Effet de l'évolution du parcellaire agricole sur la redistribution des sols et la morphologie des versants cultivés - exemple du Sud-Ouest du bassin parisien.

Caroline Chartin

▶ **To cite this version:**

Caroline Chartin. Effet de l'évolution du parcellaire agricole sur la redistribution des sols et la morphologie des versants cultivés - exemple du Sud-Ouest du bassin parisien.. Sciences de la Terre. Université François Rabelais - Tours, 2011. Français. NNT : . tel-00643554

HAL Id: tel-00643554

https://theses.hal.science/tel-00643554

Submitted on 22 Nov 2011

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.

UNIVERSITÉ FRANÇOIS - RABELAIS

DE TOURS

ÉCOLE DOCTORALE SANTE, SCIENCES ET TECHNIQUES

UMR 6113 ISTO (Institut des Sciences de la Terre d'Orléans) – Équipe de Tours

THÈSE présentée par :

Caroline CHARTIN

soutenue le : **6 octobre 2011**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université François - Rabelais**

Discipline / Spécialité : SCIENCES de la TERRE / GÉOLOGIE de la SURFACE

EFFET DE L'ÉVOLUTION DU PARCELLAIRE AGRICOLE SUR LA REDISTRIBUTION DES SOLS ET LA MORPHOLOGIE DES VERSANTS CULTIVÉS – EXEMPLE DU SUD-OUEST DU BASSIN PARISIEN

THÈSE dirigée par :

M. MACAIRE Jean-Jacques	Professeur émérite, Université François-Rabelais de Tours

Et co-encadrée par :

M. HINSCHBERGER Florent	Maître de Conférence, Université François-Rabelais de Tours
M. SALVADOR-BLANES Sébastien	Maître de Conférence, Université François-Rabelais de Tours

RAPPORTEURS :

M. REVEL Jean-Claude	Professeur émérite, ENSA de Toulouse
M. WALTER Christian	Professeur, Agrocampus Ouest, Rennes

JURY :

M. LE BISSONNAIS Yves	Directeur de Recherche, SupAgro, Montpellier
M. MACAIRE Jean-Jacques	Professeur émérite, Université François-Rabelais de Tours
M. REVEL Jean-Claude	Professeur émérite, ENSA de Toulouse
M. SALVADOR-BLANES Sébastien	Maître de Conférence, Université de Tours
M. VAN OOST Kristof	Professeur, Université Catholique de Louvain (Belgique)
M. WALTER Christian	Professeur, Agrocampus Ouest, Rennes

« Nature n’endure mutations soudaines sans grande violence ».

François Rabelais, Gargantua, 1542.

Remerciements

Voici le temps des remerciements… les pages les plus « personnelles » de ce manuscrit, fruit d'un travail qui aura nécessité l'aide, les conseils et le soutien affectif de nombreuses personnes.

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du jury, Messieurs Yves Le Bissonnais, Jean-Claude Revel, Kristof Van Oost et Christian Walter, qui m'ont fait l'honneur de juger mon travail. Je remercie également Messieurs Hocine Bourennane, Olivier Cerdan, Gerard Govers et Christian Walter pour leur participation aux comités de pilotage et les nombreux conseils qu'ils m'ont alors apportés.

Ces travaux n'auraient pu être réalisés sans le soutien financier de la Région Centre et de l'Agence nationale de la Recherche (qui a initié l'appel d'offre VMCS « Vulnérabilité : Environnement, Climat, Sociétés » dans laquelle s'est inscrit le projet de recherche LANDSOIL).

Je tiens également à remercier les mairies de Seuilly et Cinais, ainsi que les exploitants agricoles travaillant sur ces deux communes, pour l'ensemble des renseignements fournis et pour nous avoir autorisés à travailler sur le versant choisi.

Je ne remercierai jamais assez mes « papas » de recherche, Messieurs Florent Hinschberger, Jean-Jacques Macaire et Sébastien Salvador-Blanes, de m'avoir formée et guidée durant cette thèse. De chacun j'ai beaucoup appris, et me sens grandie de tous vos enseignements. J'ai eu la chance de vous avoir connus en tant qu'enseignants durant ma Licence et mon Master. De ce fait, j'ai d'autant plus apprécié de pouvoir vous découvrir un peu plus grâce à cette aventure « doctorale ». Merci pour tout cela, mais également pour votre disponibilité et votre soutien.

J'adresse aussi mes remerciements à tous ceux avec qui j'ai eu la chance de collaborer, et sans qui ces travaux n'auraient pu aboutir : Hocine Bourennane pour l'aspect statistique et spatial (et parce que c'est MONSIEUR Bourennane), Olivier Evrard et Irène Lefèvre du LSCE pour l'analyse du ^{137}Cs et leur disponibilité, Kristof Van Oost pour m'avoir autorisée à utiliser le modèle SPEROS et pour les conseils quant à son utilisation, Nicolas Poirier et Alain Ferdière du LAT pour les aspects archéologiques, et Olivier Cerdan pour ses idées efficaces et les coups de boost !

Au cours de cette thèse, les travaux de terrain n'ont pas manqué, et tant mieux !! Je remercie grandement Jean-Paul Bakyono et Isabel Pene-Galland pour m'avoir accompagnée et aidée tant de fois, et pour avoir accepté de rentrer souvent tard. Mes encadrants Florent, Sébastien et Jean-Jacques ont également mis la main à la pâte de nombreuses fois. Tous ont participé, pour le meilleur et parfois pour le pire (la neige, le quad embourbé, les tranchées sous le cagnard, les sondages interminables, être bloqués dans le Chrysler au milieu du champ parce que c'est l'apocalypse climatique dehors…). Heureusement, on avait un aubergiste aux blagues délicates et raffinées pour nous adoucir et nous remonter le moral (Jean-Pierre si tu m'écoutes… et bien le bonjour à ta dame !).

Un grand merci également aux stagiaires qui ont travaillé sur le projet LANDSOIL, et notamment sur les approches développées dans ce manuscrit : Antoine Cousin, Jéremy Billant, Alyzée Lehoux, Estelle Jacob, Maxime Thomas, Emilien Aldana-Jague et Hadrien Cuquel.

Je pense à mes très chers frères et soeurs thésards avec qui je me suis élevée intellectuellement, plus d'une fois : Audrey (tu m'as laissée seule avec eux, mais je ne t'en veux pas !), Nico (équipe transport solide… et liquide parfois), Mimic (le médaillon doré vous va si bien) et mon Raym (mon petit poney canadien, yyiiiaaahh)… l'union fait la force !! Pour leur participation distinguée aux moments de détente entre collègues, au labo comme ailleurs, je remercie Vincent, Stéphane, Florence, Marc, Lauren, Jean-Paul, Ananas et Coraline. Je remercie également tous les autres membres du labo (GéEAC, ISTO-Equipe de Tours) pour leur accueil et la bonne ambiance.

Comment aurais-je pu tenir sans mes amis ? Je ne veux pas savoir. Merci à vous d'avoir toujours été là depuis toutes ces années - même si certains se sont incrustés récemment - et d'être si magnifiques, merveilleux, pailletés… Il n'y a pas de mots pour exprimer à quel point je vous aime, ma famille de coeur : mon Valou, Laure, Thomas, Claude, Annick, Cha, Jen, la Deback, Mag, Sandy… et tous mes amis berrichons, notamment Dolo et son écoute, qui m'ont toujours permis de me resourcer (avec des amis comme vous, on n'oublie pas d'où on vient). J'émets une pensée pour Got-Got qui nous manque à tous.

Pour terminer, quelques mots à ma famille… je vous aime fort, très fort, et je vous remercie également mille fois de votre soutien. A mes parents, je suis fière d'être votre fille, et de tout ce que vous m'avez apporté. Mon JP, mon grand frère, mon exemple... Je pense à ma Mamie, à qui j'aurais été tellement fière de montrer ce manuscrit.

Et puis merci à toi D, j'ai tellement aimé et grandi à tes côtés... mon pilier.

Merci à tous…

"The show must go on", and not "Under pressure" ;)

Résumé

L'évolution historique des types et techniques de production agricole a causé celle de l'organisation paysagère, via les parcellaires notamment. Les bordures de parcelles créent des discontinuités dans les processus d'érosion-dépôt de sol. L'objectif est ici de comprendre l'effet du parcellaire et de son évolution sur la distribution actuelle des sols et la morphologie des versants. Un versant cultivé (16 ha) dans le SW du Bassin Parisien a été étudié. La distribution spatiale de figures morphologiques linéaires et de l'épaisseur des sols a été analysée. Les deux types de figures identifiés correspondent à des épaississements de sols (dépôts) induits par des bordures de parcelles, pérennes depuis plusieurs siècles pour les premières, et disparues en 1967 (remembrement) pour les secondes. Ces épaississements ont été cartographiés grâce à une analyse statistique (CART) de la morphologie du versant. L'étude de traceurs granulométriques et minéralogiques (SEDI) a permis d'identifier les processus d'érosion-dépôt impliqués. La solifluxion périglaciaire puis le ruissellement auraient affecté l'ensemble du versant avant la pérennisation d'un parcellaire. Puis, des processus hydriques et aratoires ont agi dans des unités (parcelles) fixées par des bordures : les plus pérennes (1000 ans) montrent les dépôts les plus marqués (banquettes). La distribution spatiale du ^{137}Cs et sa conversion en taux d'érosion (modélisation numérique) ont permis d'évaluer l'implication relative des processus hydriques (15%) et aratoires (85%) depuis 1954. Le remembrement parcellaire de 1967 s'avère avoir favorisé l'érosion des sols, convertissant des zones de rétention en zones sources (ondulations).

Mots-clés :

Paysage agricole ; Erosion des sols ; Parcellaire ; Analyse statistique ; Modélisation numérique ; ^{137}Cs ; Géophysique.

Résumé en anglais

The historical evolution of agricultural practices is associated with a concomitent evolution of landscape spatial organisation, especially through field-border networks. Field borders create discontinuities of soil erosion-deposition processes. The aim of this PhD is to understand the effects of field-border networks and their evolution on the present spatial distribution of soils and hillslope morphology. A cultivated hillslope (16 ha) of the SW Parisian Basin was studied. The spatial distribution of linear landforms and soil thickness was analyzed. The two types of identified landforms correspond to soil thickenings (deposition) induced by field borders, that have existed for several centuries in the case of the first ones, and disappeared during a land consolidation (1967) in the case of the second ones. These soil thickenings were mapped through a statistical analysis (CART) of the hillslope morphology. The study of granulometric and mineralogical tracers (SEDI) led to identify the involved soil redistribution processes. Periglacial solifluxion, followed by runoff, probably occured over the whole hillslope before the establishment of perennial field borders. Then, water and tillage processes occured within areas delimited by field borders. The more developed soil depositions (lynchets) are linked with the most perennial borders (i.e., 1000 yrs). The spatial distribution of ^{137}Cs and its conversion into erosion rates (numerical modeling) allowed to assess the relative implication of water (15%) and tillage processes (85%) since 1954. The land consolidation that occured in 1967 rised soil erosion when converting soil retention areas to sources (undulations).

Keywords:

Agricultural landscape ; Soil erosion ; Field-border network; Statistical analysis ; Numerical modeling ; ^{137}Cs ; Geophysics

Table des matières

Remerciements **3**
Résumé **5**
Résumé en anglais **6**
Table des matières **7**
Liste des tableaux **11**
Liste des figures **13**
Liste des annexes **18**
Introduction **19**
Chapitre I – Erosion des sols en contexte agricole : état des connaissances **25**
I.1. Résumé de l'article 25
I.2. Article en préparation, à soumettre à « Catena » 28
1. Introduction 28
2. Soil erosion-deposition processes 30
3. Soil Erosion-Deposition Indicators (SEDI) 42
4. Conclusion 63
Chapitre II - Présentation de la région et du site d'étude **81**
II.1. Choix et définition des zones étudiées 81
II.2. Contexte géologique 84
II.2.1. Contexte géologique du Richelais 84
II.2.2. Lithologie et structure géologique du site d'étude et de la zone d'extrapolation 85
II.3. Géomorphologie 89
II.3.1 : Géomorphologie du Richelais 89
II.3.2 : Topographie du site d'étude 91
II.4. Climat 92
II.5. Contexte pédologique 93
II.5.1. Typologie des sols dans le Richelais 94
II.5.2. Typologie des sols sur le site d'étude 95
II.5.3. Caractéristiques morphologiques et texturales des sols et formations colluviales sur le site d'étude 97
II.6. Evolution de l'occupation humaine 99
II.6.1. Occupation des sols dans le Richelais 99

II.6.2. Occupation des sols sur le site d'étude 100
II.6.3. Evolution de la fragmentation spatiale sur le site d'étude 101
II.7. Indicateurs d'Erosion-Dépôt de Sols (SEDI) identifiés sur le site d'étude 104
II.8. Résumé 107
Chapitre III - Morphologie du paysage agricole et liens avec la variabilité spatiale de l'épaisseur des sols. 109
III.1. Objectifs et principaux résultats 109
III.2. Article accepté, sous presse dans « Geomorphology » 113
1. Introduction 114
2. Materials and methods 117
3. Results 126
4. Discussion 135
5. Conclusion 143
Chapitre IV - Composition et origine des matériaux constituant les sols. 151
IV.1. Introduction 151
IV.2. Matériel et méthodes 152
IV.2.1. Cartographie géo-électrique de la variabilité lithologique des substrats 152
IV.2.2. Localisation des tranchées d'observation et des points de prélèvements pour analyses 159
IV.2.3. Etude morphologique des horizons pédologiques 161
IV.2.4. Analyses des sols et des altérites 162
IV.3. Résultats 166
IV.3.1. Nature et variabilité spatiale du substrat 166
IV.3.2. Organisation et caractérisation des sols liés aux figures morphologiques linéaires 178
IV.4. Indices d'autochtonie et/ou allochtonie des sols 193
IV.4.1. Dominance des phénomènes d'érosion-dépôt sur le développement des sols 193
IV.4.2. Identification de différents types d'indicateurs d'érosion-dépôt des sols (SEDI) 197
IV.5. Conclusion 199
Chapitre V - Processus et quantification des redistributions de sols 201
V.1. Introduction 201
V.2. Rappel des facteurs de déplacement de matière sur les versants cultivés 202
V.2.1. Facteurs passifs 202

V.2.2. Facteurs actifs 208
V.3. Approche de la quantification et des processus de déplacement de matière par la composition du sol 210
V.3.1. Méthodes analytiques 210
V.3.2. Variabilité granulométrique spatiale des horizons de surface et liens avec les éléments structurants du paysage 215
V.3.3. Facteurs possibles de la redistribution spatiale des sols 219
V.3.4. Distances de transfert des matériaux composant les sols 222
V.3.5. Conclusion 227
V.4. Approche de la quantification et des processus de déplacement de matière par l'analyse du ^{137}Cs 229
V.4.1. Place dans le développement de la thèse, objectifs et principaux résultats de l'article § V.4.2 229
V.4.2. "Quantifying and modelling the impact of land consolidation and associated field borders on soil redistribution in agricultural landscapes (1954 – 2009)" 234
1. Introduction 234
2. Materials and methods 238
3. Results and discussion 249
4. Conclusion 262
V.5. Conclusion 271
Chapitre VI - Induction et évolution des sols et du paysage agricole en lien avec le parcellaire 273
VI.1. Déterminisme des parcellaires agricoles 273
VI.2. Evolution des processus de redistribution de sols 279
VI.3. Le paysage agricole actuel : un « palimpseste » morphologique 281
Conclusion 287
Résumé 322
Résumé en anglais 322

Liste des tableaux

Table 1. Factors controlling water and tillage-induced processes of soil erosion-deposition in cultivated hillslopes, and their respective effects. 37
Table 2. Consequences of landscape heterogeneity (landuse and management; field geometry and borders) on water and tillage-induced processes of soil erosion-deposition. 42
Table 3. Soil Erosion-Deposition Indicators (SEDI) at local-scale. 45
Table 4. Main fallout radionuclides used as Soil Erosion-Deposition Indicators 51
Table 5. Soil Erosion-Deposition Indicators (SEDI) at landscape-scale. 56
Tableau II-1. Occupation du sol et surfaces associées en 2010 sur le site d'étude 100
Tableau II-2. Comparaison du nombre de parcelles (unités culturales), et de leurs données géométriques (périmètres, linéaires), sur le site d'étude entre 1945 et 2010. 104
Table 1. Summary statistics of morphometric attributes and soil thickness calculated from the total dataset of 734 points 126
Table 2. Summary statistics of morphometric attributes and soil thickness in each expert class. 129
Table 3. Tukey's HSD (Honestly Significance Differences) test results (α level: 0.05). 130
Table 4. Confusion matrix on calibration dataset (CT_{soil} model). 131
Table 5. Validation procedure results from CT_{soil} model. 131
Table 6. Confusion matrix on the subset of calibration dataset including only classes 1 and 2 (CT_{topo} model). 133
Table 7. Validation procedure results from CT_{topo} model. 134
Table 8. Soil material accumulated in lynchets and undulations revealed by CT_{soil} model 135
Table 9. Anthropogenic linear landforms, associated field borders and possible origins 140
Tableau IV-1. Liste des échantillons soumis à une analyse minéralogique par comptage par point de la fraction sableuse (SF : 50-200 µm, Sm : 200-500 µm et Sg : 500 µm – 2 mm). 165
Tableau IV-2. Granularité et teneur en carbonates des horizons C. 168
Tableau IV-3. Nature des EG (> 2 mm) contenus dans les horizons C. 169
Tableau IV-4. Composition minéralogique de la fraction sableuse (50 µm – 2 mm) des horizons C d'après observation à la loupe binoculaire. 170

Tableau IV-5. Composition minéralogique de la fraction argileuse (< 2 μm) des horizons C analysée par DRX. 171
Tableau IV-6. Granularité et teneur en carbonates des profils pédologiques. 179
Tableau IV-7. Nature des EG (> 2 mm) des profils pédologiques. 180
Tableau IV-8. Composition minéralogique de la fraction sableuse décarbonatée (50 μm – 2mm) des profils pédologiques, obtenue par observation qualitative (présence/absence) et la cas échéant par comptages des grains sur lames minces. 181
Tableau IV-9. Composition minéralogique de la fraction argileuse (< 2 μm) des profils pédologiques, analysée par DRX. 182
Tableau IV-10. Caractéristiques des horizons identifiés sur les toposéquences TL1 et TU2 selon les normes du Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008). 184
Tableau V-1. Moyennes (et écart-types) des différentes classes granulométriques de la terre fine (TF) des sols (0 – 20 cm), par unité morphologique sur le site d'étude. 217
Table 1. Parameter and coefficient values used in the model application. 246
Table 2. Simulated soil redistribution rates for the whole study area for the period 1954-2009. P5 and P95 are the 5th and 95th percentile simulation limits, respectively, and M the median. 256
Table 3. Ages and mean soil deposition rates calculated from OSL dating in the profile A'. 259

Liste des figures

Figure 1. Illustration of tillage-induced translocation effects on relief (source: De Alba *et al.*, 2004)..... 36
Figure 2. Illustration of the toopgraphic SEDI (a) “sheetwash” and (b) “”sedimentary crust”. 48
Figure 3. ^{137}Cs mass depth/vertical distribution associated with (a) a “reference” profile, (b) a profile 50
submitted to erosion, and (c) a profile submitted to deposition (after Porto et al., 2003)..... 50
Figure 4. Illustration of 7Be, 210Pb, and 137Cs vertical distributions in soils under different soil managements (after Mathisoff et al., 2002)..... 52
Figure 5. Illustration of the use of the grafting callus formed in a vine plant as SEDI, i.e. a palaeo-surface marker after the soil top layer has been eroded/deposited by erosion/deposition (after Casalí et al., 2009)..... 54
Figure 6. Illustration of the topographic SEDIs (a) rill, (b) gully, and (c) sediment fan. 57
Figure 7. Topographical characteristics of a lynchet (SEDI): (a) view and (b) topographic cross-section of a lynchet (“conn.”: connection to upslope field area). 58
Figure 8. Illustration of the pedological SEDI “Rock fragment cover” in a tilled field. 60
Figure 9. Illustration of the pedological SEDI “Soil colour / Reflectance” in a context where soil erosion-deposition is mainly controlled by water translocation. (Source: Google Earth)..... 61
Figure II-1. Localisation du site d’étude (a) sur la carte de France ; (b) dans le Richelais ;. (c) relativement au parcellaire et à la zone d’extrapolation. 82
Figure II-2. Vue d’une banquette agricole sur le site d’étude. 83
Figure II-3. Localisation du Richelais et du site de Seuilly sur la carte géologique de la France au 1 : 1 000 000 (B.R.G.M, 1980)..... 86
Figure II-4. Géologie du site d’étude et de la zone d’extrapolation d’après la carte géologique de la France à 1 : 50 000, Loudun (Alcaydé et al., 1989). 88
Figure II-5. Topographie du Richelais (source : BD ALTI). 90
Figure II-6. Coupe géologique Assay – Parilly (d’après Boutin et al., 1990). Localisation de la coupe en Fig. II-5. 91

Figure II-7. Caractéristiques morphologiques du site d'étude. (a) Topographie du site d'étude, extraite des cartes topographiques de la France (série bleue) à 1 : 25 000, feuilles Loudun (1724 O) (I.G.N., 1988) et Richelieu (1724 E) (I.G.N., 2005). (b) Section transversale type d'une banquette agricole. 92

Figure II-8. Données météorologiques enregistrées sur la commune de Tours pour la période 1971-2000 : (a) Températures mensuelles moyennes minimales et maximales et (b) précipitations moyennes mensuelles (source : Météo France) 93

Figure II-9. Toposéquence du Richelais selon la coupe Assay – Parilly (d'après Boutin et al., 1990). Localisation de la coupe : Cf. Fig. II-5. 95

Figure II-10. Localisation du site d'étude et de la zone d'extrapolation sur la carte des sols à 1 : 50000, Loudun (Boutin et al., 1990) 96

Figure II-11. Morphologie, pédologie et lithologie de la toposéquence « la Devinière », extrait des travaux de thèse de Bellemlih (1999). a) Localisation de notre site d'étude (pointillé) et de la toposéquence (trait continu) ; extraits des cartes IGN à 1 : 25 000, feuilles Loudun 1724 O (I.G.N., 1988) et Richelieu 1724 E (I.G.N., 2005). b) Distribution des accumulations colluviales et lithologie du substrat le long de la toposéquence. c) Représentation log des sondages tarière de la toposéquence. 98

