm$ 5%. Black lines represent REV $\pm$ 10 %.

Analysing all other images from all other monoliths, these stabilisation levels varied slightly but were of the same order of magnitude as for the image presented here. As a stabilization level can generally be found, the sampled monoliths were larger than the REV and thus of sufficient size as far as the quantification of the different soil volumes was concerned. As a consequence, the evolution of the abundance in soil volumes along the x-axis could be quantified.

IV.3.3.3. Quantification of the evolution of the abundance in soil volumes along the x-axis

Figure 20 reports the relative abundance of the four soil volumes for each monolith and the associated ANOVA. The white-grey and pale-brown volumes represented 45 % of the

total image at 210 cm from the drain and about 65 % at 60 cm. Monolith 110 was not significantly different from the other two monoliths as it exhibited an intermediary situation.

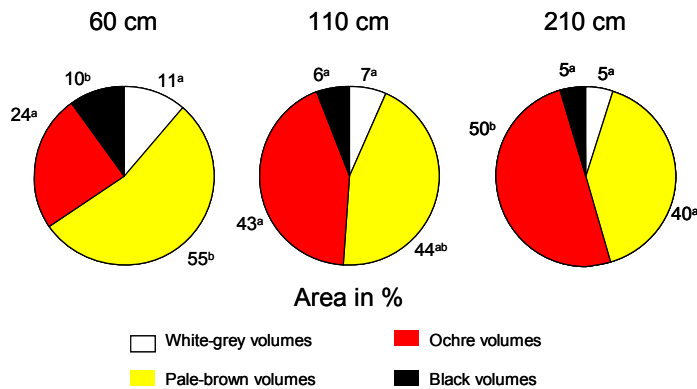


Figure 20: Relative amount of each soil volume in each monolith. a, and, b: results of an ANOVA at 5 % level of confidence (Tukey tests) to compare the relative abundance of the different soil volumes among the three monoliths.

As the distance to the drain decreased, the abundance of the white-grey, the pale-brown and the black volumes increased while the abundance of the ochre volumes decreased. These evolutions were significant between monoliths 60 and 210.

They can be interpreted as the influence of drainage on the Albeluvisol pedogenesis: the installation of the drainage network, 16 years ago, led to a 15% decrease in the abundance of the ochre volumes.

IV.3.4. Conclusion

Image analysis of soil monoliths enabled quantification of the changes in the relative abundance of soil volumes and thus of the effects on the evolution of such soil due to human activities or climate change. We determined that the abundance of the ochre soil volumes decreased by about 15% due to the installation of the drainage network, 16 years ago, corresponding to an average of 1 % per year. As shown by this study, our approach is a powerful tool to quantify the intensity and the velocity of pedogenesis. Although it is restricted to situations in which pedogenesis results in the formation of a complex juxtaposition of soil volumes with clearly distinct colours, the method remains interesting in a context in which quantitative data on soil evolution are extremely rare.

The developed method, based on image analysis on serial sections, enabled us to quantitatively determine that, at the scale of the monolith, the lateral and the vertical anisotropy can be neglected. This monolith size was, however, large enough to define a REV for each of the identified soil volumes. The developed protocol may seem heavy and time consuming. However, we would like to stress the point that the determination of the REV should be a prerequisite for all the experimental studies. Its knowledge is indeed essential in order to insure that the obtained results can be generalised and to allow relevant conclusions, especially in the context of the characterisation of heterogeneous, anisotropic or multi-scale systems.

Finally, in the studied case, the abundance of the soil volumes varied both laterally under the influence of drainage, and vertically as induced by horizon differentiation such as glosses. We demonstrated however that the lateral variability induced by drainage observed at the meter scale was not present at the decimetric scale of the monolith which was isotropic. It thus clearly illustrates the organization of soils at several nested scales.

IV.4. Evolution de l'échantillonnage et de la méthode de quantification de l'abondance des différents volumes de sol par analyse d'images

La méthode proposée nous permettait de quantifier précisément (avec une erreur relative inférieure à 5%) l'abondance relative des différents volumes de sol. Suite à cette première étape de mise au point méthodologique et malgré un bilan globalement positif, deux limites ont été mises en évidence. La première porte sur l'épaisseur de sol séparant deux images consécutives et la seconde sur la nature des objets classés comme noirs au cours de cette première analyse.

Les différentes images analysées, séparées de 1,5 cm, sont trop espacées par rapport à la taille des plus petits volumes de sol individualisés pour permettre une analyse de leur

continuité en fonction de la profondeur, i.e. une reconstruction en 3 dimensions des horizons E&Bt et Bt. Cette taille, inconnue avant la première étape de mise au point méthodologique, est de l'ordre de quelques cm dans le cas des volumes gris clair ou noir. Cousin et al. (1996) ont rappelé, se basant sur les travaux de De Hoff et al. (1972), que pour pouvoir étudier la continuité du plus petit objet de longueur l , la distance séparant deux sections successives ne doit pas excéder $1/3 l$, $1/10 l$ étant même l'espacement recommandé.

Les objets appartenant à la classe « volume noir » regroupent, outre les ségrégations ferro-manganiques, la macroporosité (galeries de vers de terre) et certaines irrégularités liées à la rugosité de surface. La surface occupée par la macroporosité est très faible de même que celle des objets liés à la rugosité de surface, ce qui ne perturbe pas significativement la quantification de l'abondance des volumes de couleur noire. En revanche, ces objets ont des formes très particulières : plutôt digitées pour les ségrégations ferro-manganiques, circulaires pour les galeries de vers de terre et en réseaux complexes et très fins pour la rugosité. L'analyse géométrique fine des ségrégations ferro-manganiques aurait ainsi nécessité un traitement manuel fastidieux permettant de les différencier de la macroporosité et de la rugosité de surface. Bien que n'étant pas abordé directement dans le cadre de cette thèse, la caractérisation géométrique des différents volumes de sol ainsi que la reconstruction 3D des horizons E&Bt et Bt ont, dès le début, été envisagées comme une perspective et a de ce fait, fait l'objet d'une attention particulière. Afin de contourner les deux problèmes évoqués ci-dessus, les monolithes de sol prélevés dans les horizons E&Bt et dans la partie supérieure de l'horizon Bt aux positions -300, -60 et 400 ont été imprégnés d'une résine polyester contenant un colorant fluorescent, selon la technique employée classiquement en micromorphologie (Murphy, 1986). Ceci a permis :

- de découper des sections de 0,7 cm d'épaisseur séparées de 0,5 cm correspondant à l'épaisseur de la scie. Les deux faces de ces sections pouvant être analysées. Ainsi, les

différentes images obtenues sont séparées d'au maximum 0,7 cm, ce qui autorise l'étude de la continuité en fonction de la profondeur d'objets pluri-centimétriques.

- de supprimer complètement la rugosité de surface.
- et d'identifier la porosité comme une classe à part sur la base de la couleur particulière de la résine.

Toutefois, afin de ne pas perturber la comparaison de l'abondance relative des différents volumes de sol par la quantification de la porosité (représentant au plus 2% de la surface totale analysée) entre les monolithes de sol non imprégnés (positions 60, 110 et 210) et les monolithes de sol imprégnés (positions -300, -60 et 400), l'abondance relative des différents volumes dans ces dernières positions a été rapportée à 100 en excluant la porosité. Enfin, le prélèvement sélectif des différents volumes de sol ne pouvant plus être réalisé sur le monolithe dédié à l'analyse d'images, un second monolithe a été prélevé dans chacun des horizons des positions -300, -60 et 400 et entièrement dédié au prélèvement des différents volumes de sol.

C'est cette dernière méthodologie qui a été appliquée à l'étude des différents volumes pédologiques sous l'impact du drainage.

IV.5. Soil drainage as a factor of human-induced soil evolution: quantification of such an evolution in an Albeluvisol

Auteurs : D. Montagne, S. Cornu, O. Josière, L. Le Forestier, J. Daroussin, I. Cousin

Acknowledgements: This work was funded by the Région Centre (France). The authors gratefully acknowledged C. Le lay for technical assistance during the field sampling and laboratory work, and particularly the impregnation and the serial sectioning of the soil monoliths

Abstract:

Research on pedogenesis has mainly focused on the long-term soil formation and has most often neglected recent soil evolutions in response to human practices. Here, the development of the albeluvisol, characteristic of Albeluvisol, in response to 16 years of subsurface drainage was quantitatively compared to its natural long-term formation over several thousands of years. For this purpose, we used a mass balance approach developed at the scale of the homogeneous and functional soil volume. Soil drainage was demonstrated to affect the two soil processes occurring naturally in Albeluvisol, namely eluviation and redox processes. Soil drainage induced contrasted redox conditions. Consequently the Mn lost far from the drain where conditions were more reductive, accumulated under various forms of concretions and impregnations in the vicinity of the drain where conditions were more oxidative. Soil drainage equally increased the intensity of eluviation process resulting in losses of Fe and of the soil fraction finer than 2 μm . These losses were locally quantified to be two-fold higher than those resulting from the long-term Albeluvisol formation. Human practices, such as soil drainage for example, may result in recent soil evolutions mostly irreversible and with a similar intensity than the long-term soil formation. Such human-induced soil evolutions can consequently no longer be neglected. Furthermore, finding that 16 years of soil drainage were sufficient to result in such soil evolutions, suggests that soil evolution may be more rapid than commonly thought

IV.5.1. Introduction

Pedogenesis results from the progressive transformation of primary minerals from the parent material, into more stable secondary phases, under continuous fluxes of matter and energy (Chadwick and Chorover, 2001). Human activities were early recognized as external factors affecting these fluxes and consequently soil evolution (Bidwell and Hole, 1965; Yaalon and Yaron, 1966), but their consequences on soil changes are still now poorly known and rarely quantified (Richter, 2006).

Among the fluxes perturbed by human practices, water fluxes are of particular concern as water is the weathering reactive agent as well as the transporting phase. Thus, changes in water fluxes due to agricultural practices such as irrigation or drainage will affect the chemical weathering and transport of solutes and particles through soils (Chadwick and

Chorover, 2001; Lin et al., 2005) and finally the soil evolution. Irrigation mainly increases the amount of water flowing through soils. Artificial drainage, designed to remove the water in excess, not only increases soil aeration inducing changes in its redox status, but also increases the amount of infiltrating water and induces changes in the water pathways by respectively reducing runoff (Bengtson et al., 1995; Grazhdani et al., 1996) and intercepting water fluxes at regular intervals. Artificial drainage seems thus to affect water fluxes in soils in a greater extent than irrigation.

This study aims (i) at characterising the recent soil evolution and its variability in response to subsurface drainage and (ii) at comparing quantitatively it with the long-term soil formation. In order to characterise the soil evolution in response to drainage, we used an approach based on a soil sequence ranging from soil positions in the immediate vicinity of the drain to soil positions far enough from the drain to be considered as unaffected by soil drainage. Such a soil sequence underwent two successive steps in soil evolution on contrasted time scales. The first step corresponded to the long-term soil formation whereas the second one corresponded to the subsequent recent soil evolution in response to drainage. Each of the two soil evolution steps was quantified using a mass balance approach (Brimhall et al., 1985; Brimhall et al., 1988; Brimhall et al., 1991). The long-term soil formation was quantified on positions unaffected by soil drainage, considered as references. It was then quantitatively compared to the recent soil evolution at positions affected by soil drainage taking into account the distance to and the side of the drain.

This study was performed on Albeluvisols (ISSS Working Group RB, 1998) whose evolution was early recognized as being sensitive to human agricultural practices (Jamagne, 1969). They are waterlogged in winter and consequently frequently drained when cropped. Such soils are hence a good model for studying the impact of a recent soil evolution in response to artificial drainage. The long-term formation of Albeluvisol results from a

progressive evolution from Cambisol to Luvisol and finally to Albeluvisol (Jamagne, 1978; Pedro et al., 1978). In this sequence, the Albeluvisol formation is characterised by the so-called morphological degradation process: a combination of eluviation of clay minerals and redox processes (Jamagne, 1978; Pedro et al., 1978; Dreissen et al., 2001). Over time these elementary soil processes induce the formation of a complex juxtaposition of a bleached eluvial E-horizon with residual soil volumes of the illuvial Bt-horizon. The intensity of these processes is likely to change with artificial drainage (Montagne et al., 200X). To quantify the Albeluvisol evolution in response to drainage, we quantified changes in the relative amount of the different soil volumes and of their composition as a function of the distance to and of the side of the drain. These data were then computed into a mass balance approach in order to determine the fluxes of matter responsible for the long-term formation and for the recent evolution of the different soil volumes. Such an approach required the determination of the parent material. Considering that the Albeluvisol formation resulted from the morphological degradation process, the illuvial non-degraded horizon was considered as the initial stage, i.e. the equivalent to the parent material in Brimhall's approach, from which the present complex juxtaposition of bleached eluvial soil volumes with residual soil volumes of the illuvial non-degraded Bt-horizon was developed.

IV.5.2. Material and methods

IV.5.2.1. Studied site and soil

The studied site is on the crest of the Yonne plateau (France), where Albeluvisols developed in quaternary loamy deposits (Baize and Voilliot, 1988). These several thousands years old soils, showed the following horization:

- From 0 to 25 (30) cm: a silty, brown to grey ploughed surface horizon containing numerous black concretions.

- From 25 (30) to 35 (40) cm: a silty E-horizon, greyer than the overlying horizon (10YR6/4).
- From 35 (40) to 55 (60) cm: a horizon constituted by a complex mixture of several soil volumes of distinctive colours. The most abundant volumes were silty and of a white-grey (10YR8/2 to 10YR7/1) to pale-brown (10YR7/4) colour. The less abundant ones were of decimetric size, clayey and of an ochre colour (10YR5/6 to 10YR5/8). Black concretions and impregnations were observed in the core of these last volumes. For convenience, this horizon is hereafter called the E&Bt-horizon.
- From 55 (60) to 90 (105) cm: the degraded Bt-horizon exhibited a juxtaposition of the previously described soil volumes, the most abundant being the ochre ones. The white-grey and the pale-brown ones differed slightly in colour from the upper ones and were present as tongues, with small amounts of a clay-rich and brown-salmon (10YR6/2) soil volume. Black impregnations were less abundant than in the overlying horizon.

In the studied plot, the subsurface drainage network was installed in 1988 (16 years before sampling), by subsoiling and perpendicularly to the main slope at 1 meter depth and spaced 15 meters apart. A 7 meters long trench was dug perpendicularly to one of the drains. The selected drain crossed the trench almost in its middle: 3 meters from the left border and 4 meters from its right one (Fig. 21). According to macroscopic observations:

- (i) the thicknesses of the different horizons did not vary of more than 5 cm along the trench, which was not considered as significant;
- (ii) within a distance of about 50 cm on both sides of the drain in the E&Bt-horizon, the soil was disturbed by subsoiling operations during the drain installation;
- (iii) as the distance to the drain decreased from 2 to 0.5 meters, the amounts of the white-grey, of the pale-brown and of the black soil volumes increased, both in the E&Bt- and in the

degraded Bt-horizons. On the contrary, the amount of the clayey ochre soil volumes decreased and;

(iv) above 2 meters away from the drain, the amounts of the different soil volumes did not change significantly.

IV.5.2.2. Soil sampling strategy

We sampled, on the basis of the previous morphological observations, a soil sequence comprising positions affected and unaffected by soil drainage. The soil was sampled in six positions along the trench, located at -300 and -60 cm for the left side and at 60, 110, 210 and 400 cm for the right side considering the drain located at position 0 (Fig. 21). At each position, a pair of two undisturbed soil monoliths of a decimetric size (about 27x15x12 cm) was sampled both in the E&Bt-horizon and in the upper part of the degraded Bt-horizon, hereafter called Bt-horizon for simplicity (Fig. 21). One monolith was dedicated to the quantification of the relative abundance of the different soil volumes and the other one to their chemical analysis. The monoliths sampled in the E&Bt-horizon were considered as representative of the whole 20 cm thick E&Bt-horizon, whereas those sampled in the Bt-horizon were essentially representative of the upper ten centimetres of this horizon.

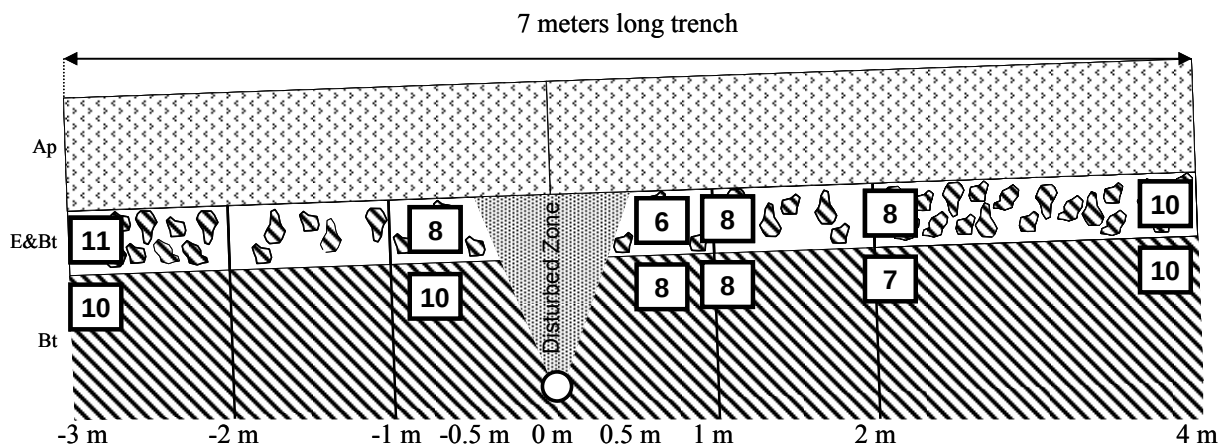


Figure 21: Diagrammatic scheme of the studied trench showing the drain location, the zone disturbed by subsoiling and the positions of the sampled monoliths (boxes). The numbers in the boxes refer to the number of slices cut in the considered monolith. Not to scale.

IV.5.2.3. Quantification of the soil volumes by image analysis

From each pair of soil monoliths, one was gently air dried for two weeks, then oven dried at 40°C for a supplementary week and impregnated during 4 weeks at room temperature with a polyester resin diluted with styrene monomer (33% by volume) under vacuum at 5kPa. The impregnated soil monoliths were then cut into six to eleven slices of 0.7 cm of thickness spaced by 0.7 cm due to the thickness of the saw. Each slice was photographed in colour (RGB mode) within the same lighting conditions. Six to eleven RGB pictures (Fig. 21) were thus obtained for each monolith, with a resolution of 180 µm per pixel.

Image analysis was used to quantify the relative abundance of the different soil volumes on these pictures: four in the E&Bt-horizon (white-grey, pale-brown, ochre and black) and five in the Bt-horizon (white-grey, pale-brown, brown-salmon ochre and black). This analysis was based on a supervised classification method using the ERDAS IMAGINE® commercial software package (Leica Geosystems GIS & Mapping LLC, 2003) as described in Montagne et al. (2007b). Finally, integrated results over all images of a given monolith were calculated.

Since the amount of the different soil volumes evolved with depth and with the distance to the drain, in order to separate these two factors of variation (depth and distance to the drain), we performed a two-ways ANOVA (Tukey tests at 5% level of confidence) on the relative amount of each soil volume.

IV.5.2.4. Characterisation of the soil volumes

The bulk density of the different soil volumes, except of the black ones, was determined by the kerosene method on 15 replicates of undisturbed clods (Monnier et al., 1973).

The core of the different soil volumes was manually sorted from the remaining monoliths. The sampling of the pale-brown soil volumes was impossible for the Bt-horizon (except at 60 and 110 cm) due to their relatively small abundance and their spatial distribution into very small areas. Finally, the black concretions and impregnations, closely mixed with the soil matrix, were sorted by wet sieving and magnetic separation.

Iron and Mn contents were used to trace the impact of subsurface drainage on redox processes, and those in particles finer than 2 μm -hereafter called lutum (Stichting voor Bodemkartering, 1965)- quartz, Al, and Si were used to assess eluviation processes. The content of lutum has been analysed by the Robinson pipette method in the different soil volumes but the black ones. In these soil volumes, the total contents of Al, Fe, Mn, and Si were determined by ICP-OES, after alkaline fusion for Si and after digestion by HF for the other elements. The quartz content was estimated according to equation 1:

$$Q_z = \frac{1}{M_{Q_z}} \times \left(\frac{Si}{M_{Si}} - 2 \times \frac{Al}{M_{Al}} \right) \quad (1)$$

where Q_z , Si , and Al are the total contents of quartz, Si and Al (g kg^{-1}) respectively and M_{Q_z} , M_{Si} , and M_{Al} are the molar masses of quartz, Si, and Al (mol kg^{-1}) respectively.

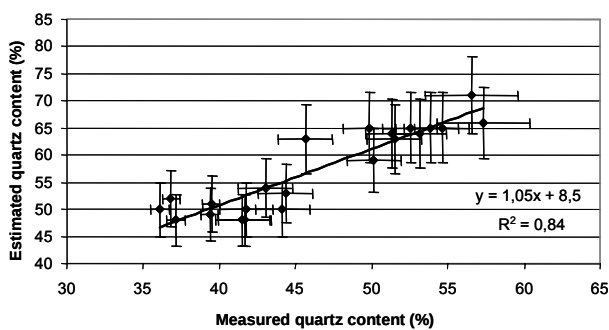


Figure 22: Quartz content estimated using the total contents in aluminium and in silicon versus the quartz content measured with Differential Scanning Calorimetry (DSC) analysis in the different soil volumes of the two horizons at positions 60, 110, 210 and 400. Errors bars are fixed at $\pm 10\%$ for the estimated quartz contents and at $\pm$ the experimental standard deviation for DSC analysis.

The amounts of quartz estimated by equation (1) were closely related to those measured by differential scanning calorimetry analysis on the surface of the beta - alpha inversion endothermic peak during the cooling phase as shown in figure 22 (Karathanasis and Harris, 1994). Black concretions and impregnations have only been analysed for Fe and Mn contents

as described above. Their quartz and lutum contents and their bulk density were considered as equal to that of the ochre soil volume from which they were sorted.

IV.5.2.5. Mass balance calculations

Present stocks were first calculated for each element j , in each of the sorted soil volumes, according to the following equation:

$$S_j = \frac{1}{100} \times \rho \times C_j \times V \quad (2)$$

In this equation, S_j is the present stock of j in g, ρ is the bulk density in g cm^{-3} , C_j is the concentration of j in weight percent and V is the volume of the considered soil volume in cm^3 . The volume V was obtained for each soil volume from quantifications by image analysis according to the following rule: for a unit area of 1 cm^2 , the volume (cm^3) occupied by a soil volume whose relative abundance was A (in %) was equal to $Th \times \frac{A}{100}$ where Th was the thickness of the considered horizon.

The overall mass flux for any soil volume $m_{j,flux}$ in g was then calculated for each element j using equation (3) as proposed by Brimhall (1985, 1988 and 1991) and modified by Egli and Fitze (2000):

$$m_{j,flux} = \frac{1}{100} \times \frac{\rho_{ref} \times C_{j,ref} \times V \times \tau_{j,w}}{\varepsilon_{i,w} + 1} \quad (3)$$

in which the subscripts *ref* and *w* refer respectively to the soil volume taken as a reference, namely the parent material in Brimhall's approaches, and to the weathered product; $\varepsilon_{i,w}$ and $\tau_{j,w}$ are respectively the strain and the open-system mass-transport functions. These functions were defined by Brimhall (1985, 1988 and 1991) to represent, for $\varepsilon_{i,w}$, the soil volume change through time using an immobile element i and, for $\tau_{j,w}$, the mass fraction of element j gained

or lost from the weathered product with respect to the mass originally present in the parent material. They were calculated according to the following equations:

$$\varepsilon_{i,w} = \frac{\rho_{ref} C_{i,ref}}{\rho_w C_{i,w}} - 1 \quad (4)$$

$$\tau_{j,w} = \frac{\rho_w C_{j,w}}{\rho_{ref} C_{j,ref}} (\varepsilon_{i,w} + 1) - 1 \quad (5)$$

To compute these functions, it was necessary to select an immobile element. Classically, Zr (Brimhall et al., 1991; Oh and Richter, 2005), Ti (Driese et al., 2000; Egli et al., 2001; Stiles et al., 2003) or quartz (Nordt et al., 2004) are considered as relatively immobile in soils. In this study, we used the quartz content as it was well determine in the studied soils. Moreover, this choice was verified at the solum scale using Zr to evaluate the quartz immobility and vice versa as suggested by Brimhall et al. (1991) (see annexe A1).

Finally, errors on calculations were estimated according to the following rules:

$$\text{for } C = A + B \text{ or } C = A - B, \Delta C = \Delta A + \Delta B \quad (6)$$

$$\text{and for } C = A \times B \text{ or } C = \frac{A}{B}, \frac{\Delta C}{C} = \frac{\Delta A}{A} + \frac{\Delta B}{B} \quad (7)$$

with A , B , and C being variables and ΔA , ΔB , and ΔC the uncertainty related to A , B , and C . The analytical errors were set to 5% for the total element contents and for the volume occupied by the different soil volumes and set to 10% for the estimated quartz content. For the bulk density, the measured standard errors were used.

IV.5.3. Results and discussion

IV.5.3.1. Validation of the choice of the ochre soil volume as references for the mass balance calculations

In the Bt-horizon, the composition of the ochre soil volumes did not change significantly among the six sampled positions except for Fe contents (Figs. 23 and 24).

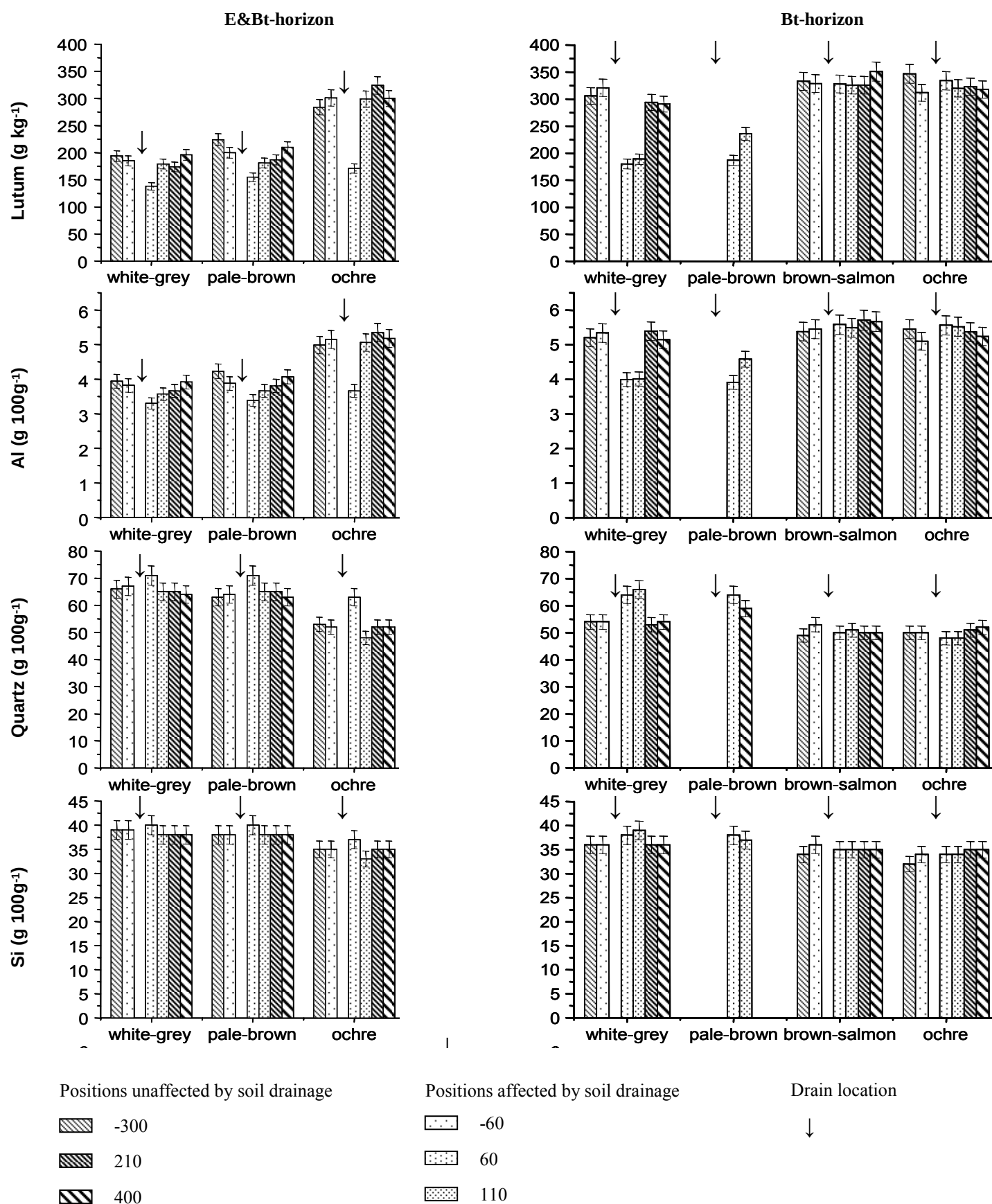


Figure 23: Evolution of the lutum, Al, quartz and Si contents for the different soil volumes of the two horizons as a function of the distance to the drain. Errors bars represent $\pm 5\%$ of the measured content. Data are equally shown in annexe A2.

In the E&Bt-horizon, the composition of the ochre soil volumes was similar at all the positions but position 60 that was characterised by higher quartz content and lower lutum, Al, and Fe contents than the other positions. At the other positions the chemical composition of the ochre soil volumes did not change significantly from the Bt-horizon to the E&Bt-horizon except for a slight increase in Mn contents from about 200 to 250 mg kg⁻¹. The ochre soil volumes thus showed relatively similar contents in quartz, lutum, Al, Fe, and Si in the two studied horizons and at the six sampled positions except in the E&Bt-horizon at position 60. Such results ascertained the hypothesis at the basis of this study that the present E&Bt and Bt-horizons resulted from the differentiation of an initial and homogeneous illuvial horizon whose chemical composition could be reasonably close to that of the residual ochre soil volumes observed nowadays.

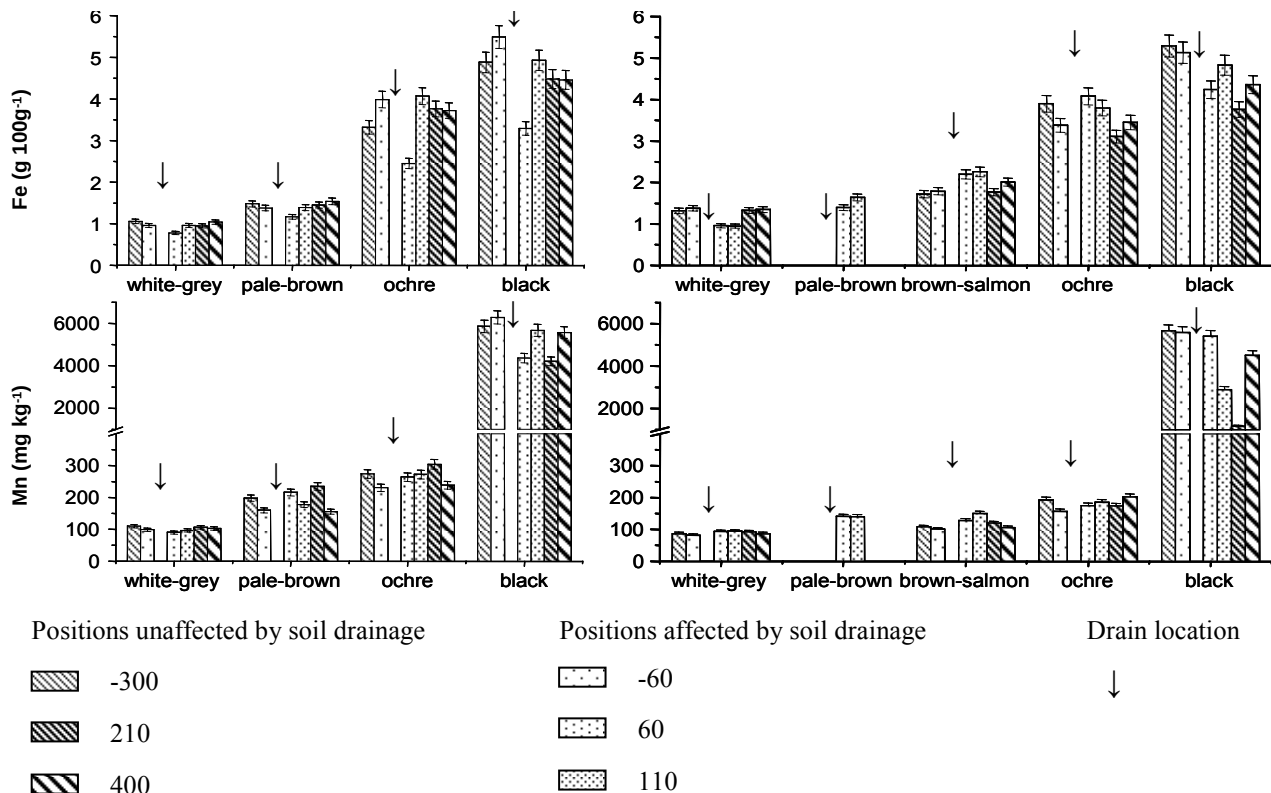


Figure 24: Evolution of the Fe and Mn contents for the different soil volumes of the two horizons as a function of the distance to the drain. Errors bars represent $\pm 5\%$ of the measured content. Data are equally shown in annexe A2

IV.5.3.2. Quantification of the long-term Albelusivol formation at positions -300, 210, and 400 and 400

According to the macroscopic observations, positions -300, 210, and 400, sampled for distances to the drain larger than 2 meters, exhibited a similar morphology. Quantifications using image analysis confirmed these observations as the three positions showed similar relative abundances of the different soil volumes in the two horizons, except for the relative abundances of the black soil volumes in the E&Bt-horizon (Fig. 25). In the Bt-horizon, the ochre soil volumes accounted for about 70 to 75% of the total volume, whereas the brown-salmon and the pale-brown soil volumes occupied about 10%. Finally, only a small percentage of this horizon was occupied by the white-grey and the black ones (Fig. 25). The relative abundance of the ochre soil volumes significantly decreased from the Bt-horizon to the E&Bt-horizon, while that of the white-grey, of the pale-brown and of the black ones increased significantly (Fig. 25). These quantified changes were consistent with the macroscopic observations.