Figure II-12. Localisation des vignes en 1836 et 1914 sur le site d'étude d'après les matrices cadastrales. 101

Figure II-13. Evolution du réseau de limites parcellaires de 1836 à 2010 sur le site d'étude, d'après le cadastre napoléonien (1836) et des photos aériennes de l'I.G.N (1945, 1959 et 2010)..... 102

Figure II-14. Fragments anguleux de roches calcaires (décimétriques à pluridécimétriques) sur le site d'étude. 105

Figure II-15. Variabilité spatiale de la couleur des sols (extrait d'une photo aérienne de l'I.G.N, 2007). 106

Figure 1. Location and topography of the study area. 117

Figure 2. Field border networks in 1836, 1945, 1959 and 2010. 118

Figure 3. Illustrations of the two types of linear anthropogenic landforms present in the study area: (a) and (c) present a view and a topographic cross-section of a lynchet; (b) and (d) present a view and a topographic cross-section of an undulation ("conn." : connection). 119

Figure 4. Soil sampling schemes: (a) samplings Σ and Δ in the whole study area; (b) zoom on sampling Σ scheme in an undulation (U2). 121
Figure 5. Illustrations of the classification method for perpendicular transects of soil sampling scheme Σ: (a) perpendicular transect on a lynchet and (b) on an undulation (dots: soil samples locations, “conn.” : connection). 123
Figure 6. Map of slope gradient within the study area and location of lynchets and undulations axis. 127
Figure 7. Experimental variogram of soil thickness (dots) and the theoretical model fits (solid line)..... 128
Figure 8. Soil thickness variability within the study area: (a) map of soil thickness estimated from the 586 points of the estimation dataset. Illustrations of characteristic topographic cross-section and soil thickness evolution (b) in a lynchet and (c) in an undulation. 128
Figure 9. Maps of (a) CTsoil model and (b) CTtopo model results in the study area. 132
Figure 10. Maps of CTsoil model results and field border networks of 1836, 1945, 1959 and 2010. 138
Figure 11. Map of similarity/dissimilarity from CTsoil model against CTtopo model results in study area..... 142
Figure IV-1. Schéma d’un dispositif électrique en mode Wenner : AM = MN = NB. Les courbes noires représentent les lignes de courant. (Source : Jenny et al., 1999). 155
Figure IV-2. Localisation des sondages électriques effectués sur le site d’étude. 155
Figure IV-3. Exemple d’inversion d’un sondage électrique sous WinSev6. 156
Figure IV-4. Mesure de conductivité apparente du sous-sol par induction électromagnétique avec le conductivimètre EM31-MK2 de Geonics Limited. (a) Vue de l’appareil (non prise sur le site). (b) Sensibilité de la réponse en fonction de la profondeur pour le mode « HCP ». 158
Figure IV-5. Points de mesure de la conductivité apparente du sous-sol par induction électromagnétique (EM31) sur la zone d’extrapolation 159
Figure IV-6. Localisation des tranchées et points de prélèvements par carottage pour l’analyse des sols et substrats sur le site d’étude 161
Figure IV-7. Résultats des prospections géo-électriques sur le site d’étude. (a) Coupe géo-électrique du versant (résistivité vraie des couches) réalisée à partir de l’inversion de sondages électriques (d’après Aldana-Jague, 2010). (b) Estimation spatiale de la résistivité apparente d’après la prospection EM31 sur le site d’étude. 173

Figure IV-8. Estimation spatiale de la résistivité apparente (Ω.m) des 5 à 7 premiers mètres de profondeur sur la zone d'extrapolation, et délimitation des formations géologiques. ... 178
Figure IV-9. Distribution des horizons dans les toposéquences TL1 et TU2 (localisation des toposéquences : voir Fig. IV-6). (a) Toposéquence TL1. (b) Toposéquence TU2. 183
Figure IV-10. Localisation des forages F2, F3 F4 et F5 sur les banquettes L2 et L3 représentées en coupe verticale (localisation des forages et banquettes : voir Fig. IV-6). (a) Banquette L2. (b) Banquette L3. 189
Figure V-1. Exposition du site d'étude. 205
Figure V-2. Plan d'échantillonnage Δ des sols sur le site d'étude. 211
Figure V-3. Illustration de la correction géométrique apportée aux photographies numériques de surface. (a) Photographie avant correction. (b) Photographie après correction. 213
Figure V-4. Localisation des points de prélèvements (analyses minéralogiques) et délimitation des différentes formations géologiques à partir de leurs caractéristiques géo-électriques (Résistivité apparente, Ω.m). 214
Figure V-5. Distribution spatiale de la granularité de l'horizon superficiel (0-20 cm) par krigeage ordinaire sur l'échantillonnage Δ : (a argiles A (< 2 μm), (b) limons fins LF (2-20 μm) , (c) limons grossiers LG (20-50 μm), (d) sables fins SF (50-200 μm) et (e) sables grossiers SG (200 μm – 2 mm). 216
Figure V-6. Carte estimée de la Couverture en Eléments Grossiers (CEG > 2 mm) en % de la surface sur la parcelle « test » du site d'étude. 219
Figure V-7. Distribution spatiale des EG siliceux (> 2 mm) le long du versant étudié, d'après Tab. IV-7. 223
Figure V-8. Distribution spatiale de différents composants minéralogiques, traceurs, des sables (50 μm – 2 mm) le long du site d'étude, d'après Tab. IV-8. 225
Figure V-9. Distribution spatiale de la clinoptilolite dans les argiles granulométriques (0-2 μm) le long du site détude, d'après Tab. IV-9. 227
Figure 1. Location of the study area in France. 239
Figure 2. Geometrical characteristics of the two types of anthropogenic landforms, and the associated soils, observed in the study field: (a) and (c) provide a picture and a cross-section of a lynchet; (b) and (d) provide a picture and a cross-section of an undulation. 240
Figure 3. ^{137}Cs and OSL sampling schemes. (a) Sampling in the whole study area. (b) Zoom on samples to give details on lynchet L1. 242
Figure 4. Vertical distribution of ^{137}Cs in mean reference profile of Seuilly. 250

Figure 5. Spatial distribution of (a) measured ^{137}Cs residuals and (b) slope gradients in the study area. Plus signs indicate the location of sample collection for ^{137}Cs analyses, and white lines correspond to former field borders of 1959. 251
Figure 6. Reconstruction of the field borders in 1945, 1959 and 2009. 251
Figure 7. Vertical distribution of ^{137}Cs: a) in profile IV-1a, b) in profile V-8 and c) in profile V-11. 252
Figure 8. Model outputs overlayed on an isometric projection of the study area topography: (a) simulated ^{137}Cs inventories, (b) simulated tillage soil redistribution rates by tillage erosion, and (c) simulated soil redistribution rates by water erosion. 255
Figure 9. Model outputs simulated over the period 1954-2009 plotted against observed datas for the same period. (a) Simulated ^{137}Cs inventories versus observed ^{137}Cs inventories. (b) Median total soil redistribution rates versus observed ^{137}Cs inventories. The error bars (i.e. the 5th and 95th percentile) represent the simulation uncertainties. 257
Figure 10. Topographic cross-section along sample transect IV in lynchet L1 and related measured ^{137}Cs inventories. 259
Figure 11. Scenario for lynchet L1 development: L1 morphology in (a) 11th century, (b) 14th century, (c) 16th century, (d) 1954 and (e) 2009. (After Chartin, 2011). 261
Figure VI-1. Parcellaires agricoles et délimitation des différentes formations géologiques à partir de leurs caractéristiques géo-électriques (Résistivité apparente, Ω.m). a) Cadastres napoléoniens (1836) ; b) 277
Figure VI-2. Ombrage cartographique de la pente sur la zone d'extrapolation et parcellaires successifs. a) Cadastre napoléonien (1836). b) Parcellaire de 1945. c) Parcellaire de 2010. 283
Figure VI-3 : Schèmas d'évolution du modelé du versant sous l'effet de l'évolution des parcellaires et des transferts de matériaux. a) Protohistoire – Moyen-Age central. b) Moyen-Age central – 1967. c) 1967 – 2010. 285
Figure VI-4. Densité de concentration des tessons protohistoriques et concentration identifiée sur le versant étudié (Source : Poirier, 2008). 286

Liste des annexes

Annexes 301
Annexe 1. Description des profils pédologiques TL104, TL116 et TL126 de la tranchée TL1, et TU2-14, TU200 et TU212 de la tranchée TU2. 301
Annexe 2. Activité surfacique ($Bq.m^{-2}$) en ^{137}Cs des échantillons prélevés par forage sur la parcelle « test ». 318

Introduction

Le sol est une ressource naturelle essentielle qui assure de nombreuses fonctions nécessaires aux activités humaines (fournisseur de matières premières, support des productions agricoles alimentaires, producteur de biomasse...), et au fonctionnement des écosystèmes (lieu de biodiversité, filtre et réservoir d'eau, stockage de carbone...). Les données existantes montrent que les sols du monde ont été soumis à des processus de dégradation (désertification, salinisation et érosion) de plus en plus intenses au cours des dernières décennies.

La Commission Européenne a désigné **l'érosion des sols** comme le facteur de dégradation environnemental le plus influent en Europe. L'IFEN (Institut Français de l'Environnement) a d'ailleurs estimé en 2006 que 17% du territoire européen, soit 26 millions d'hectares, étaient affectés par l'érosion des sols à des degrés divers. Les taux actuels de formation des sols en Europe varieraient entre 0,3 et 1,2 $t.ha^{-1}.an^{-1}$ (Verheijen *et al.*, 2009). Or, l'érosion hydrique diffuse ou organisée en rigoles varie entre 0 et 17,4 $t.ha^{-1}.an^{-1}$ en fonction du type d'occupation du sol et de couverture végétale en Europe (Cerdan *et al.*, 2010). L'érosion hydrique « rajeunit » donc souvent le sol, et ce beaucoup plus vite qu'il ne se forme *in-situ*. Le labour est également reconnu depuis une vingtaine d'années comme un facteur important de redistribution de sols. Des études rapportent qu'en Europe, notamment dans le nord-ouest, le labour engendrerait actuellement des pertes locales moyennes de sol variant entre 3 et 10 $t.ha^{-1}.an^{-1}$ (Govers *et al.*, 1996 ; Van Oost *et al.*, 2005 ; Boardman and Poesen, 2006).

Le sol s'avère donc être une **ressource naturelle non-renouvelable** à l'échelle de le vie humaine. C'est pourquoi sa **préservation** est désormais considérée comme essentielle par l'opinion internationale, nécessitant une législation appropriée. La Commission Européenne a par exemple proposé une stratégie spécifique à la protection des sols en 2006 (Soil Thematic Strategy : COM(2006) 231). En France, le Grenelle de l'Environnement (2010) préconise un re-développement futur de l'agronomie dans le but d'établir des systèmes agricoles à la fois productifs et respectueux de l'environnement.

Dans les **paysages agricoles**, l'occupation du sol, le couvert végétal et les pratiques agricoles jouent un rôle prépondérant sur l'intensité et la variabilité spatiale de l'érosion des sols (Govers *et al.*, 1994 ; Van Oost *et al.*, 2000 ; Cerdan, 2001 ; Cerdan *et al.*, 2010). La notion de paysage comprend souvent, en effet, une hétérogénéité, structurée, de l'espace considéré (Turner *et al.*, 2001 ; Farina, 2006). Les paysage agricoles sont d'ailleurs souvent décrits comme des mosaïques, ou bien encore des patchworks, de différentes occupations du sol (Bennet *et al.*, 2006). Cette fragmentation des espaces agraires est le résultat de la création d'unités géométriques (parcelles) délimitées et séparées les unes des autres par des éléments linéaires (haies, bandes enherbées, fossés…) constituant les bordures de parcelles. Chaque unité géométrique possède ses propres caractéristiques d'occupation du sol, de couvert végétal et de management interne. Les éléments linéaires constituant les bordures de parcelles jouent également un rôle prépondérant quant à l'évolution des sols en créant des discontinuités, notamment dans les processus d'érosion (par exemple : Dabney *et al.*, 1999 ; Salvador-Blanes, 2002 ; Follain, 2005 ; Caubel *et al.*, 2003).

Depuis la seconde guerre mondiale, des changements importants et rapides du monde agricole ont engendré le développement de nouveaux systèmes de production, et par conséquent la réorganisation spatiale et temporelle des paysages agricoles (Antrop, 2005). Ces changements affectent la géométrie des parcellaires et donc la fragmentation plus ou moins pérenne des paysages agricoles. Ces changements sont opérés directement par les agriculteurs ou bien imposés par des décisions d'ordre politique qui peuvent affecter l'organisation paysagère à plusieurs niveaux dans l'espace (l'exploitation agricole, le bassin versant, la région). Dans un contexte de changement climatique et d'évolution des pratiques agricoles, la compréhension de l'effet des structures paysagères et de leur évolution sur la redistribution de sol apparaît essentielle pour l'avenir. Des informations sont en effet nécessaires afin d'envisager **quelles configurations paysagères optimiseraient la conservation des sols.**

L'état des connaissances concernant l'érosion des sols en Europe de l'Ouest (*cf.* Ch. I) laisse apparaître des **manques**. Les relations entre l'histoire de l'occupation des sols et l'état actuel des sols ont été peu abordées jusqu'à cette dernière décennie. Les acquis concernant l'effet des bordures de parcelles sur le développement de figures morphologiques spécifiques (souvent linéaires et d'amplitude verticale décamétrique à métrique) ne sont que rarement exploités pour la prédiction de l'épaisseur de sol et des propriétés associées à l'échelle du

paysage. L'évaluation de la réactivité des sols au changement de parcellaire reste peu étudiée. Pour finir, les études consacrées à l'érosion des sols en Europe de l'Ouest ont été majoritairement effectuées dans la ceinture loessique de l'Europe et en domaine méditerranéen, les contextes carbonatés en climat tempéré ayant été peu étudiés.

En conséquence, **l'objectif** de ce travail est de comprendre l'effet de la fragmentation spatiale du paysage, notamment du parcellaire agricole et de son évolution dans le temps, sur la distribution des sols à l'échelle paysagère. Dans un contexte d'agriculture intensive en domaine carbonaté de l'Europe de l'Ouest, ce travail vise à identifier et décrire les déplacements de matière (intensité, variation temporelle et spatiale, processus dynamiques) ayant conduit à l'état actuel des sols et du modelé des versants cultivés. Pour ce faire, quatre approches complémentaires ont été mises en œuvre :

- une *caractérisation spatiale* de l'effet du parcellaire agricole sur les sols et leur redistribution par érosion-dépôt ;

Cette analyse doit préciser le rôle des bordures de parcelles sur l'organisation actuelle des sols et, également, l'importance des redistributions de matière sur le développement de ces sols et la morphologie du paysage. Une attention particulière a été portée sur les relations entre bordures de parcelles et variabilité spatiale des redistributions.

- l'*approche des processus de redistribution* de sol et de l'évolution de leurs implications respectives ;

Elle se base sur l'identification et l'étude de la variabilité spatiale de marqueurs de redistribution des sols. Cette approche tend à déconvoluer les signaux de déplacement de matière afin de mettre en évidence la dominance ou non de processus spécifiques de redistribution de sol.

- la *quantification* des redistributions de sols ;

L'intégration de la dimension temporelle à la quantité de matière déplacée a été intégrée pour reconstituer la vitesse des processus à l'origine de l'actuelle organisation des sols et du modelé du paysage. Cette approche quantitative s'appuie sur l'utilisation d'un traceur de redistributions - contraintes dans le temps - le ^{137}Cs, et sur des datations absolues (OSL et documents historiques).

- une *conceptualisation* dans le temps et l'espace ;

Elle se base sur les résultats obtenus précédemment et propose un schéma d'évolution du paysage et des sols d'un versant cultivé à fragmentation évolutive. Cette conceptualisation offre une base de réflexion pour de futurs aménagements des espaces cultivés, dans une stratégie de conservation de la ressource « sol ».

Le plan de ce mémoire s'articule en six chapitres. Trois articles rédigés en anglais, dont un accepté et deux en préparation, sont intégrés dans certains chapitres (Ch.I, III et V). Dans ces chapitres, préalablement à l'insertion des articles *in extenso*, un titre de chapitre et un texte en français sont proposés afin de resituer chaque publication dans le schéma de réflexion global de la thèse. Bien qu'indépendants les uns des autres, l'apparition dans le manuscrit de ces articles suit donc un ordre logique dicté par la démarche de ce travail.

- *Chapitre I – Erosion des sols en contexte agricole : état des connaissances*

Cette étude bibliographique concerne les processus hydriques et aratoires de redistribution de sols. Les effets reconnus des éléments linéaires d'un parcellaire agricole sur la dynamique de ces processus sont analysés. Il en découle les approches développées dans ce travail.

- *Chapitre II - Présentation de la région et du site d'étude*

Il a pour objectif de décrire les contextes géologique, topographique, climatique, pédologique et humain de la région et du site d'étude.

- *Chapitre III - Morphologie du paysage agricole et liens avec la variabilité spatiale de l'épaisseur des sols*

Il concerne la mise en relation de certains éléments morphologiques du paysage avec la variabilité spatiale de l'épaisseur des sols. Des figures morphologiques linéaires associées à des bordures de parcelles actuelles et anciennes sont tout particulièrement étudiées.

- *Chapitre IV - Composition et origine des matériaux constituant les sols*

Ce chapitre est consacré à la caractérisation des matériaux composant les sols le long du versant étudié et à l'identification de l'origine autochtone ou allochtone des sols par comparaison à la lithologie sous-jacente.

- *Chapitre V - Processus et quantification des redistributions de sols*

Ce chapitre concerne la quantification des redistributions de sols à différentes périodes, et les processus dynamiques ayant prédominé dans le déplacement de matière. Il porte tout particulièrement sur les relations entre variabilité spatiale des redistributions et parcellaires successifs.

- *Chapitre VI - Induction et évolution des sols et du paysage agricole en lien avec le parcellaire*

Il concerne la synthèse de l'ensemble des résultats obtenus, sous la forme de discussions conceptuelles autour de l'évolution des sols et du paysage à l'échelle historique :

- du déterminisme des parcellaires agricoles,
- des processus de redistribution de sols,
- du paysage agricole, et notamment de son modelé.

Ces travaux s'inscrivent dans le cadre du programme de recherche LANDSOIL sur la période 2009-2012. Ce projet est financé par l'appel d'offre VMCS « Vulnérabilité : Environnement, Climat, Sociétés » de l'Agence Nationale de la Recherche (ANR). LANDSOIL associe quatre équipes de recherche de l'UMR SAS de Rennes, de l'UMR ISTO d'Orléans-Tours, de l'UMR LISAH de Montpellier et de l'UR Science du Sol d'Orléans. Ces travaux ont été possibles grâce à une allocation de recherche de la Région Centre (2008-2010).

Chapitre I – Erosion des sols en contexte agricole : état des connaissances

Ce chapitre comprend essentiellement un article en préparation constituant *in extenso* le *§* I.2. Un résumé de cette synthèse bibliographique est proposé dans le *§* I.1.

I.1. Résumé de l'article

Le but de ce chapitre est, d'une part, de synthétiser les connaissances sur les redistributions de sol en contexte agricole et, d'autre part, de définir des thèmes peu traités dont l'étude permettrait d'avancer dans la problématique posée : déterminer les effets de la fragmentation spatiale, c'est-à-dire du parcellaire agricole, en tant qu'élément structural évolutif du paysage, sur les sols et leur redistribution à l'échelle paysagère. Cette étude bibliographique constitue un article en préparation intitulé : *« A review about assessment of soil erosion-deposition without monitoring in agricultural hillslopes - the case of Western Europe »*, présenté *in extenso* ci-après, et dont voici le résumé.

Dans **la première partie de l'article**, sont présentés **les processus de redistribution de sol** engendrés par les vecteurs dominant l'érosion récente en Europe, à savoir l'eau et le travail du sol. Cette présentation s'articule autour de deux échelles spatiales : l'échelle locale (intraparcellaire) et l'échelle paysagère (de quelques parcelles au bassin versant). L'approche des processus à l'échelle locale permet de souligner les mécanismes des redistributions et de déterminer leurs facteurs de contrôle. L'approche à l'échelle paysagère permet de définir le concept de paysage agricole et d'aborder l'influence des mosaïques d'occupation du sol et des types de bordures de parcelles associées sur les vecteurs eau et travail du sol. Cette première partie permet également d'aborder les conséquences spécifiques à l'action des différents vecteurs sur le sol, sur sa variabilité spatiale, et sur le relief dans le paysage.

La seconde partie de l'article propose une approche de la **caractérisation des processus de redistribution des sols par l'étude d'indicateurs (SEDI : Soil Erosion-Deposition Indicators)**. Ces indicateurs résultent de la redistribution de matière par l'eau et/ou le travail du sol ; ils persistent plus ou moins longtemps dans le sol. Un SEDI est une caractéristique physique ou chimique du sol, ou des éléments associés à son fonctionnement, dont l'étude permet de qualifier et/ou de quantifier l'érosion ou le dépôt de sol à différentes échelles spatiales et temporelles. Quatre catégories de SEDI sont définies : les indicateurs topographiques, pédologiques, biologiques et archéologiques. Les indicateurs appartenant à ces différentes catégories sont présentés selon les deux échelles spatiales abordées dans la partie précédente : l'échelle locale et l'échelle paysagère. Certains SEDI ont déjà été évoqués dans la première partie de l'étude bibliographique et sont détaillés ici, d'autres sont découverts dans cette partie de l'exposé. L'analyse aux deux échelles spatiales démontre que les SEDI étudiés à l'échelle locale témoignent plus particulièrement de processus hydriques non-concentrés et événementiels, alors que les SEDI à l'échelle paysagère permettent de souligner l'action des processus sur le plus long terme, notamment ceux liés à l'érosion et au dépôt d'origine aratoire.

L'étude de tels indicateurs pour approcher les processus de redistribution de sol fait apparaître des chemins prometteurs. La combinaison de quelques SEDI peut permettre de caractériser rapidement et efficacement les processus de redistribution de sols en cours ou passés sur un terrain donné. Les SEDI peuvent être choisis en fonction des échelles spatiales, mais également temporelles, définies selon la problématique posée. De plus, cette approche via l'étude de SEDI ne requière aucun suivi temporel de longue durée sur le terrain, élément positif pour des projets de recherches et travaux de thèse qui ne durent que quelques années.