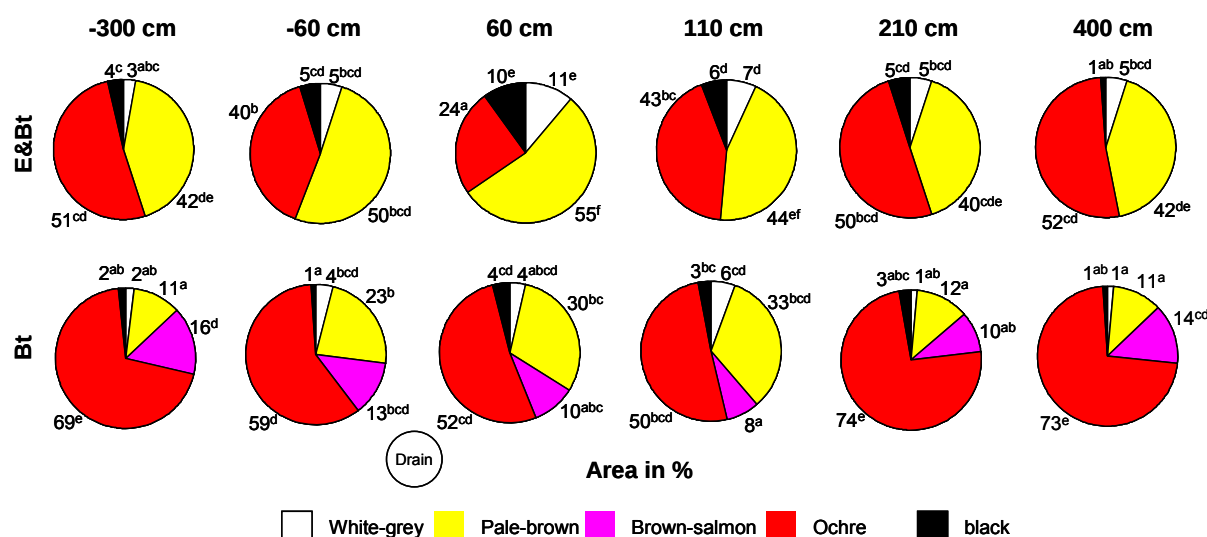


Figure 25: Relative amount of each soil volume in the different monoliths. a, b, c, d, e, and f: results of a two-way ANOVA at 5% level of confidence (Tukey tests), considering the horizon and the distance to the drain as the factors of variations.

In the two studied horizons, the bulk density did not vary significantly among the three positions. In the Bt-horizon, the bulk density equalled $1.75 \pm 0.03 \text{ g cm}^{-3}$ for the ochre and for the brown-salmon soil volumes, and $1.70 \pm 0.03 \text{ g cm}^{-3}$ for the pale-brown and for the white-grey ones. The bulk density of the different soil volumes decreased in the E&Bt-horizon being equal to $1.71 \pm 0.03 \text{ g cm}^{-3}$ for the ochre soil volumes and to $1.68 \pm 0.03 \text{ g cm}^{-3}$ for the pale-brown and for the white-grey ones (Frison et al., 200X).

The composition of each soil volume did not change significantly among the three positions, except for Fe in the ochre and for Fe and Mn in the black soil volumes of the Bt-horizon as well as for Mn in the pale-brown, in the ochre and in the black soil volumes of the E&Bt-horizon (Fig. 24). In the Bt-horizon, the quartz, lutum, Al, and Si contents did not change among the different soil volumes (Fig. 23) while the Fe and Mn contents decreased from the ochre soil volumes to the white-grey ones with intermediate contents in the brown-salmon ones (Fig. 24). The highest contents of Fe and Mn in the Bt-horizon were found in the black soil volumes (Fig. 24). In the E&Bt-horizon, the lutum, Al, Fe, and Mn contents decreased from the ochre soil volumes to the white-grey ones, whereas those in quartz increased and those in Si were unchanged (Figs. 23 and 24). As in the upper part of the Bt-horizon, the Fe and Mn contents increased from the ochre soil volumes to the black ones (Fig. 24).

From these data, the gains and losses in Fe, Mn, and lutum were quantified for each soil volumes using the ochre ones of the Bt-horizon as a reference at positions 210 and 400. Position -300 that had similar relative abundances of the different soil volumes with similar composition, and consequently had similar mass fluxes, was not presented as well as the fluxes for Al, qualitatively similar to those for lutum. As the composition of the pale-brown soil volume was not determined in the Bt-horizon, it was approximated by that of the white-grey soil volumes. Such an approximation was considered reasonable as the pale-brown and

the white-grey soil volumes showed a relatively similar composition in the E&Bt-horizon, except for a slight decrease in Fe and Mn contents from the pale-brown soil volumes to the white-grey ones (Fig. 24).

The pale-brown and the white-grey soil volumes lost lutum, Fe, and Mn, notably in the E&Bt-horizon and in the same order of magnitude for the positions 400 and 210. The black soil volumes showed gains in Fe and Mn in the two horizons and the ochre soil volumes showed gains in Mn in the E&Bt-horizon. According to the flux at the scale of the two studied horizons, such gains in Fe due to the black volumes limited the losses for Fe at the scale of the two horizons. It compensated for more or less the losses in Mn at position 400 whereas the higher amounts scavenged at position 210 resulted in a significant absolute enrichment in Mn of about +100% by comparison to the initial stock (Fig. 26).

The computation of the mass fluxes demonstrated that positions 210 and 400 resulted from similar fluxes, notably concerning lutum, Al, Si, and Fe incoming or outgoing the ochre, the white-grey, the pale-brown and the brown-salmon soil volumes. The soil formation at these positions may hence be considered as largely unaffected by soil drainage. It moreover suggested that prior to drainage installation, the long-term Albeluvisol formation was homogeneous at least at the trench scale. The relative abundance of the black soil volumes was however significantly different at the three reference positions (Fig. 25). Moreover, the storage of Fe and of Mn in the black soil volumes of the E&Bt-horizon and of Mn in the ochre soil volumes of the E&Bt-horizon increased from position 400 to position 210 (Fig. 26). These two elements are especially sensitive to redox processes. We thus can conclude that redox processes are probably affected by drainage on a scale larger than 2 meters from the drain.

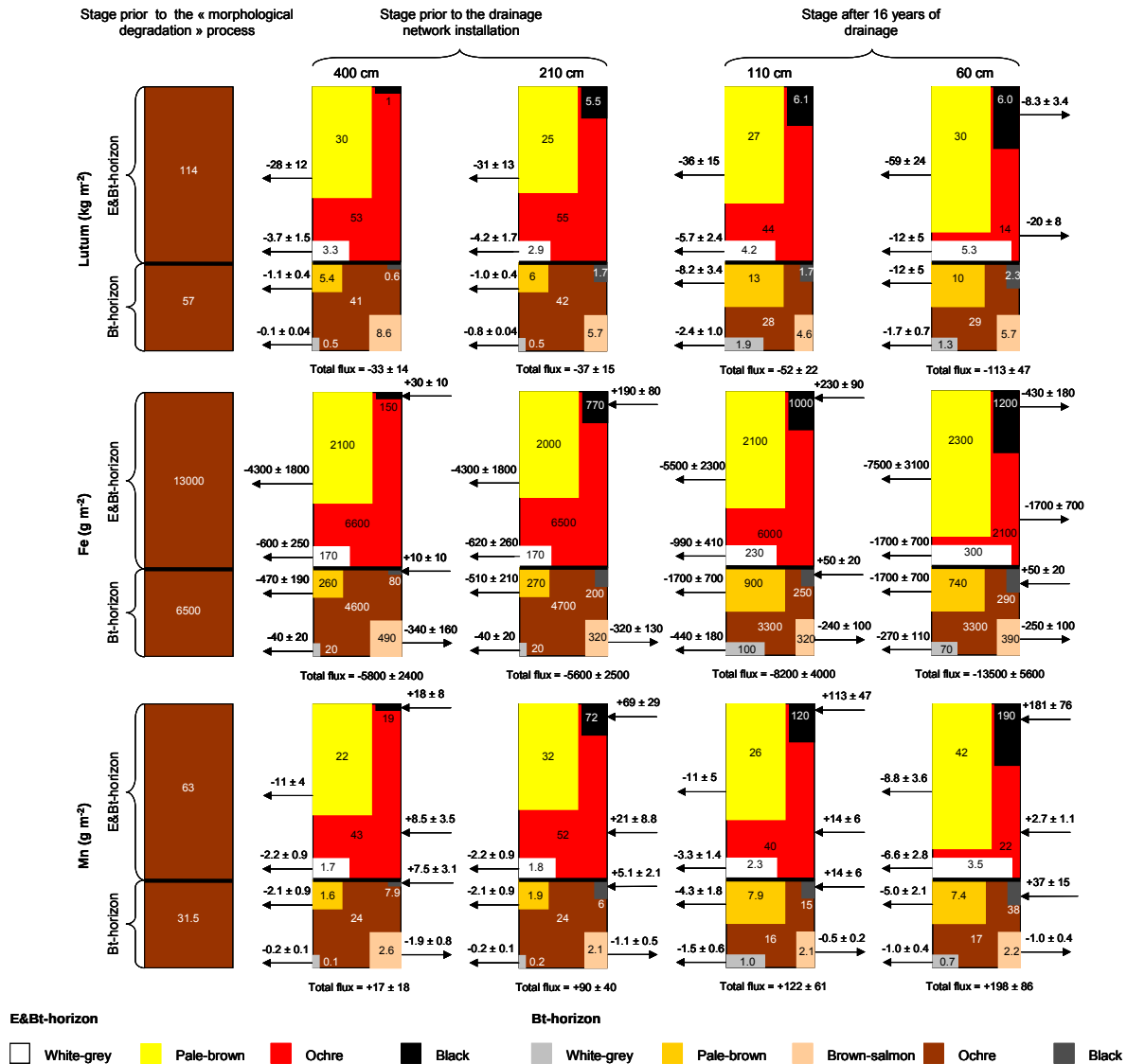


Figure 26: Stocks and gains in or losses of lutum, of Fe, and of Mn at positions 60, 110, 210, and 400 as a result of the differentiation of the soil volumes in the two horizons with reference to the stage prior to the initiation of the “morphological degradation” process. At each position, the rectangles schematising the different soil volume have an area proportional to their relative abundance. The numbers inside the rectangles indicate the stocks presently contained in the considered soil volume. Positive fluxes correspond to gains and negative fluxes to losses. The lack of an arrow indicates a negligible flux.

IV.5.3.3. Quantification of the recent soil evolution in response to soil drainage at positions 60 and 110

In the E&Bt-horizon, the relative abundance of the white-grey, of the pale-brown and of the black soil volumes significantly increased at 60 cm whereas that of the ochre soil volumes significantly decreased when compared to positions -300, 210 and 400, hereafter

called reference positions (Fig. 25). In the Bt-horizon the relative abundance of the pale-brown soil volumes was equally higher than at the previously mentioned reference positions whereas those of the ochre soil volumes were lower. Position 110 showed intermediate relative abundance of the different soil volumes by comparison with position 60 and with the reference positions (Fig. 24). Moreover, the relative abundances of the pale-brown and of the ochre soil volumes in the Bt-horizon at positions 60 and 110 were closer to those of the E&Bt-horizon at the reference positions than to those of the same horizon at the reference positions (Fig. 24). It thus seems that, at positions 60 and 110, the E&Bt-horizon was deepening at the expense of the Bt-horizon.

The bulk density of the different soil volumes of the two horizons did not change significantly from the reference positions to positions 60 and 110 (data not shown).

Position 60 showed several significant changes in the composition of the different soil volumes by comparison with the reference positions. In the Bt-horizon, significant evolutions were limited to the white-grey soil volumes. These volumes showed significantly lower lutum, Al, and Fe contents and higher quartz contents than in the reference positions (Figs. 23 and 24). In the E&Bt-horizon, similar changes were observed for Fe in all the soil volumes. Position 110 showed changes similar to those of position 60 in the Bt-horizon. In the E&Bt-horizon, position 110 exhibited lutum, Al, and Fe contents intermediate between those of position 60 and the reference positions in the white-grey and in the pale-brown soil volumes.

Mass balance calculations showed that the losses in lutum at the scale of the two studied horizons increased from the reference positions to position 110 and further increased to position 60 (Fig. 26). Such increasing losses as the distance to the drain decreased were due: (i) to higher losses from the pale-brown and from the white-grey soil volumes than those occurring at the reference positions; and, (ii) to losses from the ochre soil volumes of the E&Bt-horizon at position 60 that were not observed at the other positions. The Mn gains

increased from position 400 to position 60, where it finally reached about +200% of the initial stock (Fig. 26). It essentially resulted from the increasing amounts of Mn scavenged in the black soil volumes in both horizons. For both horizons, the removal of Fe increased slightly from the reference positions to position 110 and further increased at position 60. At this last position, significant losses from the ochre soil volumes of the E&Bt-horizon were recorded (Fig. 26). The storage of Fe in the black soil volumes of both horizons showed a tendency to increase, as the distance to the drain decreased, up to position 110. However, contrary to Mn, Fe was not accumulated at position 60 in the black soil volumes of the E&Bt-horizon where significant losses in Fe were recorded.

The quantitative comparison of the fluxes among the four positions evidenced that the E&Bt-horizon was enriched in Mn by comparison with the initial illuvial horizon. It also showed also that this enrichment increased as the distance to the drain decreased. This enrichment in Mn was mainly related to the formation of the black soil volumes. It suggests that Mn compounds, dissolved during the waterlogging period, are transported towards the immediate vicinity of the drain where Mn preferentially precipitates to form black concretions and impregnations. Such behaviour of Mn oxides is coherent with (i) the general water flow pattern observed in drained soils as Albeluvisol; and with, (ii) the more oxidative conditions in the vicinity of the drain (Montagne et al., 200X). Indeed, in drained soils that exhibit, above the drains, an horizon with a low hydraulic conductivity -as for example the Bt-horizon in Albeluvisols-, the water in excess flows mostly laterally just above the illuvial horizon -i.e. in the E&Bt-horizon- until it reaches the downstream drain (Bengtsson et al., 1992; Turtola and Paajanen, 1995; Øygarden et al., 1997; Stamm et al., 2002; Shipitalo et al., 2004). In addition, such preferential precipitation of redox sensitive compounds, including Fe oxides, has already been described in cases of ditching as a result of more oxidative conditions near the ditch than further from it (Hayes et al., 2000). Contrary to Mn, gains in Fe increased until

the position 110 and then decreased. Such discrepancy between the behaviour of these two elements was likely related to the lower sensitivity of Fe to redox processes by comparison to Mn (Jenne, 1968). It likely allowed Fe to precipitate further from the drain than Mn, namely at position 110, where conditions were less oxidative than in the immediate vicinity of the drain, namely at position 60.

By comparison with the reference positions, position 60 was characterised by a higher removal of lutum, Al, and Fe as well as a higher relative enrichment in quartz, notably in the E&Bt-horizon. Such evolutions were similar to those observed when comparing at the reference positions the ochre with the pale-brown and with the white-grey soil volumes. These evolutions, equally observed for other Albeluvisols in various locations (De Coninck et al., 1976; Jamagne et al., 1984; Diab et al., 1988) were attributed to the so-called morphological degradation that involved the dissociation of Fe from the clay minerals and the subsequent eluviation of deferrified clays (De Coninck et al., 1976; Jamagne, 1978; Pedro et al., 1978; Dreissen et al., 2001; Van Ranst and De Coninck, 2002). Presently, an increasing intensity of the dissociation of Fe from the clay minerals at position 60 is unlikely as subsurface drainage promoted better aeration conditions and thus lower reductive conditions, as suggested by preferential precipitation of Mn oxides. On the contrary, the exportation of particulate matter observed at the outlet of drainage networks (Schwab et al., 1980; Øygarden et al., 1997; Laubel et al., 1999; Petersen et al., 2004) demonstrated that the eluviation process is active in drained soils. In addition, Chapman et al. (2001) showed that at least one part of the exported soil particles came from subsoil horizons. Finally, the increasing intensity of this process as a result of drainage may reasonably be expected as drainage increased the amounts of water flowing through soil by reducing runoff (Skaggs et al., 1994; Bengtson et al., 1995; Grazhdani et al., 1996) and promoted lateral water flows in the E&Bt-horizon. Such increases in the eluviation processes as a result of drainage is consistent with findings from other works

(Kapilevich et al., 1991; Yli-Halla et al., 2006). We thus conclude that the Fe losses, notably at position 60, occurred essentially under particulate forms as a result of the increasing intensity of the eluviation process. This is consistent with the observation of Fe rich particles among the particulate matter lost at the drainage network outlet of another drained Luvisol (Mercier et al., 2000)

To conclude, by inducing (i) contrasted redox conditions between the mid-drain position and the immediate vicinity of the drain; and, (ii) changes in the general water flow pattern, subsurface drainage resulted in specific redox processes involved in Mn and Fe redistributions and in an increased intensity of the eluviation process.

IV.5.3.4. Symmetry of the soil evolution in response to subsurface drainage

To test the eventual symmetry of the soil evolution in response to the drain, the position -60 was compared, in terms of relative abundance and composition of the different soil volumes, to the three reference positions -300, 210, and 400 on one hand and to positions 60 and 110 on the other hand. The relative abundance of the pale-brown soil volumes increased from the reference positions to position -60 in the two horizons whereas that of the ochre soil decreased and those of the white-grey and of the black soil volumes did not change significantly (Fig. 25). The relative abundance of the pale-brown and of the ochre soil volumes at position -60 was closer to those observed at position 110 than to those observed at position 60, notably in the E&Bt-horizon.

The bulk density and the composition of the different soil volumes at position -60 did not show any significant change by comparison with the reference positions whatever the considered horizon (Figs. 23 and 24).

Positions -60 and 60 partially exhibited similar qualitative evolutions, notably a decrease of the relative abundance of the ochre soil volumes and an increase in the relative

abundance of the pale-brown ones. Thus drainage seems to have promoted similar changes in soil processes at both positions. The intensity of these observed changes was however considerably smaller at position -60 than at position 60, as notably evidenced by lack of changes in the chemical composition of the ochre soil volumes in the E&Bt-horizon. As discussed above, we highlighted the key role of the lateral water flow in the E&Bt-horizon from the inter-drain positions to position 60, in which water mobilised and transported soil particles and dissolved Mn and Fe. Due to the very gentle slope from the right of the drain to its left (Fig. 21), the water coming from the right side of the drain accumulated at position 60, whereas position -60 acted as the upstream position for the left side of the drain. We thus attributed the lack of symmetry in the intensity of the drainage impact on Albeluvisol evolution to differences in the intensity of lateral water fluxes between the two positions due to the slight slope at the trench scale.

IV.5.3.5. Intensity and velocity of the recent evolution of Albeluvisol due to subsurface drainage

The differentiation the brown-salmon, the pale-brown and the white-grey soil volumes from the ochre ones as a result of the long-term natural morphological degradation of the two studied horizons resulted in the mobilisation of lutum, of Fe and of Mn. The mobilised amounts reached about 20% and 30% of the initial stock in respectively lutum and Fe at positions 210 and 400 and about 20% of the initial stock in Mn at position 400 (Fig. 26).

During the long term Albeluvisol formation, one part of the Mn mobilised during the waterlogged period at a given position was likely lost, either deeper in the subsoil or towards downstream positions, whereas the rest precipitated more or less in-situ as black concretions and impregnations when the soil dried out. Along time, Mn is partially lost from the two studied horizons or at least is redistributed from the brown-salmon, the pale-brown and the

white-grey soil volumes towards the ochre and the black ones without any significant gains as observed at position 400. More recently, subsurface drainage promoted better aeration conditions favouring the precipitation of Mn compounds in the vicinity of the drain. As a result, soil positions in the vicinity of the drain no longer acted as a source but became a sink for Mn, as shown at positions 210, 110 and 60 by gains in Mn ranging from +100 to +200%. Promoting better aeration conditions, soil drainage drastically modified the long-term natural fate of Mn in the vicinity of drains, where Mn is accumulated, instead of being lost from the considered horizons.

At position 60, the combination of the long-term soil formation and the recent soil evolution in response to soil drainage resulted in total losses in lutum and in Fe equal to respectively about 65% and 70% of the initial stock (Fig 25). The subtraction of the mean losses at positions 210 and 400, resulting from the long-term Albeluvisol formation, from the total losses at 60 cm corresponded to the impact of soil drainage. Soil drainage thus induced the removal of respectively 45 and 40% of the initial stock in lutum and Fe. The recent losses in lutum and Fe due to the recent soil evolution was thus locally two-fold higher for lutum and of the same order of magnitude for Fe than those due to the long-term formation of the two studied horizons. The discrepancy between the quantitative impacts of the recent soil evolution on lutum and Fe losses was probably related to the observed change in redox processes. During the long-term soil formation, the redox and the eluviation processes acted together inducing Fe losses either as dissolved or particulate forms. Since the installation of the drainage network, only the eluviation process remained active due to the more oxidative conditions in the vicinity of the drain.

The morphological degradation of the two studied horizons was a slow process that was supposed to last over thousands of years, while the impact of soil drainage lasted only 16 years. The quantitative comparison of the short- and of the long-term soil evolutions

demonstrated that the impact of recent soil evolution was, at least locally, of a similar order of magnitude, if not higher, than the impact of the long-term soil formation. Soil drainage induced a spectacular increase in the velocity of the soil processes occurring naturally in the studied Albeluvisol, notably eluviation processes. As the quantified changes occurred in only some years, it suggested that soil evolution may be more rapid than commonly thought. Such results are in good agreement with rapid soil mineral evolutions observed in other pedological contexts. For example, Refait et al. (2001) and Bourrié et al. (2004) evidenced ephemeral Fe oxide forms in soils, and Cornu et al. (1995) and Lucas et al. (1996) demonstrated that in tropical soils, kaolinite permanently dissolved and re-precipitated with significant evolutions in time scales as short as 6 months. The time scales reported in this study were of the same order of magnitude as those reported by Burt and Alexander (1996) studying a chronosequence of podzolic soils. They indeed reported that the formation of the organic horizons was completed after only 38 years while the E/Bs layering was macromorphologically identified within 70 years (Burt and Alexander, 1996). Finally, a decrease by about 20% of the fine soil fraction content has already been described as a result of 18 years of drainage by Kapilevich et al. (1991).

IV.5.4. Conclusion

Here, we quantified the evolution of the two characteristic horizons of Albeluvisol in response to 16 years of subsurface drainage by comparison with their natural long-term formation over several thousands of years. For this we used a mass balance approach developed at the scale of the homogeneous and functional soil volume.

This approach allowed (i) to accurately identify the nature of the processes involved in the recent soil evolution; (ii) to distinguish the impact of the long-term Albeluvisol formation from that of its recent evolution due to drainage; and finally, (iii) to discuss the intensity and

the velocity of the recent soil evolution. These last points were still largely unknown due to the lack of quantitative approach in soil evolution.

We indeed demonstrated that subsurface drainage affected the two elementary soil processes responsible for the long-term natural morphological degradation of the studied horizons, namely redox and eluviation processes. Soil drainage completely reversed the impact of redox processes recorded over the long-term Albeluvisol formation by transforming the studied horizons from a source to a sink in Mn. The maximum enrichment in Mn was equal to about 200% of the initial stock contained in the two horizons. This impact was visible over at least the first three meters away from either sides of the drain. Soil drainage equally increased the intensity of the eluviation process. This increase resulted in losses of lutum, Al, and Fe ranging from one to two-fold the losses due to the long-term Albeluvisol formation. This last effect affected mainly the first two meters away from either sides of the drain. In addition, the quantitative approach suggested that soil evolution may be more rapid than commonly thought.

Finally, all these results suggested that human-induced soil evolution, as that arisen for example in response to soil drainage, can no longer be neglected as they have mostly irreversible impacts on soil evolution over very short time scales.

V. Impact du drainage à l'échelle du minéral

V.1. Introduction

Au cours de l'étude de l'impact du drainage aux échelles du solum ou du volume de sol, nous avons successivement considéré l'horizon puis le volume de sol comme des « boîtes noires » dont nous avons quantifié le contenu en éléments chimiques (stocks) ainsi que les flux entrants et sortants. Il a ainsi été démontré que le drainage était à l'origine (i) de redistributions spécifiques du fer et du manganèse sous l'impact des processus d'oxydo-réduction, marquées notamment par une augmentation de l'abondance des volumes noirs lorsque la distance au drain diminue, et (ii) de pertes de lutum du fait de l'augmentation de l'intensité du processus d'éluviation. Toutefois, ces approches ne nous ont pas permis de caractériser les phases solides mises en jeu dans ces processus. Ce dernier aspect constitue l'objectif du présent chapitre.

Les analyses minéralogiques par diffraction des rayons X (DRX) permettent d'identifier les principaux minéraux cristallisés des sols, soit principalement les phases silicatées. Cette méthode sera donc utilisée pour caractériser les minéraux silicatés du lutum mobilisés suite à l'augmentation du processus d'éluviation. Toutefois, l'identification des différentes phases solides du fer et du manganèse est difficile avec ce type de méthode du fait de limites de détection souvent trop élevées vis-à-vis des concentrations des phases propres du fer et du manganèse et de leur faible cristallinité (Mc Kenzie, 1977; Cornell and Schwertmann, 1996). Les extractions séquentielles, classiquement utilisées pour caractériser la distribution au sein des différentes phases solides des éléments en traces, représentent une méthode alternative de caractérisation de ces phases solides. Leur principe consiste à extraire, avec des réactifs de force croissante, les éléments chimiques contenus dans les différentes phases solides des sols. Ce type d'étude a été fréquemment critiqué, en particulier du fait de la non spécificité des extractions vis-à-vis des phases solides ciblées (Chao and Zhou, 1983;

Papp et al., 1991). Toutefois, utilisées avec circonspection et en association avec des analyses minéralogiques, de telles approches sont riches en enseignements et permettent en particulier de quantifier des évolutions de la distribution des éléments chimiques entre différents échantillons d'un même type de sol (Cornu and Clozel, 2000). En conséquence, l'impact des processus d'oxydo-réduction et d'éluviation sur la minéralogie des différents volumes de sol constitutifs des horizons E&Bt et Bt sera respectivement évalué à partir des extractions séquentielles et des analyses minéralogiques. Par ailleurs, pour évaluer l'impact du drainage sur les formes du fer et du manganèse à l'échelle des deux horizons, il est nécessaire de prendre en compte, non seulement les évolutions de la distribution de ces éléments au sein des différents volumes de sol, mais également les évolutions d'abondance de ces différents volumes de sol. Pour ce faire, des bilans de masses, analogues à ceux réalisés à l'échelle du volume de sol pour le lutum, le fer et le manganèse, seront réalisés pour les principales phases solides du fer et du manganèse.

V.2. Matériel et méthode

V.2.1. Les extractions séquentielles

Les extractions séquentielles ont été réalisées sur les différents volumes de l'horizon E&Bt aux positions 60, 110, 210 et 400 ainsi que sur ceux de l'horizon Bt aux positions 60, 210 et 400, à l'exception des volumes brun pâle.

Le protocole d'extractions séquentielles choisi est basé sur le protocole déjà utilisé par Benitez et Dubois (1999) et Cornu et al. (2006). Afin de différencier plus précisément les oxy-hydroxydes de Mn, très sensibles aux variations des conditions d'oxydo-réduction, des différentes formes d'oxy-hydroxydes de Fe, nous avons ajouté une étape supplémentaire, basée sur les travaux de Hall et al. (1996a). Finalement, le protocole choisi comprend les 6 étapes suivantes et a été conduit en triplicat sur 1 g d'échantillon de sol broyé à 50 μm :

1- extraction à l'acétate de sodium 1M, ajusté à pH 5,5 avec de l'acide acétique, à température ambiante, pendant 6h et avec un rapport solide:solution de 1:20 afin d'extraire les formes de Fe et Mn échangeables, adsorbées et liées aux carbonates (Han and Banin, 1995) ;

2- extraction à l'hydroxylamine hydrochlorique 0,1M dans 0,1M d'acide chlorhydrique, à température ambiante, pendant 30 min et avec un rapport solide:solution de 1:20 afin de dissoudre les oxy-hydroxydes de manganèse (d'après Hall et al. 1996a) ;

3- extraction au pyrophosphate de sodium 0,1 M, à température ambiante, pendant 1,5 h et avec un rapport solide:solution de 1:10 pour extraire les formes de Fe et Mn associées aux matières organiques (Hall et al., 1996b) ;

4- extraction à l'hydroxylamine hydrochlorique 0,25 M, à 60°C, pendant 2 h et avec un rapport solide:solution de 1:20 afin de dissoudre les oxydes de fer amorphes et peu cristallisés (Hall et al., 1996a) ;

5- extraction à l'hydroxylamine hydrochlorique 1 M dans 25% d'acide acétique, à 90°C, pendant 3h et avec un rapport solide:solution de 1:30 afin de dissoudre les oxydes de fer bien cristallisés (Hall et al., 1996a) ;

6- dissolution totale des résidus d'extraction par attaque tri-acide HF-HClO₄-HCl puis analyse des concentrations en Fe et Mn par ICP-AES (Ciesielsky et al., 1997).

Les volumes noirs ont fait l'objet d'un protocole simplifié, composé des étapes 2, 4, 5 et 6 visant exclusivement à quantifier les différentes formes d'oxy-hydroxydes. Les étapes 1, 2, 4 et 5 ont été répétées deux fois. Des rinçages à l'eau MilliQ[®] (rapport solide:solution de 1:20 et temps de contact d'une heure) ont été réalisés entre chacune des étapes 1 à 5. Des blancs de chaque extractant ont également été réalisés. Les produits utilisés sont de qualité suprapur (Merck) ou Normatom ultrapur (Prolabo) exceptés le pyrophosphate de sodium et l'hydroxylamine de qualité pour analyse (Prolabo et Chem Lab, respectivement).

Les séparations solides-liquides sont réalisées par centrifugation pendant 10 min à 10 000 tours min^{-1} puis filtration des surnageants à 0,2 μm . Les solutions d'extractions à l'acétate de sodium et les solutions de rinçages ont été acidifiées avec 100 μL d' HNO_3 ultrapur. Le pyrophosphate de sodium étant un complexant, les solutions d'extractions de l'étape 3 ne nécessitent pas d'acidification, de même que les solutions d'extractions à l'hydroxylamine déjà très acides (pH inférieur ou égal à 2). L'ensemble des solutions a été conservé à 4°C avant analyse en Fe et Mn par spectrométrie d'absorption atomique flamme ou four en fonction des gammes de concentrations. Les blancs ont également été analysés et leurs concentrations soustraites aux concentrations mesurées dans les différentes solutions d'extraction. Les teneurs totales ont été calculées en sommant les différentes quantités extraites lors de chacune des étapes et comparées aux teneurs totales mesurées. Pour chacune des différentes étapes ainsi que pour les teneurs totales, les analyses effectuées sur les trois réplicats ont été moyennées et les coefficients de variation calculés. Seules les valeurs moyennes seront présentées dans la suite de ce travail et les coefficients de variation seront utilisés pour évaluer la qualité des extractions.

V.2.2. Analyses par diffraction des rayons X

Les analyses par DRX ont été conduites sur le lutum des volumes gris clair, brun pâle et ocre de l'horizon E&Bt aux deux positions 60 et 400, positions pour lesquelles les plus fortes variations de teneurs en lutum ont été mesurées. Le lutum a été séparé du sol total par sédimentation selon la loi de Stokes et analysé sur lame orientée selon la méthode décrite par Robert et Tessier (1974). Les analyses ont été réalisées sur un diffractomètre Philips PW 1730 équipé d'une source $\text{CuK}\alpha$ et d'un monochromateur arrière avec une tension de 45 kV et une intensité de 30 mA. Les lames saturées par Mg et après traitement à l'éthylène glycol ont été analysées pour une fenêtre d'angle comprise entre 3 et 47° avec un pas angulaire de 0,02° et

un temps de comptage de 20 s par pas. Le spectre DRX obtenu après traitement à l'éthylène glycol a été décomposé en pics élémentaires en utilisant le logiciel DECOMPXR (Lanson, 1993) et la méthode proposée par Lanson (1997) afin de caractériser, au moins qualitativement, l'évolution de l'abondance relative des différentes espèces d'argiles. Enfin, les concentrations en quartz du lutum ont été mesurées par la méthode décrite par Hardy (1992).

V.2.3. Analyses thermiques

Une analyse thermogravimétrique avec une vitesse de chauffe et de refroidissement de $20^{\circ}\text{C min}^{-1}$ entre 20 et 1200°C et un palier de 30 min à 1200°C , a été réalisée sur environ 60 mg de sol total pour les différents volumes de sol de l'horizon E&Bt aux quatre positions 60, 110, 210 et 400. Sur ces échantillons, les argiles ont été quantifiées à partir des pertes de masse comprises entre 400 et 600°C (Karathanasis and Harris, 1994).