A l'issue de cette revue bibliographique, il apparaît que certains aspects de l'érosion des sols en Europe de l'Ouest n'ont pas été pleinement traités. La caractérisation de ces aspects semble pourtant indispensable à la compréhension de l'état actuel des sols. En effet, bien que les sols et les paysages évoluent conjointement (Hall, 1983) sous l'effet des redistributions de sol et des activités humaines, **la mise en relation de l'histoire de l'occupation du sol et de ces conséquences sur l'épaisseur de sol n'a été que peu abordée** (Salvador-Blanes, 2002 ; Follain, 2005 ; Houben, 2008). De même, **alors que le relief est une variable prédictive utile pour établir la distribution spatiale des sols et de leur épaisseur** (par exemple, Huggett, 1975; Bourennane, 1997; Heimsath *et al.*, 1999; King *et al.*, 1999),

peu d'étude lient mathématiquement les variations morphologiques locales induites par les bordures de parcelles (par exemple les banquettes agricoles) à l'épaisseur des sols. Toujours d'un point de vue prédictif, il s'avère aujourd'hui nécessaire d'implémenter l'effet des éléments structurants du paysage et de leur évolution dans les modèles d'érosion fonctionnant à l'échelle du versant ou de petits bassins versants (par exemple : Van Oost *et al.*, 2000 ; Follain *et al.*, 2006). Cependant, des données de validation concernant les vitesses de réactivité des sols aux changements de parcellaire restent rares. Pour terminer, il apparaît que les travaux effectués en Europe de l'Ouest sur l'érosion des sols sont essentiellement concentrés en domaine loessique (nord-ouest de l'Europe) et en contexte méditerranéen (sud de l'Europe). Peu de travaux ont ainsi été effectués en domaine carbonaté soumis au climat tempéré en Europe. Les différentes approches développées dans les chapitres suivants visent à préciser ces différents aspects.

I.2. Article en préparation, à soumettre à « Catena »

A review about assessment of soil erosion-deposition without monitoring in agricultural hillslopes – the case of Western Europe

Chartin C. [a,*], Salvador-Blanes S. [a], Hinschberger F. [a], Macaire J.-J. [a], Cerdan O. [b]

[a] *UMR CNRS 6113 ISTO - Equipe de Tours, Université François Rabelais, Faculté des Sciences et Techniques, Parc de Grandmont, 37200 TOURS, France*

[b] *BRGM-ARN Aménagement et risques naturels, 3 av. Cl. Guillemin – BP 60009, 45060 Orléans Cedex 2, France*

***** Corresponding author: Tel. +33/2/47367339, Fax. +33/2/47367090

E-mail address: caroline.chartin@etu.univ-tours.fr (C. Chartin)

Keywords: Soil, Water erosion, Tillage erosion, Soil Erosion-Deposition Indicators

1. Introduction

Mechanical soil erosion is a natural phenomenon which became a problematic issue for farmers and rural communities since it has been accelerated, i.e. when natural rate has been significantly increased by human activities. Since the second World War, agricultural practices are responsible for a significant acceleration of erosion in Western Europe, due to large changes such as mechanisation, new agricultural policies and rising consumer demand. Most concerns about accelerated soil erosion are related to its negative effects, e.g. water pollution, lower crop yields, reduction of water storage capacity or organic matter losses (e.g. Andraski and Lowery, 1992; Berger *et al.*, 2006; Boardman and Poesen, 2006; Papiernick *et al.*, 2009). The protection of soil as a crucial natural resource is an important challenge, which requires an identification of the major soil erosion-deposition processes involved the assessment the spatial variability of erosion-deposition rates.

Recent soil redistributions observed in croplands of Western Europe were mainly attributed to water processes. Soil erosion by water requires the detachment of soil particles

and their transport by runoff water. However, it has been recently outlined that tillage erosion appears to generate significant soil redistribution in intensively farmed cropland (e.g. Lindstrom *et al.*, 1992; Govers *et al.*, 1994; Boardman et Poesen, 2006; Cerdan *et al.*, 2010). Tillage translocation corresponds to the displacement of soil during farming operations.

Soil erosion in agricultural hillslopes is controlled by numerous factors, especially soil properties (physical and chemical), erosivity of soil particle vectors (raindrop impact, runoff and tillage implements), hillslope morphology (slope, slope- and curvatures), landscape fragmentation and associated various landuses and managements (Morgan, 2005; Verheijen *et al.*, 2009). However, these factors present different degrees and patterns of spatial variability from regional scale (climate) to in-field scale (soil surface properties, landuse and management). Their interactions through space induce that the predominant erosion-deposition processes, their intensities, and their variations could radically differ within a field, a hillslope, and from one hillslope to another. Quantifying soil erosion in agricultural landscapes, outlining its driving processes, and specifying its spatial varaibility, appears then to be particularly difficult.

In addition, data about middle-term soil redistribution are sparse for Western Europe. Research projects and Ph.D. works are predominantly contractual and limited to a few years. Therefore, experimental approaches of soil translocation with regular data recording in-field are time-restricted. Experiments do not allow appreciating the entire temporal and spatial variability of the erosion processes involved. Nowadays, study of soil erosion requires rapid and efficient techniques to characterize soil translocation in areas subject to accelerated erosion since the last few decades.

This paper reviews the dominant processes (water and tillage-induced processes) causing soil losses and gains in cultivated hillslopes of Western Europe, and the factors which control these processes. Two spatial approaches are considered, the local and the landscape scale, to highlight the influence of landscape fragmentation and various landuses and managements on soil erosion-deposition intensities and patterns. We then suggest a list of Soil Erosion-Depostion Indicators. These indicators are intended to qualify and/or quantify rapidly one or both of the dominant processes involved on soil redistribution in cultivated areas without any experimentation.

2. Soil erosion-deposition processes

2.1. Soil erosion-deposition at local-scale

2.1.1. Water processes

Soil material displacement by water has been widely studied on agricultural context. Its appearance requires two important phenomenons: the detachment of soil particles and their transport by water throughout the hillslope.

2.1.1.1. Detachment of soil particles

The detachment of soil particles requires first the destruction of soil aggregates, and consequently depends mainly on aggregate stability (Kemper and Rosenau, 1986; Farres, 1987). The main characteristics controlling aggregate stability are texture, organic matter content, clay-mineral composition, and the nature and content of cations and Fe-Al oxydes (Wischmeier and Mannering, 1968). However, the organic matter content appears to be the most influential parameter for soil-aggregate stability on cultivated temperate lands of western Europe (Monnier, 1965; Haynes and Swift, 1990).

Soil desaggregation by water occurs through different physical and physico-chemical mechanisms, which affect aggregates at different levels - from the micro-scale (clay particle) to the macro-scale. Four mechanisms of desaggregation have been identified (Le Bissonnais, 1996). Their relative intensity appears to be controlled by soil physical/chemical properties, and by the rain event nature:

- the **slaking** consists on aggregates break-down by compression of the entrapped air when aggregates are rapidly wetted (Panabokke and Quirk, 1957; Emerson, 1967) .

- the **mechanical desaggregation under raindrop impact**: aggregates are fragmented, and particles are eventually taked off from the surface of aggregates depending on the kinetic energy of the raindrops (Al-Durrah and Bradford, 1982; Nearing *et al.*, 1987). The

short-distance lateral displacement of the pre-detached particles that could occur then is called the splash effect (Ellison, 1945).

- the **desaggregation by differential swelling** corresponds to the cracking of aggregates because of an alternation of swelling/drying phases of the clayey particles (Kemper and Rosenau, 1986).

- the **physico-chemical dispersion** comes from the reduction of attraction strengthes between colloïds during swelling (Emerson, 1967).

Moreover, detachment of soil particles could occur through runoff flow traction, when flow shear stresses exceed aggregates shear strengthes. Detachment rate then depends on various parameters such as aggregate stability, aggregate size, flow shear stress or flow velocity (Nearing *et al.*, 1991; Kuznetsov *et al.*, 1998).

2.1.1.2. Transport of soil particles

The transport of soil particles requires the intervention of active agents, raindrop impact and runoff energy, which produce the next four processes: splash erosion, sheetwash, rill erosion and gully erosion. Among these transport processes, we dissociate non-concentrated erosion processes (splash and sheetwash processes, i.e. interrill erosion) where raindrop energy is the principal agent of transport, and concentrated erosion processes (rill and gully erosions) where soil particles transport is predominantly induces by runoff energy (Bryan, 2000; Cerdan, 2001). The interrill processes occur intermittently on the whole hillslope area, whereas rill and gully erosions, which are linear processes, can be randomly or systematically distributed over the hillslope area.

<u>- Non-concentrated erosion:</u>

As mentioned above, splash erosion consists is the detachment of bare soil particles and their lateral transport by raindrop. The splash effect is caused by the kinetic energy produced by the raindrop impact on a soil surface: it depends mainly on raindrop characteristics, themselves linked to rainfall nature and intensity – i.e. rainfall erosivity (Ellison, 1945; Park *et al.*, 1983). Depending on its shape and density, the vegetal cover

protects the soil surface from raindrop impact and sealing (Foley *et al.*, 1991), and reduces the energy of the drops which reach the soil surface (Smith and Wischmeier, 1957). The splash effect defines the first vector of soil particles displacement before runoff begins.

Consecutively to soil desaggregation and splash effect, surficial processes of structural reorganization could occur, as illuviation, collapse and sedimentation within micro-concavities (Mc Intyre, 1958; Loch, 1994). These phenomenons can lead to the crusting of soil surface that declines considerably soil infiltrability (McIntyre, 1958; Bradford *et al.*, 1987). The structural evolution of soil by crusting emboldens the formation of water excess in the surface and its flowing (water runoff). Crusting appears to be lower on steep slopes than on gentle slopes. Indeed, the energy of raindrop impact appears lower and the consecutive detached particles are continuously removed by sheet wash on steep slopes when compared to gentler slopes (Poesen, 1986). Aggregate stability is then often considered as an indicator of soil susceptibility to erosion and crusting (Le Bissonnais *et al.*, 1996; Barthès and Roose, 2002).

The formation of a water excess on the soil surface leads to the appearance of new processes allowing the transport of suspended particles. This water excess occurs (i) when the rate at which water infiltrates the soil is lower than the rainfall intensity (Horton, 1933), or (ii) when the soil porosity becomes saturated by water (Hewlett et Hibbert, 1967). The consecutive water excess runs on the soil surface as a “sheetflow”. Sheet erosion drives to the removal of a more or less uniform layer of fine particles which consist mainly in the richest part of the soil (high organic matter and nutrient contents; Fullen and Brandsma, 1995).

A relation exists between the runoff energy and the charge of transported particles which depends greatly on soil nature and initial wetting conditions. The runoff energy reflects flow discharge and hydraulics which are strongly influenced by soil surface properties, microtopography and vegetation, and are therefore highly variable in space and in time (Römkens *et al.*, 2001; Le Bissonnais *et al.*, 2005). For example, raindrop impact modifies gradually the soil surface roughness during an event, and from an event to another. Moreover, the raindrop impact brings energy to sheetflow, rising its transport capability (Bryan, 2000), and improves the charge of particles through its action on particles detachment (Proffitt and Rose, 1991).

Both splash and sheetflow translocation tend to happen on whole areas of cultivated hillslopes. In addition to a high temporal and spatial variability of interrill erosion induced by various parameters such as aggregate stability, roughness, vegetation, rain erosivity, the transport of soil particles by sheetwash is also influenced by general hillslope morphology. So, interrill processes can be favoured on specific sections of the hillslopes. Experiments showed that interrill erosion tends to increase with the slope gradient (Poesen, 1984; Kinnel, 1990; Fox *et al.*, 1997), and on convex profile curavture landforms. When slope arises, a runoff acceleration and an increase of the particle charge happen too (Chaplot and Le Bissonnais, 2003; Cerdan, 2001). In such conditions, deposition occurs when the transport capacity of runoff flow strongly decreases, i.e. when slope gradient decreases (concave profile curvature areas).

- Concentrated erosion:

The apparition of rill and gully erosions requires the concentration of runoff flows, justifying the expression of "concentrated erosion", and the transport of soil particles. Rill and gully erosions are threshold-dependant processes, and are controlled by a wide range of parameters.

Rill erosion defines the development of random, small, intermittent concentrated flow paths, of only several centimeters deep, which work as both soil particles source and delivery systems (Cerdan *et al.*, 2006, Govers *et al.*, 2007). The consecutive small incised channels are called rills, and can be randomly or systematically distributed. These features can be easily removed by tillage operations. Gully erosion produces features larger than rills, and unlike rills, gullies can reappear at the same location after their possible removal by tillage (Poesen, 1996; Casalí, 2000). Gullies can indeed be too large and deep for being removed by tillage practices, and then interfere with the trafficability of the land (Souchère *et al.*, 1998). In agricultural landscapes, rill and gully erosions appear either in natural drainage ways or along linear anthropogenic landscape elements (such as field boundaries, roads...) (Foster, 1986; Vandaele, 1996), both constituting preferential ways of runoff flowing. Natural drainage ways are distinctive convergent linear landforms defined by concave planform curvature and minimal slope gradient.

Conditions for water concentration are mainly controlled by topographical properties of the cultivated hillslope and soil surface properties, such as a low roughness or a lack of

vegetal cover (Cerdan, 2001). Steep slopes tend to enhance runoff velocity and then to favour rill and gully initiation than lower slopes. However, under favorable conditions, low slopes favour soil crusting, and can then severely lower the slope gradient threshold for rill/gully initiation (Valentin *et al.*, 2005). Moreover, for a given slope, a critical drainage area is needed to produce sufficient runoff to concentrate water, and initiate rill erosion in preferential ways of flowing. Thus, flow concentration alone does not necessarily cause rill/gully incision (Dunne and Dietrich, 1980). Indeed, rill/gully initiation seems linked to the threshold tractive force of the flow for particle entrainment and transport, which depends on both flow conditions and soil surface properties (Horton, 1945; Bull and Kirkby, 1997). In spite of many works, concentrated erosion processes appear still unclear (Nearing *et al.*, 1997; Polyakov and Nearing, 2003; Wirtz *et al.*, 2011)

Compared to interrill erosion, concentrated processes are not likely to occur at any location on cultivated hillslopes. The need for flow concentration and sufficient flow shear strengths to the detachment of particles induce that concentrated erosion processes would happen preferentially on mid- and footslope parts of cultivated hillslopes, especially for most intense gullying. As in case of the interrill processes, deposition occurs when the transport capacity of runoff flow strongly decreases. Sediment fans can be observed at the downslope extremities of rill and gully features, preferentially on footslope areas, or on midslope depressions (Boardman and Robinson, 1985; Evans, 1995).

2.1.2. Tillage-induced processes

Tillage has not been taken into account as a direct factor of erosion in cultivated areas until late 1980's and early 1990's. It was generally defined as an indirect factor of erosion due to its action on physical soil properties, like porosity, roughness, structure (Burwell *et al.*, 1963 ; Zobeck and Onstad, 1987; Lipiec *et al.*, 2006). Research about soil erosion focused on water because of its frequencies and intensities. Concentrated water erosion leads to greater soil losses at shorter time-scale than tillage-induced processes, and creates spatial patterns (rills and gullies) which appear more remarkable than those of tillage. Field experiments were also mostly of "short-term nature", the tillage effect was then difficult to observe (Van Oost *et al.*, 2005). Moreover, Govers *et al.* (1999) suggested that the development of the USLE and first physically based models of erosion have focused scientists of the discipline on sheet and

rill erosion modelling especially. Nevertheless, tillage was subsequently identified as a direct factor of erosion; especially thanks to the formation of specifical related features as lynchets (Mech and Free, 1942; Papendick and Miller 1977) and later through the presence of shallowed lightened soils on slopes shoulders (Lindström *et al.*, 1990; Revel *et al.*, 1993). Soil translocation by tillage appeared to be not spatially homogenous, and to involve soil erosion and accumulation at various locations in cultivated land.

2.1.2.1. Soil movements during tillage

Movements of soil induced by the use of an implement (mouldboard plough, harrow, disc…) can be decomposed into two types (Lindström *et al.*, 1992). First of all, the primary movements are directly linked to the passage of an implement through the soil (mechanical movements). From a purely physical point of view, the kinetic strengths due to the movement of an implement involve inevitably a movement of the soil thickness crossed by the implement. Soil aggregates are pulled up and move within the implement until leaving it or being ejected. Aggregates then slide, roll, constituting the secondary type of movements (gravitational movements).

The result of these two types of movements is generally expressed as a mass of soil moved by unit of in a specific direction (Govers *et al.*, 2006). The intensity of this transport depends on many factors. As explained by Lobb *et al.* (1999) and Van Muysen *et al.* (1999), the primary movements are mainly governed by the geometry of the tool, the depth and the speed of the implement passage, as well as the initial physical conditions of the soil. These authors also observed that the secondary movements are induced by gravity, and that their intensity is then dependent on slope gradient.

2.1.2.2. Topographical control of tillage translocation

In many studies (Lindström *et al.*, 1990; Govers *et al.*, 1994; Montgomery *et al.*, 1999; Van Muysen *et al.*, 1999) the slope gradient was identified as the most important factor influencing the intensity of soil translocation by tillage. This relation, positive and generally linear, has also been observed in the case of manual plowing (Turkelboom *et al.* 1997; Quine *et al.*, 1999; Kimaro *et al.*, 2005). In these experiments, agricultural practices were made

either perpendicularly and/or along elevation contour lines. When the soil is tilled perpendicularly to contour lines, the intensity of soil translocation in the downslope direction is more intense than in the upslope one. Revel *et al.* (1989) measured that upslope tillage compensated only 60% for downslope tillage (slope of 18%). The alternation of downslope and upslope tillage inevitably induces a movement of soil material downward the slope. Concerning tillage along the elevation contour lines, Lindström *et al.* (1992) and Van Muysen *et al.*, (1999, 2002) have demonstrated that soil translocation intensity depends also on the main slope gradient, the soil being turned up- or downslope. But, compared to contour lines tillage, up- and downslope practice is more erosive (Van Oost *et al.*, 2006).

As soil translocation by tillage depends on slope gradient, erosion and accumulation occur when slope gradient varies. Hence, some field experiments and mathematical simulations demonstrated that net soil loss is controlled by curvature (Quine and Walling, 1993; Revel *et al.*, 1993; Lobb *et al.*, 1995, Poesen *et al.*, 1997). Erosion occurs on convex slope, accumulation on concave slopes, and a simple translation happens on linear slopes (Lindström *et al.*, 1992; Govers *et al.*, 1996). The spatial variability of tillage erosion is therefore controlled by topography, and movements by tillage appear to be an important geomorphic processes in a long-term application, mainly in levelling relief (Lobb and Kachanovski, 1999; De Alba *et al.*, 2004). Figure 1 illustrates the effect of tillage erosion on relief.

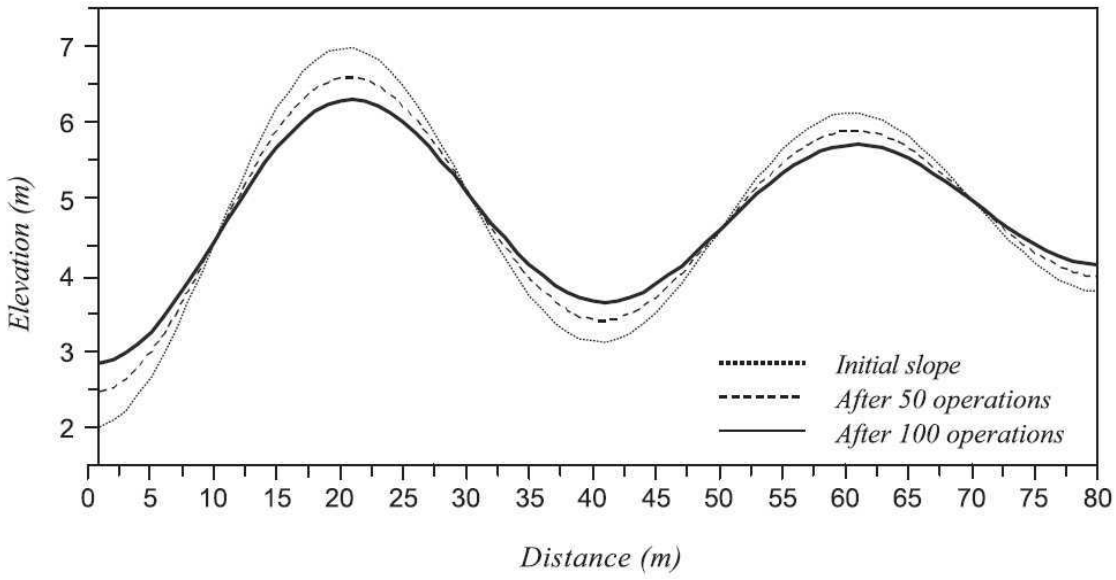


Figure 1. Illustration of tillage-induced translocation effects on relief (source: De Alba *et al.*, 2004).

To summarize, the different factors controlling locally water and tillage-induced processes of soil erosion-deposition in cultivated hillslopes are indicated in the following Table 1. Their respective effects on the different processes are detailed in the third column entitled “Effect”.

Table 1. Factors controlling water and tillage-induced processes of soil erosion-deposition in cultivated hillslopes, and their respective effects.

Processes		Factor	Effect
Water	Splash Effect	Rain erosivity	defines raindrop size, kinetic energy of raindrop impact and time length of rain event
		Aggregate stability	controls aggregate shear strength against raindrop and flow shear stresses
		Vegetation cover	intercepts raindrop and reduces kinetic energy of raindrop impact
		Slope	reduces kinetic energy of raindrop impact
	Interrill erosion	Microtopography (Roughness)	improves the temporary storage capacity of water, and hydraulic resistance
		Porosity	controls water infiltration in the soil
		Vegetation cover	improves porosity (stems provide preferential infiltration paths)
		Slope	increases flow shear stress
	Rill and gully erosion	Microtopography (Roughness)	improves the temporary storage capacity of water, and hydraulic resistance
		Vegetation cover	improves porosity (stems provide preferential infiltration paths)
		Planform curvature	convexities contribute to flow concentration
		Drainage area and slope length	control amount of runoff needed to concentrate water
		Slope	enhances runoff velocity
Tillage-induced		Implement geometry Tillage depth	influence volume of soil displaced
		Tillage speed	enhances tillage translocation
		Slope	controls intensity of gravity-induced movements of soil particles
		Curvature (profile and planform)	convexities enhance soil erosion / concavities enhance soil deposition

2.2. Soil erosion-deposition at landscape-scale

2.2.1. Concept of agricultural landscape

Spatial organisation of Earth surface, and inherently of agricultural areas, started to be studied and described thanks to the emergence of landscape ecology in the 1980’s. This

science aims to quantify heterogeneity of landscapes and to investigate its causes and its consequences on ecological processes at different scales (Turner, 2005). Throughout the evolution of human needs and the emergence of landscape ecology, the term 'landscape' took another meaning. As observed by Longatti et Dalang (2007), the landscape as a "picture concept", e.g. a visual and emotional experience tends to be perceived as "a physical location where biological processes take place".