V.2.4. Bilans de masse

Les calculs de stocks et de flux des différentes formes du fer et du manganèse définies par extractions séquentielles ont été réalisés conformément à la méthode décrite à l'échelle du volume de sol (chapitre IV) pour les différentes positions, à l'exception de la position 110 pour laquelle les différents volumes de l'horizon Bt n'ont pas été caractérisés par extractions séquentielles. Les volumes ocre de l'horizon Bt sont considérés comme le matériau parental et le quartz choisi comme invariant.

V.3. Résultats et discussion

V.3.1. Impact des processus d'oxydo-réduction sur les différentes formes de Fe et de Mn

V.3.1.1. Qualité des extractions séquentielles

Pour chaque étape des extractions séquentielles, les coefficients de variations des teneurs en Fe et Mn sont dans leur grande majorité inférieurs à 5%, excèdent rarement 10% et atteignent 15% dans seulement deux situations. Ceux des teneurs totales sont toujours inférieurs à 5%. Cette faible variabilité entre réplicats permet d'interpréter, avec un bon niveau de confiance, les variations observées des quantités de Fe et Mn extraites lors des différentes extractions en terme d'évolutions des formes du fer et du manganèse. Enfin, la comparaison des teneurs totales calculées et des teneurs totales mesurées en Fe et Mn montre que 10 à 30% du fer et du manganèse initialement contenus dans les différents volumes de sol ont été perdus lors des extractions séquentielles, excepté pour les volumes noirs (Fig. 27 et Fig. 28). Pour ce dernier type de volume, la différence entre la teneur totale mesurée et la teneur totale calculée, inférieure à 10%, est de l'ordre de grandeur de l'erreur d'analyse classiquement rencontrée dans les études de la distribution des éléments chimiques par extractions séquentielles (Tessier et al., 1979).

V.3.1.2. Identification des phases minérales quantifiées par les différentes étapes d'extractions séquentielles

La première étape vise principalement à extraire les formes échangeables, adsorbées et liées aux carbonates (Han and Banin, 1995). Or, les analyses par DRX sur des échantillons de sol total (données non présentées) montrent que les différents volumes de l'horizon E&Bt ne contiennent pas de carbonates. Le fer et le manganèse extraits au cours de cette étape sont donc principalement sous formes échangeables et adsorbés. Les très faibles quantités de Fe et

Mn extraites au cours de cette extraction sont cohérentes avec les faibles quantités de solide possédant une capacité d'échange et d'adsorption élevée dans les échantillons étudiés (moins de 0,3% de matières organiques, de 20 à 30% de lutum en fonction du volume de sol considéré et moins de 5 % de fer total).

Dans les volumes noirs des deux horizons, les quantités de Mn extraites à l'hydroxylamine à froid représentent la très grande majorité du Mn contenu dans ces volumes (Fig. 28). A l'inverse, des quantités très faibles, n'excédant jamais quelques pour cent du fer total, ont été extraites par cette même extraction (Fig. 27). Une telle différence entre les quantités de Mn et de Fe extraites lors de cette étape s'observe également dans les autres volumes. Cette extraction apparaît donc comme effectivement sélective des oxy-hydroxydes de Mn, comme cela a déjà été montré par Liu et al. (2002). Ces oxy-hydroxydes n'ont pas pu être identifiés par DRX vraisemblablement du fait de concentrations trop faibles et/ou d'une faible cristallinité (Mc Kenzie, 1977). Toutefois, ces oxy-hydroxydes sont vraisemblablement de la lithiophorite et/ou de la birnessite (Mc Kenzie, 1977; Liu et al., 2002; Manceau et al., 2003).

La troisième étape est dédiée à l'extraction des éléments associés aux matières organiques (Hall et al., 1996b). Le pyrophosphate est cependant un défloculant puissant susceptible de mettre en suspension des colloïdes riches en Fe et en Mn (Jeanroy and Guillet, 1981). Un tel phénomène est cohérent avec le colmatage des filtres observé lors de cette extraction et pourrait ainsi être à l'origine, d'au moins une partie, des pertes en Fe et Mn comme déjà discuté par ailleurs (Cornu et al., 2006). Cette hypothèse est également cohérente avec l'absence de pertes en Fe et Mn dans le cas des volumes noirs pour lesquels l'extraction au pyrophosphate n'a pas été réalisée. De plus, les teneurs en matières organiques sont très faibles. En conséquence, les pertes ainsi que le Fe et le Mn extraits à l'étape 3 correspondent

vraisemblablement à des oxy-hydroxydes de fer colloïdaux assez probablement sous forme de ferrihydrite.

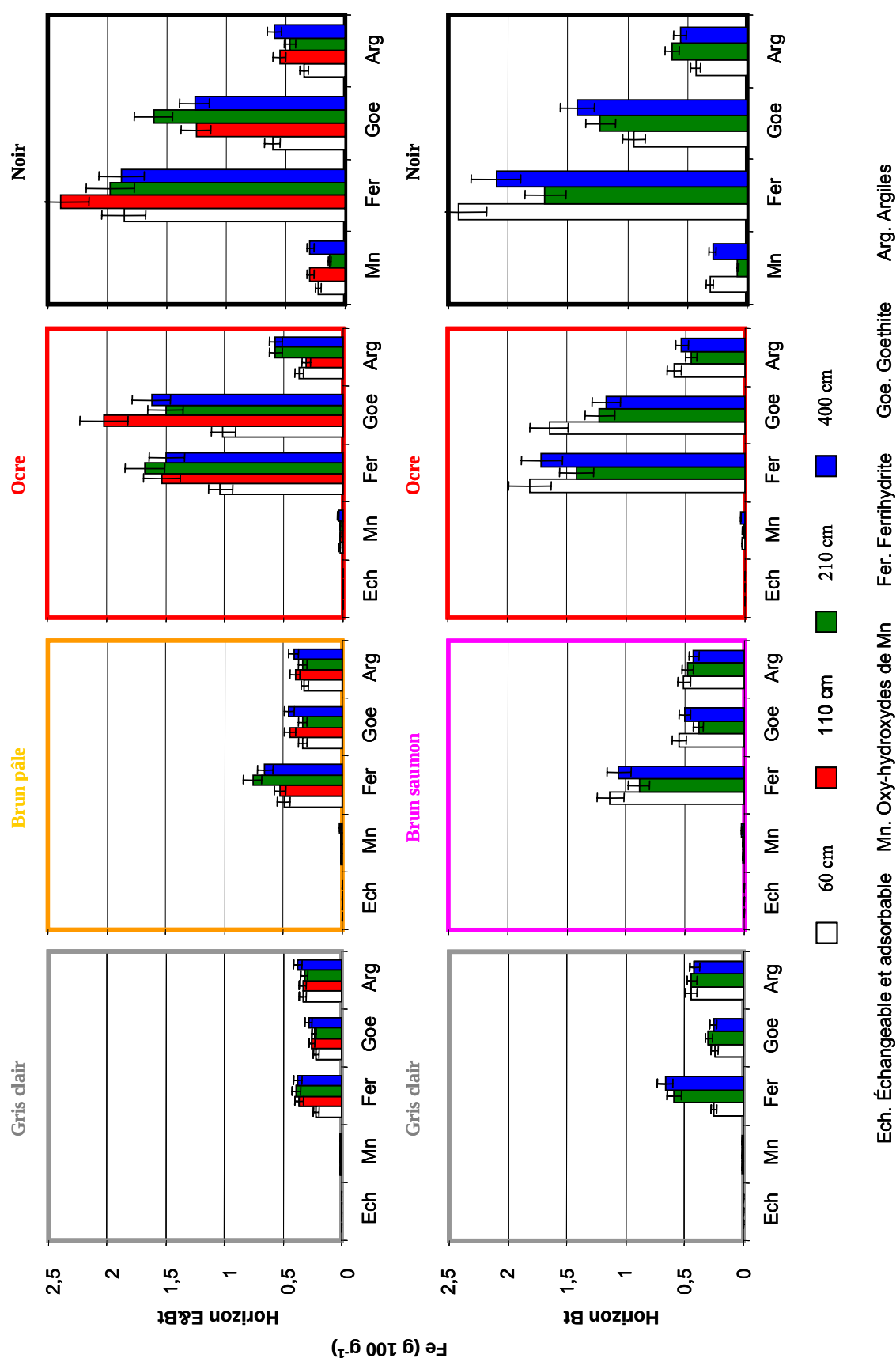


Figure 27 : Quantités de fer extraites au cours des différentes étapes d'extractions séquentielles en fonction du volume de sol et de la distance au drain. Les barres d'erreurs représentent $\pm 10\%$ des concentrations mesurées.

Les deux étapes suivantes (4 et 5) sont respectivement destinées à l'attaque des oxy-hydroxydes de fer amorphes et mal cristallisés d'une part et bien cristallisés d'autre part (Hall et al., 1996a). Parmi les oxy-hydroxydes amorphes et mal cristallisés des sols, on trouve principalement la ferrihydrite (Schwertmann and Taylor, 1977; Liu et al., 2002). Les quantités de fer extraites à l'hydroxylamine à froid seront donc considérées comme principalement associées à ce minéral. L'hématite, la goethite, la lépidocrocite, la maghémite et la magnétite constituent les oxy-hydroxydes de fer bien cristallisés (Schwertmann and Taylor, 1977; Cornell and Schwertmann, 1996). Or, dans les volumes ocre de la position 400, qui présentent les plus fortes quantités de fer extraites à l'hydroxylamine à 90°C, le pic à 4,17 Å (Fig. 29) indique que la goethite est plus abondante dans ces volumes que dans les autres volumes de la position 400 et que dans les différents volumes de la position 60. Par ailleurs, aucun autre oxy-hydroxyde de fer cristallisé n'a pu être détecté par DRX. En conséquence, les quantités de fer extraites à l'hydroxylamine à 90°C sont attribuées principalement à la dissolution de la goethite.

Enfin, le résidu solide est uniquement composé de silicates comme l'ont montré, par des analyses DRX, Cornu et al. (2006) pour le même protocole. Il s'agit, d'après les analyses DRX réalisées sur les échantillons de sol totaux (non présentées), de quartz, de feldspaths et des différents types de minéraux argileux. Parmi ces différents minéraux, les quantités de Fe et Mn contenues dans le résidu peuvent, en première approximation, être considérées comme principalement contenues dans les argiles ferromagnésiennes par opposition au quartz, aux feldspaths et à la kaolinite.

Finalement, dans le reste de la discussion, les quantités de Fe et de Mn extraites lors des différentes étapes seront appelées par le minéral qui leur est associé, soit la goethite pour l'étape 5 et les argiles ferromagnésiennes pour l'étape 6. Pour ce qui concerne l'étape 2, la dénomination d'oxy-hydroxydes de Mn sera conservée en gardant à l'esprit qu'il s'agit très

vraisemblablement de birnessite et/ou de lithiophorite. Les quantités de Fe et de Mn perdues et extraites lors des étapes 3 et 4, attribuées à la ferrihydrite, seront additionnées dans la suite de ce travail.

V.3.1.3. Evolutions de la distribution du fer et du manganèse

V.3.1.3.1. Distribution de Fe et Mn dans les volumes ocre de l'horizon Bt

Quelle que soit la distance au drain, le fer contenu dans les volumes ocre de l'horizon Bt (Fig. 27) est principalement sous forme de ferrihydrite (20 à 25% du fer total extrait lors de l'étape 4 auxquels s'ajoutent 20% sous forme de colloïdes) et de goethite (35 à 40 % du fer total en fonction de la position considérée). Le fer associé aux argiles ferromagnésiennes représente respectivement 15% du fer total. Finalement des quantités négligeables sont extraites lors des deux premières extractions (somme < 1%).

Dans les volumes ocre de l'horizon Bt (Fig. 28) et quelle que soit la position considérée, le Mn est principalement associé à la ferrihydrite (25% du Mn total extraits lors de l'étape 4 auxquels s'ajoutent 25% sous forme colloïdes) et avec les argiles ferromagnésiennes (25 à 30% du Mn total). Le reste se distribue entre les oxy-hydroxydes de Mn (un peu plus de 10% du Mn total), la goethite (10% du Mn total) et des quantités très faibles extraites au cours de l'étape 1 (< 2%).

Parallèlement à ce qui a été observé pour les teneurs totales, les quantités de Fe et de Mn extraites au cours des différentes étapes sont, à quelques exceptions près, peu variables en fonction de la distance au drain (Fig. 27 et Fig 28). Nous considérerons donc l'utilisation des volumes ocre de l'horizon Bt en tant que référence comme acceptable en première approximation. Les flux de matières associés à la différenciation des autres volumes de sol seront alors calculés par rapport aux concentrations moyennes mesurées dans les volumes ocre de l'horizon Bt aux trois positions 60, 210 et 400 (paragraphe V.3.2.4).

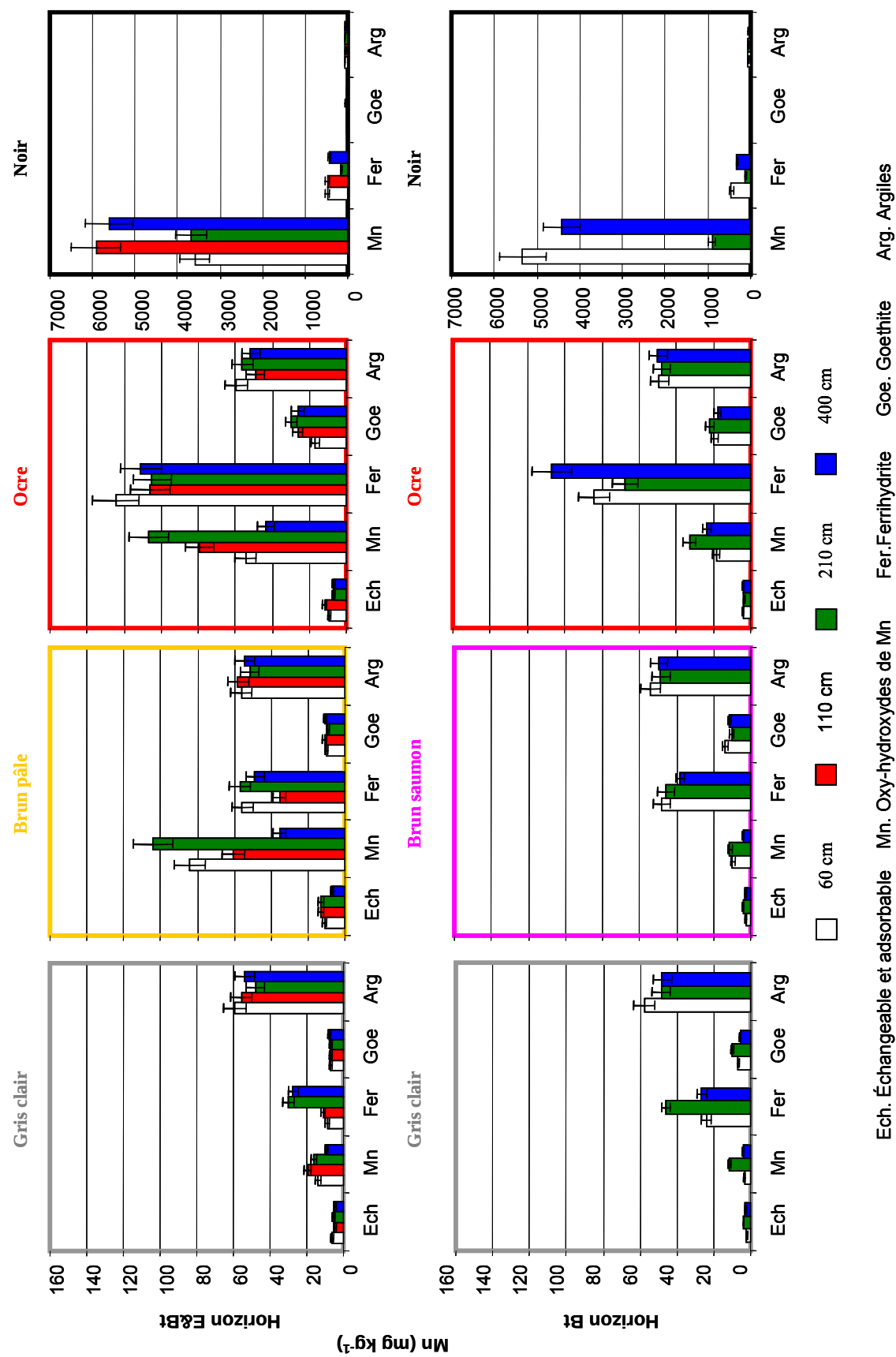


Figure 28 : Quantités de manganèse extraites au cours des différentes étapes d'extractions séquentielles en fonction du volume de sol et de la distance au drain. Les barres d'erreurs représentent $\pm 10\%$ des concentrations mesurées.

V.3.1.3.2. Evolutions de la distribution de Fe et Mn des volumes ocre de l'horizon Bt aux autres types de volumes de sol et impact de la distance au drain

Les figures 27 et 28 montrent que les évolutions les plus nettes de la distribution du fer et du manganèse s'observent entre les différents volumes de sol et concernent alors l'ensemble des formes de Fe et de Mn (cf. annexe A3). Les évolutions en fonction de la distance au drain sont moins prononcées et ne concernent que certaines formes particulières de Fe et de Mn.

Dans les deux horizons, les quantités de Fe et de Mn extraites au cours des différentes étapes diminuent des volumes ocre aux volumes de couleurs claires à l'exception des quantités de Fe et surtout de Mn associées aux argiles ferromagnésiennes, relativement stables par rapport aux quantités de Fe et de Mn extraites lors des autres étapes (Fig. 27 et Fig. 28). La dissolution de ces minéraux argileux par le processus de ferrolyse est fréquemment mentionnée pour expliquer les contrastes de texture entre les volumes ocre et les volumes de couleurs claires (Jamagne, 1978; Pedro et al., 1978; Brinkman, 1979; Stolt et al., 1994; Hardy et al., 1999; Dreissen et al., 2001). Or, la relative stabilité des quantités de Fe et de Mn associées aux argiles ferromagnésiennes souligne que, si le processus de ferrolyse est actif dans le sol étudié, il ne constitue pas le principal processus à l'origine de la différenciation des volumes de couleurs claires au dépend des volumes ocre. Un tel résultat est en accord avec les travaux de Jamagne et al. (1984) ou de Van Ranst et De Coninck (2002). Dans le cas des oxyhydroxydes, ce sont, pour le fer, les quantités de goethite qui diminuent le plus fortement des volumes ocre aux volumes de couleurs claires et, pour le manganèse, les quantités de Mn associées à la ferrihydrite.

Les volumes noirs se caractérisent par des quantités et des formes de Fe et de Mn distinctes de celles que l'on peut observer dans les volumes ocres de l'horizon Bt. Ainsi, les volumes noirs sont considérablement enrichis en Mn (au moins d'un ordre de grandeur par

rapport aux volumes ocre). De plus, au minimum 90% du Mn contenu dans les volumes noirs sont sous forme d'oxy-hydroxydes de Mn alors que cette dernière forme ne représentait qu'un peu plus de 10% du Mn total des volumes ocre de l'horizon Bt (Fig. 28). Les quantités de fer sous forme de ferrihydrite augmentent au minimum d'un facteur 2 dans l'horizon E&Bt, quelle que soit la distance au drain considérée, alors que les quantités des autres formes de fer n'évoluent pas.

horizon	Volume	Rapport Mn/Fe	
		ferrihydrite	goethite
E&Bt	gris clair	55 ± 23	29 ± 3
	brun pâle	82 ± 20	27 ± 3
	Ocre	82 ± 26	17 ± 3
	Noir	192 ± 78	25 ± 6
Bt	gris clair	59 ± 30	25 ± 3
	brun saumon	44 ± 8	36 ± 19
	Ocre	52 ± 9	15 ± 3
	Noir	136 ± 61	21 ± 2

Tableau 19 : Moyennes et écart-types des rapports Mn/Fe dans les différents volumes de sol

Par ailleurs, le rapport Mn/Fe de la ferrihydrite augmente des volumes ocre aux volumes noirs d'un facteur 2 dans les deux horizons (Tableau 19). Ce même rapport calculé pour la goethite est en revanche du même ordre de grandeur dans les deux types de volumes (Tableau 19).

Ces évolutions contrastées du taux de substitution en Mn des deux oxy-hydroxydes de fer contenus dans les volumes noirs suggère que la goethite est héritée de la matrice du sol, cimentée par la précipitation d'oxy-hydroxydes de Mn et d'une ferrihydrite plus riche en Mn que la ferrihydrite initialement contenue dans les volumes ocre. On observe la même évolution du rapport Mn/Fe de la ferrihydrite des volumes ocre des positions 400 et 210 à ceux de la position 60 (données non présentées). Le Fe et le Mn qui entrent dans la composition de ces volumes noirs proviennent vraisemblablement de la dissolution de la goethite et de la ferrihydrite initiale, pauvre en Mn, dont les abondances diminuent des volumes ocre aux volumes de couleurs claires. Les volumes noirs seraient ainsi le résultat de la précipitation d'oxy-hydroxydes de Mn d'une part et d'une ferrihydrite riche en Mn d'autre part à partir de la dissolution des différentes formes initiales d'oxy-hydroxydes de Fe.

Les quantités de Mn sous forme d'oxy-hydroxydes de Mn sont plus élevées dans les différents volumes de sol aux trois positions 60, 110 et 210 qu'à la position 400, sauf dans les volumes noirs. Ces évolutions sont très probablement en lien avec la formation progressive, par imprégnations diffuses au sein des différents types de volumes, de volumes noirs fortement enrichis en oxy-hydroxydes de Mn et dont l'abondance augmente lorsque la distance au drain diminue. Ce type de formation de ségrégations de fer et/ou de manganèse à partir d'imprégnations diffuses a été décrit en détail par Stolt et al. (1994).

V.3.2. Impact du processus d'éluviation sur la minéralogie des différents volumes de sol

V.3.2.1. Caractérisation des phases silicatées du lutum

Le lutum se compose de quartz (pics à 3,34, 4,25 et autour de 2 Å, Fig. 29), de feldspaths potassiques et de plagioclases en moindre quantité (pics à 3,19 et 3,24 Å) ainsi que de différents types de minéraux argileux dont la kaolinite (pics à 7,14 et 3,57 Å). La déconvolution de la plage d'angles allant de 4 à 10° des spectres DRX obtenus pour les lames orientées après traitement à l'éthylène glycol a permis de distinguer quatre autres types de minéraux argileux (Fig. 30) :

- (i) des illites bien cristallisées, mises en évidence par la persistance d'un pic étroit autour de 10 Å après traitement à l'éthylène glycol et dont la présence est confortée par le pic autour de 5 Å sur le spectre complet (Fig. 29) ;
- (ii) des illites plus faiblement cristallisées, mises en évidence par un pic plus large situé entre 10,1 et 10,2 Å (largeur à mi-hauteur comprise entre 0,6 et 0,8° en fonction de la position et du volume considéré);
- (iii) des chlorites, mises en évidence par la persistance d'un pic étroit à 14 Å après traitement à l'éthylène glycol, et dont la présence est confirmée par les pics à 4,7 Å, dans les différents volumes de sol, et à 3,54 Å dans les volumes ocre et brun pâle de la position 60.

(iv) un minéral interstratifié contenant des smectites, mis en évidence par un pic dont la position varie entre 14 Å, à la position 60, et plus de 16 Å, à la position 400, et dont la largeur à mi-hauteur est toujours supérieure à 1° et excède parfois 2°. L'observation d'un pic large positionné autour de 13 Å, dans la déconvolution des spectres obtenus sur lames saturées Mg (données non présentées), suggère qu'il s'agit d'un interstratifié illite-smectite plutôt que d'un interstratifié chlorite-smectite.

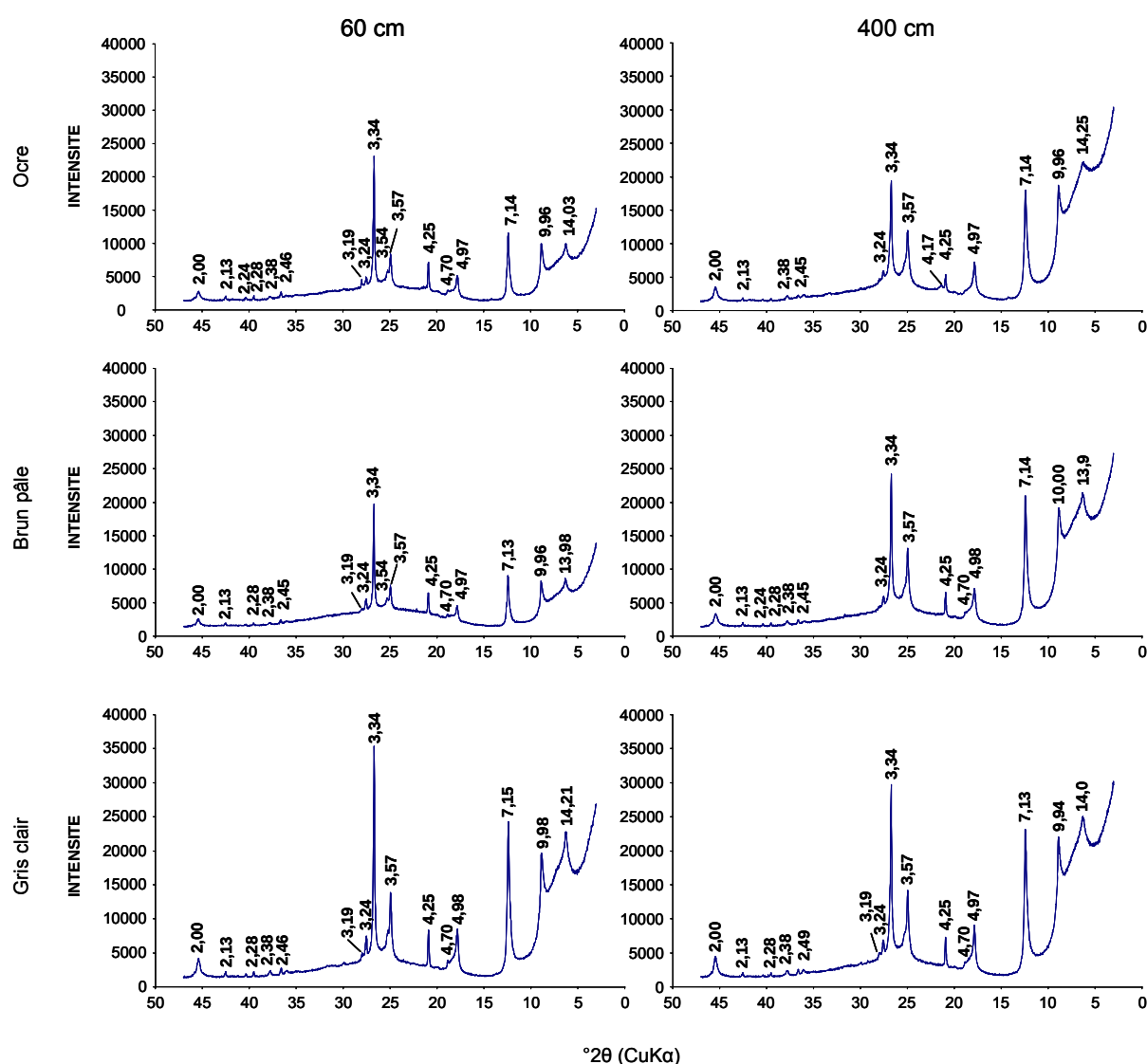


Figure 29 : Spectres DRX du lutum des volumes ocre, brun pâle et gris clair des deux positions 60 et 400. Lames orientées saturées par Mg.

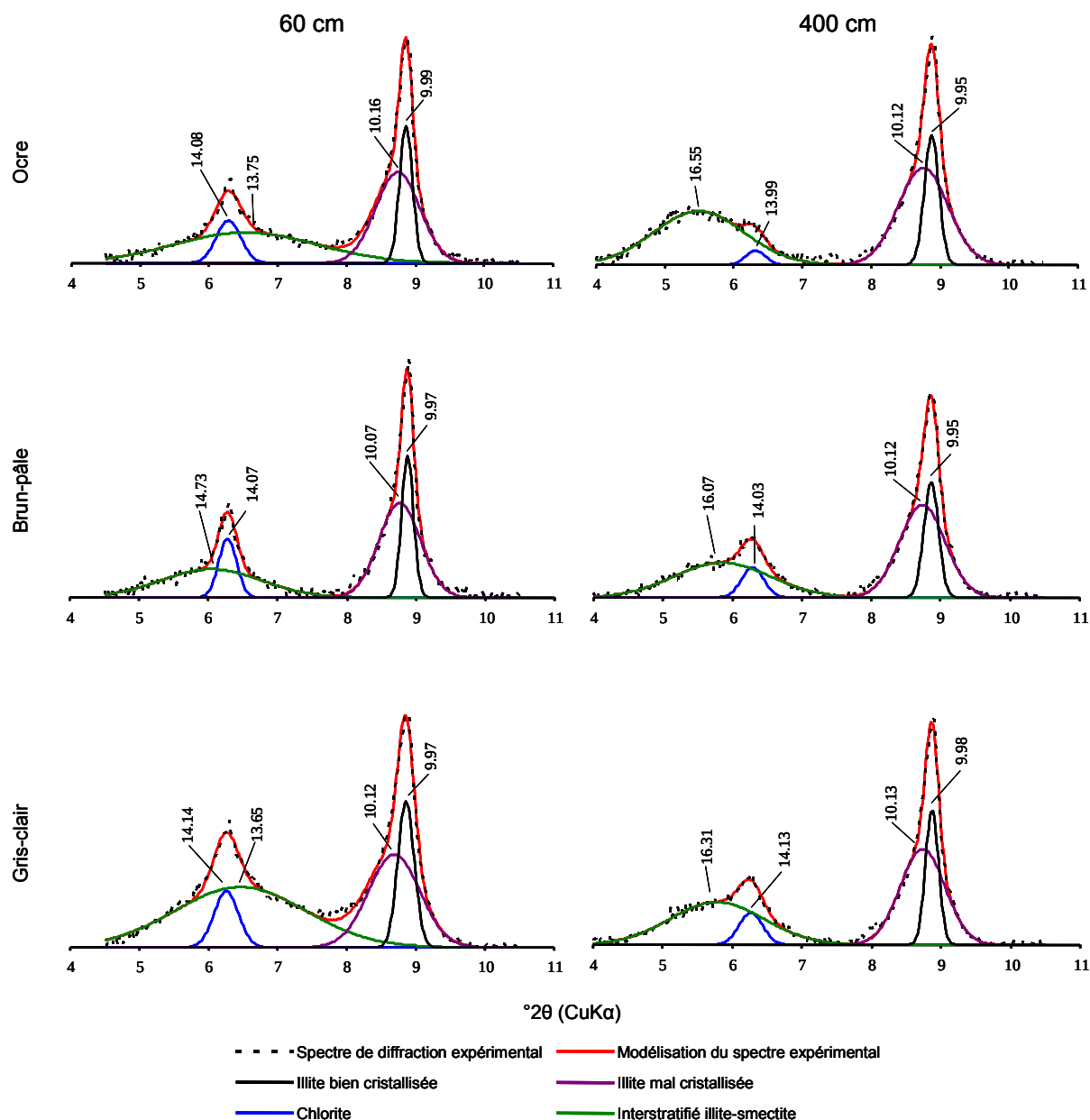


Figure 30 : Déconvolution des spectres DRX du lutum des volumes ocre, brun-pâle et gris clair des deux positions 60 et 400. Lames orientées après traitement à l'éthylène-glycol.

V.3.2.2. Sélectivité du processus d'éluviation

Le lutum présente une composition minéralogique relativement complexe. Il est constitué de divers minéraux argileux mais également de quartz, de feldspaths et d'oxyhydroxydes de fer et de manganèse. Il s'agit donc ici de discuter de la sélectivité du processus d'éluviation vis-à-vis de ces différentes phases minérales.

Parmi les différents minéraux argileux, la principale évolution observée en fonction de la distance au drain consiste en un déplacement du pic des interstratifiés illite-smectite d'environ 16 Å, pour la position 400, à environ 14 Å, pour la position 60 (Fig 30). Cette évolution a été observée sur des lames orientées saturées par Mg et n'est donc pas liée à un changement de cation interfoliaire comme cela a pu être observé sous l'effet d'amendements potassiques (Pernes-Debuyser et al., 2003). Elle suggère plutôt une élimination préférentielle du pôle smectitique par rapport au pôle illitique avec pour conséquence une diminution du pouvoir gonflant des interstratifiés. Par ailleurs, l'abondance relative des interstratifiés illite-smectite diminue dans le lutum des volumes ocre de l'horizon E&Bt à la position 60 par rapport à celle des mêmes volumes à la position 400, alors que celle des illites évolue peu et que celle des chlorites et du quartz augmentent dans les différents types de volumes (Fig. 30 et Fig. 31).

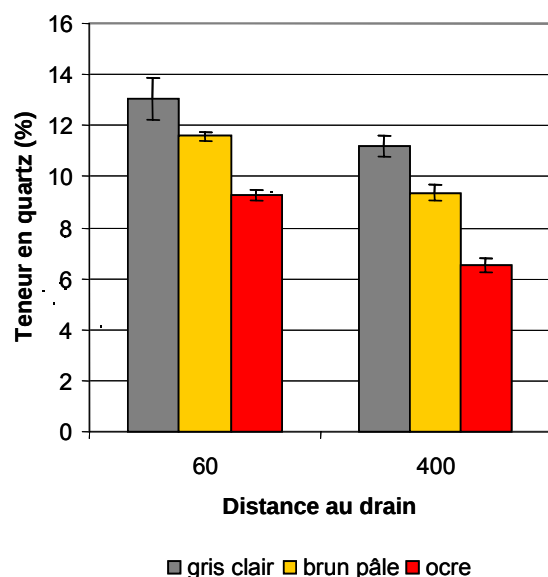


Figure 31 : Concentrations moyennes en quartz mesurées par DRX dans les volumes gris clair, brun pâle et ocre des deux positions 60 et 400. Les barres d'erreurs représentent $\pm$ l'écart type expérimental obtenu sur 6 mesures

Un tel résultat suggère que les interstratifiés illite-smectite sont exportés préférentiellement vis-à-vis des autres types de minéraux constituant le lutum tels que les chlorites et le quartz. Or, la granulométrie des smectites et des interstratifiés illite-smectite est plus fine que celle des illites bien et mal cristallisées et plus encore que celles du quartz et des chlorites (De Coninck et al., 1976; Hardy et al., 1999).

L'élimination préférentielle des smectites et des interstratifiés illite-smectite serait ainsi liée à la sélectivité granulométrique du processus d'éluviation qui n'affecte pas, ou

moins intensément, les minéraux les plus grossiers, enrichis relativement suite à la migration des minéraux argileux les plus fins (De Coninck et al., 1976; Jamagne et al., 1984; Hardy et al., 1999). Ces résultats sont cohérents avec les travaux de Mercier et al. (2000) qui ont identifié les smectites, le plus souvent interstratifiés avec des illites, comme l'un des constituants majeurs des matières en suspension évacuées au cours du drainage agricole d'un LUVISOL drainé.

Les extractions séquentielles ont par ailleurs montré que les quantités de fer sous forme de ferrihydrite, de goethite et de fer associé aux argiles ferromagnésiennes diminuent toutes dans les mêmes proportions des volumes ocre de la position 400 à ceux de la position 60 (d'environ -35%). L'absence de sélectivité entre oxy-hydroxydes de fer d'une part et fer associé aux argiles ferromagnésiennes d'autre part suggère que ces diminutions sont vraisemblablement le résultat de l'augmentation de l'intensité du processus d'éluviation plutôt que des processus d'oxydo-réduction qui affectent prioritairement les différentes formes d'oxy-hydroxydes. Une telle hypothèse est cohérente avec les observations de Mercier et al. (2000) qui ont identifié, parmi les matières particulaires évacuées aux cours du drainage agricole d'un LUVISOL, des particules d'oxy-hydroxydes de fer bien et mal cristallisés, souvent de taille inférieure à 200 nm, ainsi que des particules formées de l'agrégation de phyllosilicates et d'oxy-hydroxydes de fer.

V.3.3. Bilans de l'impact des processus d'éluviation et d'oxydo-réduction sur les différentes formes minéralogiques du fer et du manganèse et variabilité de cet impact en fonction de la distance au drain

Les bilans de masse montrent que les quantités d'oxy-hydroxydes de Mn augmentent à l'échelle des deux horizons à mesure que la distance au drain diminue, et ce presque essentiellement du fait de la formation des volumes noirs dont l'abondance augmente lorsque

la distance au drain diminue et, secondairement, de la précipitations d'oxy-hydroxydes de Mn dans les volumes ocre et dans les volumes brun pâle de l'horizon E&Bt (Fig. 32). A l'inverse, les pertes de Mn associées à la ferrihydrite, du fait de la différenciation des volumes de couleurs claires, sont stables en fonction de la distance au drain et celles associées à la goethite ou aux argiles ferromagnésiennes augmentent des deux positions 400 et 210 à la position 60 (Fig. 32). Il résulte de ces deux évolutions opposées, que l'abondance des oxy-hydroxydes de Mn augmente vis-à-vis des autres formes. Ainsi, alors que les oxy-hydroxydes de Mn ne constituent, avant tout phénomène de dégradation morphologique, en terme d'abondance, que la troisième forme de Mn, après le Mn associé à la ferrihydrite et aux argiles ferromagnésiennes, le Mn des oxy-hydroxydes de Mn est aussi abondant que le Mn associé à la ferrihydrite à la position 400 (formation long terme du sol) et près de 4 fois plus abondant à la position 60 (impact du drainage).

Les bilans de masse réalisés pour les différentes formes du fer montrent que les quantités de ferrihydrite, de goethite et de fer associées aux argiles ferromagnésiennes diminuent de l'état de référence (formé uniquement de volumes ocre identiques à ceux actuellement observés dans l'horizon Bt) aux deux positions 400 et 210 et diminuent encore de ces deux positions à la position 60 (Fig. 33). Ces diminutions résultent principalement de la différenciation des différents volumes de couleurs claires et notamment des volumes brun pâle. Ces diminutions sont du même ordre de grandeur dans les deux positions 400 et 210 dans lesquelles les exportations de fer associées aux argiles ferromagnésiennes sont relativement faibles. L'augmentation des pertes des différentes formes de Fe à la position 60 par rapport à ces deux positions, et notamment la multiplication par trois des pertes de Fe associées aux argiles ferromagnésiennes, souligne l'augmentation de l'intensité du processus d'éluviation suite au drainage du sol, dont nous avons conclu au chapitre IV qu'il affecte surtout la position 60.

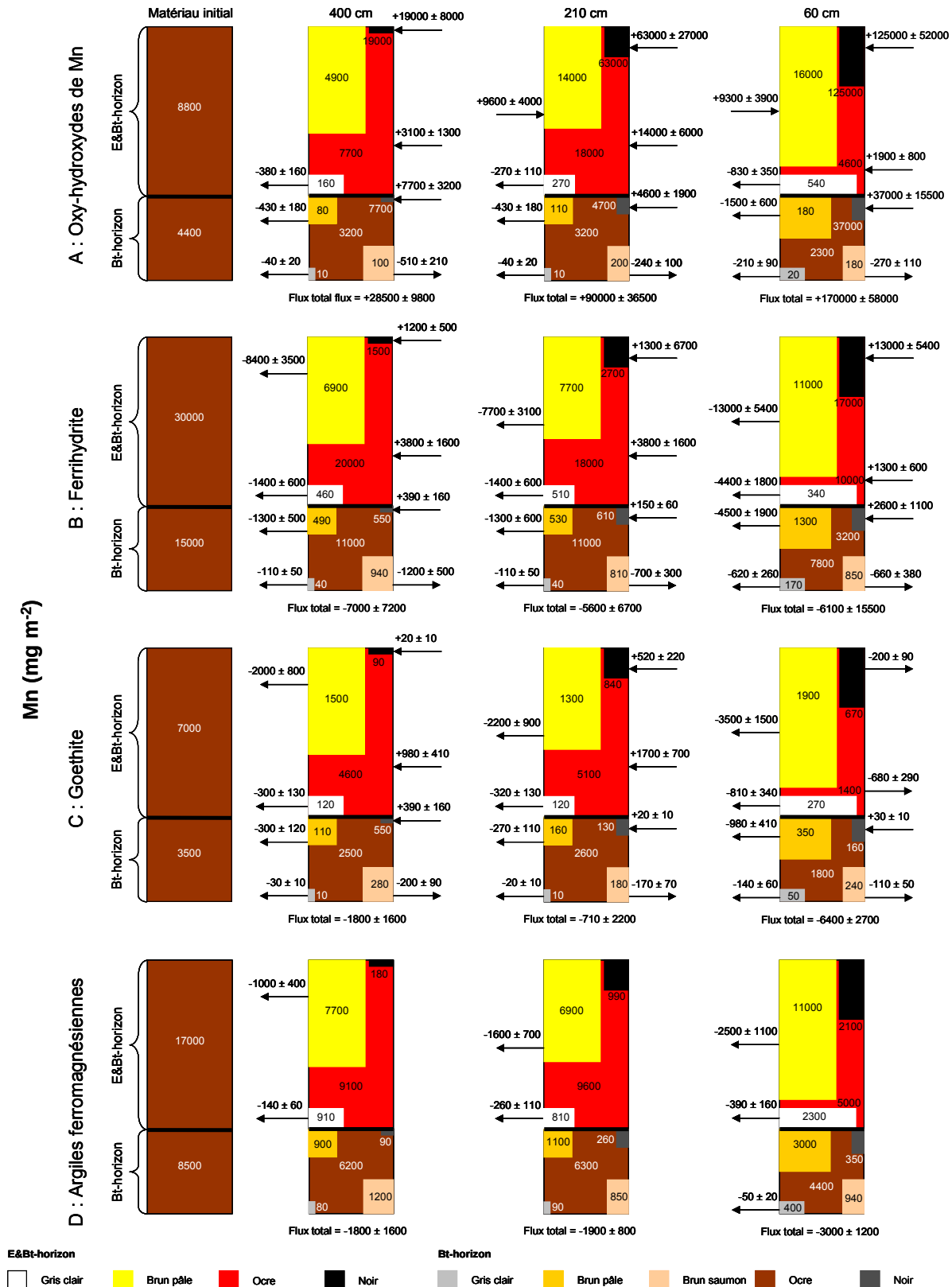


Figure 32 : Stocks et flux des différentes formes de Mn, issus des calculs de bilan de masse, en prenant la moyenne des volumes ocre de l'horizon Bt aux positions 400, 210 et 60 comme matériaux initial. A : Oxy-hydroxydes de Mn ; B : Ferrihydrite ; C : Goethite et D : Argiles ferromagnésiennes. Les rectangles représentatifs de chaque volume ont une taille proportionnelle à l'abondance du volume considéré. Les flux positifs indiquent des gains et les flux négatifs des pertes. Les flux négligeables ne sont pas représentés.

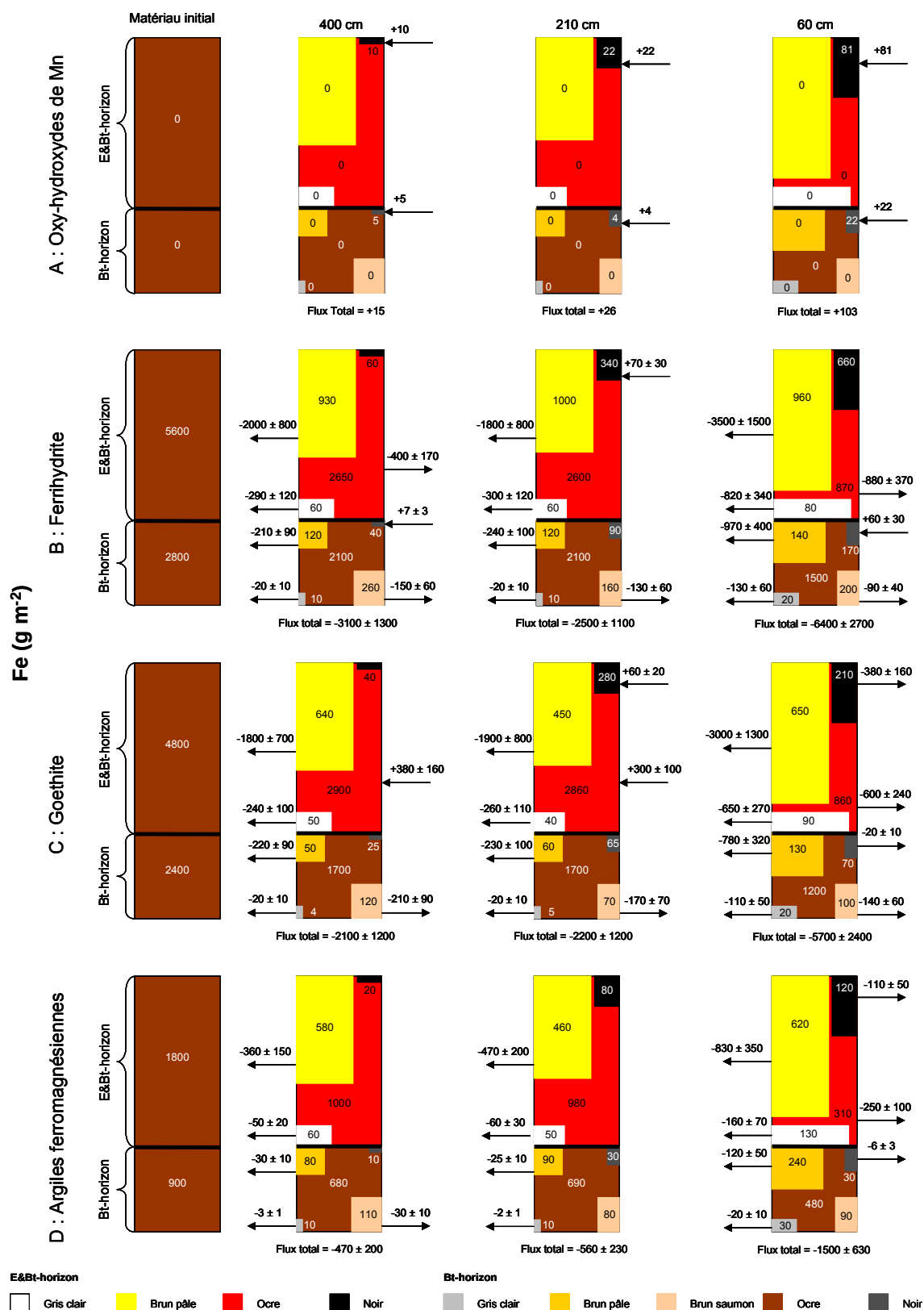


Figure 33 : Stocks et flux des différentes formes de Fe, issus des calculs de bilan de masse, en prenant la moyenne des volumes ocre de l'horizon Bt aux positions 400, 210 et 60 comme matériaux initial. A : Oxy-hydroxydes de Mn ; B : Ferrihydrite ; C : Goethite et D : Argiles ferromagnésiennes. Les rectangles représentatifs de chaque volume ont une taille proportionnelle à l'abondance du volume considéré. Les flux positifs indiquent des gains et les flux négatifs des pertes. Les flux négligeables ne sont pas représentés.

Parallèlement à ces pertes, les bilans de masse montrent que la formation des volumes noirs induit l'apparition de fer en association avec les oxy-hydroxydes de Mn, forme minéralogique de Fe spécifique aux volumes noirs et initialement inexistante. Ces gains sont toutefois négligeables vis-à-vis des pertes des autres formes de Fe. De même, la précipitation de ferrihydrite associée à la formation des volumes noirs n'induit que des gains de Fe négligeables vis-à-vis des exportations liées à la différenciation des volumes de couleurs claires à la position 210 (Fig 33). A la position 60, l'absence de pertes de ferrihydrite des volumes noirs de l'horizon E&Bt, alors que ces mêmes volumes ont perdus de la goethite, montre que la précipitation de ferrihydrite compense localement, i.e. dans les volumes noirs, les pertes liées à l'augmentation de l'intensité du processus d'éluviation.

Ces différents résultats montrent que si la formation préférentielle des volumes noirs lorsque la distance au drain diminue est le principal facteur à l'origine de l'évolution des formes minéralogiques du manganèse, ce même processus a un impact faible sur l'évolution des différentes formes du fer, essentiellement marquée par l'augmentation du processus d'éluviation. Ce dernier processus n'étant que peu sélectif par rapport aux différentes formes de fer, leurs abondances relatives n'évoluent pas en fonction de la distance au drain à l'échelle des deux horizons.

Enfin, à partir de ces données et considérant que les argiles ferromagnésiennes perdues étaient majoritairement des smectites, comme l'a montré l'analyse du lutum par DRX, les masses de goethite, de ferrihydrite et de smectites perdues ont été calculées et la somme de ces masses comparée à la masse de lutum perdue calculée au chapitre IV (Tableau 20). La somme des pertes sous forme de goethite, de ferrihydrite et de smectites et les pertes de lutum sont du même ordre de grandeur. Cette comparaison suggère que les pertes de lutum calculées au chapitre IV sont effectivement liées à des exportations de goethite, de ferrihydrite et de smectites (ou autres argiles de type 2 :1 dont les formules structurales sont proches de celles

des smectites) contrairement aux chlorites, au quartz et à la kaolinite. Parmi les différents minéraux exportés, les pertes de smectites sont très importantes puisqu'elles représentent un peu plus de 80 % des pertes totales.

Minéral	Masse de Fe perdu (g m^{-2}) sous forme de :	Masse perdue (g m^{-2}) de :
Ferrihydrite : $\text{Fe}_5\text{HO}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}^*$	6 400	11 000
Goethite : FeOOH^*	5 700	9 100
Smectites : $\text{Si}_8\text{Al}_{3,2}\text{Fe}_{0,2}\text{Mg}_{0,6}\text{O}_{20}(\text{OH})_4^*$	1 500	97 000
Masse totale perdue (g m^{-2})		117 100
Masse de lutum perdue (g m^{-2})		113 000**

* Les formules structurales de la ferrihydrite et de la goethite sont issues de Cornell and Schwertmann (1996), celle des smectites de Sposito (1989)

** Résultat présenté Figure 26

Tableau 20 : Masses perdues à la position 60 sous forme de ferrihydrite, de goethite, de smectites (calculées à partir des pertes de Fe sous ces différentes formes minéralogiques) et de lutum.

V.3.4. Succession temporelle des processus d'éluviation et d'oxydo-réduction

La comparaison des taux de substitution de Fe par Mn dans la goethite et la ferrihydrite des volumes ocre et des volumes noirs a permis de conclure que la formation des volumes noirs était, pour ce qui concerne les formes du fer, le résultat de la précipitation de ferrihydrite alors que les autres formes du fer, dont notamment la goethite et le Fe associé aux argiles ferromagnésiennes étaient très probablement héritées de la matrice du sol cimentée lors de la formation de ces volumes noirs. Ainsi, quelle que soit la position considérée, les quantités de fer associées aux argiles ferromagnésiennes dans les volumes noirs de l'horizon E&Bt sont similaires à celles observées dans les volumes ocre du même horizon.

La quantification de l'abondance des minéraux argileux dans les volumes noirs et dans les volumes ocre par analyse thermique confirme que les quantités de minéraux argileux cimentés dans les volumes noirs sont similaires à celles actuellement présentes dans les volumes ocre quelle que soit la distance au drain et qu'elles sont supérieures à celles observées dans les volumes gris clair et brun pâle (Fig. 34).

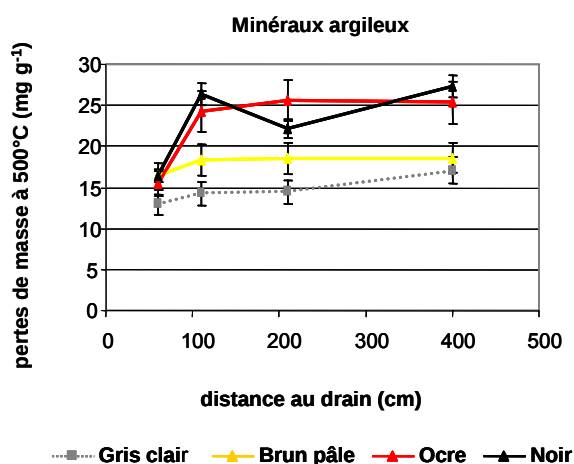


Figure 34 : Quantification des pertes de masse relatives à la déshydroxylation des minéraux argileux dans les différents volumes de l'horizon E&Bt aux quatre positions 60, 110, 210 et 400. Les barres d'erreurs représentent $\pm 10\%$ des pertes de masse mesurées.

La diminution des quantités de minéraux argileux et celle des quantités de Fe associées aux argiles ferromagnésiennes dans les volumes ocre de la position 60 indiquent ainsi que la cimentation de la matrice du sol du fait de la précipitation préférentielle des volumes noirs est postérieure à l'évolution de ces volumes sous l'impact du processus d'éluviation.

Il semble donc que les exportations de goethite, de ferrihydrite et de smectites, en réponse à l'augmentation de l'intensité du processus d'éluviation, ont très rapidement fait suite à l'installation du réseau de drainage puis ont diminuées. Turtola et Paajanen (1995) ont déjà observé ce type d'évolution du processus d'éluviation en réponse au drainage des sols dans la mesure où ils ont mesuré une augmentation très forte des exportations de matières particulières suite au renouvellement d'un réseau de drainage, puis la décroissance de ces exportations avec le temps.

V.4. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons quantifié à partir d'une combinaison d'approches chimiques et minéralogiques, l'impact du drainage sur la minéralogie des LUVISOLS DÉGRADÉS.

Nous avons ainsi pu démontrer qu'en améliorant l'aération du sol, le drainage modifie profondément l'abondance des différentes formes minéralogiques de Mn par la formation préférentielle de volumes noirs à proximité des drains dont la composition minéralogique est

spécifique. L'impact des processus d'oxydo-réduction sur les formes minéralogiques du fer est négligeable vis-à-vis des exportations liées à l'augmentation du processus d'éluviation. Ce dernier processus n'est pas spécifique d'une forme minéralogique du fer particulière mais élimine en revanche préférentiellement les smectites et les interstratifiés illite-smectite par rapport aux autres phases silicatées tendant ainsi à simplifier la minéralogie du lutum. Les exportations de smectites comptent pour plus de 80% des exportations de lutum et sont donc susceptibles d'avoir des effets rétroactifs sur de nombreuses fonctions clé des sols comme les propriétés de fixation et d'échange des nutriments et des polluants, la séquestration des matières organiques ou la rétention en eau. Enfin, nous avons pu démontrer que les exportations de matières particulaires, en réponse à l'augmentation de l'intensité du processus d'éluviation liée au drainage, étaient vraisemblablement antérieures à la précipitation des diverses formes de ségrégations ferro-manganiques constituant les volumes noirs, qui sont sans doute encore actuelles.

Cette étude à l'échelle du minéral nous a donc permis de faire (1) non seulement la part entre les évolutions liées au processus d'oxydo-réduction (précipitation d'une nouvelle forme de ferrihydrite par exemple) et celles liées au processus d'éluviation (exportation de la ferrihydrite initiale sous forme particulaire), (2) mais également d'obtenir des informations sur la succession temporelle de ces deux processus. Le fait que ces résultats n'aient pas pu être obtenus à l'échelle du volume à partir de l'approche par teneurs totales souligne l'intérêt des études minéralogiques pour identifier, hiérarchiser et quantifier les différents processus pédologiques à l'origine de l'évolution des sols.

VI. Conclusion et perspectives

VI.1. Contribution de l'analyse des phases solides à l'étude de l'impact du drainage sur la pédogenèse récente

Dans cette quatrième partie, nous avons mis en oeuvre d'importants efforts, notamment méthodologiques, afin de quantifier les évolutions de la phase solide des LUVISOLS DÉGRADÉS en réponse au drainage par tuyaux enterrés. De telles quantifications, encore trop rares aujourd'hui, ont été appliquées sur une séquence de sol comprenant des positions affectées et non affectées par le drainage agricole. Elles ont permis de déconvoluer quantitativement (i) l'impact des processus pédologiques responsables de la formation long terme des deux horizons caractéristiques des LUVISOLS DÉGRADÉS, de (ii) l'impact du drainage agricole sur ces mêmes horizons.

Notre étude se caractérise par une approche multi-échelle dont la complémentarité des résultats s'est révélée particulièrement fructueuse. La bonne cohérence des résultats obtenus aux différentes échelles et par les différentes méthodes nous a permis de raisonner en faisceaux de cohérences (Legay, 1997) et ainsi d'augmenter le niveau de confiance de nos conclusions. Par exemple, l'enrichissement en quartz de la position 60 par rapport à la position 400 est observé à l'échelle de l'horizon, à l'échelle des différents volumes et finalement au sein du lutum de ces volumes. L'absence apparente de cohérence entre les évolutions des concentrations en manganèse observées pour différentes échelles constitue également un élément précieux d'information. En effet, l'étude à l'échelle du solum montre que, dans l'horizon E&Bt, les teneurs totales en Mn tendent à diminuer lorsque la distance au drain diminue, alors que les bilans de masse à l'échelle des différents volumes de sol montrent au contraire un très net enrichissement en Mn lorsque la distance au drain diminue. Cette contradiction apparente souligne que la distribution spatiale du manganèse à l'échelle du solum possède un fort « effet pépite » lié à sa concentration dans les ségrégations ferro-

manganiques. Il est donc probable que l'échantillonnage réalisé à l'échelle du solum ne soit pas représentatif de l'abondance de ces ségrégations dont nous avons démontré que le volume élémentaire représentatif était près de deux fois plus grand que celui des volumes ocre. L'absence d'effet comparable pour le fer s'explique alors par le moindre enrichissement en fer de ces volumes par rapport au manganèse. Enfin, chaque échelle d'étude donne accès à des informations spécifiques qui ne peuvent tout au plus qu'être supposées aux autres échelles quand elles ne sont pas complètement ignorées. Ainsi, l'étude à l'échelle du solum nous a permis (i) de localiser l'impact du drainage, (ii) d'identifier le processus majeur mis en jeu dans cet impact, l'éluviation, et (iii) de proposer un modèle conceptuel d'évolution des LUVISOLS DÉGRADÉS qui a ensuite servi de base aux études menées aux échelles inférieures. L'étude à l'échelle du volume de sol, unité homogène de fonctionnement, nous a permis (i) de mettre en évidence un deuxième processus à l'origine de l'évolution récente des sols, l'oxydo-réduction, et (ii) de passer du modèle conceptuel précédent à un modèle d'évolution fonctionnel et quantitatif, même s'il n'est pas encore mécaniste. Enfin, l'étude à l'échelle du minéral nous a permis (i) de mettre en évidence la sélectivité du processus d'éluviation et de quantifier la part respective des différents minéraux exportés, par rapport aux exportations totales de lutum, (ii) de préciser la nature des phases minéralogiques entrant dans la constitution des volumes noirs, et (iii) de supposer l'antériorité du processus d'éluviation par rapport aux processus d'oxydo-réduction. Cette étude constitue ainsi une première étape d'évolution de notre modèle fonctionnel vers un modèle mécaniste dans la mesure où elle nous a globalement permis d'identifier les réactions élémentaires mises en jeu. Finalement, de telles études multi-échelle permettent d'identifier, de hiérarchiser et de quantifier les processus pédologiques et constituent ainsi des outils robustes à partir desquelles des modélisations mécanistes peuvent être développées.

Les quantifications de l'impact du drainage sur les évolutions d'abondance et de la constitution (granulométrique, chimique et minéralogique) des différents volumes gagneraient néanmoins à être complétées par une approche de quantification de l'évolution de la morphologie tridimensionnelle de ces volumes. Les approches de pédologie structurale ont en effet bien montré que l'organisation spatiale des sols aux différentes échelles constituait, en elle-même, une source d'information pertinente pour l'identification et la compréhension des mécanismes à l'origine de l'évolution des sols (Boulet et al., 1982 ; Fritsch et al., 1986 ; Lucas et al., 1988). Cette approche aurait ainsi pour objectif principal de préciser les mécanismes responsables des diminutions d'abondance des volumes ocre. Ainsi, si la dégradation morphologique des volumes ocre est principalement mécanique, elle devrait alors être favorisée par des flux d'eau rapides. Comme ces derniers sont localisés essentiellement dans les volumes déjà dégradés, la dégradation morphologique des volumes ocre devrait débiter par leur périphérie et laisser le cœur de ces volumes plus ou moins intact. Si en revanche, la dégradation mécanique nécessite l'intervention préalable de transformations chimiques, alors elle devrait être favorisée par des flux d'eau plus lents, principalement localisés au cœur des volumes ocre. Dans ce cas, la dégradation morphologique des volumes ocre devrait débiter par le cœur et laisser la périphérie relativement intacte. Il apparaît donc que la prépondérance de l'un ou l'autre de ces deux mécanismes devrait conduire à des morphologies relativement différentes des volumes ocre. C'est pourquoi, des caractérisations et des quantifications de la géométrie des différents volumes de sol en fonction de la distance au drain sont d'ores et déjà en cours. Des reconstructions tridimensionnelles sont envisagées. Celles-ci sont en effet indispensables à une bonne modélisation des flux d'eau dans le type de sol étudié.

VI.2. De l'analyse de la phase solide des sols à l'analyse des flux actuels : vers une modélisation mécaniste de l'impact du drainage

L'analyse quantitative de l'évolution des phases solides permet d'estimer l'impact du drainage à l'échelle de la parcelle (3,8 ha) pour les pertes en lutum, de la manière suivante :

- 1- les quantifications réalisées sur la tranchée ont été extrapolées à l'ensemble du réseau de drainage de la parcelle, soit aux 2 400 mètres linéaires de drain ;
- 2- on a considéré, sur la base des bilans réalisés aux positions 60 et 110, que, sur la partie droite des drains, le premier mètre de sol perpendiculairement au drain, perd 78 kg de lutum par mètre linéaire de drain (position 60) tandis que le second mètre de sol perd 17 kg de lutum (position 110) ;
- 3- et que, sur la partie gauche, le premier mètre de sol, perpendiculairement au drain perd 17 kg de lutum, d'après le bilan réalisé pour la position 110 qui présente une morphologie et une composition granulométrique et chimique similaires à celles de la position -60.

Les pertes moyennes annuelles estimées au cours des 16 années de drainage sont de l'ordre de 4 400 kg ha⁻¹ pour la parcelle étudiée. Toutefois, la discrétisation de l'espace, utilisée dans cette estimation est très simplifiée et ne prend notamment pas en compte la décroissance plus ou moins régulière de l'impact du drainage en fonction de la distance au drain au sein de chacun des volumes élémentaires de la discrétisation et surestime donc les pertes de lutum due au drainage. Pourtant, si l'on confronte ces estimations à des mesures expérimentales d'exportations annuelles de particules en sortie des réseaux de drainage, issues de la littérature, les pertes estimées pour la parcelle sont du même ordre de grandeur que les exportations mesurées par Schwab et al. (1980), Øygarden et al. (1997) ou encore par Turtola et Paaanen (1995) suite à la rénovation d'un réseau de drainage. Cette similitude des ordres de grandeur entre exportations estimées et mesurées constitue une forme de validation spatiale des évolutions quantifiées sur la tranchée même si l'intensité de l'impact du drainage présente

très probablement une certaine variabilité comme le suggère l'absence de symétrie de l'impact du drainage que nous avons mise en évidence.

Cette similitude des ordres de grandeur entre exportations estimées à partir de l'analyse de la phase solide et mesure des exportations en sortie de réseaux de drainage souligne par ailleurs la complémentarité des approches de reconstitution des flux passés à partir de la quantification de l'évolution des phases solides et de mesure directe des flux actuels. Pour ne donner qu'un exemple directement issu de ce travail, nous avons insisté dans l'étude bibliographique sur la dynamique annuelle et inter-annuelle des exportations de matières particulières ainsi que sur l'effet prépondérant des événements d'amplitudes exceptionnelles en nous basant sur des mesures directes des flux de matières en sortie des réseaux de drainage. Ces informations ne peuvent être déduites de l'étude de l'évolution des phases solides. A l'inverse, nous avons également insisté sur le fait que l'origine profonde des particules exportées demeurerait incertaine, à partir des seules études des flux en sortie des réseaux de drainage. Notre étude a permis de confirmer cette origine. C'est pourquoi, nous avons mis en place dès décembre 2004, un système d'échantillonnage de la phase liquide des sols afin de quantifier les flux actuels.



Figure 35 : Dispositif de mesure des débits d'eau en sortie du réseau de drainage et d'échantillonnage automatique

Comme l'ensemble de ce travail, cette approche « flux actuels » est multi-échelle : de l'échelle de la parcelle à celle du volume de sol fonctionnel. A l'échelle de la parcelle, un dispositif de mesure des débits en sortie du réseau de drainage a été couplé à un système d'échantillonnage automatique des eaux (Fig. 35)

A l'échelle des horizons, des piézomètres ont été installés dans l'horizon E&Bt (Fig. 36) et isolés de l'atmosphère afin de ne pas perturber les conditions d'oxydo-réduction du sol. Enfin, à l'échelle des volumes de sol, des bougies poreuses de 14 mm de diamètre ont été installées à l'intérieur des volumes ocre d'une part et à l'intérieur des volumes gris clair d'autre part (Fig 36). L'ensemble du dispositif piézomètre et bougies poreuses est installé pour trois distances au drain : 400, 110 et 60 cm.

Les premiers résultats obtenus au cours des deux premières années de mesure des flux actuels (2005 et 2006) ont déjà permis de confirmer plusieurs hypothèses clés de notre travail. D'une part et malgré le drainage, une nappe perchée apparaît au dessus de l'horizon E&Bt durant l'hiver. D'autre part, la hauteur et la persistance dans le temps de cette nappe diminuent lorsque la distance au drain diminue. Enfin, les conditions d'oxydo-réduction observées dans cette nappe sont compatibles avec la dissolution des oxy-hydroxydes de Mn.

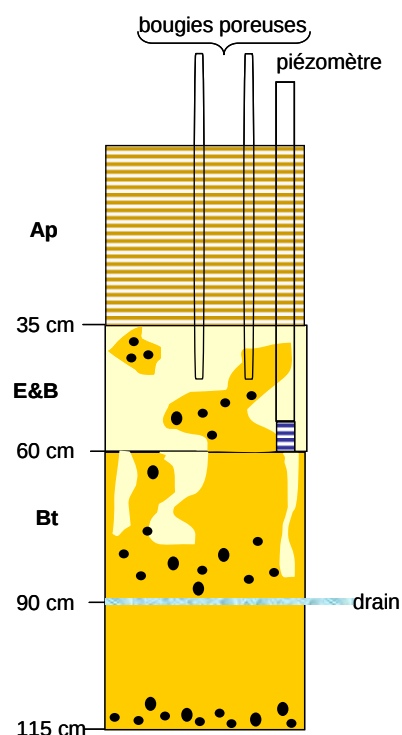
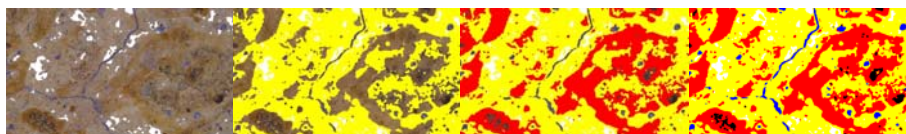


Figure 36 : Coupe schématique du dispositif d'échantillonnage de la solution du LUVISOL DÉGRADÉS à l'échelle de l'horizon (piézomètre) et à l'échelle du volume de sol (bougies poreuses)

Ces résultats, déjà très encourageants, seront complétés par une année de suivi supplémentaire afin d'assurer leur représentativité temporelle. Finalement, en combinaison avec les résultats obtenus dans le cadre de ce travail sur les évolutions de la phase solide et la caractérisation tridimensionnelle de la géométrie des différents volumes de sol, la caractérisation de la phase liquide devrait permettre, à terme, de faire évoluer notre modélisation de l'impact du drainage sur l'évolution récente des sols par bilan de masse vers une modélisation mécaniste couplant réactions chimiques et transfert.