The determination of an area as a landscape is predominated by the asumption of a spatial heterogeneity (Turner *et al.*, 2001; Farina, 2006). According to Bolliger *et al.* (2007), spatial heterogeneity in landscape ecology is "usually referred to as landscape pattern or landscape structure". This notion of heterogeneity, e.g. structuration or patterning, can be indirectly perceived in the different definitions of agricultural landscapes that can be found in litterature. For example, Meeus *et al.* (1990) defined them as areas where "management is manifest and the interaction of such factors as soil conditions, elevation, use, management and history are visible in the landscape and are expressed in its form and layout." Bennet *et al.* (2006) define agricultural landscapes as "mosaics of different land-uses. Typically, land-uses such as cereal cropping, horticulture, tree plantations, or grazing pastures are interspersed with human settlements, roads, wetlands and streams". The terms "management" and "land use" connote a notion of heterogeneity induced by human actions. Indeed, humans reorganise the natural land and improve its uses according to their needs, and it implies large recognized consequences on landscape spatial organisation (Antrop, 2005). So, concerning agricultural land, farmers became the principal managers of space (Poudevigne *et al.*, 1997; Gascuel-Odoux *et al.*, 2009) and allow the being of "agricultural landscapes" as physical areas.

In order to quantify landscape heterogeneity, structuration and patterning have been detailed by ecologists, creating a specific vocabulary and identifying a sort of landscape hierarchisation. The complexity of landscapes has induced the elaboration of discrete representations. Agricultural landscapes have been assimiled to "mosaics" or "patchworks" (Deffontaines *et al.*, 1995; Thomas, 2001; Bennet *et al.*, 2006), because what characterized the most the agricultural landscape patterning is the degree of fragmentation. We understand that a first order of fragmentation in agricultural landscapes is defined by the development of sites and settlements (villages, farms, factories...), and their linkage by linear infrastructures such as roads principally (Jaeger, 2000). This first order defines primary areas. These areas are themselves structured by the various agricultural systems (Baudry, 1993) - which

determine land-uses (cereal-growing, farming, orchard...) - and the way in which these systems organise fields and farms in space (Deffontaines *et al.*, 1995). Then, agricultural systems determine a second order of fragmentation. This organisation can be summarized as the splitting up of primary areas with specifical landuses into smaller parts (secondary areas), e.g. plots, fields (Forman, 1995).

We retain from the above definitions that fragmentation of agricultural landscapes results from the determination of geometrical units (2D) limited and separated one by one by linear (1D) infrastructures. The geometrical units are fields, built up areas and wetlands. The linear infrastructures encompass actual field borders, which could be abstract (furrows) or material (as hedges, grass strips, roads, land tracks, stone walls). Material borders often provide other primary utilities than a simplistic delimitation of areas. Roads and land tracks are obviously used as communication networks between farms, fields, and settlments. Grass strips, hedges and stone walls can be part of soil conservation programms, used to stop soil fluxes along cultivated hillslopes. Grass strips and hedges improve water and biodiversity conservation, and are communication networks for local fauna. The properties, locations and spatial arrangment of these unidimensionnal and bidimensionnal components affect soil erosion all over the agricultural landscapes.

2.2.2. Consequences of spatial heterogeneity on soil erosion processes

Field defines the smaller geometrical unit of erodible land on agricultural landscapes. A field is characterized internally by its landuse, specific management (agricultural practices inherent to farmer's management), and externally by its geometry and types of borders. All of these characteristics appear decisive considering the effects of both water and tillage processes and their interactions on soil translocation.

Landuse and management determine the degree of vegetal cover and its seasonal variability, depending on crop rotation, which are essential factors influencing soil protection against rainfall event erosivity (Morgan, 1995; Gomez *et al.*, 2009). In addition, vegetal cover improves soil structure, especially porosity, and consequently infiltration capacity. Agricultural practices, especially tillage, act on soil physical properties, such as porosity, roughness, structure, aggregate stability (Tebrügge and Düring, 1999; Pagliai *et al.*, 2004;

Strudley *et al.*, 2008), which affect greatly soil erodibility (Van Dijk *et al.*, 1996 a; Römkens *et al.*, 2001). Effects of tillage on soil erodibility are numerous, and present different time-scales of effectiveness (rainfall event scale, seasonal scale, long-term scale). For example, tillage improves immediately soil porosity and consequent infiltration capacity against next rainfall event erosivity, but long-term tillage decreases considerably aggregate stability in comparison to no-tillage management. Moreover, tillage induces surficial patterns which condition runoff variability all over the field (Souchère *et al.*, 1998; Takken *et al.*, 2001); especially linear features (wheel tracks, ridge-and-furrows...) especially favour the concentration of runoff water (Desmet et Govers, 1997; Vandekerckhove *et al.*, 1998). Finally, field management by the farmer determines the types of tillage implements and their annual frequency of use: these parameters affect directly the mean annual rate of tillage-induced erosion within a field (Van Oost *et al.*, 2006).

Linear infrastructures associated with landscape fragmentation (hedges, roads, furrows, grass strips...) play an important role on the spatial variability of erosion-deposition processes. Field borders indeed affect hydrological and sedimentological connectivities over hillslopes. Hydrological connectivity refers to the passage of water from one geometrical unit to another over the landscape, and is expected to cause runoff, whereas the sedimentological connectivity relates to the effective transport of particles through the landscape (Bracken and Crocke, 2007). Sedimentological connectivity refers originally to the transport of particles through water processes only. Here, we apply the concept of sedimentological connectivity also to tillage-induced translocation, as tillage is an effective vector of particles in cultivated landscapes. Besides, Hooke (2003) defines the concept of sedimentological connectivity as "the transfer of sediment from one zone or location to another and the potential for a specific particle to move through the system".

The effect of a linear infrastructure on hydrological and sedimentological connectivities depends on many parameters such as its nature, position, orientation on hillslopes, and the involved erosion-deposition process. Vegetated field borders (grass strips, hedges) tend to buffer soil water and trap sediments transported by runoff (Van Dijk *et al.*, 1996 b; Caubel *et al.*, 2003). Hence, vegetated borders inhibit flow concentration by reducing slope lenght (when oriented along contour-lines) and surface drainage areas, and acting as obstacles to runoff flows. On contrary, convex borders (for example furrows) act as anthropogenic drainage ways and favour flow concentration, and consequently

sedimentological connectivity. Convex borders are especially efficient when oriented in the main slope direction. Compacted borders (roads, land tracks) have limited infiltration capacity which enhances runoff and hydrological connectivity (Wemple *et al.*, 1996; Forman and Alexander, 1998). In the case of tillage-induced process, all types of field borders act as lines of zero-flux, tillage extent being limited within the geometrical unit field (Guiresse and Revel, 1995; Dabney *et al.*, 1999; Van Oost *et al.*, 2000). Field geometry appears to dictate the orientation of tillage practices, tillage being predominantly carried out on field-lenght orientation. Tillage-induced deposition and erosion tend to occur, respectively, upslope and downslope field borders oriented in contour-line direction. Deposition could occur alongside field borders oriented closely in the main slope direction if tillage is carried out closely to contour-line direction in at least one adjacent field. This phenomenon is all the more marked when the main slope is relatively low: soil displacement by mechanical movements is then favoured compared to gravitationnal movements.

Agricultural landscapes are mosaics of numerous fields, each characterised by specific internal and external properties (landuse, management, borders and geometry). Table 2 summarizes the consequences of these characteristics of landscape heterogeneity on water and tillage-induced processes of soil erosion-deposition. The main factors controlling soil erosion-deposition processes (Table 1) are affected by landscape heterogeneity, especially by landuse and management. Tillage practices affect greatly the spatial variability of water erosion-deposition processes. Field geometry and borders appear to control hydrological and sedimentological connectivities. These results underline the strong influence of agricultural landscapes heterogeneity on erosion-deposition processes, and their respective rates and patterns. The degree of hydrological and sedimentological connectivities between the different fields are major parameters that will govern the apparition of some processes (as concentrated erosion) or some specifical erosion or deposition features (i.e. sort of soil erosion-deposition indicators). Consequently, the study of erosion-deposition in an agricultural context delivers different aspects of the processes involved when upscaling from an homogeneous plot, or field, to a landscape.

Table 2. Consequences of landscape heterogeneity (landuse and management; field geometry and borders) on water and tillage-induced processes of soil erosion-deposition.

Processes	Landuse and Management	Field geometry and borders
Water-induced	determines **vegetal cover** and its seasonal variability	vegetated borders buffer soil water and trap sediments
	tillage affects **roughness**, **porosity**, and **aggregate stability**	reduce **drainage area**, **slope length**
	tillage induces preferential ways of flowing (wheel tracks, furrows)	convergent borders (furrows) are preferential ways of flowing
	tillage deposition occurs on concave areas (reduces **planform curvature)**	compacted borders enhance runoff
	tillage fills rills	-
Tillage-induced	defines **tillage implements, depth** and **speed**	borders act as line of zero-flux
	defines annual frequencies of tillage	geometry determines tillage direction

3. Soil Erosion-Deposition Indicators (SEDI)

We propose to approach the assessment of erosion-deposition processes in agricultural hillslopes through the study of Soil Erosion-Deposition Indicators (SEDI) resulting from water and tillage-induced soil displacements. This approach does not require any experiments in the field, and can provide solutions for a rapid and efficient overview of erosion-deposition processes occuring in an area. The SEDIs are classified into four categories: topographical, pedological, biological and archaeological.

These SEDI will be presented through two different space-scales, the local and the landscape-scale. The differenciation between these two scales is based on their respective degree of heterogeneity (*cf. §* 2.2.1). The criteria chosen to characterise the degree of heterogeneity are topography, lithology and landuse which control greatly soil formation, erosion, and the way humans fragment the cultivated hillslopes. Referring to the principle of heterogeneity allows to highlight the importance of humans (especially farmers) as agricultural landscape managers and the inherent consequences on erosion-deposition processes (*cf. §* 2.2.2).

3.1. Definition and classification of the SEDI

Despite of a regular use of these terms in the worldwide literature (e.g.; Wallbrink and Murray, 1993; Hill and Schütt, 2000; Bòdnar and Hulshof, 2006; Okoba and sterk, 2006; Mathieu *et al.*, 2007), no accurate definition for erosion (or deposition) indicators exists to the best of our knowledge. According to the nature and uses of the various SEDIs identified in soil erosion studies, we qualified them as follows:

Soil Erosion-Deposition Indicators are physical or chemical characteristics of soil, or related components, the study of which enables to qualify and/or quantify soil erosion or deposition at different space and temporal scales.

SEDI are direct or indirect proofs of the action of one or several combined soil erosion or deposition processes. The being of a SEDI can be natural, i.e. the SEDI has always been observed on natural contexts, or human-induced, i.e. the SEDI appeared because of agricultural activities or other human actions. We identified various SEDIs. A simplistic classification was established to facilitate their presentation. The SEDIs have been classified into four types:

- The **Topographic SEDIs** correspond to remarkable soil surface features induced by soil material erosion or deposition. They exist at various levels, from the aggregate microtopography to hillslope morphology, depending on the nature of the soil erosion-deposition process(es) which created them.

- The **Pedological SEDIs** include the physical or chemical soil components which spatial variability and arrangement give evidence of soil modification by erosion or deposition processes.

- The **Biological SEDIs** define all the characteristics of vegetal cover being sufficiently affected by soil erosion or deposition to recognise and assess the soil redistribution.

- The **Archaeological SEDIs** refer to archaeological objects (artefacts, built foundations) which presence, state and/or spatial distribution testify of soil erosion or deposition since their introduction on the studied hillslope.

3.2. SEDI at local scale

Local scale defines here all areas observed in an agricultural context which do not present heterogeneity. The study area is then characterized by relatively uniform soil, substrate, topography and landuse. It presents an homogeneous landcover and no fragmentation by linear infrastructures. The dimensions of the area depend on its own pedological, morphological and lithological characteristics, and on their spatial variability. This area is not bigger than the smallest geometrical unit, i.e. a field. Local scale can then characterise all the spatial approaches carried out from the square-meter to the field scale, encompassing all the possible sizes of usual experimental erosion plots used in soil research.

The SEDIs observed at the local scale help particularly studying the effects of a specific landuse, landcover, and/or management on erosion-deposition processes in cultivated areas. The SEDIs presented in Table 3 are indeed predominantly present in natural erosive contexts although we study soil translocation in agricultural hillslopes entirely managed by humans. Many of the SEDIs at local scale can testify from impacts of agricultural practices on soil erosion.

Table 3. Soil Erosion-Deposition Indicators (SEDI) at local-scale.

Class of SEDI		SEDI	Natural (N) or Human-Induced (HI)	Erosion (E) or Deposition (D)	Processes	Possible quantification	References
Topographic		Eroded aggregates	N	E	Splash, desaggregation	No	Le Bissonnais *et al.*, 1989; Gollany *et al.*, 1991; Bergsma, 2001
		Sheetwash features	N	E	Sheet	No	Govers and Poesen, 1988; Bryan, 2000; Chaplot and Le Bissonnais, 2003
		Splash pedestal	N	E	Splash	No	Poesen *et al.*, 1994; Clegg *et al.*, 1999
Pedological	Physical	Sedimentary crust	N	D	Sheet, Splash	No	Bresson and Boiffin, 1990; Le Bissonnais, 1990; Valentin and Bresson, 1992; Shainberg and Levy, 1996
	Chemical	Radionuclides (vertical distribution)	N & HI	E & D	Tillage, Water	Yes	Walling and Quine, 1992; Wallbrink and Murray, 1993; Matisoff *et al.*, 2002; Porto *et al.*, 2003; Huh and Su, 2004; Smith and Dragovich, 2008
Biological		Roots/plants exposure and burying	N & HI	E & D	Sheet, Splash	Yes	Bodoque *et al.*, 2005; Gärtner, 2007; Brenot *et al.*, 2008; Casalí *et al.*, 2009
Archaeological		Buried artefacts/built foundations	HI	D	Tillage, Water	Yes	Brown *et al.*, 2003; Lang *et al.*, 2003; Ambers *et al.*, 2006

We observe that local scale SEDIs stem largely from non-concentrated water processes (Table 3). Concentrated water and tillage processes appear to produce little remarkable evidence at the local scale. The concentration of runoff flow requires a sufficient drainage area and a natural or human-induced preferential way of flowing. The SEDI created by concentrated flows cause huge changes on soils properties and topography. Then, the consecutive linear features tend to rise spatial heterogeneity. Regarding the tillage-induced erosion, many comments can be made. Any tillage operation leads to soil tilled-depth displacement (*cf. §* 2.1.2). The topography of a tilled area, which does not present spatial heterogeneity, would be then considered automatically as a SEDI at the local-scale. Moreover, tillage-induced translocation is far more important than splash or sheetflow translocations, and the application of tillage is nearly systematic in cultivated areas. The treatments differ from one field to another depending on the landuse and on specific managements. Tillage homogeneizes soil surface conditions (aggregation, roughness...) within a field. But at the local scale, we are not able to visualize a net soil loss or gain after tillage passage: this assessement would require field-experiments with the monitoring of artificial tracers displacement as described in Lindström *et al.* (1990) or Lobb *et al.* (1999).

3.2.1. SEDIs at the local scale: proofs of non-concentrated water erosion

At the local scale, the topographic and physical pedological SEDIs (Table 3) appear to be exclusively related to non-concentrated water erosion processes. The transport of particles caused by non-concentrated water is predominantly implied by raindrop impact energy: the two processes involved being splash effect and sheetwash erosion (*cf. §* 2.1.1). The size of a raindrop is millimetric, the transport of particles by splash is centimetric, and sheetwash is a more or less uniform thin water layer running on a high variable soil surface. The observation of splash effect and sheetwash erosion indicators in field is then necessarily carried out at small space-scale due to their “readibility”: it occurs obseving centimetric to metric transects or plots, considering surface microtopography and/or vertical cross-sections (Bresson et Boiffin, 1990; Gollany *et al.*, 1991; Clegg *et al.*, 1999). The three topographical SEDIs (*eroding aggregates*, *sheetwash* and *splash pedestal*) are only related to soil loss, whereas the pedological one (*sedimentary crust*) is related to consecutive deposition, and reorganisation, of soil particles by non-concentrated water erosion processes.

The two topographical SEDIs called *eroding aggregates* and *splash pedestal* are directly induced by the raindrop impact on the soil surface (Le Bissonnais *et al.*, 1989; Poesen *et al.*, 1994). Their respective morphologies are largely controlled by the original suface conditions, and the frequencies and intensities of raindrop impacts on soils. In the case of *eroding aggregate*s the morphology of aggregates results from the effect of spatial random impacts of raindrop on aggregates. Progressively, the detachment and transport of particles by splash effect and desaggregation lead to the elaboration of aggregates with predominantly convex form and rough surface (Bergsma, 2001). They are predominantly observable above the flow surface during events. In the case of *splash pedestal* the crater morphology observed on soil surface is due to repeated impacts of raindrops under a suffisant high vegetal cover, e.g. tree canopies or cereals (Poesen *et al.*, 1994; Clegg *et al.*, 1999). This repetition is implied by the presence of a leaf which intercepts several raindrops that are canalized and guided by the leaf morphology until they fall on the soil surface. These craters are often deeper than craters that could be observed on bare soil without such a vegetative cover.

Sheetwash refers to the flowing of non-concentrated water and the induced transport of fine particles on the soil surface (Govers and Poesen, 1988; Bryan, 2000). *Sheetwash* as topographic SEDI refers then to smoothed microreliefs: they are long and narrow flow paths as well as wider sheet flow surfaces (Fig. 2; Chaplot et Le Bissonnais, 2003; Okoba et Sterk, 2006). The sizes of *sheetwash* depend on pre-event microtopography and on the various obstacles that have been encountered. They are often paired with parallel flow marks of lag sediment (Bergsma, 2001). Contrarily to "s*heetwash*" that is mainly an erosive SEDI, the *sedimentary crust* witnesses the deposit of fine particles transported by splash and sheet erosions (Le Bissonnais, 1990; Shainberg et Levy, 1996). A "*sedimentary crust"* is a thin layer on the soil surface which sealed it after the deposition and sorting of soil particles and fragments under water excess conditions (Bresson et Boiffin, 1990; Valentin and Bresson, 1992).

All of these topographic and physical pedological SEDI give evidence of the importance of raindrop effect on aggregate breakdown and the changing on soil surface structure, roughness, which are of strong importance concerning soil infiltrability and erodibility. Unfortunately, a quantification of soil erosion-deposition by splash and non-concentrated runoff through their study appear difficult without any temporal recording, e.g. experimentation in field.

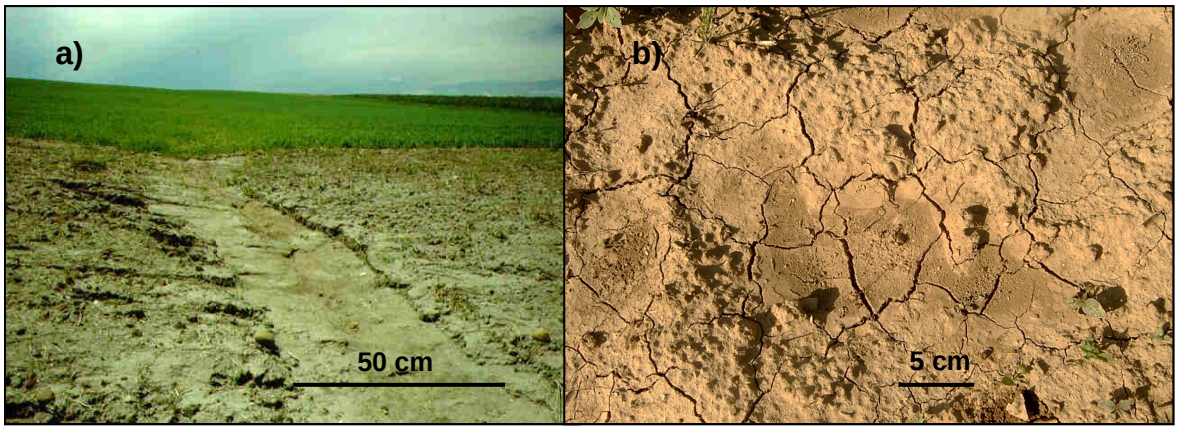


Figure 2. Illustration of the toopgraphic SEDI (a) "sheetwash" and (b) ""sedimentary crust".

3.2.2. Advantages of radionuclides as tools for soil erosion-deposition study

Several *radionuclides* (^{7}Be; ^{137}Cs; ^{210}Pb; $^{239+240}$Pu) have been regularly used for the study of soil erosion-deposition since the 1960's, especially ^{137}Cs (Rogowski and Tamura, 1965; Walling and Quine, 1992). Their uses have been extensively described and detailed in many publications as related to key assumptions, potential limitations and uncertainties that must be quoted in any application (Ritchie and McHenry, 1990; Walling and Quine, 1991; Blake *et al.*, 1999; Zapata, 2003; Huh and Su, 2004). At the locale scale, their inventories and vertical distribution are studied.

The main quality of these different *radionuclides* is to be strongly linked to soil particles, especially clays and organic matter (Tamura, 1964; Robbins, 1978; Olsen *et al.*, 1986). The detection of erosion or deposition through the study of a radionuclide activity is based on two major points:

- the knowledge of sources and inputs of the fallout radionuclide of interest (dates, frequencies, quantities). Fallouts mainly occured through rainfalls, and therefore are not spatially homogeneous.
- the assumption that measured radionuclide activities at undisturbed locations (no subject to erosion or deposition) called "references", and located near the study area, are representative of the cumulative effect of each radionuclide input into soil.

Then, when a radionuclide activity measured at a location on study area (total inventory per unit area, usually Bq.m^{-2}) is compared to its related mean activity measured at the "references", the difference observed between them reflects the total erosion or deposition

that could have occurred at this point. If the activity measured in the field is higher than the "reference" activity, then soil material deposition occured at the study location since radionuclide fallout. Conversely, if the activitiy measured in field is lower than the "reference" activity, then soil material erosion occured at the study location since radionuclide fallout.

The use of *radionuclides* as a SEDI is particularly useful. Sampling of "references" and study location is carried out by drilling, and can be done in one day. The size of increments sampled along each profile can be adapted to more or less detailed vertical distribution of radionuclide through its specific activity ($Bq.kg^{-1}$). Sample preparation before activity measurement consists in drying a sample, sieving it to eliminate coarse particles, grinding it to a fine powder and weighting it. Finally, radioactivity counting is carried out thanks to spectrometry techniques (alpha or gamma) for each sample (Muramatsu *et al.*, 2000; Huh and Su, 2004).

Figure 3 illustrates the principle of radionuclide use as a SEDI through the vertical distribution of ^{137}Cs at "reference", erosion and deposition locations, extracted from a study carried out in Italy by Porto *et al.* (2003). The "reference" profile sampled in permanent grassland shows ^{137}Cs well mixed in the 15 to 20 first centimeters, and then radionuclide specific activity declines with depth. This vertical distribution suggests that "reference" area have been tilled at least once since radionuclide fallout: this illustrates the difficulty to find a location in cultivated areas where no erosion-deposition processes occured. The profile submitted to soil erosion (Fig. 2b) had a total activity (Cs_{tot} = 783.3 $Bq.m^{-2}$) lower than the "reference" activity ($Cs_{réf}$ = 2033 $Bq.m^{-2}$), and ^{137}Cs mixed only in the 20 first centimeters of the tilled layer suggesting soil depletion. The profile submitted to soil deposition (Fig. 3c) had a total activity (Cs_{tot} = 3918 $Bq.m^{-2}$) higher than the "reference" activity, and the vertical distribution of ^{137}Cs reflects the soil thickening related to progressive soil material deposition at this location.

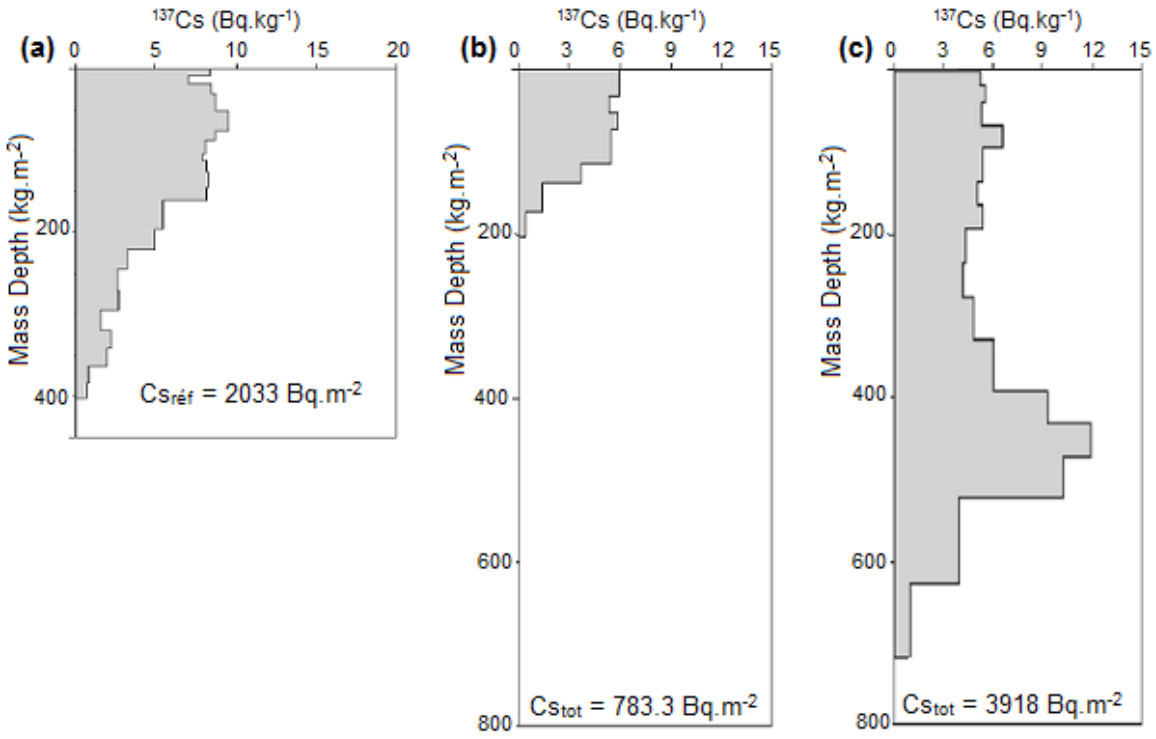


Figure 3. ^{137}Cs mass depth/vertical distribution associated with (a) a "reference" profile, (b) a profile submitted to erosion, and (c) a profile submitted to deposition (after Porto *et al.*, 2003).

The differences observed between inventories measured at "references" and study locations can be used to punctually assess mean erosion-deposition rates (t.ha^{-1}.yr^{-1} or mm.yr^{-1}) since radionuclide fallout. Several methods have been developped to convert radionuclide inventories into erosion-deposition rates, the more simplistic being the proportionnal method (De Jong *et al.*, 1983; Vanden Berghe et Gulinck, 1987; Walling and Quine, 1990). Unfortunately, a spatial modelling approach appears necessary to distinguish erosion from deposition processes which contributed to the mean rates at a study location.

Table 4 presents some basic information about main radionuclides used in soil erosion-deposition studies, i.e ^{7}Be, ^{137}Cs, ^{210}Pb and $^{239+240}$Pu.

Table 4. Main fallout radionuclides used as Soil Erosion-Deposition Indicators

Radionuclide	Natural (N) or Human-Induced (HI)	Type of fallout	Half-life	References
Be-7	N	Continuous	53 d.	Wallbrink and Murray, 1993; Blake *et al.*, 1999; Zapata, 2003
Cs-137	HI	Nuclear weapon test: mid 1950's to mid 1970's / Chernobyl accident: 1986	30.2 y.	Rogowski and Tamura, 1965; Ritchie and McHenry, 1990; Walling and Quine; 1992
Pb-210	N	Continuous	22.3 y.	He and Walling, 1996; Walling and He, 1999; Zapata, 2003
Pu-239+240	HI	Nuclear weapon test: mid 1950's to mid 1970's / (Chernobyl accident: 1986)	Pu-239: 24110 y. Pu-240: 6564 y.	Muramatsu *et al.*, 2000; Schimmack *et al.*, 2002

*d.: days; y.: years

Among the main *radionuclides* used as SEDIs some are produced naturally (^{7}Be, ^{210}Pb) whereas others are induced by specific human activies (^{137}Cs, $^{239+240}$Pu). ^{7}Be is produced by the bombardment of the atmosphere by cosmic rays which induce the spallation of nitrogen and oxygen atoms in the troposphere and stratosphere. ^{7}Be is then extremely short-lived (half-life of approx. 53 days) relative to the other radionuclides described here, ^{137}Cs, ^{210}Pb and $^{239+240}$Pu. ^{210}Pb is produced by the ^{238}U decay series, and has a half-life of 22.3 years. ^{210}Pb is derived from the decay of gaseous ^{222}Rn, which is the daughter of ^{226}Ra occuring naturally in soils and rocks. Then, its decay generates ^{210}Pb that appears to be in equilibrium with its parent. A small quantity of this ^{210}Pb is introduced into the atmosphere, and subsequent fallout induces then an input that is not in equilibrium with its parent ^{226}Ra (Robbins, 1978): this component is called “unsupported” or “excess” ^{210}Pb. The amount of unsupported ^{210}Pb in a sample is calculated by measuring both ^{210}Pb and ^{226}Ra and subtracting the supported activity. ^{7}Be and ^{210}Pb are continuously released all over the globe.

The human-induced *radionuclides* (^{137}Cs, $^{239+240}$Pu) were both produced by nuclear fission and released into the atmosphere through aerial nuclear weapons tests (1950’s to 1970’s) and/or through the Tchernobyl accident (1986). ^{137}Cs, ^{239}Pu and ^{240}Pu have a half-life time of 30.2 years, 24110 years and 6564 years, respectively. In comparison to ^{7}Be and ^{210}Pb, these releases were punctual and predominantly focused on the Northern Hemisphere.

Because of various half-lives, delivery rates, delivery histories, and land use, these radionuclides are distributed differently in the soil for a given location (Wallbrink and Murray, 1993). Figure 4 extracted from Mathisoff *et al.* (2002) depicts these phenomenons for

^{137}Cs, ^{7}Be and ^{210}Pb, $^{239+240}$Pu behaviour in the soil is relatively similar to ^{137}Cs. ^{7}Be has the shorter life-time, is continuously released, and falls frequently on soil surface through rainfalls: it is therefore mainly concentrated in the first 10 mm of soil depth (Wallbrink and Murray, 1993; Zapata, 2003). ^{7}Be has been mainly used to study interrill erosion. ^{210}Pb has a longer life-time than ^{7}Be (22.3 years and 53 days respectively): excess ^{210}Pb is mainly concentrated in the first 10 to 30 mm soil depth (He and Walling, 1996; Zapata, 2003). ^{137}Cs and $^{239+240}$Pu have medium and long life-time respectively and have been released momentarily. Their concentration in undisturbed soils often presents a peak, and is more or less mixed homogeniously in the soil thanks to the effect of bioturbation since their fallout. As illustrated in Figure 3, tillage tends to homogenize the distribution of most longer half-life time radionuclides in the tilled layer. The common study of these different *radionuclides* can help distinguish erosion processes, sediment sources, or detail historic soil erosion in cultivated hillslopes.

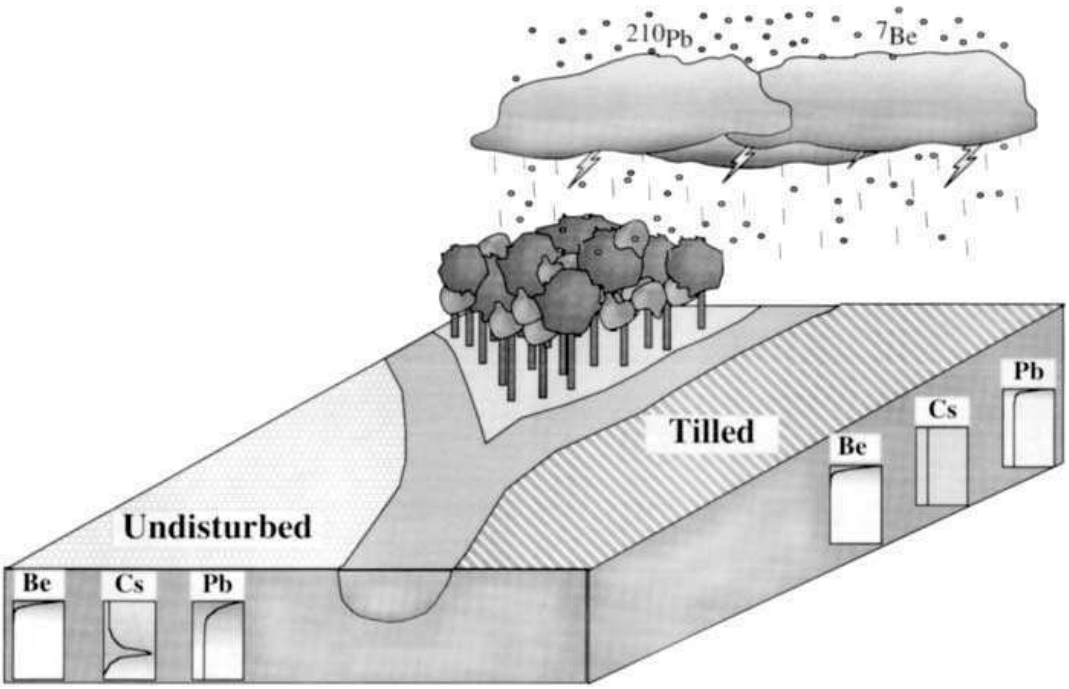


Figure 4. Illustration of 7Be, 210Pb, and 137Cs vertical distributions in soils under different soil managements (after Mathisoff *et al.*, 2002). Shading and sketches indicate radionuclide activity with depth in the 10- to 30-cm-deep soil profiles.

3.2.3. Biological and archaeological SEDIs: consequences of human activities

Both biological and archaeological SEDIs are undirect proofs of soil erosion and/or deposition processes, intentionally or unintentionally created by humans through their different historical uses of hillslopes presently cultivated.

Biological SEDIs define all the *roots/plants* which state of exposure or burying can be considered as a passive marker of soil erosion or deposition, respectively, since the date of plantation. The principle of erosion-deposition measurement is relatively similar in dendrogeomorphology and vineyard erosion studies. In dendrogeomorphology, the root axis is considered as the relative former position of soil layer, i.e. when tree was planted. The difference measured between the actual elevation of soil surface and the elevation of root axis at the tree location is then related to the age of the root defined by dendrochronology to quantify the amount of soil erosion over time (Bodoque, *et al.*, 2005; Gärtner, 2007). This technique is mainly used in erosive contexts. In case of grafted vine plants, the limit between underground roots and aerial scion is sharply distinguishable by a callus developped around the fused stems. This callus is defined as the marker of former soil surface position (Grenot *et al.*, 2008, Casalí *et al.*, 2009). Figure 5 extracted from Casalí *et al.* (2009) illustrates the principle of the use of graft vine plants as SEDIs. These techniques are used in vineyards and orchards, where tillage is not practised, biological SEDIs are used specifically for the quantification of interrill processes. Trees and vineyards can be used as markers of medium to long-term soil erosion or deposition. The use of crops as markers is also possible for a short-term assessment of soil erosion-depostion by non-concentrated water (Stocking and Murnaghan, 2001).

Archaeological SEDIs (*artefacts or built foundations*) can be used as markers of local soil deposition. Indeed, *built foundations* (e.g. walls) are obstacle to soil material flux and can be progressively buried. *Artefacts* can be displaced by tillage-induced and concentrated water erosion processes, or simply washed by non-concentrated erosion proceses, but can easily be buried by soil deposition. Buried *artefacts* and *built foundations* are then markers of ancient soil surface position, and help through their datation to constraint local deposition rates (Brown *et al.*, 2003; Lang *et al.*, 2003; Ambers *et al.*, 2006). Whereas *artefacts* are often accidentally found during soil prospections (trenches), *built foundations* can be located by

geophysical approaches such as ARP (Automated Resistivity Profiling), electromagnetic, magnetic and GPR methods (Tabbagh, 1992; Piro *et al.*, 2000).

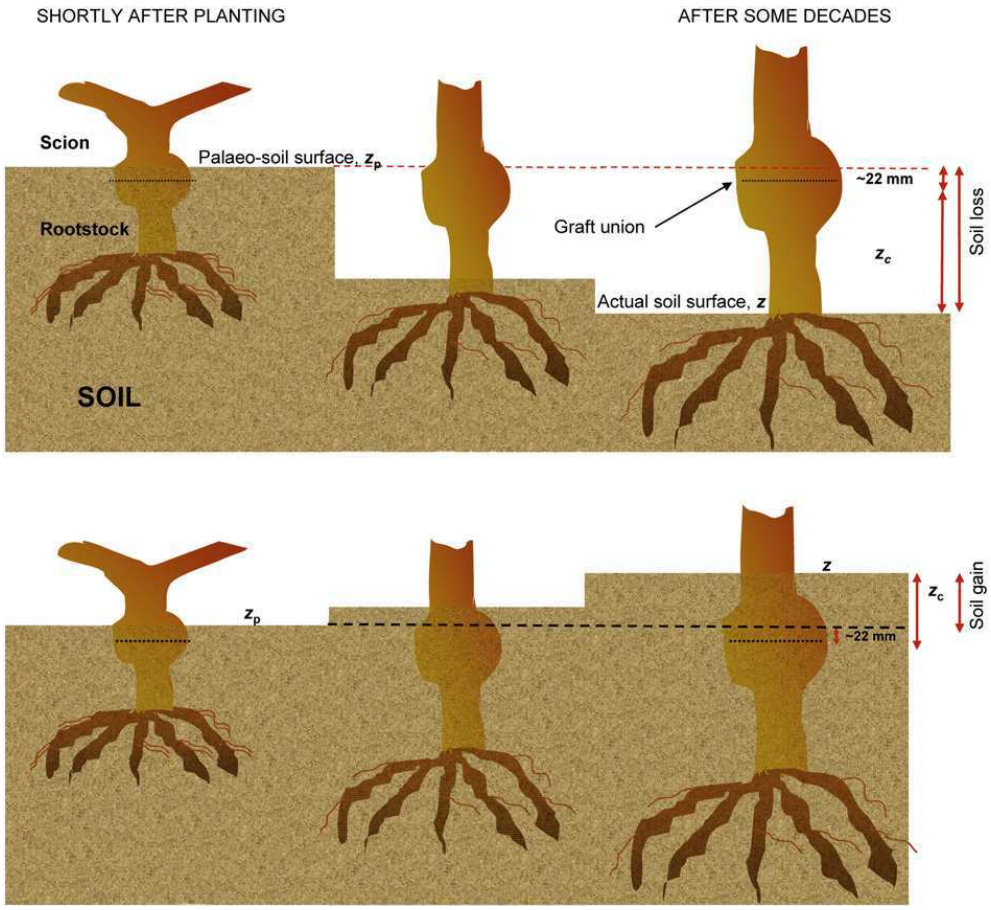


Figure 5. Illustration of the use of the grafting callus formed in a vine plant as SEDI, i.e. a palaeo-surface marker after the soil top layer has been eroded/deposited by erosion/deposition (after Casalí *et al.*, 2009)

3.3. SEDI at landscape scale

The term landscape can be applied to an area where heterogenity is present, i.e. structuration, patterning (*cf. §* 2.2.1). We would call landscape-scale all dimensions of an agricultural area which present necessarily different landuses (various fields and linear infrastructures) and a certain degree of spatial variability on topography, and optionnally

differences in terms of lithology and soil types. So, landscape-scale can designate all study site composed of several fields as an hillslope or an agricultural watershed.

Landscape-scale exhibits SEDIs which give us informations about effects of landscape fragmentation and inherent changes on hydrological and sedimentological connectivities, on spatial variability of soil erosion and deposition (Table 5). Appearance and spatial occurrence of many SEDIs presented here are indeed largely dependent on the rate of fragmentation of agricultural landscapes, i.e. on the density and spatial repartition of linear infrastructures. Moreover, some of these SEDIs exist only in agricultural contexts induced by fragmentation (*lynchet*) or specific management (*angular rock fragment*, *crop yield*). SEDIs related to tillage-induced processes are more detectable at landscape-scale than at local-scale. Contrarily to water processes, tillage-induced processes spark rarely off their own SEDIs (expect *rock fragment cover*). The study of the spatial distribution of some SEDIs allows tracking soil translocation over landscapes.

Table 5. Soil Erosion-Deposition Indicators (SEDI) at landscape-scale.

Class of SEDI		SEDI	Natural (N) or Human-Induced (HI)	Erosion (E) or Deposition (D)	Processes	Possible quantification	References
Topographic		Rill	N	E	Concentrated water	Yes	Nearing *et al.*, 1997; Polyakov and Nearing, 2003; Wirtz *et al.*, 2011
		Gully	N	E	Concentrated water	Yes	Poesen *et al.*, 1996; Vandaele *et al.*, 1996; Casalí *et al.*, 2000; Martinez-Casanovas, 2003; Poesen *et al.*, 2003
		Lynchet	HI	D	Tillage, Water	Yes	Bolline, 1971; Papendick and Miller, 1977; Salvador-Blanes, 2006
		Sediment fan	N	D	Concentrated water	Yes	Boardman and Robinson, 1985; Evans, 1995; Øygarden, 2003
Pedological	Physical	Horizon morphology	N	E & D	Tillage, Water	No	Bolline, 1971; Nachtergaele and Poesen, 2002; Rommens *et al.*, 2007; Förster and Wunderlich, 2009; Reiß *et al.*, 2009
		Angular rock fragment	HI	E	Tillage	No	Poesen *et al.*, 1997; Poesen *et al.*, 1998; Van Wesemael *et al.*, 2000; Nyssen *et al.*, 2002
		Stoniness	N	E	Sheet	No	Favis-Mortlock *et al.*, 1991; Boardman, 2003; Navas *et al.*, 2005
		Magnetic susceptibility	N & HI	E & D	Tillage, Water	No	Thompson and Olfield, 1986 ; Dearing, 1994; Royall, 2001
		Soil colour/reflectance	N	E & D	Tillage, Water	No	De Jong, 1992; Mathieu *et al.*, 1998; Hill and Schütt, 2000; Stavi and Lal, 2011
	Chemical	Stable elements	N & HI	E & D	Tillage, Water	Yes	McGrath and Lane, 1989; Sibbesen *et al.*, 2000; Van der Perk *et al.*, 2004; Salvador-Blanes *et al.*, 2006; Rusjan *et al.*, 2007; De Gryze *et al.*, 2008; Fernández-Calviño et al, 2008;
		Radionuclides	N & HI	E & D	Tillage, Water	Yes	Walling and Quine, 1992; Blake *et al.*, 1999; Walling et He, 1999; Schimmack *et al.*, 2002; Van Oost *et al.*, 2005; Mabit *et al.*, 2009
Biological		Crop yield	HI	E & D	Tillage, Water	No	Jones *et al.*, 1989; Mokma and Sietz, 1992; Pierce et Lal., 1994; Papiernik *et al.*, 2009
Archaeological		Artefact cover	HI	E & D	Concentrated water, Tillage	Yes	Roper, D.C., 1976; Quine and Walling, 1992; Brown *et al.*, 2003

3.3.1. Linear infrastructures and consequences on occurence of topographical SEDIs

SEDIs specific to processes of concentrated-water erosion, e.g. rill and gully erosion (*cf. §* 2.1.1.2), are included in SEDIs usable at landscape-scale (Table 5). SEDIs related to concentrated processes are *rill*, *gully* and *sediment fans*: the two first are related to linear soil depletion features, the last to soil deposition which occurs at downslope extremities of the two first (Fig. 6). Concentrated-water processes are largely controlled by natural ways of water flowing (concave landforms predominantly oriented on slope direction) and parameters as slope gradient and slope-length. As mentionned in *§* 2.2.2, the presence of vegetated field limits (grass strips, hedges) over cultivated hillslopes buffers water flows, reduces slope-lenght, drainage area and the potential of concentration. Hence, the higher the degree of fragmentation, the less rill and gully erosion processes and consequent topographical SEDIs appear. However, the presence of linear features within a field such as tillage furrows can constitute artificial ways of potential water concentration.