Partie 5

Conclusion Générale et Perspectives



I. Conclusion

I.1. Rappel des objectifs et de la démarche

Ce travail de recherche a eu pour objectif de quantifier, ou au minimum sur certains aspects de caractériser, les évolutions récentes des sols induites par les pratiques anthropiques. Parmi les différentes pressions anthropiques exercées sur les sols, ce travail s'est concentré sur les pratiques agricoles dont l'impact sur l'évolution récente des sols a été très largement négligé vis-à-vis de pressions plus intenses comme les pollutions d'origines diverses, les activités minières ou l'artificialisation des sols. Pourtant l'usage agricole des sols représente des surfaces considérables de part le monde : environ 1,5 milliards d'hectares, dont 60% sont utilisés pour la production de céréales, soit 10% des 15 milliards d'hectares des terres émergées. Ainsi, dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à l'effet de la mise en culture puis à l'impact d'un aménagement agricole particulier, le drainage par tuyaux enterrés. L'ensemble de ces travaux a été conduit sur des LUVISOLS DÉGRADÉS dont nous avons conclu qu'ils constituaient un cas modèle vis-à-vis des problématiques abordées.

Pour ce faire, nous avons choisi une approche pédologique classique d'analyse de la phase solide des sols sur la base d'échantillonnages en séquences orientées en fonction des facteurs étudiés soit une « anthro-séquence » forêt-sols cultivés pour caractériser l'impact de la mise en culture sur les sols et une « draino-séquence » pour caractériser celui du drainage. Nous avons mis l'accent sur la quantification de l'évolution des phases solides de ces séquences de sols.

I.2. Une combinaison complexe d'impacts

Dès l'introduction générale de ce travail, nous avons insisté sur une caractéristique essentielle de la mise en culture des sols, à savoir qu'elle recouvre une extrême diversité de pratiques influant toutes sur les flux de matière et d'énergie des sols et donc susceptibles de

modifier l'intensité et/ou le sens de l'évolution de ces sols. Or, nous avons pu conclure qu'à cette diversité de pratiques correspond une diversité d'impacts parfois opposés entre eux.

L'impact certainement le plus visible, et le plus connu, résulte du travail du sol et tout particulièrement du labour. Nous avons ainsi pu démontrer que le labour (i) homogénéisait les caractéristiques des horizons de surface et (ii) pouvait même localement, renverser la tendance évolutive générale du type de sol étudié (éluviation) en remontant en surface les particules fines par intégration d'une partie de l'horizon illuvié dans l'horizon labouré. Ces impacts sont en opposition totale avec celui du drainage qui augmente localement l'intensité du processus d'éluviation dans les horizons de subsurface et constitue de ce fait une source supplémentaire de variabilité spatiale pour ces horizons. Dans les horizons de surface, aucun impact du drainage n'a été observé du fait, sans doute, de l'homogénéisation de cet horizon par le travail du sol. Ainsi, l'impact du travail du sol serait prédominant par rapport à celui du drainage.

L'opposition de l'impact des diverses pratiques est également très nette dans les horizons de subsurface dont l'évolution se caractérise, dans les LUVISOLS DÉGRADÉS, par la dégradation morphologique de l'horizon illuvié donnant naissance à des volumes de sol appauvris en lutum (fraction $< 2\mu\text{m}$) et en fer. Le chaulage augmente le pH du sol et diminuent donc les concentrations en solution des ions H^+ impliqués dans les réactions de réduction des oxy-hydroxydes de fer, avec pour résultat final, un ralentissement de la formation de volumes de sol appauvris en fer par rapport à ce qui peut être observé sous forêt. A l'inverse, le drainage accélère, au moins localement, la formation (i) des volumes de sol appauvris en lutum et en fer, du fait des exportations liées à l'augmentation de l'intensité du processus d'éluviation, et (ii) celle de volumes riches en oxy-hydroxydes de manganèse, du fait de la diminution de l'engorgement des sols à proximité des drains. L'impact cumulé de la mise en culture des LUVISOLS DÉGRADÉS sur la formation des volumes de sol appauvris

en lutum et en fer est ainsi le résultat d'un équilibre complexe entre ralentissement due au chaulage et accélération dû au drainage. Ces deux évolutions antagonistes n'ont en outre pas la même répartition spatiale, le ralentissement dû au chaulage peut être considéré comme plus ou moins homogène à l'échelle de la parcelle alors que l'accélération due au drainage a lieu essentiellement sur une bande de deux mètres de large de chaque côté des drains. Ainsi, selon la pratique agricole considérée, l'impact observé favorisera une homogénéisation de la variabilité spatiale naturelle, ou au contraire constituera une variabilité spatiale supplémentaire.

I.3. Des impacts significatifs

Qu'il s'agisse de l'étude des « anthropo-séquences » ou de la « draino-séquence », l'observation macroscopique a mis en évidence des évolutions significatives de la morphologie des sols le long des séquences (abondance relative des différents volumes). Nos travaux aux différentes échelles ont ensuite permis d'attribuer ces évolutions morphologiques aux impacts respectifs de la mise en culture et du drainage sur l'évolution récente des sols. La quantification de l'impact de la formation long terme des LUVISOLS DÉGRADÉS sur la dégradation morphologique des horizons de subsurface d'une part et celle de l'impact du drainage d'autre part nous a permis de préciser l'intensité des évolutions récentes des sols.

A notre connaissance, de telles comparaisons quantitatives sont encore très rares aujourd'hui et constituent de ce fait un des apports majeurs de ce travail. Il s'est alors avéré que l'intensité des évolutions récentes étaient du même ordre de grandeur que celle de l'impact de la formation long terme. Ces évolutions récentes liées au drainage représentent des pertes nettes de matières pour le sol et sont donc irréversibles. Comme ces pertes se font, par ailleurs, essentiellement sous forme de smectites, ces évolutions récentes risquent

d'affecter certaines fonctions clés remplies par les sols comme la séquestration des matières organiques, la rétention en eau et/ou en éléments chimiques.

Enfin, la comparaison de l'évolution des LUVISOLS DÉGRADÉS sous forêt et sous culture est, faute de plus de temps, en grande partie qualitative. L'application à un sol sous forêt de la démarche développée pour la quantification de l'impact du drainage, permettrait de compléter les résultats qualitatifs obtenus dans le cadre de ce travail par des aspects quantitatifs dont notre travail a bien montré l'intérêt dans l'étude de l'évolution des sols.

I.4. L'évolution des sols : un phénomène rapide

La seconde information cruciale apportée par ce travail concerne la vitesse d'évolution des sols. La formation des sols est classiquement considérée comme un processus lent dont les ordres de grandeur généralement admis vont de la dizaine de milliers d'années, pour les pédogenèses tempérées, à la centaine de milliers d'années, pour les pédogenèses tropicales. Or, l'intensité de l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS est du même ordre de grandeur que celle de la formation long terme. Pourtant, si la dégradation long terme s'est, *a priori*, écoulée sur plusieurs milliers d'années, les évolutions liées au drainage se sont produites en seulement une quinzaine d'années et donc beaucoup plus rapidement. Cette extraordinaire rapidité de l'évolution récente des sols par rapport aux processus de formation long terme peut avoir plusieurs explications. La première est que l'évolution des sols est un phénomène non linéaire fonctionnant par seuil lorsque les contraintes exercées sur le sol dépassent son pouvoir tampon (Chadwick and Chorover, 2001). La seconde explication est que la dynamique réelle de l'évolution des sols, qui n'est que très peu connue, soit nettement plus rapide que l'évolution apparente des sols. C'est pourtant cette dernière vitesse déduite de la comparaison de deux stades d'évolution datés à laquelle nous avons le plus facilement, voire presque exclusivement, accès. Par exemple, Egli et al. (2001) ont comparé le

développement de sols âgés de 150, 260, 300, 450, 700, 3 300 et 10 000 ans. Ils ont alors démontré que 3 300 ans d'évolution était suffisants pour obtenir un stade de développement identique à celui du sol âgé de 10 000 ans soit une division par trois de la vitesse apparente d'évolution par rapport à celle qui aurait été déduite de la comparaison avec le sol le plus âgé et rien n'indique que ce sol ne se soit pas formé sur une durée comprise entre 700 et 3 300 ans. Cette différence entre dynamique réelle et vitesse apparente est également une des limites de notre travail. En effet, bien qu'observés sur des échelles de temps courtes et donc proches de la dynamique réelle du sol, certains de nos résultats suggèrent que l'intensité de l'impact du processus d'éluviation a été très forte immédiatement après l'installation du réseau de drainage, voire uniquement lors de quelques événements extrêmes, puis a diminuée avec le temps. Cette question entre dynamique réelle et vitesse apparente a très tôt fait partie de nos préoccupations et est une des raisons principales de l'installation d'un dispositif de mesure des flux actuels (voir chapitre précédent).

Quoi qu'il en soit, ce travail prouve que les sols, ou au moins certains d'entre eux, sont susceptibles de réagir beaucoup plus rapidement que classiquement supposé à toute modification des flux de matière et d'énergie qu'ils pourraient subir. Or d'autres facteurs sont susceptibles de modifier ces flux. Par exemple, le changement climatique modifie l'intensité et la distribution des pluies et des températures avec des conséquences déjà démontrées sur de nombreux écosystèmes et ce, alors même que les modifications climatiques à venir seront vraisemblablement plus intenses (IPCC, 2001). Quelles seront les conséquences de ces modifications des flux de matières et d'énergie sur l'évolution des sols, question presque complètement négligée aujourd'hui ? Si notre travail ne permet bien évidemment pas de les prédire, il suggère cependant avec force que des évolutions significatives des sols, et pas seulement des teneurs en matières organiques, sont à attendre sur des échelles de temps

vraisemblablement beaucoup plus courtes que ne le laissent à penser le peu de travaux actuellement consacrés à ce sujet.

II. Perspectives : du drainage des sols au changement climatique

Comme indiqué en conclusion, le changement climatique est probablement un des facteurs à même de profondément modifier l'intensité et/ou le sens de l'évolution des sols à venir. Une telle affirmation est évidente dans la mesure où le climat a été un des tous premiers facteurs pédogénétiques reconnu en tant que tel, notamment bien avant l'Homme. Ainsi, Boulaine (1989) rappelle que la notion de zonalité climatique des sols est déjà présente à la fin du XIX^{ème} siècle dans les travaux fondateurs de Dokuchaev. Néanmoins, l'observation de l'impact des grandes zones climatiques sur la formation des sols n'est pas tout à fait la même chose que la compréhension de l'impact, au cours du temps, des évolutions climatiques sur ces mêmes sols. En outre, deux questions restent en suspens : quelle sera la nature et l'intensité de ces évolutions et sur quelles échelles de temps vont-elles se produire ? De nombreux auteurs se sont déjà intéressés à l'impact du climat sur les sols, notamment au travers de l'étude de « climo-séquences » dans lesquelles le climat varie principalement en fonction de l'altitude (Jamet et al., 1996; Bockheim et al., 2000; Egli et al., 2003). Ces études intègrent alors l'effet d'une diminution de la température et d'une augmentation des précipitations. Or, le changement climatique global va induire une augmentation des températures et, au moins pour certaines régions du monde, une augmentation des précipitations (IPCC, 2001), c'est à dire des modifications du climat qui ne correspondent pas à celles classiquement étudiées. Certains auteurs ont alors augmenté artificiellement la température des sols par chauffage (Melillo et al., 2002) ou étudié des climo-séquences pour lesquelles la pluviométrie augmente sans variation de température (Miller et al., 2001). Ce dernier type de « pluvio-séquence » se heurte néanmoins à une difficulté majeure dans le sens

où les différents sols ont connu des pluviométries distinctes sur des durées souvent très longues. En conséquence, ce type de pluvio-séquence peut permettre de préciser le sens d'évolution des sols mais n'apportera vraisemblablement que peu de renseignements sur la dynamique de la réponse des sols au changement climatique.

Le drainage des sols réduit la part d'eau ruisselant à la surface du sol au profit de l'eau s'infiltrant au travers du sol (Skaggs et al., 1994), ce qui peut-être comparé à une augmentation de la pluviométrie. Par ailleurs, l'âge des réseaux de drainage est souvent connu, en particulier pour les réseaux récents. Les réseaux de drainage semblent ainsi pouvoir être utilisés comme un moyen d'évaluer à la fois l'importance et les échelles de temps de la réponse des sols à une augmentation de la pluviométrie. C'est en tout cas ce que nous avons essayé de démontrer dans l'article suivant intitulé : « **Do we need a soil module to model climate change ?** » récemment soumis à *Climatic Change*.

Auteurs : D. Montagne, S. Cornu

Acknowledgements: This work was funded by the Région Centre. The authors also thank S.Desbourdes for figure design and S. Nortcliff from the University of Reading for his help to improve this manuscript.

Abstract:

Climate change will induce increases in precipitation in northern Europe that may in turn affect soil evolution by increasing the amounts of water flowing through soils. There is a general lack of consideration of the climate change impact on soil evolution. We studied the impact of increased amounts of water flowing through soils using artificial drainage on the most common type of soil of northern Europe. We compare the resulting evolution to that occurring naturally in the studied soil. The recent increase in water fluxes (16 years) have resulted in an increase in the intensity and velocity of the natural pedological processes. The increased amount of water flowing thorough soils due to drainage is of same order of magnitude than that that would be induced by the climate change in the next 50-100 years in northern Europe. Our results demonstrated thus that climate change will significantly affect soil evolution. This evolution induces losses of the finest particles. These particles are involved in organic carbon sequestration. It will thus have a feedback effect on climate change. Therefore we consider that soil evolution in response to climate change has to be explicitly studied and included in models of global climate change prediction.

II.1. Introduction

The climate changes due to anthropogenic emissions of greenhouse gases are widely recognised (IPCC, 2001). These changes have already resulted in noticeable ecological

responses from polar terrestrial to tropical marine environments (Walther et al., 2002). Concerning soils, most of the studies on the impact of climate change have focused on soil organic matter (SOM) turnover (Camill et al., 2001; Rustad et al., 2001; Melillo et al., 2002; Davidson and Janssens, 2006) or on soil erosion (Boardman et al., 1990; Phillips et al., 1993) reflecting the importance of these issues for the climate change debate. Soil evolution have largely been ignored for climate change research unless rare and mostly qualitative and descriptive studies (Brinkman, 1990; Sombroek, 1990; Rounsevell et al., 1999). However, soil evolution should also be taken into account for a better understanding of the climate change impact on SOM stocks that remained controversial despite numerous studies (Rustad et al., 2001; Davidson and Janssens, 2006). Soil evolution may, indeed, lead to changes in soil properties like particle size distribution or mineralogy, for example, which in turn will affect the physical and chemical protection of SOM and finally feedback to the climate change. Influences of climate on soil mineralogy have already been observed as for example the increase of the weathering rates of silicates with atmospheric CO₂ levels, precipitation and temperatures (White and Blum, 1995) and are thus expected as a result of present climate change (Sombroek, 1990; Rounsevell et al., 1999). A better evaluation of the soil evolution in response to climate change seems thus necessary. In this context, changes in precipitation patterns are central because water flows have a substantial influence on a great range of soil processes (Brinkman, 1990; Rounsevell et al., 1999).

In northern Europe, according to climate models, an increase in precipitation is expected over the next 50-100 years (IPCC, 2001). The additional precipitation will mainly occur during autumn and winter when vegetation is not active. This increase in precipitation will thus result in an increasing amount of water infiltrating into soils and most probably will affect soil evolution (Rounsevell et al., 1999). Artificial soil drainage is known to lead to higher amounts of water infiltrating soils by lowering the runoff (Skaggs et al., 1994).

Artificial drainage consequently resulted in actual and substantial changes in soil climate. In this paper, we have thus quantified the consequences of increased amounts of water flowing through soils using artificial drainage on Albeluvisol to simulate climate change (Scharpenseel et al., 1990). The quantifications of soil changes were performed using mass balance calculations (Brimhall et al., 1991; Egli and Fitze, 2000). Albeluvisols were chosen as a model case study because Luvisols and Albeluvisols represent approximately 21% of European soils, being thus the most common soils (European Soil Bureau Network, 2005). The aim was to demonstrate the importance of soil evolution as a consequence of climate change, discuss its magnitude and velocity, but not to predict such an evolution. In this paper, we have studied the consequences of increased amounts of water flowing through soils using artificial soil drainage on Albeluvisol as a result of climate change. Artificial soil drainage is known to lead to higher amounts of water infiltrating soils by lowering the runoff (Skaggs et al., 1994). The aim was to demonstrate the importance of soil evolution as a consequence of climate change, but not to predict such an evolution.

II.2. Material and methods

II.2.1. Site and soil under study

The studied site is on the crest of the Yonne plateau (France), where Albeluvisols developed in quaternary loamy deposits (Baize and Voilliot, 1988). These several thousands years old soils, showed the following horization:

- From 0 to 25 (30) cm: a silty, brown to grey ploughed surface horizon containing numerous black concretions.
- From 25 (30) to 35 (40) cm: a silty E-horizon, greyer than the overlying horizon (10YR6/4).

- From 35 (40) to 55 (60) cm: a horizon constituted by a complex mixture of several soil volumes of distinctive colours. The most abundant volumes were silty and of a white-grey (10YR8/2 to 10YR7/1) to pale-brown (10YR7/4) colour. The less abundant ones were of decimetric size, clayey and of an ochre colour (10YR5/6 to 10YR5/8). Black concretions and impregnations were observed in the core of these last volumes. For convenience, this horizon is hereafter called the E&Bt-horizon.
- From 55 (60) to 90 (105) cm: the degraded Bt-horizon exhibited a juxtaposition of the previously described soil volumes, the most abundant being the ochre ones. The white-grey and the pale-brown ones differed slightly in colour from the upper ones and were present as tongues, with small amounts of a clay-rich and brown-salmon (10YR6/2) soil volume. Black impregnations were less abundant than in the overlying horizon.

In the studied plot, the subsurface drainage network was installed in 1988 (16 years before sampling), by subsoiling and perpendicularly to the main slope at 1 meter depth and spaced 15 meters apart. A 4 meters long trench was dug perpendicularly to one of the drains.

II.2.2. Soil sampling and analytical procedures

Four positions were sampled along the trench in order to constitute a soil sequence ranging from soil positions in the immediate vicinity of the drain to soil positions far enough from the drain to be considered as largely unaffected by soil drainage. These four soil positions were located at 60, 110, 210 and 400 cm to the drain (Fig. 37).

At the four positions, the different pedological horizons were subsampled every 10 to 15 cm (e.g. 0-10; 10-20 and 20-35 cm for the Ap horizon at the position 60 cm) and analysed for contents in Fe and soil fraction $< 2 \mu\text{m}$, hereafter called lutum (Stichting voor

Bodemkaartering, 1965). Iron contents were used to trace the impact of subsurface drainage on redox processes, and those in lutum to assess eluviation processes.

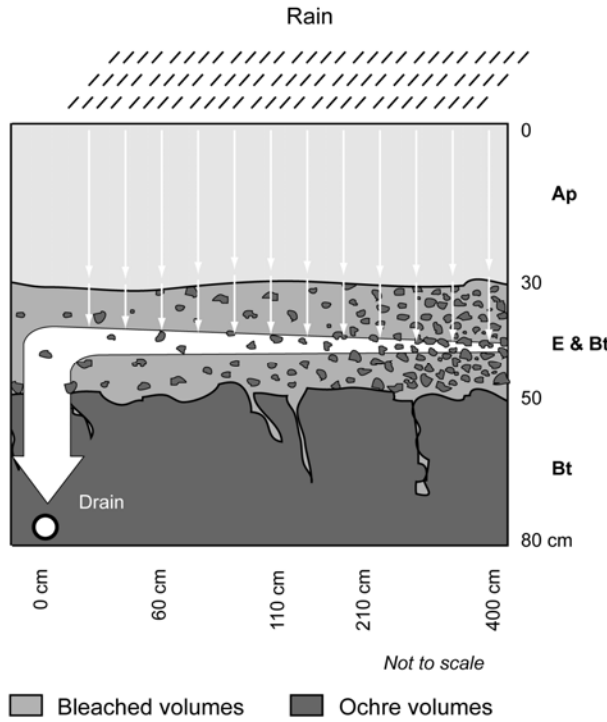


Figure 37: Schematic diagram of the evolution of the different types of soil volumes, according to the drain position along the four meter trench. In this figure, 60, 110, 210 and 400 cm indicated the sampling positions.

In addition, it was necessary to determine the bulk density and select an immobile element to perform the mass balance calculations. The bulk density was determined in triplicate in the core of each horizon using 500 cm³ cylinders. Classically, Zr (Brimhall et al., 1991; Oh and Richter, 2005), Ti (Driese et al., 2000; Egli et al., 2001; Stiles et al., 2003) or quartz (Nordt et al., 2004) are considered as relatively immobile in soils.

In this study, we used the quartz content as it could be easily estimated according to the following equation:

$$Qz = \frac{1}{M_{Qz}} \times \left(\frac{Si}{M_{Si}} - 2 \times \frac{Al}{M_{Al}} \right) \quad (1)$$

with Qz , Si , and Al , the total contents of quartz, Si and Al respectively (in g kg⁻¹) and M_{Qz} , M_{Si} , and M_{Al} , the molar masses of quartz, Si, and Al respectively (in mol kg⁻¹). The amounts of quartz estimated by eq. (1) were closely related to those measured by differential scanning calorimetry analysis on the surface of the beta - alpha inversion endothermic peak during the cooling phase as shown in figure 38 (Karathanasis and Harris, 1994). Moreover, this choice

was verified at the solum scale using Zr to evaluate the quartz immobility and vice versa as suggested by Brimhall et al. (1991) (see annexe A1).

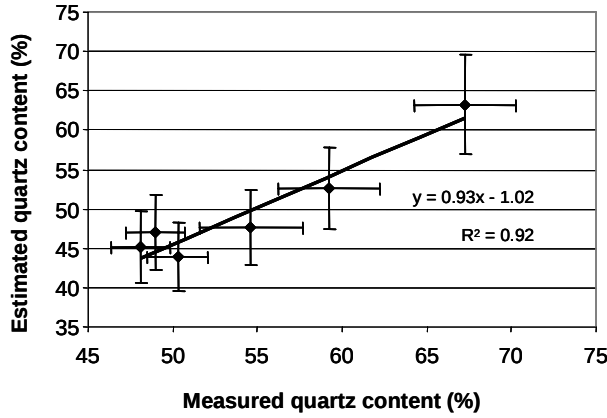


Figure 38: Quartz content estimated using the total contents in aluminium and silicon versus the quartz content measured with Differential Scanning Calorimetry (DSC) analysis in the different soil layers sampled at position 400. Error bars are fixed to $\pm 10\%$ for the estimated quartz content and at $\pm$ the experimental standard deviation for DSC analysis

The lutum content has been analysed by the Robinson pipette method and the total contents in Al, Fe and Si were determined by ICP-OES, after alkaline fusion for Si and after tri-acid digestion (HF-HClO₄-HCl) for Al and Fe.

II.2.3. Mass balance calculations

The mass balance approach is based on the overall conservation of mass of any chemical j :

$$\frac{V_{ref} \times \rho_{ref} \times C_{j,ref}}{100} + m_{j,flux} = \frac{V_w \times \rho_w \times C_{j,w}}{100} \quad (2)$$

The first term on the left-hand side of eq. (2), expresses the mass of element j contained in the reference material before weathering, subscripted as *ref*. It is given by the product of volume V (in cm³), bulk density ρ (in g cm⁻³), and chemical concentration of j C_j (in weight percent). The mass of j introduced into or out of the reference material is indicated as $m_{j,flux}$. Finally, the term of the right-hand side of eq. (2) indicates the mass of j contained in the weathered product, subscripted *w*.

The overall mass flux for any soil horizon $m_{j,flux}$ in g is usually calculated by using eq. (3) as proposed by Brimhall et al. (1991) and modified by Egli and Fitze (2000):

$$m_{j,flux} = \frac{1}{100} \times \frac{\rho_{ref} \times C_{j,ref} \times V \times \tau_{j,w}}{\varepsilon_{i,w} + 1} \quad (3)$$

The functions $\varepsilon_{i,w}$ and $\tau_{j,w}$ are respectively the strain and the open-system mass-transport functions. They were defined by Brimhall et al. (1991) to represent, for $\varepsilon_{i,w}$, the soil volume change through time using an immobile element i and, for $\tau_{j,w}$, the mass fraction of element j gained or lost from the weathered product with respect to the mass originally present in the parent material. These functions were calculated according to the following equations:

$$\varepsilon_{i,w} = \frac{\rho_{ref} C_{i,ref}}{\rho_w C_{i,w}} - 1 \quad (4)$$

$$\tau_{j,w} = \frac{\rho_w C_{j,w}}{\rho_{ref} C_{j,ref}} (\varepsilon_{i,w} + 1) - 1 \quad (5)$$

Finally, the overall mass fluxes of n different layers (in g cm^{-2}) are calculated according to eq. (6):

$$M_{j,flux} = \sum_{k=1}^n \frac{C_{j,ref} \times \rho_{ref}}{100} \times \left(\frac{1}{\varepsilon_{i,w,k} + 1} \right) \times \tau_{j,w,k} \Delta z_k \quad (6)$$

with $\varepsilon_{i,w,k}$ and $\tau_{j,w,k}$ the strain and the open-system mass-transport functions calculated in the soil layer k and Δz_k the thickness (in cm) of the soil layer k .

II.3. Results and discussion

II.3.1. Changes in soil morphology and strategy to quantify soil evolutions

The following macroscopic soil evolutions were observed along the 4m trench with the distance to the drain (Fig. 37):

- (i) The thicknesses of the different horizons did not vary of more than 5 cm along the trench, which was not considered as significant;
- (ii) within a distance of about 50 cm on both sides of the drain in the E&Bt-horizon, the soil was disturbed by subsoiling operations during the drain installation;

- (iii) as the distance to the drain decreased from 2 to 0.5 meters, the amounts of the white-grey, of the pale-brown and of the black soil volumes increased in the E&Bt- and in the upper part of the degraded Bt-horizon. On the contrary, the amount of the clayey ochre soil volumes decreased and;
- (iv) above 2 meters away from the drain, the amounts of the different soil volumes did not change significantly.

The long-term formation of Albeluvisol results from a progressive evolution from Cambisol to Luvisol and finally to Albeluvisol (Pedro et al., 1978). In this sequence, the Albeluvisol formation is characterized by the so-called “morphological degradation phenomenon”: a combination of eluviation of clay minerals and redox processes (Pedro et al., 1978). Over time, these elementary soil processes induced the formation of the E&Bt- and the degraded Bt-horizons made of the complex juxtaposition of different soil volumes as described above. The observed changes in the relative abundance of the bleached and the residual ochre soil volumes as a function of the distance to the drain suggested that the morphological degradation phenomenon was particularly affected by soil drainage. We thus quantified the evolution in intensity of this phenomenon along the trench.

The similar soil morphology at 210 and 400 cm to the drain suggests that agricultural drainage did not induce a marked soil differentiation between these two positions. As a consequence, these positions could be reasonably considered as unaffected by soil drainage. By comparison, changes in the relative abundances of the bleached and of the ochre soil volumes as the distance to the drain decreased from 2 to 0.5 meters marked the drainage impact. Such a soil sequence underwent two successive steps in soil evolution. The first step corresponded to the long-term Albeluvisol formation whereas the second one corresponded to the subsequent recent evolution in response to soil drainage.

The long-term pedogenesis, hereafter called long-term vertical soil formation for convenience, was quantified in the unaffected positions (i.e. presumably positions 210 and 400) by performing mass balance calculations considering the lower part of the Bt-horizon that showed a few amount of discoloured soil volumes as the reference material from which were developed the E&Bt-horizon and the upper part of the Bt-horizon. The soil evolution in response to drainage, hereafter called short-term lateral soil differentiation, was then quantified considering the different horizons of the unaffected positions as reference material from which the corresponding horizons of the other positions were developed as a result of drainage.

II.3.2. Nature of the impact of agricultural drainage on soil changes

The two soil positions 210 and 400 showed very similar lutum, Fe, and Qz contents whatever the horizon considered (Fig. 39). These results are in good agreement with macroscopic observations. It suggests that the two gradients of water fluxes and of redox conditions, that existed between the mid-drain position and the immediate vicinity of the drain (Montagne et al., 200X), have not induced a marked soil differentiation between position 210 and position 400. The drainage impact on soil evolution for soil positions further than 2 meters seems thus relatively limited. This result allows using positions 210 and 400 as references positions to quantify the long-term vertical soil formation.

The two positions 60 and 110 showed some similarities but also marked differences in lutum, Fe, or Qz contents by comparison to positions 210 and 400. First, the lutum, Fe, and Qz contents in the topsoil horizon did not significantly evolve as a function of the distance to the drain. It was attributed to soil homogenisation due to soil tillage (Montagne et al., 2007a). In addition, the four soil positions showed similar lutum, Fe, and Qz contents for depth exceeding 70 cm (Fig. 39). It suggests that, prior to the drainage installation, the long-term

vertical formation of the studied Albeluvisol was homogeneous at least at the trench scale. Position 60 distinguished from the two reference positions by lower lutum and Fe contents and higher quartz contents in the E&Bt-horizon and in the upper part of the Bt-horizon in which these changes decreased in intensity. Position 110 showed intermediate lutum, Fe, and quartz contents between position 60 and the two references positions. These changes, notably at 60 cm, obviously exceeded the natural soil variability between the positions 210 and 400 (Fig.39).

In Albeluvisols, the surface horizons are characterized by lower lutum and Fe contents than in the Bt-horizon and on the contrary higher Qz contents (Fig. 39) notably as a result of fine particles eluviation (Pedro et al., 1978; Dreissen et al., 2001). By analogy, the lower lutum and Fe contents and the higher Qz contents in the E&Bt-horizon and in the upper part of the Bt-horizon at positions 60 and 110 by comparison to the two reference positions may likely be attributed to increasing eluviation as a result of drainage. In soils that exhibit a strong textural differentiation hindering vertical water flows, artificial drainage increases the lateral component of the water flow just above the clay-rich horizon and creates a vertical one right up of the drain trench (Bengtsson et al., 1992; Turtola and Paajanen, 1995; Øygarden et al., 1997). This is the case with Albeluvisols (Fig. 37). The greater amounts of water flowing through soil in combination with the induced flow pattern is thus consistent with an intensification of the eluviation process in the E&Bt-horizon, i.e. just above the clay-rich Bt-horizon, and with the subsequent changes in lutum, Fe and Qz contents. In addition, such intensification of the eluviation process has already been described as a result of artificial drainage (Kapilevich et al., 1991; Turtola and Paajanen, 1995; Yli-Halla et al., 2006). This intensification in eluviation may be reasonably attributed to artificial drainage in the present study. As we supposed that drainage could simulate the impact of increasing precipitation on

soil evolution, climate change should result in an intensification of eluviation at least in well drained soils (Brinkman, 1990; Rounsevell et al., 1999).

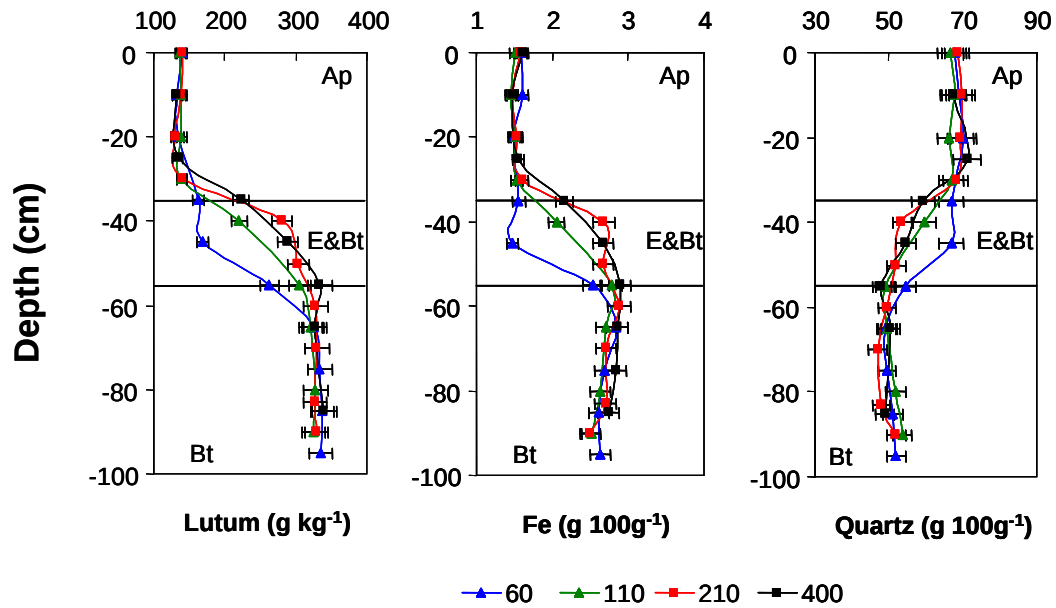


Figure 39: Distribution of lutum, Fe and Quartz contents as a function of depths in the positions 60, 110, 210 and 400 cm. Errors were considered as equal to $\pm 5\%$ of the measured contents.