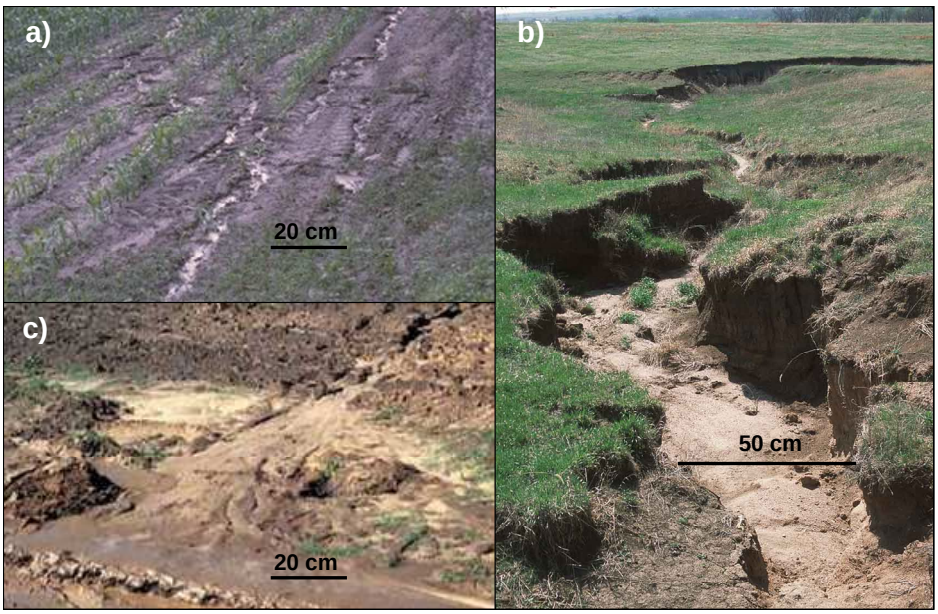


Figure 6. Illustration of the topographic SEDIs (a) rill, (b) gully, and (c) sediment fan.

Unlike the topographical SEDIs mentionned above and exclusively related to water erosion-deposition processes (Table 7), a *lynchet* is induced by the presence of a linear feature, whatever its nature, combined with water and/or tillage erosion processes. Lynchets are also known as terraces, soil banks or fence lines. They are locally called “rideaux” in northern France and Belgium. The field borders associated to *lynchet* formation are closely

oriented perpendicularly to the main slope. A lynchet is predominantly shaped by the progressive accumulation of soil material by water and/or tillage translocation upslope of a field border (Bollinne, 1971; Papendick and Miller, 1977; Van Dijk *et al.*, 2005; Follain *et al.*, 2007). This phenomenon leads to the creation of a gentler slope than in the upslope field area and an associated break-in-slope below the field border (Fig. 7). Depending on the slope gradient upslope and the degree of development of the lynchet, the break-in-slope can range from several decimetres to a few meters high (Papendick and Miller, 1977; Salvador-Blanes *et al.*, 2006). Moreover, the benching effect tends to be amplified by erosion downslope of the break-in-slope (Van Oost *et al.*, 2000; Follain *et al.*, 2007). Although lynchets are of decametric width, they may store an important proportion of soil material on cultivated hillslopes because of their frequent occurrence (Macaire *et al.*, 2002). The higher the rate of landscape fragmentation is; the higher the potential presence of *lynchets* will be. *Lynchets* provide a perfect example of an anthropogenic landform resulting from agricultural practices.

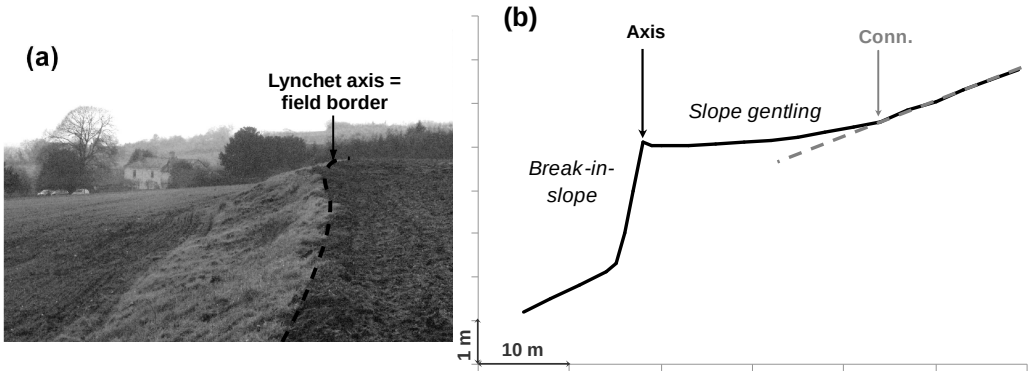


Figure 7. Topographical characteristics of a lynchet (SEDI): (a) view and (b) topographic cross-section of a lynchet ("conn.": connection to upslope field area).

The nature and intensity of upslope erosion processes providing soil material to be accumulated along downslope field border, and then progressively forming a *lynchet*, depend on landuse, management, fragmentation, and nature of the linear infrastructures, of upslope area. The nature and intensity of accumulation processes along the downslope border would depend on the nature of the border, the landuse of the field, and intensity and nature of upslope erosion processes. Soil deposition through water runoff decreasing occurs upslope vegetated barriers (such as grass strips and hedges) which buffer water and reduce hydrological and sedimentological connectivities (*cf. §* 2.2.2). If the landuse and management

of the field require tillage practices, soil deposition induced by tillage would happen at downslope field part whatever the nature of the border.

The advantages in the study of topographical SEDI at landscape-scale is that their morphological characteristics allow a quantification of soil material eroded (*rill, gully*) and deposited (*lynchet, sediment fan*). For this purpose, direct measurements in the field, DEM analyses, or photogrammetry, of these SEDI has successfully been applied, especially in rill and gully studies (Thomas *et al.*, 1986; Vandaele et Poesen, 1995; Casalí *et al.*, 1999; Poesen *et al.*, 2003).

3.3.2. SEDI at landscape-scale: a best visibility of tillage-induced processes

Landscape-scale appears more appropriate for the observation of the impact of tillage-induced processes. Firstly, a landscape-scale approach implies a higher spatial variability on topography: slope gradient is the most important characteristic which controls tillage erosion rate and its spatial variability, and consecutively its distinction (*cf. §* 2.1.2.2). Secondly, tillage erosion is a within-field phenomenon: each field border is acting as line of zero-flux, and thus the variability of tillage-induced soil erosion is strongly linked to landscape fragmentation. The *lynchet* - a SEDI induced by fragmentation - is one of the first SEDIs which allowed identifying tillage practice as an efficient vector of soil erosion-deposition (Mech and Free, 1942; Papendick et Miller, 1977). Unfortunately, all of the SEDIs likely to be used at the landscape scale and related to tillage-induced processes witness also for water processses, except *angular rock fragments*. They reflect the total soil erosion or deposition without process distinction, except in case one of them dominates largely soil displacement over a study area. But water and tillage-induced processes act differently in space because of different controlling factors and different responses to topographical changes (*cf. §* 2.1 and 2.2.2). Therefore, the study of location and spatial variation of these SEDIs has potential to distinguish dominant processes.

Topographical SEDIs treated previously are remarkable soil surface features induced by soil material erosion or deposition. The relative truncation (erosion) or thickening (deposition) of upper organo-mineral horizons is strongly expressed through the inherent morphology of the topographical SEDI (Bollinne, 1971; Nachtergaele and Poesen, 2002). But

erosion or deposition processes do not necessarily create new soil surface morphologies characteristic of the process themselves. For example, rill or gully filling, or a footslope lynchet, are not necessarily distinguishable through topography without experimentation, i.e. multi-temporal study of elevation changes. The study of soil *horizon morphology* evolution, and consequently soil thickness, along trenches or through the construction of soilscape models appears useful for characterising erosion or deposition in the landscape (Rommens *et al.*, 2007; Förster and Wunderlich, 2009; Reiß *et al.*, 2009).

The SEDI *Angular rock fragments* defines soil cover and content of angular, pluri-centimetric to decimetric fragments of bedrock induced by tillage erosion (Poesen *et al.*, 1997; Fig. 8). *Angular rock fragments* tend to be more present on shallow soils predominantly eroded by tillage. When tillage implement depth is higher than depth of upper bedrock limit, rock fragments are regularly extracted by the implement and mixed in the tilled layer. *Angular rock fragments* are reflected through shallow and stony soils on topographic convexities, potentially in upslope-field parts (Poesen *et al.*, 1998; Van Wesemael *et al.*, 2000). This SEDI has been mainly studied on Mediterranean regions. The SEDI *Angular rock fragments* should not be confused with the SEDI *stoniness* which is related to sheet erosion. *Stoniness* corresponds to a small loose stones cover, concentrated after fine particles removal by runoff (Favis-Mortlock *et al.*, 1991; Boardman, 2003; Navas *et al.*, 2005; Fig. 8b). *Stoniness* would be visible on stony hillslopes, at topographical locations affected by sheet erosion, preferentially on steep slopes.

Figure 8. Illustration of the pedological SEDI "Rock fragment cover" in a tilled field.

Soil erosion-deposition processes in agricultural landscapes involve predominantly the translocation of particles located in upper soil horizons, i.e. organo-mineral horizons. The depletion or accumulation of this rich part of soil has consequences on soil quality and properties. Among these several consequences, some confers SEDI such as ever evoqued *stoniness*, *rock fragment cover* or *horizons morphology*. *Soil colour/reflectance* and the biological SEDI *crop yield* are directly linked to the quality and constitution of upper soil horizons. *Soil colour* or *reflectance* of shallow eroded soils are close from those of the bedrock, whereas they appear more organic (browny) on areas where deposition occured (De Jong, 1992; Mathieu *et al.*, 1998; Hill and Schütt, 2000; Stavi and Lal, 2011). Figure 9 presents an aerial view of a cultivated area where water erosion-deposition processes dominate. The lightened areas which correspond to eroded shallow soils present different characteristics of spatial variability inherited from the processes involved. *Crop yield* depends on soil quality, fertility. Its spatial variability can give information about the locations of areas mainly subject to erosion, and areas mainly subject to deposition (Jones *et al.*, 1989; Mokma and Sietz, 1992; Pierce et Lal., 1994; Papiernik *et al.*, 2009). In areas where *crop yield* is weak, with small plants and slight vegetal cover, erosion dominates. Conversely, in areas where *crop yield* is more important, with tall plants and high vegetal cover, deposition dominates.

Figure 9. Illustration of the pedological SEDI "Soil colour / Reflectance" in a context where soil erosion-deposition is mainly controlled by water translocation. (Source: Google Earth)

To finish, among the SEDIs witness of both tillage-induced and water erosion processes, some present the advantage to track sediment translocation: *magnetic susceptibility* (Pedological physical SEDI), *stable elements* and *radionuclides* (Pedological chemical SEDI),

and *artefact cover* (Archaeological SEDI; Table 5). As the topographical SEDI used at landscape-scale, they can be used to assess soil material eroded or deposited. These different tracers are discussed in the following part (*cf. §* 3.3.3).

3.3.3. Tracers of soil erosion-deposition at landscape-scale

The SEDIs *magnetic susceptibility, stable elements, radionuclides,* and *artefacts cover* have potential for tracking sediment throughout cultivated hillslopes. Each of these SEDIs presents a punctual source or homogeneous input of their related tracers. So, the study of their spatial variability gives information about soil erosion and deposition in a landscape.

The SEDI *stable elements* refers to different stable chemical components of soil which spatial variability of concentration gives information about soil translocation. These chemical tracers can be natural major or trace elements (McGrath and Lane, 1999; Salvador-Blanes *et al.*, 2006; De Gryze *et al.*, 2008), or human-induced elements such as Cu and N (Sibbesen *et al.*, 2000; Van der Perk *et al.*, 2004; Fernández-Calviño et al, 200; Rusjan *et al.*, 2007). Among these different *stable elements*, natural major or trace elements come from bedrocks. If limits between bedrocks of different lithology (and then different chemical composition) are known through a study area, the sources of the different potential natural tracers are known. Their distribution in space relatively to their respective source is then an important information about the intensity of soil translocation in the area. In an area where bedrock lithology is more or less identical, the spatial variability of their concentration at a given depth of soil is a way to study erosion-deposition patterns. Concerning the human-induced *stable elements*, they are spread more or less uniformly on soil surface, and then can be easily removed by runoff or mixed through the displaced tilled layer. The relative variability of their concentration in soil can provide informations about erosion and deposition.

The use of *magnetic susceptibility* (Pedological physical SEDI) as soil translocation tracer works similarly to *stable elements.* The measurement of *magnetic susceptibility* provides informations about the quantity of magnetic components in soils which come from a delimitated source of bedrock in a study area (Thompson and Olfield, 1986; Dearing, 1994; Royall, 2001).

Archaeological SEDIs open soil erosion discipline to archaeometry. At landscape-scale, the study of the *artefact cover* can provide efficient tracks of soil translocation and a way to assess erosion-deposition rates by the way of dating. The use of *artefact cover* as a tracer appears possible only if a specific source of artefacts is discovered and delimited in an agricultural area; then, spatial distribution of related artefacts around this archaeological site provides information on erosion intensity since the site implantation (Roper, 1976; Quine and Walling, 1992; Brown *et al.*, 2003).

To finish, the homogeneously spread *radionuclides* detailed in the previous part 3.2.2 can be used also as sediment tracers at the landscape scale. The multiplication of punctual measurements and the calculation and mapping of differences between "reference" and inventories all over a study area, bring an efficient way to define total erosion-deposition patterning (Walling and Quine, 1992; Blake *et al.*, 1999; Walling et He, 1999; Schimmack *et al.*, 2002; Van Oost *et al.*, 2005; Mabit *et al.*, 2009). Some conversion models of radionuclides inventories into erosion rates have been developped to include spatial variation of measured inventories, especially for ^{137}Cs inventory conversion (Walling and He, 2001, Van Oost *et al.*, 2003). The various advantages related to the use of *Radionulides* (rapidity, accuracy, assessment of erosion rates...) made them practical tools to validate parametrisation of soil erosion models.

4. Conclusion

Water and tillage-induced processes of soil redistribution have consequences on physical and chemical characteristics of soil in agricultural context, or on features linked to soil state (e.g., topography, crop yields). These consequences constitute Soil Erosion-Deposition Indicators that give informations about soil redistribution and the processes involved at different spatial and temporal scales.

Litterature shows that numerous SEDIs have been defined and used, often independantly, for the study of soil erosion and deposition in cultivated hillslopes. Amongst the identified SEDIs, some are direct proofs of soil translocation (natural SEDIs), whereas others have been indirectly induced by human activities or landscape fragmentation (human-induced SEDIs). SEDIs related to water processes are predominantly induced by one specific

process (splash, sheet, rill or gully erosion). Tillage erosion appears quite difficult to assess independantly of other processes, because SEDIs related to tillage-induced translocation are also related to the whole processes of soil translocation involved. Indeed, tillage practices induce the mixing of the soil surficial layer, and soil redistribution by tillage tends to overlay itself to previous soil redistribution induced by water processes. Tillage practices erase regularly SEDIs induced by specific water processes, except this related to gully erosion.

We presneted SEDIs identified in the literature through two different space-scales: local and landscape-scale. This spatial distinction highlighted relations between spatial-scale at which SEDIs are "readable" and temporal-scale during which the SEDIs have been developped enough to be "readable". The SEDIs studied at local-scale are mainly related to non-concentrated water erosion processes. Their forms and layouts evolve at each rainfall event accordingly to rainfall intensity and soil conditions (roughness, porosity, vegetal cover). Consequently, the readibility of associated SEDIs also evolves at each rainfall event. The SEDIs readable at the landscape scale highlight mainly soil redistribution occuring during several decades to centuries. Hence, soil redistribution by tillage is mostly associated to SEDIs readable at the landscape scale. SEDIs used at landscape-scale can be affected by more or less perennial landscape fragmentation and landuses. Moreover, spatial fragmentation and landuses can induce SEDIs. Then SEDIs readable at the landscape scale could be pratical tools to highlight the effects of evolutive spatial fragmentation on soil redistribution.

The assessement of soil erosion and deposition through the study of such indicators presents some additional advantages. The study of one or few SEDIs could rapidly characterise soil redistribution processes locally or over cultivated hillslopes at various temporal scales. Although few SEDIs allow a direct quantification of soil redistributions, the use of complementary datation techniques could be then greatly beneficial. The combination of different SEDIs, readable at local and landscape-scales, could bring an interessing comparison between present and past soil redistributions. To finish, the study of SEDIs does not need any in-field monitoring when datas related to middle and long-term erosion are sparse, and nowadays research projects last few years only.

References

Al-Durrah, M.M. and Bradford, J.M., 1982. The mechanism of raindrop splash on soil surfaces. 46: 1086-1090.

Ambers, R.K.R., Druckenbrod, D.L., Ambers, C.P., 2006. Geomoprhic response to historical agriculture at Monument Hill in the Blue Ridge Foothills of Central Virginia. Catena 65, 49-60.

Antrop, M., 2005. Why landscapes of the past are important for the future. Landscape and urban planning 70, 21-34.

Bakker, M.M., Govers, G., Van Doorn, A., Quetier, F., Chouvardas, D., Rounsevell, M., 2008. The response of soil erosion and sediment export to land-use change in four areas of Europe: The importance of landscape pattern. Geomorphology 98, 213-226.

Barthès, B., Roose, E., 2002. Aggregate stability as an indicator of soil susceptibility to runoff and erosion; validation at several levels. Catena 47(2), 133-149.

Baudry, J., 1993. Landscape dynamics and farming systems: problems of relating patterns and predicting ecological changes. In: M.G. Paoletti and G.G. Lorenzoni (Editors), Landscape Ecology and Agroecosystems. Lewis publishers, Boca Raton, FL, pp. 21-40.

Bennett, A.F., Radford, J.Q., Haslem, A., 2006. Properties of land mosaics: Implications for nature conservation in agricultural environments. Biological conservation, 133, 250-264.

Bergsma, E., 1999. Erosion intensity evaluated from microtopographic siol erosion features, its correlation with conservation practice, presence of fertilizer, and erosion developement between alley cropping hedges - The cases of Doi Thung and Nan, Northern Thailand. In: D.E. Stott, R.H. Mohtar and G.C. Steinhardt (Editors), 10th International Soil Conservation Organization Meeting, Purdue University and the USDA-ARS National Soil Erosion research Laboratory, pp. 666-675.

Blake, W.H., Walling, D.E., He, Q., 1999. Fallout beryllium-7 as a tracer in soil erosion investigations. Applied Radiation and Isotopes 51, 599-605.

Boardman, J., 2003. Soil erosion and flooding on the eastern South Downs, southern England, 1976-2001. Transactions of the Institue of British Geographers 28(2): 176-196.

Boardman, J., Robinson, D.A., 1985. Soil erosion, climatic vagary and agricultural change on the Downs around Lewes and Brighton, autumn 1982. Applied Geography 5(3), 243-258.

Bòdnar, F. and Hulshof, J., 2006. Soil crusts and deposits as sheet erosion indicators in Southern Mali. Soil Use and Management 22, 102-109.

Bodoque, J.M., Diez-Herrero, A., Martin-Duque, J.F., Rubiales, J.M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M., Sanz, M.A., 2005. Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain. Catena 64(1), 81-102.

Bolliger, J., Wagner, H.H., Turner, M.G., 2007. Identifying and Quantifying Landscape Patterns in Space and Time. In: F. Kienast, O. Wildi and S. Ghosh (Editors), A changing world: Challenges for landscape research. Springer Netherlands, pp. 177-194.

Bollinne, A., 1971. Les rideaux en Hesbaye gembloutoise - Etude morphologique et sédimentologique. Bulletin de la Société géographique de Liège 7, 61-67.

Bracken, L.J., Croke, J., 2007. Concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. Hydrological Processes 21, 1749-1763.

Bradford, J.M., Ferris, J.E., Remley, P.A., 1987. Interril soil erosion processes: I. Effect of surface sealing on infiltration, runoff, and soil splash detachment. Soil Science Society of America Journal 51, 1566-1571.

Brenot, J., Quiquerez, A., Petit, C., Garcia, J.-P., 2008. Erosion rates and sediment budgets in vineyards at 1-m resolution based on stock unearthing (Burgundy, France). Geomorphology 100, 345-355.

Bresson, L.-M., Boiffin, J., 1990. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. Geoderma 47, 301-325.

Brown, A.J., Carey, C., Erkens, G., Fuchs, M., Hoffmann, T., Macaire, J.-J., Moldenhauer, K.-M., Walling, D.E., 2009. From sedimentary records to sediment budgets: Multiple approaches to catchment sediment flux. Geomorphology 108, 35-47.

Brown, A.J., Petit, F., James, A., 2003. Archaeology and human artefacts. In: G.M. Kondolf and H. Piégay (Editors), Tools in fluvial geomorphology. Wiley, Chicester, UK, pp. 59-75.

Bryan, R.B., 2000. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. Geomorphology 32, 385-415.

Bull, L.J., Kirkby, M., 1997. Gully processes and modelling. Progress in Physical Geography, 21(3).

Burwell, R.E., Allmaras, R.R., Amemiya, M., 1963. A field measurement of total porosity and surface mircrorelief of soils. Soil Science Society of America Proceedings 27, 697-700.

Casali, J., Bennett, S.J., Robinson, K.M., 2000. Processes of ephemeral gully erosion. International Journal of Sediment research 15(1), 31-41.

Casali, J., Giménez, R., De Santisteban, L., Álvarez-Mozos, J., Del Valle de Lersundi, J., 2009. Determination of long-term rates in vineyards of Navarre (Spain) using botanical benchmarks. Catena 78, 12-19.