II.3.3. Intensity of the impact of agricultural drainage on soil changes

The vertical long-term formation of the E&Bt-horizon at the expense of the Bt-horizon, i.e. the morphological degradation phenomenon, was characterised by a removal of lutum and Fe ranging from about 30% of the initial stocks in the upper part of the E&Bt-horizon to negligible amounts in the upper part of the Bt-horizon as shown by τ values (Table 21).

Horizon	Soil depth (cm)	Bulk density (g cm^{-3})	$\varepsilon_{Qz, w}$	$\tau_{Lutum, w}^a$	$\tau_{Fe, w}^a$	$m_{Lutum, flux}$ (kg m^{-2})	$m_{Fe, flux}$ (kg m^{-2})
E&Bt	40-50	1.60 ± 0.01	-0.11 ± 0.02	-0.34 ± 0.12	-0.25 ± 0.16	-20.7 ± 7.4	-1.3 ± 0.9
E&Bt	50-60	1.60 ± 0.01	-0.06 ± 0.01	-0.18 ± 0.01	-0.12 ± 0.02	-10.3 ± 0.6	-0.6 ± 0.1
Bt	60-70	1.65 ± 0.02	-0.00 ± 0.07	0.01 ± 0.09	0.03 ± 0.03		
Bt	70-80	1.65 ± 0.02					
$M_{j, flux}$	40-80					-31.0 ± 8.0	-1.9 ± 1.0

^aelementary gains or losses were considered as significant and matter fluxes were calculated only for τ values higher than ± 0.10

Table 21: Quantification of lutum and Fe losses from the long-term vertical soil differentiation (mean $\pm$ standard deviation of the calculations performed at position 210 and position 400).

At the horizon-scale, the cumulative removal represented net losses of 31 kg m⁻² and 1.9 kg m⁻² in respectively lutum and Fe. These losses of matter likely explained the slight collapse of the soil structure shown by negative strains (ϵ values in Table 21), at least in the upper part of the E&Bt-horizon. Similar collapse of the soil structure as a result of matter losses have been reported in other studies (Langley-Turnbaugh and Bockheim, 1998).

Artificial drainage induced subsequent (i) collapse of the soil structure as shown by the negative strains (ϵ values in Table 22) and (ii) removal of lutum and of Fe from the E&Bt-horizon and from the upper part of the Bt-horizon (τ and m values in Table 22).

Horizon	E&Bt		Bt		$M_{j, flux}$
Soil Depth (cm)	40-50	50-60	60-70	70-80	40-80
<i>Position 110</i>					
Bulk density (g cm ⁻³)	1.59 ± 0.01	1.59 ± 0.01	1.68 ± 0.02	1.68 ± 0.02	
$\epsilon_{Qz,w}$	-0.05 ± 0.07	-0.10 ± 0.03	-0.02 ± 0.02	-0.04 ± 0.05	
$\tau_{Lutum, w}^a$	-0.16 ± 0.19	-0.34 ± 0.05	-0.08 ± 0.03	-0.04 ± 0.05	
$\tau_{Fe, w}^a$	-0.18 ± 0.18	-0.31 ± 0.02	-0.04 ± 0.02	-0.05 ± 0.01	
$m_{Lutum, flux}$ (kg m ⁻²)	-7.8 ± 9.5	-17.8 ± 3.6			-25.6 ± 13.1
$m_{Fe, flux}$ (kg m ⁻²)	-0.8 ± 0.9	-1.5 ± 0.2			-2.3 ± 1.0
<i>Position 60</i>					
Bulk density (g cm ⁻³)	1.60 ± 0.05	1.60 ± 0.05	1.62 ± 0.03	1.62 ± 0.03	
$\epsilon_{Qz,w}$	-0.16 ± 0.06	-0.21 ± 0.03	-0.09 ± 0.02	0.01 ± 0.05	
$\tau_{Lutum, w}^a$	-0.45 ± 0.13	-0.55 ± 0.03	-0.29 ± 0.02	-0.03 ± 0.05	
$\tau_{Fe, w}^a$	-0.45 ± 0.12	-0.56 ± 0.01	-0.21 ± 0.02	0.01 ± 0.01	
$m_{Lutum, flux}$ (kg m ⁻²)	-25.9 ± 5.8	-32.7 ± 4.1	-17.2 ± 2.0		-75.8 ± 7.8
$m_{Fe, flux}$ (kg m ⁻²)	-2.4 ± 0.7	-3.0 ± 0.2	-1.1 ± 0.1		-6.5 ± 0.7

^aelementary gains or losses were considered as significant and matter fluxes were calculated only for τ values higher than ± 0.10

Table 22: Quantification of lutum and Fe losses at positions 110 and 60 resulting from the short-term lateral soil differentiation due to artificial drainage (mean $\pm$ standard deviation of the calculations performed with references to position 210 and position 400)

These changes are of a similar nature than those due to the long term soil formation. The intensity of these impacts increased as the distance to the drain decreased. The intensity of the drainage-induced soil changes at position 110 was of a similar order of magnitude than that of the long term soil differentiation but was two and three fold higher at position 60 for the lutum (75.8 versus 31 kg m⁻²) and Fe (6.5 versus 1.9 kg m⁻²) respectively (M values in Tables 21 and 22). These lutum and Fe losses originated essentially from the E&Bt-horizon

and the upper part of the Bt-horizon. In these horizons, they represented between 20 and 55% of the lutum and Fe stocks at positions 210 and 400 as shown by τ values.

The vertical long-term degradation of the Bt-horizon into the E&Bt-one is a slow process that last over 10 000 years while the subsequent differentiation of the E&Bt-horizon and the upper part of the Bt-horizon due to drainage lasted only 16 years. The increase in water fluxes due to artificial drainage induced thus an increase in velocity of the pedological processes occurring naturally in the studied Albeluvisol. Such rapid changes are in good agreement with the decrease by 20% of the fine particles content in topsoil horizons of other Albeluvisols over 18 years as a result of drainage measured by Kapilevich et al. (1991).

II.3.4. What we can conclude from the drainage study in term of the impact of climate change?

Several studies have compared surface and subsurface water flow in drained plots with surface runoff in undrained plots (Bengston et al., 1995; Grazhdani et al., 1996) or surface runoff before and after a drainage network was renewed (Turtola and Paajanen, 1995). According to these studies, the increase in the amount of water infiltrating into soils due to drainage ranged from 10 to 20% of the annual rainfall because of reduced runoff (Table 23).

Location and Soil Type	Duration of the study	Rainfall (mm)	Runoff (mm)		Increase in infiltration (in % of rainfall)	Reference
			Non-drained Plot	Drained Plot		
Albania - Chernozems	3-years	760	210	130	10.5	Grazhdani et al. (1996)
USA - Fluvisols	10-years	1570	614	402	13.5	Bengtson et al., (1992)
Finland - Cambisols	7-years	620	210	80	21	Turtola and Paajanen (1995)

Table 23: Published decreases in runoff intensity in various locations and for various rainfall intensities

Skaggs et al. (1994) reviewing a wide range of studies from various locations reported increases ranging from 30 to 50% of the annual rainfall. By comparison, the increase in precipitation in northern Europe, due to climate change, is expected to range from 5 to 20% over the next 50-100 years (IPCC, 2001). These two increases are of the same order of magnitude. We can conclude that the significant soil evolution observed in our study due to changes in soil climate as a result of artificial drainage may be equivalent to that that may be achieved in only some hundreds of years in response to global climate change.

The nature of the soil responses reported here can obviously not be extrapolated to the wide diversity of soils, notably due to distinct main soil processes and sensitivity to climate change (Scharpenseel et al., 1990; Rounsevell et al., 1999). These results, however, strongly suggest that soil responses to climate change will very likely be more rapid and intense than commonly thought. Moreover, our results confirmed that the responses of well-drained soils to climate change include lutum losses as supposed in Brinkman (1990) and in Rounsevell et al. (1999), but on a time step of a same order of magnitude than that of climate change contrary to the time step commonly accepted for changes in horizons of clay-accumulations classically considered to be of the order of 10^3 years (Yaalon, 1971).

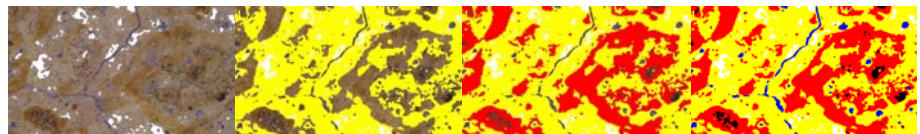
II.4. Conclusion

We studied the impact of drainage on soil evolution as an analogy of the impact of the climate change on soils as both increase the amount of water flowing through soils. Our work demonstrated that an increase in the amounts of water flowing through soils induces an increase in the intensity of eluviation in an artificially well-drained soil. This change in intensity of eluviation for 16 years leads in turn to redistributions of the most reactive soil fractions like the fine soil fraction and Fe oxides. The orders of magnitude of these

redistributions are similar, if not higher, than those occurring as a result of the long-term soil formation that is supposed to occur over several thousands of years. From a quantitative point of view, the observed soil evolution is rapid with respect to the long-term history of most soils. From a qualitative point of view, such redistributions of the fine soil fraction and of Fe oxides should have consequences on various key-soil function like water retention, nutrients and pollutants sorption or the soil organic matter physical and chemical protection with consequences on the soil organic matter turnover.

In this context, our work presents evidence of the sensitivity of soil evolution to climate change in terms of both intensity and velocity. As a consequence of the suspected rapid soil evolution, the time step of the soil evolution is of the same order of magnitude than that of climate change. Moreover, the consequences of the fine soil fraction redistributions on the SOM dynamic extrapolated to naturally well-drained soils should have possible retroaction on climate change. We thus consider that changes in soil processes and resulting soil evolutions in response to climate change have to be explicitly studied as already suggested by others (Scharpenseel et al., 1990; Rounsevell et al., 1999), and included in models of global climate change prediction.

Bibliographie



Bibliographie

- Abbaspour, K.C., Kohler, A., Simunek, J., Fritsch, M. and Schulín, R., 2001. Application of a two-dimensional model to simulate flow and transport in a macroporous agricultural soil with tile drains. *European Journal of Soil Science*, 52: 433-447.
- Afes, 1995. *Référentiel Pédologique. Techniques et Pratiques*. INRA Editions, Paris, 332 pp.
- Alloway, B.J. (Editor), 1990. *Heavy metals in soils*. Blackie Academic & Professional, London, 339 pp.
- Antonic, O., Pernar, N. and Jelaska, S.D., 2003. Spatial distribution of main forest soil groups in Croatia as a function of basic pedogenetic factors. *Ecological Modelling*, 170: 363-371.
- Augeard, B., Kao, C., Chaumont, C. and Vauclin, M., 2005. Mechanisms of surface runoff genesis on a subsurface drained soil affected by surface crusting: a field investigation. *Physics and chemistry of the earth*, 30: 568-610.
- Baize, D. and Voilliot, J.P., 1988. Notice de la carte des sols de l'Yonne à 1/ 50000, feuille Joigny. Station agronomique de l'Yonne, Auxerre, France, 142 pp.
- Baize, D., 1993. Petites régions naturelles et "paysages pédologiques de l'Yonne". INRA - Service d'étude des sols et de la carte pédologique de France, Orléans, France, 191 pp.
- Baize, D., 1997a. Teneurs totales en éléments traces métalliques dans les sols (France). INRA Editions, Paris, 409 pp.
- Baize, D., 1997b. Les Luvisols Dégradés issus de limons anciens du sud-est du Bassin parisien. In: INRA Editions (Editor), *Teneurs totales en éléments traces métalliques dans les sols (France)*, Paris, pp. 259-277.
- Baize D., Courbe C., Suc O., Schwartz C., Tercé M., Bispo A, Sterckeman T. et Ciesielski H., 2006. Épandages de boues d'épuration urbaines sur des terres agricoles : impacts sur la composition en éléments en traces des sols et des grains de blé tendre. *Le Courrier de l'Environnement de l'INRA*, 53.
- Baveye, P. et al., 1999. Mass balance and distribution of sludge-borne trace element in a silt loam soil following long-term applications of sewage sludge. *The Science of the Total Environment*, 227: 13-28.
- Bear, J., 1972. *Dynamics of fluids in porous media*. Elsevier, New York
- Belamie, R. and Vollat, B., 1986. Etude de la qualité des eaux de drainage. Périmètre expérimental d'Arrou (Eure et Loir). *Etudes du Cemagref: Hydraulique Agricole*, 1: 5-44.

- Bengtson, R.L., Carter, C.E., Fouss, J.L., Southwick, L.M. and Willis, G.H., 1995. Agricultural drainage and water quality in Mississippi delta. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 121(4): 292-295.
- Bengtsson, L., Seun, P., Lepistö, A. and Saxena, R.K., 1992. Particle movement of melt water in a subdrained agricultural basin. *Journal of Hydrology*, 135: 383-398.
- Benitez, L.N. and Dubois, J.P., 1999. Evaluation of the selectivity of sequential extraction procedures applied to the speciation of cadmium in soils. *International Journal of Environmental Analytical Chemistry*, 74(1/4): 289-303.
- Benyaïch, F., Makhtari, A., Torrisi L. and Foti. G., 1997. PIXE and XRF comparison for applications to sediments analysis. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. B.*, 132: 481-488.
- Berthelin, J., Leyval, C. and Mustin, C., 2000. Illustrations of the occurrence and diversity of mineral-microbe interactions involved in weathering of minerals. In: J.D. Cotter-Howells, L.S. Campbell, E. Valsami-Jones and M. Batchelder (Editors), *Environmental mineralogy: microbial interactions, anthropogenic influences, contaminated land and waste management*. Mineralogical Society, London; UK, pp. 7-25.
- Bidwell, O.W. and Hole, F.D., 1965. Man as a factor of soil formation. *Soil Science*, 99: 65-72.
- Boag, B., Palmer, L.F., Neilson, R., Legg, R. and Chambers, S.J., 1997. Distribution, prevalence and intensity of earthworm populations in arable land and grassland in Scotland. *Annals of Applied Biology*, 130(1): 153-165.
- Boardman, J., Evans, R., Favis-Mortlock, D.T. and Harris, T.M., 1990. Climate change and soil erosion on agricultural land in England and Wales. *Land Degradation & Rehabilitation*, 2(2): 95-106.
- Bockheim, J.G., Munroe, J.S., Douglass, D. and Koerner, D., 2000. Soil development along an elevational gradient in the southeastern Uinta Mountains, Utah, USA. *Geoderma*, 39: 169-185.
- Bottcher, A.B., Monke, E.J. and Huggins, L.F., 1980. Subsurface drainage and sediment transport model. *Transactions of the ASAE*, 23(4): 870-876.
- Bottcher, A.B., Monke, E.J. and Huggins, L.F., 1981. Nutrient and sediment loadings from a subsurface drainage system. *Transactions of the ASAE*, 24(5): 1221-1226.
- Boulaine, J., 1978. Les sols calfersiques. *Cah. ORSTOM, série Pédologie*, 16:265-291.
- Boulaine, J., 1989. *Histoire des pédologues et de la science des sols*. INRA, Paris, 285 pp.
- Boulet, R., Humbel, F. X. and Lucas, Y., 1982. Analyse structurale et cartographie en pédologie. II - Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. *Cah. ORSTOM, série Pédologie*, XIX(4): 323-339.

- Bourrié, G., Trolard, F., Refait, P. and Feder, F., 2004. A solid-solution model for Fe(II)-Fe(III)-Mg(II) green rusts and foug rite and estimation of their Gibbs free energies of formation. *Clays and Clay Minerals*, 52: 382-394.
- Brimhall, G.H., Alpers, C.N. and Cunningham, A.B., 1985. Analysis of supergene Ore-forming processes and ground-water solute transport using mass balance principles. *Econ. Geol.*, 80(5): 1227-1256.
- Brimhall, G.H. et al., 1988. Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature aeolian dust. *Nature*, 333: 819-824.
- Brimhall, G.H. et al., 1991. Quantitative geochemical approach to pedogenesis: importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolian influx in lateritization. *Geoderma*, 51: 51-91.
- Brinkman, R., 1979. Ferrolysis, a soil-forming process in hydromorphic conditions. *Agricultural Research Reports* 887. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, Netherlands.
- Brinkman, R., 1990. Resilience against climate change? Soil minerals, transformations and surface properties, Eh, pH. *Soils on a warmer Earth*. Proc. international workshop, Nairobi, 1990: 51-60.
- Brookins, D.G., 1988. *Eh-pH Diagrams for geochemistry*. Springer Verlag, Berlin, 176 p.
- Bruand, A., Cousin, I., Nicoullaud, B., Duval, O. & B gon. J.C., 1996. Backscattered electron scanning images of soil porosity for analysing soil compaction around roots. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60: 895-901.
- Burt, R. and Alexander, E.B., 1996. Soil development on moraines of Mendenhall Glacier, southeast Alaska. 2. Chemical transformations and soil micromorphology. *Geoderma*, 72(1): 19-36.
- Cadastre, 1828. Plan cadastral parcellaire au 1/4 000^e de la commune de Chevillon, canton de Charny, arrondissement de Joigny, département de l'Yonne. Archives départementales de l'Yonne.
- Cadastre, 1832. Plan cadastral parcellaire au 1/ 4 000^e de la commune de Sommechaie, canton d'Aillant, arrondissement de Joigny, département de l'Yonne. Archives départementales de l'Yonne.
- Calace, N., Maggi, C., Pellegrini, F., Petronio, B.M. and Pietroletti, M., 1998. A preliminary study on the effects of sewage sludge disposal on soil polluted by heavy metals. *Annali di Chimica*, 88: 393-401.
- Cambier, P. and Charlatchaka, R., 1999. Influence of reducing conditions on the mobility of divalent trace metals in soils. In: *Fate and transport of heavy metals in the vadose zone*. (eds H. M. Selim & I. K. Iskandar), Lewis Publishers, Boca Raton, pp. 159-175,

- Camerani, M.C., Somogyi, A., Drakopoulos, M. and Steenari, B.M., 2001. Synchrotron radiation induced μ -X-ray fluorescence spectroscopy on municipal solid waste fly ashes. *Spectrochim. Acta Part B*, 56: 1355-1365.
- Camill, P., Lynch, J.A., Clark, J.S., Adams, J.B. and Jordan, B., 2001. Changes in biomass, aboveground net primary production, and peat accumulation following permafrost thaw in the boreal peatlands of Manitoba, Canada. *Ecosystems*, 4(5): 461-478.
- Caravaca, F., Masciandaro, G. and Ceccanti, B., 2002. Land use in relation to soil chemical and biochemical properties in a semiarid Mediterranean environment. *Soil and Tillage research*, 68: 23-30.
- Carter, A., Heinonen, J. and Vries, J.d., 1982. Earthworms and water movement. *Pedobiologia*, 23(6): 395-397.
- Cattle, S.R., Koppi, A.J. and McBratney, A.B., 1994. The effect of cultivation on the properties of a Rhodoxeralf from the wheat/sheep belt of new South Wales. *Geoderma*, 63: 215-225.
- Cavallaro, N., Padilla, N. and Villarrubia, J., 1993. Sewage sludge effects on chemical properties of acid soils. *Soil Science*, 156(2): 63-69.
- Chadwick, O.A. and Chorover, J., 2001. The chemistry of pedogenic thresholds. *Geoderma*, 100: 321-353.
- Chao, T.T. and Zhou, L., 1983. Extraction techniques for selective dissolution of amorphous iron oxides from soils and sediments. *Soil Science Society of America Journal*, 47(2): 225-232.
- Chantigny, M.H., 2003. Dissolved and water-extractable organic matter in soils: a review on the influence of land use and management practices. *Geoderma*, 113(3-4): 357-380.
- Chapman, A.S., Foster, I.D.L., Lees, J.A., Hodgkinson, R.A. and Jackson, R.H., 2001. Particulate phosphorus transport by sub-surface drainage from agricultural land in the UK. Environmental significance at the catchment and national scale. *The Science of the Total Environment*, 266: 95-102.
- Chevallier, P., Dhez, P., Erko, A., Firsov, A., Legrand, F. and Populus, P., 1996. X-ray microprobes. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. B*, 113: 122-127.
- Chittleborough, D. J., Oades, J. M. and Walker, P.H., 1984. Textural differentiation in chronosequences from eastern Australia, III. Evidence from elemental chemistry. *Geoderma*, 32: 227-248.
- Ciesielsky, H., Proix, N. and Sterckeman, T., 1997. Détermination des incertitudes liées à une méthode de mise en solution des sols et sédiments par une étude interlaboratoire. *Analisis*, 25: 188-192.
- Concaret, J. (Editor), 1981. Drainage agricole: Théorie et pratique. Chambre régionale d'agriculture de Bourgogne, Dijon, France, 509 pp.

- Cornell, R.M. and Schwertmann, U., 1996. The Iron oxides. VCH, Weinheim, Germany, 573 pp.
- Cornu, S., Lucas, Y., Desjardins, T. and Nietsch, S., 1995. Mise en évidence des vitesses d'altération des minéraux du sol en conditions ferrallitiques. Méthode des minéraux tests. C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa, 321: 311-316.
- Cornu, S. and Clozel, B., 2000. Extractions séquentielles et spéciation des éléments traces métalliques dans les sols naturels (analyse critique). Etude et gestion des sols, 7: 179-189.
- Cornu, S., 2005. Pédogenèses d'hier et d'aujourd'hui, Université d'Orléans, Orléans, 81 pp.
- Cornu, S. et al., 2006. Location of trace elements in unpolluted soils by a combined method. Communications in Soil Science and Plant Analysis, 37(7/8): 1077-1101.
- Cousin, I., Levitz, P. and Bruand, A., 1996. Three-dimensional analysis of a loamy-clay soil using pore and solid chord distributions. European Journal of Soil Science, 47: 439-452.
- Cros, P. and Jacquin, F., 1972. Expérimentation de l'Ecole nationale supérieure agronomique de Nancy et du Centre technique du Génie rural des Eaux et Forêts. Bulletin technique d'information - Ministère de l'agriculture, 273-274: 947-953.
- Davidson, E.A. and Janssens, I.A., 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. Nature, 440(7081): 165-173.
- Deckers, J.A., Spaargaren, O.C., Nactergaele, F.O., Oldeman, L.R. and Brinkman, R. (Editors), 1998. World Reference Base for Soil Resources. World soil resources reports n°84. FAO-ISRIC-AISS, Rome, Italia.
- De Coninck, F., Favrot, J.C., Tavernier, R. and Jamagne, M., 1976. Dégénération dans les sols lessivés hydromorphes sur matériaux argilo-sableux: exemple des sols de la nappe détritique bourbonnaise (France). Pédologie, 26(2): 105-151.
- De Hoff, R.T., Aigeltinger, E.H. and Craig, K.R., 1972. Experimental determination of the topological properties of three dimensional microstructures. Journal of Microscopy, 165: 69-91.
- Dère, C., Lamy, I., van Oort, F., Baize, D. and Cornu, S., 2006. Reconstitution des apports en éléments traces métalliques et bilan de leur migration dans un Luvisol sableux soumis à 100 ans d'irrigation massive par des eaux usées brutes. Comptes rendus Géosciences, 338: 565-573.
- Diab, M., Merot, P. and Curmi, P., 1988. Water movement in a Glossaqualf as Measured by two tracers. Geoderma, 43: 143-161.
- Djodjic, F., Ulén, B. and Bergström, L., 2000. Temporal and spatial variations of phosphorous losses and drainage in a structured clay soil. Wat. Res., 34(5): 1687-1695.

- Dreissen, P., Deckers, J., Spaargaren, O. and Nachtergaele, F. (Editors), 2001. Lectures Notes on the Major Soils of the World. World soil resources reports No 94. FAO, Rome, 344 pp.
- Driese, S.G., Mora, C.I., Stiles, C.A., Joeckel, R.M. and Nordt, L.C., 2000. Mass-balance reconstruction of a modern Vertisol: implications for interpreting the geochemistry and burial alteration of paleo-vertisol. *Geoderma*, 95: 179-204.
- Egli, M., Fitze, P. and Oswald, M., 1999. Changes in heavy metal contents in an acidic forest soil affected by depletion of soil organic matter within the time span 1969-93. *Environ. Pollut.*, 105: 367-379.
- Egli, M. and Fitze, P., 2000. Formulation of pedologic mass balance based on immobile elements: a revision. *Soil Science*, 165(5): 437-443.
- Egli, M., Fitze, P. and Mirabella, A., 2001. Weathering and evolution of soils formed on granitic, glacial deposits: results from chronosequences of Swiss alpine environments. *Catena*, 45: 19-47.
- Egli, M., Mirabella, A., Sartori, G. and Fitze, P., 2003. Weathering rates as a function of climate: results from a climosequence of the Val Genova (Trentino, Italian Alps). *Geoderma*, 111: 99-121.
- European Soil Bureau Network, 2005. Soil Atlas of Europe. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, 128 pp.
- Everts, C.J. and Kanwar, R.S., 1990. Estimating preferential flow to a subsurface drain with tracers. *Transactions of the ASAE*, 33(2): 451-457.
- Foster, I.D.L. et al., 2003. Changing suspended sediment and particulate phosphorus loads and pathways in underdrained lowland agricultural catchments; Herefordshire and Worcestershire, U.K. *Hydrobiologia*, 494: 119-126.
- Franzluebbers, A.J., Stuedemann, J.A., Schomberg, H.H. and Wilkinson, S.R., 2000. Soil organic C and N pools under long-term pasture management in the Southern Piedmont USA. *Soil Biology & Biochemistry*, 32: 469-478.
- Frazee, C.J., Fehrenbacher, J.B. and Krumbein, W.C., 1970. Loess Distribution from a Source. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 34(2): 296- 301.
- Frison, A., Cornu, S. and Cousin, I., 200X. Improved determination of water retention characteristic with additive approaches in heterogeneous horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, submitted.
- Fritsch, E., Bocquier, G., Boulet, R., Dosso, M. and Humbel, F.X., 1986. Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. Analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation. *Cah. ORSTOM, série Pédologie*, XXII(4): 361-395.

- Gerlach, R., Schmidt, M.W.I., Baumewerd-Schmidt, H. and van den Borg, K., 2004. Chernozemic soils in the Rhineland as relics of prehistoric agriculture, Eurosoil. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Freiburg Germany, pp. 165.
- Gish, T.J. et al., 2004. Impact of preferential flow at varying irrigation rates by quantifying mass fluxes. *J. Environ. Qual.*, 33: 1033-1040.
- Goulding, K.W.T. and Blake, L., 1998. Land use, liming and the mobilization of potentially toxic metals. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 67(2-3): 135-144.
- Grant, R. et al., 1996. Loss of dissolved and particulate phosphorus from arable catchment by subsurface drainage. *Wat. Res.*, 30(11): 2633-2644.
- Grass, L.B., Mackenzie, A.J., Meek, B.D. and Spencer, W.F., 1973. Manganese and iron solubility changes as a factor of tile drain clogging: I. Observation during flooding and drying. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 37: 14-17.
- Grass, L.B., Willardson, L.S. and LeMert, R.A., 1979. Soil sediment deposits in subsurface drain. *Transactions of the ASAE*, 22(5): 1054-1057.
- Grazhdani, S., Jacquin, F. and Sulçe, S., 1996. Effect of subsurface drainage on nutrient pollution of surface waters in south eastern Albania. *The Science of the Total Environment*, 191: 15-21.
- Hahne, H. C. H. and Kroontje, W., 1973. Significance of pH and chloride concentration on behavior of heavy metal pollutants: mercury(II), cadmium(II), zinc(II), lead(II). *J. Environ. Quality*, 2(4): 444-450.
- Hall, G.E.M., Vaive, J.E., Beer, R. and Hoashi, M., 1996a. Selective leaches revisited, with emphasis on the amorphous Fe oxyhydroxide phase extraction. *Journal Of Geochemical Exploration*, 56: 59-78.
- Hall, G.E.M., Vaive, J.E. and MacLaurin, A.I., 1996b. Analytical aspects of the application of sodium pyrophosphate reagent in the specific extraction of the labile organic component of humus and soils. *Journal Of Geochemical Exploration*, 56: 23-36.
- Han, F.X. and Banin, A., 1995. Selective sequential dissolution techniques for trace metals in arid-zone soils: the carbonate dissolution step. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 26: 553-576.
- Hardy, M., 1992. X-ray Diffraction measurement of the quartz content of clay and silt fractions in soils. *Clay Minerals*, 27: 47-55.
- Hardy, M., Jamagne, M., Elsass, F., Robert, M. and Chesneau, D., 1999. Mineralogical development of the silt fractions of a Podzoluvisol on loess in the Paris Basin (France). *European Journal of Soil Science*, 50: 443-456.
- Hayes, W.A., Vepraskas, J. and Vepraskas, M.J., 2000. Morphological changes in soils produced when hydrology is altered by ditching. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64: 1893-1904.

- Houot, S. and Berthelin, J., 1992. Submicroscopic studies of iron deposits occurring in field drains: formation and evolution. *Geoderma*, 52(3-4): 209-222.
- Husnjak, S., Bogunovic, M. and Simunic, I., 2002. Soil moisture regime of ameliorated Gleyic Stagnosol. *Agriculturae Conspectus Scientificus*, 67(4): 169-179.
- IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Isambert, M., 1984. Notice de la carte pédologique de France à 1/ 100 000 de Châteaudun. Service d'étude des sols et de la carte pédologique de France, Orléans, France, 259 pp.
- ISSS Working Group RB, 1998. World Reference Base for Soil Resources: Atlas. ISRIC-FAO-ISSS-Acco, Leuven, Belgique.
- IUSS Working Group WRB, 2006. World reference base for soil resources 2006. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome.
- Jamagne, M., 1969. Données sur l'évolution pédogénétique des formations limoneuses en Europe occidentale. *Mém. h. sér. Soc. géol de France*, 5: 37-52.
- Jamagne, M., 1970. Sur la mise en évidence d'une séquence d'évolution pédogénétique développée dans les formations limoneuses sous climat tempéré humide. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Paris*, 270: 1773-1775.
- Jamagne, M., 1973. Contribution à l'étude pédogénétique des formations loessiques de la France, Faculté des sciences agronomiques de l'état, Gembloux (Belgique), 445 pp.
- Jamagne, M., 1978. Soil-forming processes in a progressive evolutionary sequence on loessial silty formation in a cold and humid temperate zone. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Paris*, 286(1): 25-27.
- Jamagne, M. and Pedro, G., 1981. Les phénomènes de migration et d'accumulation de particules au cours de la pédogenèse sur les formations limoneuses du Nord de la France. Essai de caractérisation du processus de lessivage. *C. R. Acad. Sc. Paris, série II*, 292: 1329-1332.
- Jamagne, M., De Coninck, F., Robert, M. and Maucorps, J., 1984. Mineralogy of clay fractions of some soils on loess in northern France. *Geoderma*, 33: 319-342.
- Jamet, R., Guillet, B., Robert, M., Ranger, J. and Veneau, G., 1996. Study of current dynamics of soils from a podzol-oxisol sequence in Tahiti (French polynesia) using the test-mineral technique. *Geoderma*, 73: 107-124.
- Jeanroy, E. and Guillet, B., 1981. The occurrence of suspended ferruginous particles in pyrophosphate extracts of some soil horizons. *Geoderma*, 26: 95-105.

- Jenne, E.A., 1968. Controls on Mn, Fe, Co, Ni, Cu and Zn concentrations in soils and waters: the significant role of hydrous Mn and Fe oxides. In: R.F. Gould (Editor), *Trace inorganics in water*. American Chemical Society, Washington DC, pp. 337-387.
- Jenny, H., 1941. *Factors of soil formation*. Mc Graw-Hill, New-York, 281 pp.
- Jenny, H., 1961. Derivation of state factor equations of soils and ecosystems. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 25(5): 385-388.
- Jenssen, P.D. and Heyerdahl, P.H., 1988. Soil column descriptions from X-ray computed tomography density images. *Soil Science*, 146: 102-107.
- Jolivet, C., Arrouays, D., Lévêque, J., Andreux, F. and Chenu, C., 2003. Organic carbon dynamics in soil particle-size separates of sandy spodosols when forest is cleared for maize cropping. *European Journal of soil science*, 54(2): 257-268.
- Kalbitz, K. and Wennrich, R., 1998. Mobilization of heavy metals and arsenic in polluted wetland soils and its dependence on dissolved organic matter. *Sci. Tot. Environ.*, 209: 27-39.
- Kapilevich, Z.A., Tselishcheva, L.K. and Vysochenko, A.V., 1991. Transformation of soils developing on glacial-lacustrine clays after drainage. *Soviet Soil Science*, 23(8): 9-18.
- Karapanagiotis, N. K., Sterritt, R. M. and Lester, J.N., 1991. Heavy metal complexation in sludge-amended soil. The role of organic matter in metal retention. *Environ. Technol.*, 12: 1107-1116.
- Karathanasis, A.D. and Harris, W.G., 1994. Quantitative Thermal Analysis of Soil materials. In: J.E. Amonette and L.W. Zelazny (Editors), *Quantitative methods in Soil Mineralogy*. SSSA Miscellaneous Publication, Madison, pp. 360-411.
- Kladivko, E.J., Scoyoc, G.E.v., Monke, E.J., Oates, K.M. and Pask, W., 1991. Pesticides and nutrient movement into subsurface tile drains on a silt loam soil in Indiana. *Journal of Environmental Quality*, 20: 264-270.
- Kleber, M. et al., 2003. Prehistoric alteration of soil properties in a Central German chernozemic soil: in search of pedologic indicators for prehistoric activity. *Soil Science*, 168: 292-306.
- Kohler, A., Abbaspour, K.C., Fritsch, M. and Schulin, R., 2003. Using simple bucket models to analyze solute export to subsurface drains by preferential flow. *Vadose Zone Journal*, 2: 68-75.
- Köhne, J.M. and Gerke, H.H., 2005. Spatial and temporal dynamics of preferential bromide movement towards a tile drain. *Vadose Zone Journal*, 4(79-85).
- Koskiahio, J. et al., 2002. Reduced Tillage: Influence on erosion and nutrient losses in a clayey field in southern Finland. *Agricultural and Food Science in Finland*, 11: 37-50.