Casalí, J., López, J.J., Giraldez, J.V., 1999. Ephemeral gully erosion in soutern Navarra (Spain). Catena 36, 65-84.

Caubel, V., Grimaldi, C., Merot, P., Grimaldi, M., 2003. Influence of a hedge surrounding bottomland on seasonal soil-water movement. Hydrological Processes 17, 1811-1821.

Cerdan, O., 2001. Analyse et modélisation du transfert de particules solides à l'échelle de petits bassins versants cultivés, Université d'Orléans, France, 186 pp.

Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Souchère, V., Martin, P., Lecomte, V., 2002. Sediment concentration in interrill flow: interactions between soil surface conditions, vegetation and rainfall. Earth Surface Processes and Landforms 27, 193-205.

Cerdan, O., Poesen, J., Govers, G., Saby, N., Le Bissonnais, Y., Gobin, A., Vacca, A., Quinton, J., Auerswald, K., Klik, A., Kwaad, F.F.P.M., Roxo, M.J.., 2006. Sheet and rill erosion. In: J. Boardman and J. Poesen (Editors), Soil erosion in Europe. Wiley, Chicester, UK, pp. 501-514.

Chaplot, V., Coadou le Brozec, E., Silvera, N., Valentin, C., 2005. Spatial and temporal assessment of linear erosion in catchments under sloping lands in Northern Laos. Catena 63, 167-184.

Chaplot, V., Le Bissonnais, Y., 2003. Runoff features for interrill erosion at different rainfall intensities, slope lenghts, and gradients in agricultural loessial hillslope. Soil Science Society of America Journal 67(3), 844-851.

Clegg, Z., Farres, P.J., Poesen, J.W., 1999. Soil surface drip point features: an integrated approach using analitycal photogrammetry and soil micromorphology. Catena 35, 303-316.

Dabney, S.M., Liu, Z., Lane, M., Douglas, J., Zhu, J., Flanagan, D.C.,1999. Landscape benching from tillage erosion between grass hedges. Soil & Tillage Research 51, 219-231.

De Alba, S., Lindstrom, M.J., Schumacher, T.E., Malo, D.D., 2004. Soil landscape evolution due to soil redistribution by tillage: new model of soil catena evolution in agricultural landscapes. Catena 58, 77-100.

De Bie, C.A.J.M., 2005. Assessment of soil erosion indicators for maize-based agro-systems in Kenya. Catena 59, 231-251.

De Gryze, S., Six, J., Bossuyt, H., Van Oost, K. and Merckx, R., 2008. The relationship between landform and the distribution of soil C, N and P under conventionnal and minimum tillage. Geoderma, 144: 180-188.

De Jong, E., Begg, C.B.M., Kachanovski, R.G., 1987. Estimates of soil eorsion and deposition for some Saskatchewan soils. Canadian Journal of Soil Science 63(3), 607-617.

De Jong, S.M., 1992. The analysis of spectroscopical data to map soil types and soils crusts of Mediterranean eroded soils. Soil Technology 5(3), 199-211.

Dearing, J.A., 1994. Environmental Magnetic Susceptibility: using the Bartington MS2 system. Chi Publishing, Kenilworth, England.

Deffontaines, J.P., Thenail, C., Baudry, J., 1995. Agricultural systems and landscape patterns: How can we build a relationship? Landscape and urban planning 31, 3-10.

Desmet, P., Govers, G., 1997. Two-dimensional modelling of the within-field variation in rill and gully geometry and location related to topography. Catena 29, 283-306.

Ellison, W.D., 1945. Some effects of raindrops and surface flow on soil erosion and inflitration. Transactions of the American Geophysical Union 24, 452-459.

Emerson, W.W., 1967. A classification of soil aggregates based on their coherence in water. Australian Journal of Soil Research 5, 47-57.

Evans, R., 1995. Some methods of directly assessing water erosion of cultivated land - a comparison of measurements made on plots and in fields. Progress in Physical Geography,19(1), 115-129.

Farina, A., 2006. Principle and methods in landscape ecology - Towards a science of landscape. Kluwer, Dordrecht, Netherlands, 412 pp.

Farres, P.J., 1987. The dynamic of rainsplash erosion and the role of soil aggregate stability. Catena 14(1-3), 119-130.

Favis-Mortlock, D.T., 1991. Climate change, winter wheat yield and soil erosion in the English south downs. Agricultural Systems 37(4), 415-433.

Fernandez-Calvino, D., Novoa-Munoz-, J.C., Lopez-Periago, E., Arias-Estevez, M., 2008. Changes in copper content and distribution in young, old and abandoned vineyard acid soils due to land use changes. Land degradation and development 19, 165-177.

Foley, J.L., Loch, R.J., Glanville, S.F., Connolly, R.D., 1991. Effects of tillage, stubble and rainfall energy on infiltration. Soil & Tillage Research 20(1), 45-55.

Follain, S., Walter, C., Legout, A., Lemercier, B., Dutin, G., 2007. Induced effect of hedgerow networks on soil organic carbon storage within an agricultural landscape. Geoderma 142, 80-95.

Forman, R.T.T., 1995. Land Mosaics. The ecology of landscapes and regions. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 620 pp.

Forman, R.T.T., Alexander, L.E., 1998. Roads and major ecological effects. Annual Review of Ecology and Systematics 29, 207-231.

Förster, H., Wunderlich, J., 2007. Holocene sediment budgets for upland catchments: The problem of soilscpae model and data availability. Catena 77, 143-149.

Foster, G.R., 1986. Understanding ephemeral gully erosion. In: B.i.A. National Research Council (Editor), Soil conservation: Assesing the national research inventory. National Academy Press, Washington, pp. 90-118.

Fox, D., Bryan, R.B., Price, A.G., 1997. The influence of slope angle on final infiltration rate for interrill conditions. Geoderma 80(1-2), 181-194.

Gärtner, H., 2007. Tree roots - Methodological reveiw and new development in dating and quantifying erosive processes. Geomorphology 86, 243-251.

Gascuel-Odoux, C., Massa, F., Durand, P., Merot, P., Troccaz, O., Baudry, J., Thenail, C., 2009. Framework and tools for agricultural landscape assessment relating to water quality protection. Environmental Management 43, 921-935.

Gollany, H.T., Schumacher, T.E., Evenson, P.D., Lindstrom, M.J., Lemme, G.D., 1991. Aggregate stability of an eroded and desurfaced Typic Argiustoll. Soil Science Society of America Journal 55(3), 811-816.

Gómez, J.A., Sobrinho, T.A., Giráldez, J.V., Fereres, E., 2009. Soil management effects on runoff, erosion and soil properties in an olive grove of Southern Spain. Soil & Tillage Research 102, 5-13.

Govers, G., Giménez, R., Van Oost, K., 2007. Rill erosion: Exploring the relationship between experiments, modelling and field observations. Earth-Science Reviews 84, 87-102.

Govers, G., Lobb, D.A., Quine, T.A., 1999. Tillage erosion and translocation: emergence of a new paradigm in soil eroison research. Soil & Tillage Research 51, 167-174.

Govers, G., Poesen, J., 1988. Assessment of the interrill and rill contributions to total soil loss from an upland field plot. Geomorphology 1, 343-354.

Govers, G., Quine, T.A., Desmet, P.J.J., Walling, D.E., 1996. The relative contribution of soil tillage and overland flow erosion to soil redistribution on agricultural land. Earth Surface Processes and Landforms 21, 929-946.

Govers, G., Van Oost, K., Poesen, J., 2006. Responses of a semi-arid landscape to human disturbance: A simulation study of the interaction between rock fragment cover, soil erosion and land use change. Geoderma 133, 19-31.

Govers, G., Vandaele, K., Desmet, P.J.J., Poesen, J., Bunte, K., 1994. The role of tillage in soil redistribution on hillslopes. Europeau Journal of Soil Science 45, 469-478.

Guiresse, M., Revel, J.C., 1995. Erosion due to cultivation of calcareous clay soils on hillsides in south-west France. II. Effect of ploughing down the steepest slope. Soil & Tillange Research 35, 157-166.

Haynes, R.J., Swift, R.S., 1990. Stability of soil aggregates in relation to organic constiuents and soil water content. Europeau Journal of Soil Science 41(1), 73-83.

He, Q., Walling, D.E., 1996. Interpreting particle size effects in the adsorption of 137Cs and unsupported 210Pb by mineral soils and sediments. Journal of Environmental Radioactivity 30(2); 117-137.

Hewlett, J.D., Hibbert, R., 1967. Factors affecting response of small watersheds to precipitation in humid areas, International Symposium of forest hydrology. Pergamon Press, New York, USA, pp. 275-290.

Hill, J., Schütt, B., 2000. Mapping patterns of erosion ans stability in dry mediterranean ecosystems. Remote Sensing of Environment 74, 557-569.

Hooke, J., 2003. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. Geomorphology 56, 79-94.

Horton, R., 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. Transactions, American Geophysical Union 14, 446-460.

Huh, C.-A., SU, C.-C., 2004. Distribution of fallout radionuclides (7Be, 137Cs, 210 Pb and 239,240Pu) in soils of Taiwan. Journal of Environmental Radioactivity 77, 87-100.

Jaeger, J.A.G., 2000. Landscape division, splitting index, and effective mesh size: newmeasures of landscape fragmentation. Landscape Ecology 15, 115-130.

Jones, A.J., Mielke, L.N., Bartles, C.A., Miller, C.A., 1989. Relationship of landscape position and properties to crop production. Journal of Soil and Water Conservation 44, 328-332.

Kemper, W.D., Rosenau, R.C., 1986. Aggregate stability and size distribution, Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods (2nd Edition). Agronomy Monograph, No 9, pp. 425-442.

Kimaro, D.N., Deckers, J.A., Poesen, J., Msanya, B.M., 2005. Short and medium term assessment of tillage erosion in the Ulugru Mountains, Tanzania. Soil & Tillage Research 81, 97-108.

Kinnell, P.I.A., 1990. Modelling erosion by rain-impacted flow. In: R.B. Bryan (Editor), Soil erosion: models and experiment. Catena 17, pp. 55-66.

Kunwar, L.B., Bergsma, E., Shrestha, D.P., 2003. Rain erosion hazard evaluated from microtopographic erosion features on arable fields and forest: a case study in Nepal. Geografiska Annaler 85 A(3-4), 313-321.

Kuznetsov, M.S., Gendugov, V.M., Khalikov, M.S., Ivanuta, A.A., 1998. An equation of soil detachment by flow. Soil & Tillage Research 46(1-2), 97-102.

Lal, R., 2001. Soil degradation by erosion. Land degradation and development 12, 519-539.

Lang, A., Niller, H.-P., Rind, M.M., 2003. Land degradation in Bronze Age Germany: archaeological, pedological, and chronometrical from a hilltop settlement on the Frauenberg, Niederbayern. Geoarchaeology 18(7), 757-778.

Le Bissonnais, Y., 1990. Experimental study and modelling of soil surface crusting processes. Catena Supplement 17, 13-28.

Le Bissonnais, Y., 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. Europeau Journal of Soil Science, 47(4): 425-437.

Le Bissonnais, Y., Bruand, A. and Jamagne, M., 1989. Laboratory experimental study of soil crusting: Relation between aggegate breakdown mechanisms ans crust structure. Catena, 16(4-5): 377-392.

Le Bissonnais, Y., Cerdan, O., Lecomte, V., Benkhadra, H., Souchère, V., Martin, P., 2005. Variability of soil surface characteristics influencing runoff and interrill erosion. Catena 62, 111-124.

Lindstrom, M.J., Nelson, W.W., Schumacher, T.E., 1992. Quantifying tillage erosion rates due to moldbard plowing. Soil & Tillage Research 24, 243-255.

Lindstrom, M.J., Nelson, W.W., Schumacher, T.E., Lemme, G.D., 1990. Soil movement by tillage as affected by slope. Soil & Tillage Research, 17, 255-264.

Lipiec, J., Kuś, J., Słowińska-Jurkiewicz, A., Nosalewicz, A., 2006. Soil porosity and water infiltration as influenced by tillage methods. Soil & Tillage Research 89, 210-220.

Lobb, D.A., Kachanovsky, R.G., Miller, M.H., 1995. Tillage translocation and tillage erosion on shoulder slope landscape positions measured using 137Cs as tracer. Canadian Journal of Soil Science 75, 211-218.

Lobb, D.A., Kachanovsky, R.G., Miller, M.H., 1999. Tillage translocation and tillage erosion in the complex upland landscapes of southwestern Ontario, Canada. Soil & Tillage Research 51, 189-209.

Loch, R.J., 1994. A method for measuring aggregate water stability with relevance to surface seal development. Australian Journal of Soil Science 32, 687-700.

Longatti, P., Dalang, T., 2007. The meaning of "Landscape" - An exegesis of Swiss Government texts. In: F. Kienast, O. Wildi and S. Ghosh (Editors), A changing world: Challenges for landscape research. Springer Netherlands, pp. 35-46.

Mabit, L., Klik, A., Benmansour, M., Toloza, A., Geisler, A.G., U.C., 2009. Assessment of erosion and deposition rates within an Austrian agricultural watershed by combining 137Cs, 210Pbex and conventionnal measurements. Geoderma 150, 231-239.

Macaire, J.-J., Bellemlih, S., Di Giovanni, C., De Luca, P., Visset, L., Bernard, J., 2002. Sediment yield and storage variations in the Negron river catchment (South western Parisian Basin, France) during the Holocne period. Earth Surface Processes and Landforms 27, 991-1009.

Mannering, J.V., Meyer, L.D., 1963. The effects of various rates of surface mulch on infiltration and erosion. Soil Science Society of America Proceedings 27, 84-86.

Martinez-Casasnovas, J.A., 2003. A spatial information technology approach for the mapping and quantification of gully erosion. Catena 50, 293-308.

Mathieu, R., Cervelle, B., Rémy, D., Pouget, M., 2007. Field-based and spectral indicators for soil erosion mapping in semi-arid mediterranean environments (Coastal Cordillera of central Chile). Earth Surface Processes and Landforms 32, 13-31.

Mathieu, R., Pouget, M., Cervelle, B., Escadafal, R., 1998. Relationships between satellite-based radiometric indices simulated using laboratory reflectance data and typic soil color of an arid environment. Remote Sensing of Environment 66, 17-28.

Matisoff, G., Bonniwell, E.C., Whiting, P.J., 2002. Soil erosion and sediment sources in an Ohio watershed using Beryllium-7, Cesium-137, and Lead-210. Journal of Environmental Quality 31, 54-61.

McGrath, S.P., Lane, P.W., 1989. An explanation of the apparent losses of metals in a long term field experiment with sewage sludge. Environmental Pollution 60, 235-256.

McIntyre, D.S., 1958. Permeability measurements of soils crusts formed by raindrop impact. Soil Science 85, 185-189.

Mech, J., Free, G., 1942. Movement of soil during tillage operations. Agricultural Engineering 23, 379-382.

Meeus, J.H.H., Wijermans, M.P., Vroom, M.J., 1990. Agricultural landscapes in Europe and their transformation. Landscape and urban planning 18, 289-352.

Menzel, R.G., 1960. Transport of Strontium-90 in runoff. Science 131(3399), 499-500.

Mokma, D.L., Sietz, M.A., 1992. Effects of soil erosion on corn yields on Marlette soils in south-central Michigan. Journal of Soil and Water Conservation 47(4), 325-327.

Monnier, G., 1965. Action des matières organiques sur la stabilité structurale. Annales Agronomiques 16, 327-400.

Montgomery, J.A., McCool, D.K., Busacca, A.J., Frazier, B.E., 1999. Quantifying tillage translocation and deposition rates due to moldboard plowing in the Palouse region of the Pacific Northwest, USA. Soil & Tillage Research 51, 175-187.

Morgan, R.P.C., 1995. Soil erosion and conservation. John Wiley & Sons, New York, USA, 198 pp.

Morgan, R.P.C., 2005. Soil erosion and Conservation. Blackwell publishing, 299 pp.

Muramatsu, Y., Rühm, W., Yoshida, S., Tagami, K., Uchida, S., Wirth, E.., 2000. Concentrations of 239Pu and 240Pu and their isotopic ratios determined by ICP-MS in soils collected from Chernobyl 30-km zone. Environmental Science and Technology 34, 2913-2917.

Nachtergaele, J., Poesen, J., 2002. Spatial and temporal variations in resistance of loess-derived soils to ephemeral gully erosion. Europeau Journal of Soil Science 53(3), 449-463.

Navas, A., Machin, J., Soto, J., 2005. Assessing soil erosion in a Pyrenean mountain catchment using GIS and fallout 137Cs. Agricultural Ecosystems & Environment 105(3), 493-506.

Nearing, M.A., Bradford, J.M., Holtz, R.D., 1987. Measurement of waterdrop impact pressures on soil surfaces. Soil Science Society of America Journal 51, 1302-1306.

Nearing, M.A., Bradford, J.M., Parker, S.C., 1991. Soil detachment by shallow flow at low slopes. Soil Science Society of America Journal 55(2), 339-344.

Nearing, M.A., Norton, L.D., Bulgakov, D.A., Larionov, G.A., West, L.T., Dontsova, K.M., 1997. Hydraulics and erosion in eroding rills. Water Resources Research 33(4), 865-876.

Nyssen, J., Poesen, J., Moeyersons, J., Lavrysen, E., Haile, M., Deckers, J., 2002. Spatial distribution of rock fragments in cultivated soils in northern Ethiopia as affected by lateral and vertical displacement processes. Geomorphology 43, 1-16.

Okoba, B.O., Sterk, G., 2006. Quantification of visual soil erosion indicators in Gikuuri catchment in the central Highlands ok Kenya. Geoderma 134, 34-47.

Olsen, C.R., Larsen, I.L., Lowry, P.D., Cutshall, N.H., 1986. Geochemistry and deposition of 7Be in river-estuarine and coastal water. Journal of Geophysical Research 91, 896-908.

Pagliai, M., Vignozzi, N., Pellegrini, S., 2004. Soil structure and the effect of management practices. Soil & Tillage Research 79, 131-143.

Panabokke, C.R., Quirk, J.P., 1957. Effect of water content on stability of soil aggregates in water. Soil Science 83, 185-195.

Papendick, R.I., Miller, D.E., 1977. Conservation tillage in Pacific Northwest. Journal of Soil and Water Conservation 32, 49-56.

Papiernick, S.K., Lindstrom, M.J., Schumacher, T.E., Schumacher, J.A., Malo, D.D., Lobb, D.A., 2007. Characterization of soil profiles in a landscape affected by long-term tillage. Soil & Tillage Research 93, 335-345.

Papiernick, S.K., Schumacher, T.E., Lobb, D.A., Lindstrom, M.J., Lieser, M.L., Eynard, A.
Schumacher, J.A., 2009. Soil properties and productivity as affected by topsoil movement within an eroded landform. Soil & Tillage Research 102, 67-77.

Park, S.W., Mitchell, J.K., Bubenzern, G.D., 1983. Rainfall characteristics and their relation to splash erosion. Transactions of the ASABE 26(3), 795-804.

Pierce, F.J., Lal, R., 1994. monitoring the impact of soil erosion on crop productivity. In: R. Lal (Editor), Soil erosion research and methods, second edition. Soil and Water Conservation Society, Ankeny, Iowa, USA, pp. 235-263.

Piro, S., Mauriello, P., Cammarano, F., 2000. Quantitative integration of geophysical methods for archaeological prospection. Archaeological Prospection 7(4), 203-213.

Poesen, J., 1984. The influence of slope gradient on infiltration rate and Hortonian overland flow volume. Z. Geomorphol., N.F. Suppl.-Bd. 49, 117-131.

Poesen, J., 1986. Surface sealing as influenced by slope angle and position of simulated stones in the top layer of loose sediments. Earth Surface Processes and Landforms 11, 1-10.

Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentin, C., 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. Catena 50, 91-133.

Poesen, J., Torri, D., Bunte, K., 1994. Effects of rock fragments on soil erosion by water at different spatial scales: a review. Catena 23(1-2), 141-166.

Poesen, J., Van Wesmael, B., Bunte, K., Solé Benet, A., 1998. Variation of rock fragment cover and size along semiarid hillslopes: a case-study from southeast Spain. Geomorphology 23, 323-335.

Poesen, J., Van Wesmael, B., Govers, G., Martinez-Fernandez, J., Desmet, P., Vandaele, K., Quine, T.A., Degraer, G., 1997. Patterns of rock fragment cover generated by tillage erosion. Geomorphology 18, 183-197.

Poesen, J., Vandaele, K., Van Wesmael, B., 1996. Contribution of gully erosion to sediment production on cultivated lands and rangelands, Erosion and Sediment Yield: Global and regional Perspectives. IAHS Publ., Exeter, UK, pp. 251-266.

Polyakov, V.O., Nearing, M.A., 2003. Sediment transport in rill flow under deposition and detachment conditions. Catena 51, 33-43.

Porto, P., Walling, D.E., Tamburino, V. and Callegari, G., 2003. Relating Caesium-137 and soil loss from cultivated land. Catena 53, 303-326.

Poudevigne, I., Van Rooij, S., Morin, P., Alard, D., 1997. Dynamics of rural landscapes and their main driving factors: A case study in the Seine Valley, Normandy, France. Landscape and urban planning 38, 93-103.

Proffitt, A.P.B., Rose, C.W., 1991. Soil erosion processes. I. the relative importance of rainfall detachment and runoff entrainmant. Australian Journal of Soil Research 29(5), 671-683.

Pungetti, G., 1995. Anthropological approach to agricultural landscape history in Sardinia. Landscape and urban planning 31, 47-56.

Quine, T.A., Walling, D.E., 1992. Patterns and rates of contemporary soil erosion derived using cesium-137: measurement, analysis and archaeological significance. In: M. Bell and J. Boardman (Editors), Past and present soil erosion: archaeological and geographical perspectives, Exeter, England, pp. 185-196.

Quine, T.A., Walling, D.E., Zhang, X., 1999. Tillage erosion, water erosion and soil quality on cultivated terraces near Xifeng in the loess plateau, China. Land degradation and development 10, 251-274.

Ramos, M.C., Nacci, S., Pla, I., 2000. Soil sealing and its influence on erosion rates for soma soils in the mediterranean area. Soil Science 165(5), 398-403.