- Kronvang, B., Laubel, A. and Grant, R., 1997. Suspended sediment and particulate phosphorus transport and delivery pathways in an arable catchment, Gelbaek stream, Denmark. *Hydrological Processes*, 11: 627-642.
- Kumar, A., Kanwar, R.S. and Hallberg, G.R., 1997. Separating preferential and matrix flows using subsurface tile flow data. *Journal of Environmental Science and Health Part A - Environmental Science and Engineering & toxic and hazardous substance control*, 32(6): 1711-1729.
- Kung, K.J.S. et al., 2000a. Quantifying preferential breakthrough of sequentially applied tracers: silt loam soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64: 1296-1304.
- Kung, K.J.S. et al., 2000b. Impact of preferential flow on the transport of adsorbing and non-adsorbing tracers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64: 1290-1296.
- Lake, D.L., Kirk, W.W. and Lester, J.N., 1984. Fractionation, Characterization and Speciation of heavy metals in Sewage sludge and sludge-amended soil: a review. *J. Environ. Qual.*, 13(2): 175-183.
- Langhor, R., 2001. L'anthropisation du paysage pédologique agricole de la Belgique depuis le Néolithique ancien - Apports de l'archéopédologie. *Etude et Gestion des Sols*, 8: 103-118.
- Langley-Turnbaugh, S.J. and Bockheim, J.G., 1998. Mass balance of soil evolution on late quaternary marine terraces in coastal Oregon. *Geoderma*, 84(4): 265-288.
- Lanson, B., 1993. DECOMPXR, X-ray decomposition program. ERM (Socité Etudes Recherches Matériaux), Poitiers, France.
- Lanson, B., 1997. Decomposition of experimental X-ray diffraction patterns (profile fitting): A convenient way to study clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, 45: 132-146.
- Laubel, A., Jacobsen, O.H., Kronvang, B., Grant, R. and Andersen, H.E., 1999. Subsurface drainage loss of particles and phosphorus from field plot experiments and a tile-drained catchment. *J. Environ. Qual.*, 28: 576-584.
- Lavelle, P., 2002. Functional domains in soils. *Ecological Research*, 17: 441-450.
- Legay, J.M., 1997. L'expérience et le modèle. Un discours sur la méthode. *Sciences en question*. INRA Editions, Paris, France, 111 pp.
- Leica Geosystems GIS & Mapping LLC, 2003. Erdas Imagine, Atlanta, Georgia, USA.
- Lennartz, B., Michaelsen, J., Wichtmann, W. and Widmoser, P., 1999. Time variance analysis of preferential solute movement at a tile-drained field site. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 3: 39-47.
- Lesaffre, B. and Zimmer, D., 1987a. Modélisation du comportement hydraulique d'un sol drainé débits de pointe et tarissements. *Science du Sol*, 25(4): 231-246.

- Lesaffre, B. and Zimmer, D., 1987b. Régime hydrique d'un sol drainé: Comparaison des phases débit de pointe et tarissement. *Science du Sol*, 25(4): 217-229.
- Lima, H.N., Schaefer, C.E.R., Mello, J.W.V., Gilkes, R.J. and Ker, J.C., 2002. Pedogenesis and pre-Colombian land use of "Terra Preta Anthrosols" ("Indian black earth") of western Amazonia. *Geoderma*, 110: 1-17.
- Lin, H. et al., 2005. Advances in Hydropedology. *Advances in Agronomy*, 85: 1-89.
- Liu, F., Colombo, C., Adamo, P., He, J.Z. and Violante, A., 2002. Trace elements in manganese-iron Nodules from a chinese Alfisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66: 661-670.
- Loganathan, P., Burau, R. G. & Fuerstenau, D.W. Influence of pH on the sorption of Co^{2+} , Zn^{2+} and Ca^{2+} by a hydrous manganese oxide. *Soil Science Society of America Journal*, 1977; 41: 57-62.
- Lozet, J. and Mathieu, C., 1997. Dictionnaire de Science du sol. Lavoisier Techniques et Documentation, Paris, 488 pp.
- Lucas, Y., Boulet, R. and Chauvel, A., 1988. Intervention simultanée des phénomènes d'enfoncement vertical et de transformation latéral dans la mise en place de systèmes de sols de la zone tropicale humide. Cas des systèmes sols ferrallitiques-podzols de l'Amazonie Brésilienne. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, Paris, série II, 306: 1395-1400.
- Lucas, Y., 1989. Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations, PhD of the University of Poitiers, pp. 157.
- Lucas, Y., Nahon, D., Cornu, S. and Eyrolle, F., 1996. Genèse et fonctionnement des sols en milieu équatorial. *C. R. Acad. Sci. Paris*, série IIa, 322: 1-16.
- Manceau, A., Tamura, N., Marcus, M.A., MacDowell, A.A., Celestre, R.S., Sublett, R.E., Sposito, G. and Padmore, H.A., 2002. Deciphering Ni sequestration in soil ferromanganese nodules by combinig X-ray fluorescence, absorption, and diffraction at micrometer scale resolution. *Am. Min.*, 87: 1494-1499.
- Manceau, A. et al., 2003. Molecular-scale speciation of Zn and Ni in soil ferromanganese nodules from loess soils of the Mississippi Basin. *Environmental Science & Technology*, 37: 75-80.
- McBratney, A.B., Mendonça Santos, M.L. and Minasny, B., 2003. On digital soil mapping. *Geoderma*, 117: 3-52.
- McBride, M.B., 1994. *Environmental Chemistry of soils*. Oxford University Press, 406 pp.
- McDaniel, P.A. and Buol, S.W., 1991. Manganese distribution in acid soils of the North Carolina Piedmont. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55(1): 152-158.

- McDaniel, P.A., Bathke, G.R., Buol, S.W., Cassel, D.K. and Falen, A.L., 1992. Secondary manganese/iron ratios as pedomorphological indicators of field-scale throughflow water movement. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56(4): 1211-1217.
- Mc Kenzie, R.M., 1977. Manganese Oxides and Hydroxides. In: J.B. Dixon and S.B. Weed (Editors), *Minerals in soil Environments*. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin USA, pp. 181-193.
- Melillo, J.M. et al., 2002. Soil Warming and Carbon-cycle Feedbacks to the Climate system. *Science*, 298: 2173-2176.
- Mercier, P., 1998. Contribution méthodologique à l'étude des matières en suspension. Application au transfert particulaire en sol drainé, ENGREF, Paris, France, 199 pp.
- Mercier, P., Denaix, L., Robert, M. and de Marsily, G., 2000. Caractérisation des matières colloïdales évacuées au cours du drainage agricole: incidence sur l'évolution pédogénétique des sols. *C. R. Acad. Sci., série IIA*, 331: 195-202.
- Mériaux, S., 1973. Sur le processus de fonctionnement des drains en sol lessivé hydromorphe. *Ann. agron.*, 24(6): 639-650.
- Mériaux, S., Perrey, C. and Lavielle, G., 1971. Premières données sur la dynamique comparée de l'eau dans deux systèmes d'assainissement en sol lessivé hydromorphe. *C.R. Acad. Agric. Fr.*, 57: 146-166.
- Merot, P. and Hamdi, H., 1991. Traçage de l'eau d'une parcelle argileuse drainée. *Hydraulique Agricole*, 10: 89-105.
- Michelin, J., Bourgeois, S., Wiart, J. and Bermond, A., 2002. Bilan dans un sol agricole suite à des apports réguliers depuis 1985. In: D. Baize and M. Tercé (Editors), *Les éléments traces métalliques dans les sols: approches fonctionnelles et spatiales*. INRA, Paris, pp. 155-167.
- Miller, A.J., Schuur, E.A.G. and Chadwick, O.A., 2001. Redox Control of phosphorus pools in Hawaiian montane forest soils. *Geoderma*, 102: 219-237.
- Monnier, G., Stengel, P. and Fiès, J.C., 1973. A method to measure the bulk density of small aggregates. Application to the analysis of the soil porosity. *Annales Agronomiques*, 24: 533-545.
- Montagne, D. et al., 2007a. Effect of agricultural practices on trace-element distribution in soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 38(3-4): 473-491.
- Montagne, D., Cousin, I., Le Forestier, L., Daroussin, J. and Cornu, S., 2007b. Quantification of soils volumes in the Eg&Bt-horizon of an Albeluvisol using image analysis. *Canadian Journal of Soil Science*, 87: 51-59.
- Montagne, D., Cornu, S., Le Forestier, L. and Cousin, I., 200X. Soil drainage as an active agent of the recent soil evolution: a review. *Pedosphere*, submitted.

- Morgan, R.P.C., 2005. Soil erosion and conservation. Blackwell Publishing, Malden, USA, 304 pp.
- Muhs, D.R., MCgeehin, J.P., Beann, J. and Fisher, E., 2004. Holocene loess deposition and soil formation as competing processes, Matanuska Valley, southern Alaska. *Quaternary Research*, 61: 265-275.
- Naftel, S.J., Martin, R.R., Sham, T.K., Macfie, S.M. & Jones, K.W., 2001. Micro-synchrotron X-ray fluorescence of cadmium-challenged corn roots. *J. Electron. Spectrosc. Rel. Phenom.*, 119: 235-239.
- Nicholson, F.A., Smith, S.R., Alloway, B.J., Carlton-Smith, C. and Chambers, B.J., 2003. An inventory of heavy metals inputs to agricultural soils in England and Wales. *The Science of the Total Environment*, 311(1-3): 205-219.
- Nicole, J., Coquet, Y., Vachier, P., Michelin, J. and Dever, L., 2003. Fonctionnement hydrodynamique et différenciation pédologique d'une couverture de sols limoneux hydromorphes en Bassin Parisien. *Etude et Gestion des Sols*, 10: 173-190.
- Nordt, L.C., Wilding, L.P., Lynn, W.C. and Crawford, C.C., 2004. Vertisol Genesis in a humid climate of the coastal plain of Texas, U.S.A. *Geoderma*, 122: 83-102.
- Novak, S.M., Banton, O. and Schiavon, M., 2003. Modelling metalochlor exports in subsurface drainage water from two structured soils under maize (eastern France). *Journal of Hydrology*, 270: 295-308.
- Nys, C., 1988. The biogeochemical cycle of aluminium. Effect of a species substitution: replacement of oak (*Quercus sessiliflora*) with Norway spruce (*Picea abies*). *Annales des Sciences Forestieres*, 45(3): 189-208.
- Nys, C. and Ranger, J., 1988. The effect of a species substitution on the biogeochemical functioning of the forest ecosystem. The example of the sulfur cycle. *Annales des Sciences Forestieres*, 45(3): 169-188.
- Oh, N.-H. and Richter, D.D., 2005. Elemental translocation and loss from three highly weathered soil-bedrock profiles in the southeastern United States. *Geoderma*, 126: 5-25.
- Øygarden, L., Kvaerner, J. and Jenssen, P.D., 1997. Soil erosion via preferential flow to drainage system in clay soils. *Geoderma*, 76: 65-86.
- Papp, C.S.E., Filipek, L.H. and Smith, K.S., 1991. Selectivity and effectiveness of extractants used to release metals associated with organic matter. *Applied Geochemistry*, 6: 349-353.
- Passianoto, C.C. et al., 2004. Diurnal changes in nitric oxides emissions from conventional tillage and pasture sites in the Amazon Basin: influence of soil temperature. *Plant and Soil*, 258: 21-29.

- Paterson, E. and Mitchell, B.D., 1977. Erosion deposits in tile-drains. *Agricultural Water Management*, 1(4): 311-317.
- Paz-Gonzalez, A., Vieira, S.R. and Taboada-Castro, M.T., 2000. The effect of cultivation on the spatial variability of selected properties of an umbric horizon. *Geoderma*, 97(3-4): 273-292.
- Pedro, G., Jamagne, M. and Begon, J.C., 1978. Two routes in genesis of strongly differentiated acid soils under humid, cool-temperate conditions. *Geoderma*, 20: 173-189.
- Penven, M.J. and Muxart, T., 1995. Le drainage agricole: un rôle fondamental dans les transferts d'eau et de matière. L'exemple du plateau briard. *Ann. Géo.*, 581-582: 88-104.
- Penven, M.J. et al., 1998. Chapitre 4: Petits bassins ruraux et pollutions diffuses. In: M. Meybeck, G. De Marsily and E. Fustec (Editors), *La Seine en son bassin: Fonctionnement écologique d'un système fluvial anthropisé*. Elsevier, Paris, pp. 159-210.
- Pernes-Debuyser, A., Pernes, M., Velde, B. and Tessier, D., 2003. Soil mineralogy evolution in the INRA 42 plot experiment (Versailles, France). *Clays and Clay minerals*, 51(5): 577-584.
- Petersen, C.T., Holm, J., Koch, C.B., Jensen, H.E. and Hansen, H.C.B., 2002. Movement of pendimethalin, ioxynil and soil particles to field drainage tiles. *Pest. Manag. Sci.*, 59: 85-96.
- Petersen, C.T., Hansen, S., Jensen, H.E., Holm, J. and Bender Koch, C., 2004. Movement of suspended matter and a bromide tracer to field drains in tilled and untilled soil. *Soil Use and Management*, 20: 271-280.
- Pierret, A., Capowiez, Y., Belzunces, L. and Moran, C.J., 2002. 3D reconstruction and quantification of macropores using X-ray computed tomography and image analysis. *Geoderma*, 106: 247-271.
- Phillips, D.L., White, D. and Johnson, B., 1993. Implications of climate change scenarios for soil erosion potential in the USA. *Land Degradation & Rehabilitation*, 4(2): 61-72.
- Phillips, J.D., 1998. On the relations between complex systems and the factorial model of soil formation (with discussion). *Geoderma*, 86: 1-42.
- Pohl, C. and Hennings, U., 1999. The effect of redox processes on the partitioning of Cd, Pb, Cu, and Mn between dissolved and particulate phases in the Baltic Sea. *Marine Chemistry*, 65(1-2): 41-53.
- Pomerol, B., 1988. Carte géologique de la France (1/50000), feuille Courtenay (366). BRGM, Orléans.

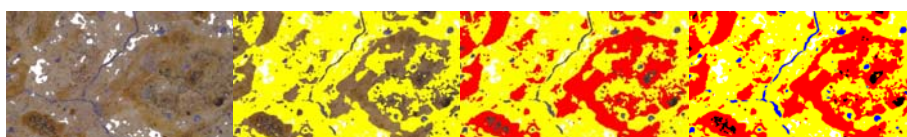
- Quideau, S.A. and Bockheim, J.G., 1996. Vegetation and cropping effects on pedogenetic processes in a sandy prairie soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60: 536-545.
- Refait, P. et al., 2001. Mossbauer and XAS study of a green rust mineral; the partial substitution of Fe^{2+} by Mg^{2+} . *American Mineralogist*, 86: 731-736.
- Richard, G., Cousin, I., Sillon, J.F., Bruand, A. and Guerif, J., 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil: influence on unsaturated hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*, 52(1): 49-58.
- Richter, D.D. and Markewitz, D., 2001. Understanding soil change. Soil sustainability over millennia, centuries and decades. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 255 pp.
- Richter, D.D., 2006. Improving the science of soil change: A proposal for the earth science community, 18th World Congress of Soil Science. IUSS-SSSA, Philadelphia, Pennsylvania, USA, pp. 85.
- Robert, M. and Tessier, D., 1974. Méthode de préparation des argiles des sols pour des études minéralogiques. *Ann. agron.*, 25(6): 859-882.
- Rounsevell, M.D.A., Evans, S.P. and Bullock, P., 1999. Climate change and agricultural soils: Impacts and adaptation. *Climatic Change*, 43(4): 683-709.
- Rustad, L.E. et al., 2001. A meta-analysis of the response of soil respiration, net nitrogen mineralization, and aboveground plant growth to experimental ecosystem warming. *Oecologia*, 126(4): 543-562.
- Salvador-Blanes, S., 2002. Déterminisme de la distribution spatiale des éléments majeurs et traces dans les sols en contexte métamorphique (Plateau d'Aigurande, nord du Massif central, France), Tours, 287 pp.
- Salvador-Blanes, S., Cornu, S. and King, D., 2002. Distribution d'un élément trace (Cr) dans un sol développé sur roches métamorphiques: variabilité à l'échelle d'un versant. *C.R. Géoscience*, 334(1): 51-58.
- Salvador-Blanes, S., Cornu, S., Couturier, A., King, D. and Macaire, J.J., 2006. Morphological and geochemical properties of soil accumulated in hedge-induced terraces in the Massif Central, France. *Soil & Tillage Research*, 85: 62-77.
- Samouelian, A. et al., 2004. Three-dimensional crack monitoring by electrical resistivity measurement. *European Journal of Soil Science*, 55: 751-762.
- Scharpenseel, H.W., Schomaker, M. and Ayoub, A. (Editors), 1990. Soils on a warmer Earth. Developments in Soil Science, 20. Elsevier, Amsterdam.
- Schwab, G.O., Fausey, N.R. and Kopcak, D.E., 1980. Sediment and Chemical content of agricultural drainage water. *Transactions of the ASAE*, 23(6): 1446-1449.

- Schwertmann, U. and Taylor, R.M., 1977. Iron Oxides. In: J.B. Dixon and S.B. Weed (Editors), *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin USA, pp. 145-180.
- Shipitalo, M.J., Nuutinen, V. and Butt, K.R., 2004. Interaction of earthworm burrows and cracks in a clayey, subsurface-drained, soil. *Applied Soil Ecology*, 26: 209-217.
- Sillon, J.F., Richard, G. and Cousin, I., 2003. Tillage and traffic effects on soil hydraulic properties and evaporation. *Geoderma*, 116: 29-46.
- Simard, R.R., Beauchemin, S. and Haygarth, P.M., 2000. Potential for preferential pathways of phosphorous transport. *J. Environ. Qual.*, 29: 97-105.
- Singh, B. and Gilkes, R.J., 1992. Properties and distribution of iron oxides and their association with minor elements in the soils of southern-Australia. *J. Soil Sci.*, 43: 77-98.
- Skaggs, R.W., Breve, M.A. and Gilliam, J.W., 1994. Hydrologic and water quality impact of agricultural drainage. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 24(1): 1-32.
- Sogon, S., Penven, M.-J., Bonte, P. and Muxart, T., 1999. Estimation of sediment yield and soil loss using suspended sediment load and ¹³⁷Cs measurements on agricultural land, Brie Plateau, France. *Hydrobiologia*, 410: 251-261.
- Sombroek, W.G., 1990. Soils on a warmer Earth: the tropical regions. *Soils on a warmer Earth. Proc. international workshop, Nairobi, 1990*: 157-174.
- Sposito, G., 1989. *The chemistry of soils*. Oxford University Press, 277 pp.
- Stamm et al., 2002. Multiple tracing of fast solute transport in a grassland soil. *Geoderma*, 109(3-4): 245-268.
- Stolt, M.H., Ogg, C.M. and Baker, J.C., 1994. Strongly contrasting redoximorphic patterns in Virginia valley and Ridge paleosols. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58: 477-484.
- Süsser, P. and Schwertmann, U., 1983. Iron oxide mineralogy of ochreous deposits in drain pipes and ditches. *Z. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung*, 24: 386-395.
- Stichting voor Bodemkartering (Editor), 1965. *De Bodem van Nederland: Toelichting bij de Bodemkaart van Nederland schaal 1:200 000*. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen, 292 pp.
- Stiles, C.A., Mora, C.I. and Driese, S.G., 2003. Pedogenic processes and domain boundaries in a Vertisol Climosequence: evidence from titanium and zirconium distribution and morphology. *Geoderma*, 116: 279-299.
- Tessier, A., Campbell, P.G.C. and Bisson, M., 1979. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Analytical chemistry*, 51: 844-855.

- Tomlin, A. D., Protz, R., Martin, R.R., McCabe, D.C. and Lagace, R.J., 1993. Relationships amongst organic matter content, heavy metal concentrations, earthworm activity, and soil microfabric an a sewage sludge disposal site. *Geoderma*, 57: 89-103.
- Trouche, G., 1981a. Aspects agronomiques et hydrodynamiques du drainage des sols à profil différencié du val de Saône, Institut des Sciences de la Terre de l'université de Dijon, Dijon, 201 pp.
- Trouche, G., 1981b. Drainage par tuyaux enterrés. In: J. Concaret (Editor), *Drainage agricole Théorie et Pratique*. Chambre régionale d'Agriculture de Bourgogne, pp. 199-214.
- Tugel, A.J. et al., 2005. Soil change, soil survey and natural resources decision making: a blueprint for action. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 69: 738-747.
- Turtola, E. and Paajanen, A., 1995. Influence of improved subsurface drainage on phosphorus losses and nitrogen leaching from a heavy clay soil. *Agricultural water management*, 28: 295-310.
- Urbanek, J. and Dolezal, F., 1992. Review of some case studies on the abundance and the hydraulic efficiency of eartworm channels in Czechoslovak soils, with reference to the subsurface pipe drainage. *Soil Biol. Biochem.*, 12: 1563-1571.
- Uusitalo, R., Turtola, E., Kauppila, T. and Lilja, T., 2001. Particulate phosphorus and sediment in surface runoff and drainflow from clayey soil. *J. Environ. Qual.*, 30(2): 589-595.
- Van Ranst, E. and De Coninck, F., 2002. Evaluation of ferrolysis in soil formation. *European Journal of Soil Science*, 53: 513-519.
- Velde, B., Moreau, E. and Terribile, F., 1996. Pore networks in an Italian Vertisol: quantitative characterisation by two dimensional image analysis. *Geoderma*, 72: 271-285.
- Villholth, K.G., Jarvis, N.J., Jacobsen, O.H. and de Jonge, H., 2000. Field investigations and modeling of particle-facilitated pesticide transport in macroporous soil. *J. Environ. Qual.*, 29: 1298-1309.
- Walter, I. and Cuevas, G., 1999. Chemical fractionation of heavy metals in a soil amended with repeated sewage sludge application. *The Science of the total Environment*, 226(2-3): 113-119.
- Walther, G.-R. et al., 2002. Ecological responses to recent climate change. *Nature*, 416(6879): 389-395.
- Wang, J.X., Piccot, D., Chevallier, P., Legrand, F. and Abbas, K., 1993. VIRESYME : Logiciel d'exploitation des spectres de microfluorescence X. Note CEA-N-2756, pp 231-235.
- White, F. and Blum, A.E., 1995. Effects of climate on chemical weathering in watersheds. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 59(9): 1729-1747.

- Williams, D.E., Vlamis, J., Pukite, A.H. and Corey, J.E., 1980. Trace element accumulation, movement, and distribution in the soil profile from massive applications of sewage sludge. *Soil Sci.*, 129(2): 119-132.
- Yaalon, D.H. and Yaron, B., 1966. Framework for man-made soil changes: an outline of metapedogenesis. *Soil Science*, 102(4): 272-277.
- Yaalon, D.H., 1971. Soil-forming processes in space and time. In: D.H. Yaalon (Editor), *Paleopedology: Origin, Nature and dating of Paleosol*. Israel Univ Press, Jerusalem, pp. 29-39.
- Yaalon, D.H., 1975. Conceptual model in pedogenesis: can soil-forming functions be solved? *Geoderma*, 14(3): 189-205.
- Yli-Halla, M.J., Mokma, D., Wilding, L.P. and Drees, L.R., 2006. Coupled pedogenic and anthropogenic influences on a clayey Luvisol/Alfisol in Southwestern Finland, 18th World Congress of Soil Science. IUSS-SSSA, Philadelphia, Pennsylvania, USA, pp. 86.
- Zehe, E. and Flüßler, H., 2001. Preferential transport of isoproturon at a plot scale and a field scale tile-drained site. *Journal of Hydrology*, 247: 100-115.
- Zhang, G.L. and Gong, Z.T., 2003. Pedogenic evolution of paddy soils in different soil landscapes. *Geoderma*, 115(1-2): 15-29.
- Zimmer, D., Bouzigues, R., Chossat, J.C., Favrot, J.C. and Guirèsse, A.M., 1991. Importance et déterminisme des infiltrations profondes en luvisols-redoxisols drainés. Incidence sur les modalités de drainage. *Science du Sol*, 29(4): 321-337.
- Zolotarev, K.V., Goldberg, E.L., Kondratyev, V.I., Kulipanov, G.N., Miginsky, E.G., Tsukanov, V.M., Phedorin, M.A. and Kolmogorov, Y.P., 2001. Scanning SR-XRF beamline for analysis of bottom sediments. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. A*, 470: 376-379.

Annexes



Annexe 1 : Estimation de l'invariance du quartz à l'aide du zirconium et inversement.

En utilisant le zirconium comme invariant (tableau A1-1), le quartz apparaît comme immobile (ne sont considérés comme significatifs que des valeurs d' ε et de τ supérieures à 0,10 en valeur absolue soit un gain ou une perte supérieure à 10% de la concentration observée dans la référence) alors même que des quantités significatives de fer ont été évacuées des 45 premiers cm de sol. Inversement, avec le quartz comme invariant (tableau A1-2), le zirconium apparaît comme immobile alors que du fer est perdu des 45 premiers cm de sol. Enfin, les pertes de fer sont comparables en intensité quel que soit l'invariant utilisé.

Profondeur (cm)	Densité apparente (g cm ⁻³)	Zr (mg kg ⁻¹)	Quartz (g 100g ⁻¹)	Fe (g 100g ⁻¹)	ε_{Zr}	τ_{quartz}	τ_{Fe}
10-20	1,43	664	67	1,47	-0.10	0.05	-0.59
35-45	1,60	567	59	2,16	-0.06	0.08	-0.29
55-65	1,65	496	48	2,89	0.04	0	0.08
85-95	1,68	508	49	2,74	0	0	0

Tableau A1-1 : valeurs de τ_{quartz} et τ_{Fe} dans les différents horizons de la position 400 avec Zr pour invariant

Profondeur (cm)	Densité apparente (g cm ⁻³)	Quartz (g 100g ⁻¹)	Zr (mg kg ⁻¹)	Fe (g 100g ⁻¹)	ε_{quartz}	τ_{Zr}	τ_{Fe}
10-20	1,43	67	664	1,47	-0.14	-0.04	-0.61
35-45	1,60	59	567	2,16	-0.13	-0.08	-0.35
55-65	1,65	48	496	2,89	0.04	0	0.08
85-95	1,68	49	508	2,74	0	0	0

Tableau A1-2 : valeurs de τ_{Zr} et τ_{Fe} dans les différents horizons de la position 400 avec le quartz pour invariant

De tels résultats permettent de conclure raisonnablement que le quartz et le zirconium peuvent être utilisés comme invariants.

Annexe 2 : Concentrations en lutum, quartz, Al, Fe, Mn et Si dans les différents volumes de sols des deux horizons E&BT et BT en fonction de la distance au drain

	position	White-grey	Pale-brown	Brown-salmon	Ochre	Black
Concentrations en lutum en g 100g⁻¹						
Horizon E&BT	-300	19	22		28	
	-60	19	20		30	
	60	14	16		17	
	110	18	18		30	
	210	17	19		32	
	400	20	21		30	
Horizon BT	-300	31		33	35	
	-60	32		33	32	
	60	18	19	33	33	
	110	19	24	33	32	
	210	24		33	32	
	400	29		35	32	
Concentrations en quartz en g 100g⁻¹						
Horizon E&BT	-300	66	63		51	
	-60	67	64		52	
	60	71	71		63	
	110	65	65		48	
	210	65	65		49	
	400	64	63		52	
Horizon BT	-300	54		49	44	
	-60	54		53	50	
	60	66	64	50	48	
	110	66	59	51	48	
	210	53		50	51	
	400	54		50	52	
Concentrations en Al en g 100g⁻¹						
Horizon E&BT	-300	3,9	4,2		5	
	-60	3,8	3,9		5,2	
	60	3,3	3,4		3,7	
	110	3,6	3,7		5,1	
	210	3,7	3,8		5,4	
	400	3,9	4,1		5,2	
Horizon BT	-300	5,2		5,4	5,5	
	-60	5,3		5,5	5,1	
	60	4	3,9	5,6	5,6	
	110	4	4,6	5,5	5,5	
	210	5,4		5,7	5,4	
	400	5,1		5,7	5,2	
Concentrations en Fe en g 100g⁻¹						
Horizon E&BT	-300	1,1	1,5		3,3	4,9
	-60	1	1,4		4,0	5,5
	60	0,8	1,2		3,3	3,3
	110	1	1,4		4,1	4,9
	210	1	1,5		3,8	4,5
	400	1	1,5		3,7	4,5
Horizon BT	-300	1,3		1,7	3,9	5,3
	-60	1,4		1,8	3,4	5,1
	60	1	1,4	2,2	4,1	4,2
	110	0,9	1,6	2,3	3,8	4,8
	210	1,3		1,8	3,1	3,8
	400	1,4		2	3,5	4,4

	position	White-grey	Pale-brown	Brown-salmon	Ochre	Black
Concentrations en Mn en mg kg⁻¹						
Horizon E&BT	-300	110	200		270	5800
	-60	100	160		230	6300
	60	90	220		260	4400
	110	100	180		270	5700
	210	110	240		300	4200
	400	100	160		240	5600
Horizon BT	-300	90		110	190	5700
	-60	80		100	160	5600
	60	90	140	130	180	5400
	110	90	140	150	190	2900
	210	90		120	170	1200
	400	90		110	200	4500
Concentrations en Si en g 100g⁻¹						
Horizon E&BT	-300	39	38		34	
	-60	39	38		35	
	60	40	40		37	
	110	38	38		33	
	210	38	38		34	
	400	38	38		35	
Horizon BT	-300	36		34	32	
	-60	36		36	34	
	60	39	38	35	34	
	110	39	37	35	34	
	210	36		35	35	
	400	36		35	35	

Annexe 3 : moyennes $\pm$ écart-type des quantités de Fe et Mn extraites au cours des différentes étapes du protocole d'extractions séquentielles aux trois positions 60, 210 et 400 dans les deux horizons E&Bt et Bt en fonction du type de volume fonctionnel considéré.

Horizon E&Bt	Echangeable et adsorbé	Oxy- hydroxydes de Mn	Ferrihydrite				Goethite	Argiles ferro- magnésiennes
Etape	1	2	3	4	Pertes	Total	5	6
Gris-clair								
400	0,002 $\pm$ 0,00001	0,014 $\pm$ 0,0000	0,021 $\pm$ 0,0006	0,227 $\pm$ 0,0199	0,126 $\pm$ 0,0143	0,374 $\pm$ 0,0348	0,280 $\pm$ 0,0134	0,37
210	0,001 $\pm$ 0,00002	0,011 $\pm$ 0,0001	0,025 $\pm$ 0,0007	0,213 $\pm$ 0,0027	0,145 $\pm$ 0,0083	0,383 $\pm$ 0,0117	0,235 $\pm$ 0,0102	0,32
110	0,001 $\pm$ 0,00002	0,011 $\pm$ 0,0003	0,024 $\pm$ 0,0010	0,221 $\pm$ 0,0057	0,122 $\pm$ 0,0044	0,367 $\pm$ 0,0111	0,250 $\pm$ 0,0110	0,33
60	0,001 $\pm$ 0,00005	0,011 $\pm$ 0,0002	0,011 $\pm$ 0,0013	0,164 $\pm$ 0,0024	0,044 $\pm$ 0,0106	0,219 $\pm$ 0,0476	0,221 $\pm$ 0,0077	0,33
Brun-pâle								
400	0,0011 $\pm$ 0,00002	0,019 $\pm$ 0,0006	0,062 $\pm$ 0,0016	0,358 $\pm$ 0,0086	0,238 $\pm$ 0,0018	0,658 $\pm$ 0,0120	0,452 $\pm$ 0,0081	0,41
210	0,001 $\pm$ 0,00002	0,014 $\pm$ 0,0001	0,096 $\pm$ 0,0009	0,297 $\pm$ 0,0050	0,368 $\pm$ 0,0175	0,761 $\pm$ 0,0234	0,334 $\pm$ 0,0049	0,34
110	0,000 $\pm$ 0,00001	0,016 $\pm$ 0,0002	0,029 $\pm$ 0,0041	0,260 $\pm$ 0,0287	0,239 $\pm$ 0,0061	0,528 $\pm$ 0,0389	0,447 $\pm$ 0,0031	0,40
60	0,001 $\pm$ 0,00001	0,016 $\pm$ 0,0002	0,027 $\pm$ 0,0020	0,211 $\pm$ 0,0188	0,261 $\pm$ 0,0005	0,499 $\pm$ 0,0213	0,335 $\pm$ 0,0253	0,32
Ocre								
400	0,001 $\pm$ 0,00003	0,039 $\pm$ 0,0002	0,156 $\pm$ 0,0068	0,563 $\pm$ 0,0904	0,808 $\pm$ 0,0010	1,53 $\pm$ 0,0982	1,62 $\pm$ 0,1020	0,57
210	0,000 $\pm$ 0,00001	0,023 $\pm$ 0,0002	0,119 $\pm$ 0,0017	0,711 $\pm$ 0,0173	0,840 $\pm$ 0,0280	1,67 $\pm$ 0,0470	1,50 $\pm$ 0,0179	0,57
110	0,000 $\pm$ 0,00000	0,022 $\pm$ 0,0006	0,209 $\pm$ 0,0002	0,562 $\pm$ 0,0376	0,859 $\pm$ 0,1549	1,63 $\pm$ 0,1927	2,02 $\pm$ 0,0315	0,50
60	0,000 $\pm$ 0,00001	0,029 $\pm$ 0,0002	0,004 $\pm$ 0,0022	0,623 $\pm$ 0,0675	0,369 $\pm$ 0,0462	0,996 $\pm$ 0,1159	1,02 $\pm$ 0,1070	0,37
Noir								
400		0,295 $\pm$ 0,0006		1,88 $\pm$ 0,0248	0 $\pm$ 0,0	1,88 $\pm$ 0,0248	1,27 $\pm$ 0,0080	0,59
210		0,131 $\pm$ 0,0021		1,98 $\pm$ 0,0568	0 $\pm$ 0,0	1,98 $\pm$ 0,0568	1,61 $\pm$ 0,0335	0,46
110		0,296 $\pm$ 0,0029		2,40 $\pm$ 0,0406	0 $\pm$ 0,0	2,40 $\pm$ 0,0406	1,25 $\pm$ 0,0229	0,55
60		0,228 $\pm$ 0,0037		1,86 $\pm$ 0,0241	0 $\pm$ 0,0	1,86 $\pm$ 0,0241	0,613 $\pm$ 0,0158	0,35

Tableau A3-1 : Quantités de Fe extraites ($\text{g } 100\text{g}^{-1}$) lors des différentes étapes du protocole d'extractions séquentielles dans les différents volumes de l'horizon de l'horizon E&Bt aux positions, 400, 210, 110 et 60 cm.

Horizon Bt	Echangeable et adsorbé	Oxy-hydroxydes de Mn	Ferrihydrite				Goethite	Argiles ferro-magnésiennes
Etape	1	2	3	4	Pertes	Total	5	6
Gris-clair								
400	0,002 ± 0,00001	0,013 ± 0,0000	0,041 ± 0,0035	0,223 ± 0,0071	0,395 ± 0,0011	0,659 ± 0,0117	0,258 ± 0,0068	0,42
210	0,000 ± 0,00001	0,010 ± 0,0001	0,050 ± 0,0063	0,156 ± 0,0085	0,376 ± 0,0170	0,582 ± 0,0318	0,299 ± 0,0021	0,44
60	0,001 ± 0,00001	0,0088 ± 0,0002	0,021 ± 0,0006	0,175 ± 0,0018	0,060 ± 0,0022	0,256 ± 0,0046	0,246 ± 0,0014	0,45
Brun-saumon								
400	0,001 ± 0,00001	0,021 ± 0,0004	0,104 ± 0,0032	0,295 ± 0,0115	0,660 ± 0,0141	1,06 ± 0,0288	0,502 ± 0,0031	0,43
210	0,000 ± 0,00001	0,012 ± 0,0002	0,080 ± 0,0029	0,267 ± 0,0045	0,542 ± 0,0093	0,889 ± 0,0167	0,334 ± 0,0144	0,34
60	0,000 ± 0,00002	0,012 ± 0,0008	0,103 ± 0,0096	0,339 ± 0,0295	0,685 ± 0,0356	1,13 ± 0,0747	0,550 ± 0,0168	0,51
Ocre								
400	0,001 ± 0,00002	0,033 ± 0,0006	0,186 ± 0,0241	0,965 ± 0,0302	0,574 ± 0,0259	1,73 ± 0,0802	1,17 ± 0,0273	0,53
210	0,000 ± 0,00001	0,016 ± 0,0003	0,168 ± 0,0016	0,560 ± 0,0156	0,693 ± 0,0243	1,42 ± 0,0415	1,22 ± 0,0449	0,45
60	0,000 ± 0,00001	0,023 ± 0,0005	0,163 ± 0,0070	0,957 ± 0,0856	0,688 ± 0,0466	1,81 ± 0,2022	1,65 ± 0,0569	0,60
Noir								
400		0,289 ± 0,0007		2,10 ± 0,0532	0 ± 0,0	2,10 ± 0,0532	1,42 ± 0,0743	0,56
210		0,079 ± 0,0008		1,69 ± 0,0305	0 ± 0,0	1,69 ± 0,0305	1,23 ± 0,0255	0,63
60		0,313 ± 0,0012		2,42 ± 0,0602	0 ± 0,0	2,42 ± 0,0602	0,951 ± 0,0416	0,43

Tableau A3-2 : Quantités de Fe extraites (g 100g⁻¹) lors des différentes étapes du protocole d'extractions séquentielles dans les différents volumes de l'horizon de l'horizon Bt aux positions, 400, 210 et 60 cm.

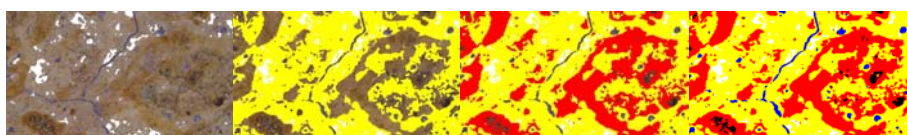
Horizon E&Bt	Echangeable et adsorbé	Oxy- hydroxydes de Mn	Ferrihydrite				Goethite	Argiles ferro- magnésiennes
Etape	1	2	3	4	Pertes	Total	5	6
Gris-clair								
400	5 ± 0,4	9 ± 0,3	10 ± 0,3	17 ± 0,2	27 ± 0,5	7 ± 0,5	54	
210	5 ± 0,2	16 ± 0,5	9 ± 0,2	21 ± 0,5	30 ± 0,7	7 ± 0,3	48	
110	5 ± 0,2	19 ± 0,4	11 ± 0,3	1 ± 3,1	12 ± 3,4	7 ± 0,4	56	
60	5 ± 0,2	14 ± 0,2	9 ± 0,5	0 ± 0,4	9 ± 0,9	7 ± 0,1	59	
Brun-pâle								
400	7 ± 0,6	35 ± 1	23 ± 1	25 ± 0,9	48 ± 1,9	16 ± 0,2	54	
210	13 ± 0,4	100 ± 1	18 ± 0,6	39 ± 1,1	57 ± 1,7	9 ± 0,4	52	
110	12 ± 0,7	61 ± 1,4	19 ± 1,6	55 ± 1	74 ± 2,6	11 ± 0,4	58	
60	11 ± 0,4	84 ± 2,1	22 ± 0,9	33 ± 1,4	55 ± 2,3	10 ± 0,4	56	
Ocre								
400	7 ± 0,4	44 ± 0,4	71 ± 4,7	39 ± 4,1	110 ± 8,8	26 ± 3,3	51	
210	7 ± 0,2	110 ± 20	37 ± 1	67 ± 1,9	104 ± 2,9	30 ± 0,5	56	
110	12 ± 1	79 ± 0,5	73 ± 0,9	33 ± 3	106 ± 3,9	26 ± 1	49	
60	9 ± 0,4	54 ± 0,5	70 ± 6,3	53 ± 4,2	123 ± 12,5	17 ± 2,3	59	
Noir								
400		5600 ± 15	430 ± 4	0 ± 0,0	430 ± 15	25 ± 0,1	52	
210		3700 ± 25	160 ± 3	0 ± 0,0	160 ± 3	49 ± 0,7	58	
110		5900 ± 20	480 ± 4	0 ± 0,0	480 ± 4	24 ± 0,4	50	
60		3600 ± 20	480 ± 2	0 ± 0,0	480 ± 2	19 ± 0,5	57	

Tableau A3-3 : Quantités de Mn extraites (mg kg⁻¹) lors des différentes étapes du protocole d'extractions séquentielles dans les différents volumes de l'horizon de l'horizon E&Bt aux positions, 400, 210, 110 et 60 cm.

Horizon Bt	Echangeable et adsorbé	Oxy- hydroxydes de Mn	Ferrihydrite				Goethite	Argiles ferro- magnésiennes
Etape	1	2	3	4	Pertes	Total	5	6
Gris-clair								
400	3 ± 0,2	4 ± 0,2	7 ± 0,1	19 ± 0,2	26 ± 0,3	6 ± 0,0	48	
210	3 ± 0,2	5 ± 0,1	8 ± 0,1	18 ± 0,3	26 ± 0,4	8 ± 0,3	52	
60	2 ± 0,1	3 ± 0,2	7 ± 0,2	17 ± 0,2	24 ± 0,4	7 ± 0,1	58	
Brun-saumon								
400	3 ± 0,1	4 ± 0,1	13 ± 0,3	25 ± 0,2	38 ± 0,5	12 ± 0,2	50	
210	4 ± 0,1	11 ± 0,3	13 ± 0,1	32 ± 0,3	45 ± 0,4	10 ± 0,2	49	
60	3 ± 0,1	10 ± 0,2	17 ± 0,1	31 ± 0,5	48 ± 0,6	14 ± 0,4	54	
Ocre								
400	4 ± 0,5	24 ± 0,5	57 ± 0,8	49 ± 0,3	106 ± 1,1	18 ± 0,5	50	
210	4 ± 0,2	33 ± 0,6	37 ± 0,1	29 ± 1,2	66 ± 1,3	22 ± 1	48	
60	4 ± 0,2	19 ± 0,3	41 ± 2,8	42 ± 2,5	83 ± 5,3	20 ± 0,8	49	
Noir								
400		4450 ± 40	310 ± 3	0 ± 0,0	310 ± 3	28 ± 1,2	49	
210		900 ± 5	120 ± 2	0 ± 0,0	120 ± 2	24 ± 0,4	50	
60		5350 ± 25	450 ± 4	0 ± 0,0	450 ± 4	23 ± 1	50	

Tableau A3-4 : Quantités de Mn extraites (mg kg⁻¹) lors des différentes étapes du protocole d'extractions séquentielles dans les différents volumes de l'horizon de l'horizon Bt aux positions, 400, 210 et 60 cm.

Table des Matières, liste des figures et des tableaux



PARTIE 1 : Introduction Générale

I. PROBLEMATIQUE	13
II. L'HOMME-AGRICULTEUR ET L'EVOLUTION DES SOLS.....	14
III. OBJECTIFS.....	17
IV. CHOIX D'UN « SOL MODELE »	18
V. DEMARCHE	19

PARTIE 2 : Site d'étude et échantillonnage en séquences emboîtées

I. LE SECTEUR D'ETUDE	25
I.1. Aperçu géologique.....	25
I.2. Climat local.....	26
I.3. Les LUVISOLS DÉGRADÉS et leurs usages	26
II. UN ECHANTILLONNAGE EN SEQUENCES EMBOITEES	28
II.1. Les anthropo-séquences : description et échantillonnage	29
II.2. Une « draine-séquence »	32

PARTIE 3 : Impact de la mise en culture sur l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS

I. INTRODUCTION	37
II. EFFECT OF AGRICULTURAL PRACTICES ON TRACE ELEMENT DISTRIBUTION IN SOIL. 39	
II.1. Introduction	39
II.2. Materials and methods.....	41
II.2.1. A nested sampling.....	41
II.2.2. The studied soils	42
II.2.3. Laboratory procedures and data analysis	42
II.2.4. Mass balance calculations of TE inputs from sewage sludge	43
II.3. Results	44
II.3.1. Summary Statistics.....	44
II.3.2. Relationships between TEs and Pedological Properties.....	46
II.3.2.1. Effect of lutum on TE distribution	46
II.3.2.2. Effect of Fe and Mn on the TE distribution	49
II.3.2.3. Effect of Ca and OC on TE distribution.....	50

II.3.3. Mass balance calculations of TE inputs from sewage sludge	50
II.4. Discussion	51
II.4.1. Influence of the Parent Material	51
II.4.2. Influence of Redox Processes	52
II.4.3. Anthropogenic Influence	53
II.4.3.1. Effect on the spatial variability	53
II.4.3.2. Effect on horizonation	54
II.4.3.3. Effects of the amendments	54
II.5. Conclusions	55
III. INFLUENCE OF HUMAN IMPACTS ON ALBELUVISOL ANALYSED BY X-RAY MICROFLUORESCENCE: RELATIVE EVOLUTION OF THE TRANSFORMING FRONT AT THE TONGUE SCALE	57
III.1. Introduction	57
III.2. Material and methods	59
III.2.1. The studied soils	59
III.2.2. Soil sampling and thin section preparation	60
III.2.3. X-ray microfluorescence and measurement of trace element concentrations	61
III.2.4. Data analyses	62
III.3. Results	62
III.3.1. Macroscopic characterisation of the soil	62
III.3.1.1 Macroscopic differentiation according to the land use at the solum scale	62
III.3.1.2. Analysis of water of the E&Bt-horizons of the 2 soils	64
III.3.2. Microscopic characterization of the studied soils	65
III.3.2.1. Choice of the studied zones	65
III.3.2.2 ANOVA tests	65
III.3.2.3. Spatial distribution of the trace and major elements	67
III.4. Discussion	70
III.5. Conclusion	72
IV. CONCLUSION SUR L'IMPACT DE LA MISE EN CULTURE	74

PARTIE 4 : Impact du drainage par tuyaux enterrés sur l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS, de l'identification des processus pédologiques à la modélisation de leurs effets

I. INTRODUCTION	79
A. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE ET ANALYSE DU PROBLÈME	80
I. ÉTAT DE L'ART : SOIL DRAINAGE AS AN ACTIVE OF THE RECENT SOIL EVOLUTION, A REVIEW	80
I.1. Introduction	80
I.2 Qualitative evidences of the impact of soil drainage on soil evolution	82
I.3. Impact of subsurface drainage on soil functioning	83
I.3.1. Impact of subsurface drainage on water fluxes	83
I.3.1.1. Subsurface water pathways in drained soils determined by the changes in porosity and in the soil structure	84
I.3.1.2. Subsurface water pathways in drained soils as determined by hydrological studies	85
I.3.2. Impact of drainage on the transport of dissolved and particulate matter	87

I.3.2.1. Amounts and dynamic of particulate matter losses at the drainage network outlet.....	87
I.3.2.2. Nature of the lost particulate matter	89
I.3.2.3. Source of the exported particulate matter	90
I.4. Impact of subsurface drainage on soil evolution	91
I.4.1. Soil forming processes affected by subsurface drainage and consequences on soil evolution.....	91
I.4.2. Spatial variability of the drainage impact on soil evolutions	94
I.4.3. Dynamic of the soil evolution in response to artificial subsurface drainage	95
I.5. Summary and conclusion.....	96
II. BILAN DE L'ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE	97
 B. ETUDE EXPERIMENTALE	 99
 I. INTRODUCTION	 99
II. LA DRAINO-SEQUENCE : DESCRIPTION ET ECHANTILLONNAGE	101
II.1. Description	101
II.2. Echantillonnage	102
III. IMPACT DU DRAINAGE A L'ECHELLE DU SOLUM	104
III.1. Rappel des objectifs et présentation de la démarche	104
III.2. Matériel et méthode	104
III.3. Résultats et discussion.....	105
III.3.1. Variabilité spatiale de la formation long terme des LUVISOLS DÉGRADÉS	106
III.3.2. Evolution récente des sols en réponse à l'impact du drainage.....	106
III.4. Conclusion : vers un modèle conceptuel de l'impact du drainage sur l'évolution récente des LUVISOLS DÉGRADÉS	110
IV. IMPACT DU DRAINAGE A L'ECHELLE DU VOLUME DE SOL HOMOGENE ET FONCTIONNEL.....	113
IV.1. La quantification de l'évolution de l'abondance relative des différents volumes de sol : les approches classiques, leur limites et proposition d'une approche alternative	113
IV.2. Un échantillonnage spécifique dédié à la quantification de l'abondance relative des différents volumes de sol.....	115
IV.3. Mise au point méthodologique : « Quantification of soil volumes in the E&Bt-horizon of an Albeluvisol using image analysis »	117
IV.3.1. Introduction	117
IV.3.2. Material and methods	119
IV.3.2.1. Studied site and soil	119
IV.3.2.2. Justification of the sampling procedure	120
IV.3.2.3. Field sampling procedure and image analysis	121
IV.3.2.4. Data analysis.....	123
IV.3.3. Results and discussion.....	124
IV.3.3.1. Local heterogeneity of the monoliths	124
IV.3.3.1.1. Lateral variation of the relative abundance of the soil volumes along the y-axis.....	124
IV.3.3.1.2. Lateral variation of the relative abundance of the soil volumes along the x-axis.....	125
IV.3.3.1.3. Vertical variation of the relative abundance of the soil volumes along the z-axis.....	126
IV.3.3.2. Research on a REV for each soil volume	127
IV.3.3.3. Quantification of the evolution of the abundance in soil volumes along the x-axis	128
IV.3.4. Conclusion.....	129
IV.4. Evolution de l'échantillonnage et de la méthode de quantification de l'abondance des différents volumes de sol par analyse d'images	130
IV.5. Soil drainage as a factor of human-induced soil evolution: quantification of such an evolution in an Albeluvisol.....	133
IV.5.1. Introduction	133
IV.5.2. Material and methods	135
IV.5.2.1. Studied site and soil	135
IV.5.2.2. Soil sampling strategy	137

IV.5.2.3. Quantification of the soil volumes by image analysis	138
IV.5.2.4. Characterisation of the soil volumes.....	138
IV.5.2.5. Mass balance calculations.....	140
IV.5.3. Results and discussion.....	141
IV.5.3.1. Validation of the choice of the ochre soil volume as references for the mass balance calculations	141
IV.5.3.2. Quantification of the long-term Albeluvisol formation at positions -300, 210, and 400	144
IV.5.3.3. Quantification of the recent soil evolution in response to soil drainage at positions 60 and 110	147
IV.5.3.4. Symmetry of the soil evolution in response to subsurface drainage.....	151
IV.5.3.5. Intensity and velocity of the recent evolution of Albeluvisol due to subsurface drainage.....	152
IV.5.4. Conclusion.....	154
V. IMPACT DU DRAINAGE A L'ECHELLE DU MINERAL	156
V.1. Introduction.....	156
V.2. Matériel et méthode.....	157
V.2.1. Les extractions séquentielles	157
V.2.2. Analyses par diffraction des rayons X.....	159
V.2.3. Analyses thermiques.....	160
V.2.4. Bilans de masse	160
V.3. Résultats et discussion.....	161
V.3.1. Impact des processus d'oxydo-réduction sur les différentes formes de Fe et de Mn.....	161
V.3.1.1. Qualité des extractions séquentielles	161
V.3.1.2. Identification des phases minérales quantifiées par les différentes étapes d'extractions séquentielles.....	161
V.3.1.3. Evolutions de la distribution du fer et du manganèse	165
V.3.1.3.1. Distribution de Fe et Mn dans les volumes ocre de l'horizon Bt.....	165
V.3.1.3.2. Evolutions de la distribution de Fe et Mn des volumes ocre de l'horizon Bt aux autres types de volumes de sol et impact de la distance au drain	167
V.3.2. Impact du processus d'éluviation sur la minéralogie des différents volumes de sol.....	169
V.3.2.1. Caractérisation des phases silicatées du lutum.....	169
V.3.2.2. Sélectivité du processus d'éluviation.....	171
V.3.3. Bilans de l'impact des processus d'éluviation et d'oxydo-réduction sur les différentes formes minéralogiques du fer et du manganèse et variabilité de cet impact en fonction de la distance au drain ..	173
V.3.4. Succession temporelle des processus d'éluviation et d'oxydo-réduction	178
V.4. Conclusion	179
VI. CONCLUSION ET PERSPECTIVES.....	181
VI.1. Contribution de l'analyse des phases solides à l'étude de l'impact du drainage sur la pédogenèse récente	181
VI.2. De l'analyse de la phase solide des sols à l'analyse des flux actuels : vers une modélisation mécaniste de l'impact du drainage.....	184

PARTIE 5 : Conclusion et Perspectives

I. CONCLUSION.....	189
I.1. Rappel des objectifs et de la démarche	189
I.2. Une combinaison complexe d'impacts	189
I.3. Des impacts significatifs.....	191
I.4. L'évolution des sols : un phénomène rapide.....	192
II. PERSPECTIVES : DU DRAINAGE DES SOLS AU CHANGEMENT CLIMATIQUE	194

II.1. Introduction	195
II.2. Matérials and methods.....	197
II.2.1. Site and soil under study	197
II.2.2. Soil sampling and analytical procedures.....	198
II.2.3. Mass balance calculations.....	200
II.3. Results and discussion.....	201
II.3.1. Changes in soil morphology and strategy to quantify soil evolutions.....	201
II.3.2. Nature of the impact of agricultural drainage on soil changes.....	203
II.3.3. Intensity of the impact of agricultural drainage on soil changes.....	205
II.3.4. What we can conclude fromthe drainage study in term of the impact of climate change.....	207
II.4. Conclusion.....	208

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

TABLE DES MATIERES, LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

Liste des Figures :

Figure 1: Morphologie des Luvisols Dégradés et occupation du sol.	27
Figure 2: Localisation des 9 parcelles constitutives des anthroposéquences forêts - grandes cultures - grandes cultures avec épandages de boues de station d'épuration.	30
Figure 3: Summarize of the sampling strategy at different scales : plot, land-use and region.	41
Figure 4: Schematic representation of soil profiles in: a) the forested plots (F1 to F3) ; and b) the cultivated plots (C1 to C3 and S1 to S3).....	42
Figure 5: Ni contents in the different plots as a function of lutum.....	48
Figure 6: Presentation of the two solums and localisation of the thin sections sampling (tongues scale).	60
Figure 7: a - Eh - pH stability diagram for manganese (considering a Mn(II) activity of 10^{-4} or 10^{-6} mol L ⁻¹); b- Eh - pH stability diagram for iron (considering a Fe (II) activity of 10^{-6} mol L ⁻¹ and either Fe(OH) ₃ or goethite or ferrihydrite as solid phases).....	66
Figure 8: Optical microscopic picture and associated microfluorescence X maps of Fe, Mn, Ca and Zn. The pixel size is equal to 400 x 400 µm ² . The colour scale is relative; small concentration values are represented by white and large concentrations by black. Images are orientated according to sampling, the low border of the picture corresponding to the bottom of the soil.....	68
Figure 9: Principal component analysis circles from the X-ray microfluorescence measurements on the four thin sections. The main diagrams present all the individuals (pixels in the images) according to the F1 and F2 axes. The small diagrams in the middle represent the position of the concentration of each element according to the F1 and F2 axes.	70
Figure 10: Schematic representation of the surface and subsurface water flows in a soil with impermeable subsoil: a) with and b) without artificial subsurface drainage.....	86
Figure 11: Photographie de la tranchée de 4 mètres de long creusée perpendiculairement au côté droit d'un drain dans un LUVISOL DÉGRADÉS de l'Yonne drainé en 1988. Sont présentées : la zone de sol perturbée par l'installation du réseau de drainage par sous-solage ainsi que les positions échantillonnées à 60, 110, 210 et 400 cm du drain..	101
Figure 12: Teneurs en quartz estimées à partir des teneurs en Si et Al en fonction des teneurs en quartz dosées par analyse thermique. Les barres d'erreurs selon l'axe des ordonnées représentent ±10% de la teneur estimée et celles selon l'axe des abscisses ± l'incertitude expérimentale pour la gamme de teneur considérée.....	105
Figure 13: Profils de concentrations en lutum, Al, Fe, Mg, Mn, quartz et Si aux trois positions de références (-300, 210 et 400). Les barres d'erreurs représentent ± 5% des concentrations mesurées.....	107
Figure 14: Profils de concentrations en lutum, Al, Fe, Mg, Mn, quartz et Si aux positions -60, 60 et 110 en comparaison des concentrations moyennes mesurées dans les positions de références. Les barres d'erreurs représentent: ± 5% des concentrations mesurées pour les positions -60, 60 et 110 et pour la concentration.....	107
Figure 15: Schématisation du modèle d'évolution conceptuel des LUVISOLS DÉGRADÉS drainés depuis l'intervention d'une hydromorphie saisonnière. Pas à l'échelle.....	111
Figure 16: a: Picture of the studied profile onto which the drain, the zone perturbed by subsoiling and the sampled monoliths are located, b: details of a monolith sampling onto which the 4 different soil volumes are labelled.....	120
Figure 17: Serial sectioning method for quantification of the soil volumes.....	122

Figure 18: Intra-monolith variability of the relative amount of the different soil volumes in the monolith sampled at 210 cm from the drain along. a: the y-axis (moving parallel to the drain); b: along the x-axis (moving away from the drain) and c: along the z axis (moving deeper down the profile). For a and b, data are integrated values calculated on 7 images.	125
Figure 19: Evolution of the relative amount of the different soil volumes in the monolith sampled at 210 cm from the drain as a function of the increasing analyzed area of the image. Dotted lines represent $REV \pm 5\%$. Black lines represent $REV \pm 10\%$	128
Figure 20: Relative amount of each soil volume in each monolith. a, and, b: results of an ANOVA at 5 % level of confidence (Tukey tests) to compare the relative abundance of the different soil volumes among the three monoliths.....	129
Figure 21: Diagrammatic scheme of the studied trench showing the drain location, the zone disturbed by subsoiling and the positions of the sampled monoliths (boxes). The numbers in the boxes refer to the number of slices cut in the considered monolith. Not to scale... ..	137
Figure 22: Quartz content estimated using the total contents in aluminium and in silicon versus the quartz content measured with Differential Scanning Calorimetry (DSC) analysis in the different soil volumes of the two horizons at positions 60, 110, 210 and 400. Errors bars are fixed at $\pm 10\%$ for the estimated quartz contents and at $\pm$ the experimental standard deviation for DSC analysis.....	139
Figure 23: Evolution of the lutum, Al, quartz and Si contents for the different soil volumes of the two horizons as a function of the distance to the drain. Errors bars represent $\pm 5\%$ of the measured content.....	142
Figure 24: Evolution of the Fe and Mn contents for the different soil volumes of the two horizons as a function of the distance to the drain. Errors bars represent $\pm 5\%$ of the measured content.....	143
Figure 25: Relative amount of each soil volume in the different monoliths. a, b, c, d, e, and f: results of a two-way ANOVA at 5% level of confidence (Tukey tests), considering the horizon and the distance to the drain as the factors of variations.....	144
Figure 26: Stocks and gains in or losses of lutum, of Fe, and of Mn at positions 60, 110, 210, and 400 as a result of the differentiation of the soil volumes in the two horizons with reference to the stage prior to the initiation of the “morphological degradation” process. At each position, the rectangles schematising the different soil volume have an area proportional to their relative abundance. The numbers inside the rectangles indicate the stocks presently contained in the considered soil volume. Positive fluxes correspond to gains and negative fluxes to losses. The lack of an arrow indicates a negligible flux.....	147
Figure 27 : Quantités de fer extraites au cours des différentes étapes d’extractions séquentielles en fonction du volume de sol et de la distance au drain. Les barres d’erreurs représentent $\pm 10\%$ des concentrations mesurées.	163
Figure 28 : Quantités de manganèse extraites au cours des différentes étapes d’extractions séquentielles en fonction du volume de sol et de la distance au drain. Les barres d’erreurs représentent $\pm 10\%$ des concentrations mesurées.....	166
Figure 29 : Spectres DRX du lutum des les volumes ocre, brun pâle et gris clair des deux positions 60 et 400. Lames orientées saturées par Mg.	170
Figure 30 : Déconvolution des spectres DRX du lutum des les volumes ocre, brun-pâle et gris clair des deux positions 60 et 400. Lames orientées après traitement à l’éthylène-glycol..	171
Figure 31 : Concentrations moyennes en quartz mesurées par DRX dans les volumes gris clair, brun pâle et ocre des deux positions 60 et 400. Les barres d’erreurs représentent $\pm$ l’écart type expérimental obtenu sur 6 mesures..	172
Figure 32 : Stocks et flux des différentes formes de Mn issus des calculs de bilan de masse en prenant la moyenne des volumes ocre de l’horizon Bt comme matériaux initial aux positions 400, 210 et 60. A : Oxy-	

hydroxydes de Mn ; B : Ferrihydrite ; C : Goethite et D : Argiles ferromagnésiennes. Les rectangles représentatifs de chaque volume ont une taille proportionnelle à l'abondance du volume considéré. Les flux positifs indiquent des gains et les flux négatifs des pertes. Les flux négligeables ne sont pas représentés..... 175

Figure 33 : Stocks et flux des différentes formes de Fe issus des calculs de bilan de masse en prenant la moyenne des volumes ocre de l'horizon Bt comme matériaux initial aux positions 400, 210 et 60. A : Oxy-hydroxydes de Mn ; B : Ferrihydrite ; C : Goethite et D : Argiles ferromagnésiennes. Les rectangles représentatifs de chaque volume ont une taille proportionnelle à l'abondance du volume considéré. Les flux positifs indiquent des gains et les flux négatifs des pertes. Les flux négligeables ne sont pas représentés..... 176

Figure 34 : Quantification des pertes de masse relatives à la déshydroxylation des minéraux argileux dans les différents volumes de l'horizon E&Bt aux quatre positions 60, 110, 210 et 400. Les barres d'erreurs représentent $\pm 10\%$ des pertes de masse mesurées..... 179

Figure 35 : Dispositif de mesure des débits d'eau en sortie du réseau de drainage et d'échantillonnage automatique..... 185

Figure 36 : Coupe schématique du dispositif d'échantillonnage de la solution du sol à l'échelle de l'horizon (piézomètre) et à l'échelle du volume de sol (bougies poreuses), du LUVISOL DÉGRADÉS..... 186

Figure 37: Schematic diagram of the evolution of the different types of soil volumes, according to the drain position along the four meter trench. In this figure, 60, 110, 210 and 400 cm indicated the sampling positions.. 199

Figure 38: Quartz content estimated using the total contents in aluminium and silicon versus the quartz content measured with Differential Scanning Calorimetry (DSC) analysis in the different soil layers sampled at position 400. Error bars are fixed to $\pm 10\%$ for the estimated quartz content and at $\pm$ the experimental standard deviation for DSC analysis... 200

Figure 39: Distribution of lutum, Fe and Quartz contents as a function of depths in the positions 60, 110, 210 and 400 cm. Errors were considered as equal to $\pm 5\%$ of the measured contents..... 205

Liste des tableaux

Tableau 1: Principales conditions d'exploitation des parcelles agricoles.....	31
Tableau 2: Statistical methods used to identify factors and processes affecting TE distribution according to the spatial scale.....	43
Tableau 3: Means of the TE contents and other soil properties according to plots.....	44
Tableau 4: Coefficient of variations (%) of TE and other soil properties at the intraplot scale..	45
Tableau 5: ANOVA analysis results (multiple mean comparisons were performed using Tukey Tests at the confidence level of 5%).	46
Tableau 6: Stepwise linear regressions at the plot scale in the forest plots F1, F2, and F3.....	47
Tableau 7: Stepwise linear regressions at the plot scale in the cultivated plots C1, C2, and C3.....	47
Tableau 8: Stepwise linear regressions at the plot scale in the sewage treated plots S1, S2, and S3.....	48
Tableau 9: Stepwise linear regressions at the land-use scale in the forested plots (all the samples from the plots F1, F2, and F3 taken together), in the classically cultivated plots (all the samples from the plots C1, C2, and C3 taken together) and in the sewage treated plots (all the samples from the plots S1, S2, and S3 taken together)....	49
Tableau 10: Stepwise linear regressions at the regional scale (the whole sample set).....	50
Tableau 11: TE inputs to soil from sewage-sludge spreading, and TE stock in the surface horizon of plots with sludge compared to that of plots without sludge.....	51
Tableau 12: Chemical composition and pH of the two solums.....	64
Tableau 13: ANOVA results on the mean concentrations of elements determined by X-ray microfluorescence. Comparison of the different studied zones for the 2 thin sections, at the 5 % confident level using the Tukey test. (Concentrations are ordered according the alphabet: A>B>C>D>E>F>G).....	67
Tableau 14: Infiltration and bulk density at the vertical of drain lines and between drain lines.....	85
Tableau 15: Annual particulate matter losses through subsurface drainage networks in published studies.....	88
Tableau 16: Results of an ANOVA (Tukey tests) at 5 % level of confidence for the monolith sampled at 210 cm from the drain. The relative amounts of each soil volume are compared among the different depths (z-axis). Within a column, different letters between 2 lines indicates a significant difference in the amount at the 5% level with A<B<C.....	126
Tableau 17: Results of an ANOVA (Tukey tests) at 5 % level of confidence for the monolith sampled at 110 cm from the drain. The relative amounts of each soil volume are compared among the different depths (z-axis). Within a column, different letters between 2 lines indicates a significant difference in the amount at the 5% level with A<B<C.....	127
Tableau 18: Results of an ANOVA (Tukey tests) at 5 % level of confidence for the monolith sampled at 60 cm from the drain. The relative amounts of each soil volume are compared among the different depths (z-axis). Within a column, different letters between 2 lines indicates a significant difference in the amount at the 5% level with A<B<C.....	127
Tableau 19 : Moyennes et écart-types des rapports Mn/Fe dans les différents volumes de sol.....	168
Tableau 20 : Masse perdue à la position 60 sous forme de ferrihydrite, de goethite, de smectites (calculées à partir des pertes de Fe sous ces différentes formes minéralogiques) et de lutum.....	178

Tableau 21 : Quantification of lutum and Fe losses from the long-term vertical soil differentiation (mean $\pm$ standard deviation of the calculations performed at position 210 and position 400).	205
Tableau 22 : Quantification of lutum and Fe losses at positions 110 and 60 resulting from the short-term lateral soil differentiation due to artificial drainage (mean $\pm$ standard deviation of the calculations performed with references to position 210 and position 400).....	206
Tableau 23 : Published decreases in runoff intensity in various locations and for various rainfall intensities ...	207