Reiß, S., Dreibrodt, S., Lubos, C.C.M., Bork, H.-R., 2009. Land use history and historical soil erosion at Albersdorf (northern Germany) - Ceased agricultural land use after pre-historical period. Catena 77, 107-118.

Revel, J.C., Coste, N., Cavalie, J., Costes, J.L., 1989. Premiers résultats sur l'entraînement mécanique des terres par le travail du sol dans le Terrefort toulousain (France). Cahier ORSTROM, série Pédologie 25(1-2), 111-118.

Revel, J.C., Guiresse, M., Coste, N., Cavalie, J., Costes, J.L., 1993. Erosion hydrique et entraînement mécanique des terres par les outils dans les côteaux du sud-ouest de la France. La necessité d'établir un bilan avant toute mesure anti-érosive. In: S. Wickerek (Editor), Farm land erosion: in temperate plains environment and hills. Elsevier B.V., pp. 551-562.

Ritchie, J.C., McHenry, J.R., 1990. Application of radioactive fallout Cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review. Journal of Environmental Quality 19, 215-233.

Robbins, J.A., 1978. Geochemistry and and Geophysical application of radioactive lead. In: J.A. Nriagu (Editor), The biochemistry of lead in the environment, Amsterdam, pp. 285-293.

Rogowski, A.S., Tamura, T., 1965. Movement of 137Cs by runoff, erosion and infiltration on the alluvial Captina silt loam. Health Physics 11(12), 1333-1340.

Römkens, M.J.M., Helming, K., Prasad, S.N., 2001. Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. Catena 46(2-3), 103-123.

Rommens, T., Verstraeten, G., Peeters, I., Poesen, J., Govers, G., Van Rompaey, A., Mauz, B., Packman, S., Lang, A, 2007. Reconstruction of late-Holocene slope and dry valley sediment dynamics in a Belgian loess environment. The Holocene 17(6), 777-788.

Roper, D.C., 1976. Lateral displacement of artifacts due to plowing. American Antiquity 41(3), 372-375.

Royall, D., 2001. Use of mineral magnetic measurements to investigate soil erosion and sediment delivery in a small agricultural catchment in limestone terrain. Catena 46, 15-34.

Rusjan, D., Strlic, M., Korosec-Koruza, Z., 2007. Copper accumulation regarding the soil characteristics in Sub-Mediterranean vineyards of Slovenia. Geoderma 141, 111-118.

Salvador-Blanes, S., Cornu, S., Couturier, A., King, D., 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.

Schimmack, W., Auerswald, K., Bunzl, K., 2002. Estimation of soil erosion and deposition rates at an agricultural site in Bavaria, Germany, as derived from fallout radiocesium and plutonium ad tracers. Naturwissenschaften 89, 43-46.

Shainberg, I., Levy, G.J., 1996. Infiltration and seal formation processes. In: M. Agassi (Editor), Soil erosion, conservation, and rehabilitation. Dekker, New-York (USA), pp. 1-22.

Sibbesen, E., Skjoth, F., Rubaek, G.H., 2000. Tillage caused dispersion of phosphorus and soil in four 16-year old field experiments. Soil & Tillage Research 54, 91-100.

Smith, D.D., Wischmeier, W.H., 1957. Factors affecting sheet and rill erosion. Transactions of the American Geophysical Union 38(6), 889-896.

Smith, H.G., Dragovich, D., 2008. Improving precision in sediment source and erosion process distinction in an upland catchment, south-eastern Australia. Catena 72 191-203.

Souchère, V., King, D., Daroussin, J., Papy, F., Capillon, A., 1998. Effects of tillage on runoff directions: consequences on runoff contributing area within agricultural catchment. Journal of Hydrology 206, 256-267.

Stavi, I., Lal, R., 2011. Variability of soil physical quality and erodibility in a water-eroded cropland. Catena 84(3), 148-155.

Stocking, M., Murnhagan, N., 2001. Handbook for the field Assessment of land Degradation. Earthscan, London.

Strudley, M.W., Green, T.R., Ascough II, J.C., 2008. Tillage effects on soil hydrualic properties in space and time: State of the science. Soil & Tillage Research 99, 4-48.

Tabbagh, A., 1992. Méthodes géophysiques appliquées à la prospection archéologique. Mémoires de la Société géologique de France 161, 9-15.

Takken, I., Jetten, V., Govers, G., Nachtergaele, J., Steegen, A., 2001. The effect of tillage-induced roughness on runoff and erosion patterns. Geomorphology 37, 1-14.

Tamura, T., 1964. Consequences of activity release: selective sorption reactions of cesium with soil minerals. Nuclear Safety 5, 262-268.

Tebrügge, F., Düring, R.-A., 1999. Reducing tillage intensity - a review of results from a long-term study in Germany. Soil & Tillage Research 53, 15-28.

Thomas, A.W., Welch, R., Jordan, T.R., 1986. Quantifying concentrated-flow erosion on cropland with aerial photogrammetry. Journal of Soil and Water Conservation 4, 249-252.

Thomas, M.F., 2001. Landscape sensitivity in time and space - an introduction. Catena 42, 83-98.

Thompson, R., Oldfield, F., 1986. Environmental Magnetism. Allen and Unwin, Boston.

Turkelboom, F. Poesen, J., Ohler, I., Van Keer, K., Ongprasert, S., Vlassak, K., 1997. Assessment of tillage erosion rates on steep slopes on northern Thaïland. Catena 29, 29-44.

Turner, M.G., 2005. Landscape ecology: What is the state of the science? Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics 36, 319-344.

Turner, M.G., Gardner, R.H., O'Neill, R.V., 2001. Landscape ecology in theory and practice: pattern and process. Springer-Verlag, New York, USA, 401 pp.

Valentin, C., Bresson, L.-M., 1992. Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. Geoderma 55, 225-245.

Valentin, C., Poesen, J., Li, Y., 2005. Gully erosion: Impacts, factors and control. Catena 63, 132-153.

Van der Perk, M., Jetten, V., Heskes, E., Segers, M., Wijntjens, I., 2004. Transport and retention of copper fungicides in vineyards, Sediment Transport through the Fluvial System. IAHS Publ., Moscow, pp. 437-443.

Van Dijk, P.M., Van der Zijp, M., Kwaad, F.J.P.M., 1996 a. Soil erodibility under various cropping systems of maize. Hydrological Processes 10, 1061-1067.

Van Dijk, P.M., Kwaad, F.F.P.M., Klapwijk, M., 1996 b. Retention of water and sediment by grass strips. Hydrological Processes 10, 1069-1080.

Van Muysen, W., Govers, G., Bergkamp, G., Roxo, M., Poesen, J., 1999. Measurement and modelling of the effects of initial soil conditions and slope gradient on soil translocation by tillage. Soil & Tillage Research 51, 303-316.

Van Muysen, W., Govers, G., Van Oost, K., 2002. Identification of important factors in the process of tillage erosion: the case of mouldboard tillage. Soil & Tillage Research 65, 77-93.

Van Muysen, W., Govers, G., Van Oost, K., Van Rompaey, A., 2000. The effect of tillage depth, tillage speed, and soil condition on chisel tillage erosivity. Journal of Soil and Water Conservation 55, 354-363.

Van Oost, K., Govers, G., De Alba, S., Quine, T.A., 2006. Tillage erosion: a review of controlling factors and implications for soil quality. Progress in Physical Geography 30(4), 443-466.

Van Oost, K., Govers, G. and Desmet, P.J.J., 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. Landscape Ecology 15, 577-589.

Van Oost, K., Van Muysen, W., Govers, G., Deckers, J., Quine, T.A., 2005. From water to tillage erosion dominated landform evolution. Geomorphology 72, 193-203.

Van Wesemael, B., Mulligan, M., Poesen, J., 2000. Spatial patterns of soil water balance on intensively cultivated hillslopes in a semi-arid environment: the impact of rock fragments and soil thickness. Hydrological Processes 14, 1811-1828.

Vandaele, K., Poesen, J., 1995. Spatial and temporal patterns of soil erosion rates in agricultural catchment, central Belgium. Catena 25, 226-313.

Vandaele, K., Poesen, J., Govers, G., Van Wesmael, B., 1996. Geomorphic threshold conditions for ephemeral gully incision. Geomorphology 16, 161-173.

Vandekerckhove, L., Poesen, J., Oostwoud Wijdenes, D., de Figueiredo, T., 1998. Topographical thresholds for ephemeral gully initiation in intensively cultivated areas of the Mediterranean. Catena 33, 271-292.

Vanden Berghe, I., Gulinck, H., 1987. Fallout 137Cs as tracers for soil mobility in the landscape framework of the Belgian loamy region. Pedologie 37(5-20).

Verheijen, F.G.A., Jones, R.J.A., Rickson, R.J., Smith, C.J., 2009. Tolerable versus actual erosion rates in Europe. Earth-Science Reviews 94, 23-38.

Wallbrink, P.J., Murray, A.S., 1993. Use of fallout radionuclides as indicators of erosion processes. Hydrological Processes 7, 297-304.

Walling, D.E., He, Q., 1999. Using fallout Lead-210 measurements to estimate soil erosion on cultivated land. Soil Science Society of American Journal 63, 1404-1412.

Walling, D.E., Quine, T., 1991. Use of 137Cs measurements to investigate soil erosion rates on arable fields in the UK: potential application sand limitations. Journal of Soil Science 42, 147-165.

Walling, D.E., Quine, T.A., 1990. Calibration of caesium-137 measurements to provide quantitative erosion rate data. Land Degradation and Rehabilitation 2, 161-175.

Walling, D.E., Quine, T.A., 1992. The use of Caesium-137 measurements in soil erosion surveys, Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins. IAHS, Oslo, pp. 143-152.

Wemple, B.C., Jones, J.A., Grant, G.E., 1996. Channel network extension by logging roads in two basins, Western Cascades, Oregon. Water Resources Bulletin 32, 1195-1207.

Williamson, B., Romero, A., Armstrong, J.K., Gush, T.J., Hruska, A.J., Klass, P.E., Thompson, J.T., 1983. Driptips, drop size and Leaf drying. Biotropica 15(3), 232-234.

Wirtz, S., Seeger, M., Bries, J.B., 2011. Field experiments for understanding and quantification of rill erosion processes. Catena, Article in Press.

Wischmeier, W.H., Mannering, J.V., 1968. Relation of soil properties to its erodibility 1. Soil Science Society of America Journal 33(1), 131-137.

Yemefack, M., Rossiter, D.G., Njomgang, R., 2005. Multi-scale characterization of soil variability within an agricultural landscape mosaic system in southern Cameroon. Geoderma 125, 117-143.

Zapata, F., 2003. The use of environmental nuclides as tracers in soil erosion and sedimentation investigations: recent advances and future developments. Soil & Tillage Research 69, 3-13.

Zobeck, T.M., Onstad, C.A., 1987. Tillage and rainfall effects on random roughness: A review. Soil & Tillage Research 9(1), 1-20.

Chapitre II - Présentation de la région et du site d'étude

Ce chapitre a pour objectif de présenter le site d'étude localisé sur la commune de Seuilly (département de l'Indre-et-Loire, France) et son contexte régional. Les informations disponibles concernant les facteurs naturels susceptibles d'influencer les sols sont présentées (lithologie, structures géologiques, géomorphologie et climat). L'histoire récente de l'occupation humaine dans la région et sur le site d'étude est également développée, l'accent étant mis sur l'évolution du parcellaire sur le site d'étude. Pour finir, les divers indicateurs d'érosion-dépôt de sol (SEDI ; *cf. §* I.2) identifiés sur le site et permettant l'étude de la redistribution de matière en lien avec les changements de parcellaire sont présentés.

II.1. Choix et définition des zones étudiées

Le « **site d'étude** » de 16 ha est localisé sur la commune de Seuilly (47°08.31'N, 0°10.97'E ; Fig. II-1) dans les auréoles sédimentaires du sud-ouest du Bassin parisien. Il est inclus dans l'unité morpho-paysagère du Richelais de Touraine (525 km² ; Fig. II-1b), qui constitue une petite région agricole. Ce chapitre démontrera que le site d'étude est représentatif des versants cultivés développés sur craies en Touraine, et notamment dans le Richelais.

Des surfaces plus étendues, dédiées à une étude à plus petite échelle des sols et de leur redistribution, ciblée par le projet LANDSOIL, ont été déterminées au sein du Richelais. Le site d'étude (16 ha) est une zone dont l'étude détaillée est destinée à l'élaboration de méthodes d'analyse et à la mise en évidence des facteurs dominants de la redistribution historique des sols sur les versants cultivés crayeux. Les méthodes et conclusions tirées de cette étude détaillée seront utilisées pour une extrapolation à l'échelle des différents sites retenus par le projet LANDSOIL. Le site d'étude lui-même se trouve au sein d'une « **zone d'extrapolation** » de 104 ha (Fig. II-1c) qui s'étend sur le versant nord du bassin du Quincampoix (18,7 km²). Certaines données seront présentées dans ce manuscrit à l'échelle

de cette zone d'extrapolation afin d'amorcer une discussion quant aux possibilités d'extrapolation de ces données.

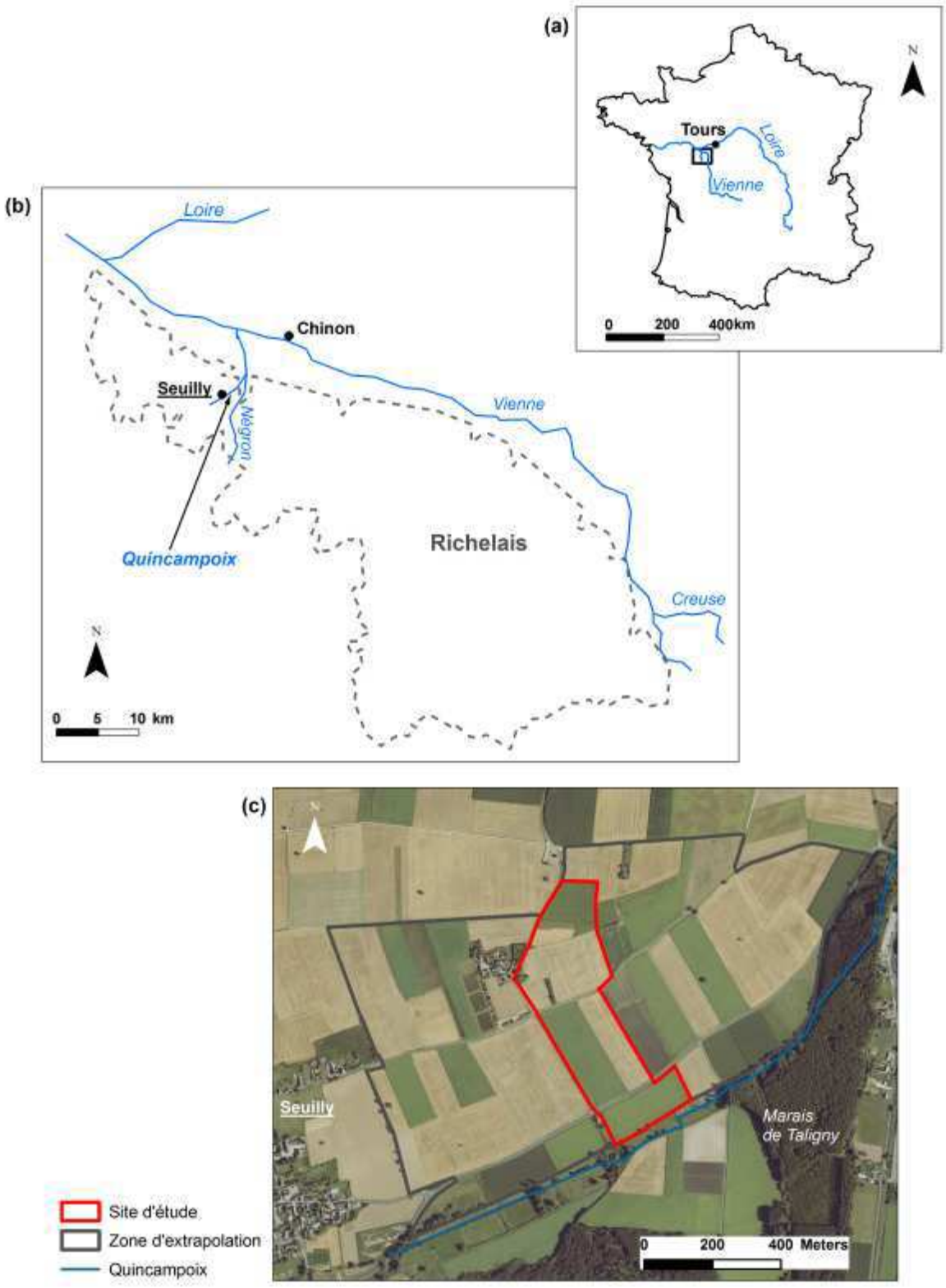


Figure II-1. Localisation du site d'étude (a) sur la carte de France ; (b) dans le Richelais ; (c) relativement au parcellaire et à la zone d'extrapolation.

Plusieurs éléments ont conduit au choix de ce site d'étude :

- il présente **des figures morphologiques linéaires**, de largeur décamétrique, appelées « banquettes agricoles » ou encore « rideaux de culture » (Fig. II-2). Ce type de figure morphologique a été identifié comme une des conséquences de la fragmentation spatiale des surfaces agricoles par les structures anthropiques (limites de parcelles, routes, chemins, haies…) sur les redistributions de matière (Bollinne, 1971 ; Papendick and Miller, 1977 ; Salvador-Blanes, 2006).

Figure II-2. Vue d'une banquette agricole sur le site d'étude.

- **de nombreux SEDI** (Soil Erosion-Deposition Indicators) sont présents sur le site, comme les banquettes agricoles elles-mêmes, des zones à sol battant, l'existence de traceurs minéralogiques (dus à la variabilité de la lithologie) et de radionucléides comme le ^{137}Cs dans les sols (Fourmont, 2001). Ces indicateurs permettent l'étude de la redistribution des sols à différentes échelles spatiales et temporelles. Cette diversité d'indicateurs permettra d'optimiser le choix des SEDI à étudier pour répondre à la problématique de la recherche.

- **des travaux de recherche ont déjà été effectués sur le bassin du Négron et le sous-bassin du Quincampoix** où se trouve le site étudié ici. Un bilan sédimentaire complet du bassin versant du Négron et une analyse des effets des activités humaines sur la sédimentation dans le tronçon aval de la rivière (marais de Taligny) ont été réalisés pour l'Holocène (Bellemlih, 1999; Macaire *et al.*, 2002; Macaire *et al.*, 2006). De plus, Oubelkasse (1998) a

établi un bilan des exportations de matière dissoute par le Quincampoix, et Jaffré (2003) un bilan géochimique dans les eaux du marais de Taligny situé à la confluence entre le Négron et le Quincampoix (Fig. II-1c). Ces travaux apportent des informations diverses et nombreuses sur les paléoenvironnements et l'érosion à l'Holocène, et sur l'érosion chimique actuelle. Cependant, les travaux concernant les sols et l'érosion mécanique sur les versants n'ont pas été approfondis. Deux études ont porté sur la redistribution de matière sur les versants du bassin du Quincampoix : une approche concerne l'étude de l'évolution récente des banquettes agricoles par le ^{137}Cs (Fourmont, 2001), et l'autre est une amorce de modélisation de l'érosion hydrique dans le bassin versant du Quincampoix par le modèle STREAM (Jebelean, 2001).

- **le site jouxte la limite est de *La Devinière***, hameau abritant la maison natale du célèbre écrivain du début du 16ème siècle, François Rabelais. Les alentours de la demeure sont d'ailleurs le théâtre des *guerres Picrocholines* contées par Rabelais dans son œuvre *Gargantua*. De ce fait, il nous semblait que l'existence de documents anciens bien conservés nous informant sur l'histoire de l'occupation du sol, et plus précisément de l'évolution des parcellaires, était probable.

II.2. Contexte géologique

L'essentiel des informations concernant la lithologie et la structure géologique est extrait de la carte géologique à 1: 50 000 Loudun et de sa notice (Alcaydé *et al.*, 1989), ainsi que des travaux de thèse de Bellemlih (1999).

II.2.1. Contexte géologique du Richelais

Le Richelais de Touraine se trouve en **domaine sédimentaire** en bordure sud-ouest du Bassin parisien (Fig. II-3). Les couches sédimentaires qui constituent ces auréoles se sont formées en domaine marin au Jurassique supérieur, et au Crétacé supérieur. Durant l'Oxfordien, la sédimentation marine a donné successivement des matériaux marneux, puis plus calcaires et de nouveau marneux. Au Jurassique supérieur, à une période encore mal définie, la mer s'est retirée et au Crétacé inférieur la région émergée a été affectée par des processus d'altération météorique et d'érosion jusqu'au début du Crétacé supérieur. Dès lors,

une nouvelle transgression marine au Cénomanien a permis la mise en place de dépôts sableux, puis marneux, et enfin crayeux. Des craies de plus en plus chargées en éléments détritiques (sables) se sont déposées dans la mer en Touraine, avec notamment au Turonien supérieur une instabilité tectonique des bordures sédimentaires du Bassin parisien qui a déstabilisé le régime sédimentaire. Au Sénonien, des sédiments crayeux à sableux, riches en accidents siliceux (silex ou cherts selon les secteurs), se sont mis en place jusqu'à l'émersion généralisée de la fin du Crétacé.

A la fin du Crétacé et à l'Eocène, la région a été soumise à des conditions climatiques agressives, à tendance sub-tropicale. Des formations continentales ont alors été générées par altération météorique des formations crétacées (« argiles à silex » ; silicifications), mais également grâce aux apports détritiques fluviatiles depuis les massifs anciens (Massif Central et Massif Armoricain) situés en bordure (dépôt de galets, sables ou argiles). Par la suite, la surrection progressive de la Touraine avec le rejeu local de fractures hercyniennes réactivées par les mouvements pyrénéo-alpins a provoqué le creusement des vallées. C'est au Quaternaire essentiellement que le Richelais a acquis sa morphologie actuelle, et au Quaternaire récent (Pléistocène supérieur et Holocène) que se sont déposés les limons des plateaux d'origine éolienne, les formations colluviales et les alluvions en fond de vallées.

II.2.2. Lithologie et structure géologique du site d'étude et de la zone d'extrapolation

Le site d'étude et la zone d'extrapolation s'étendent en grande partie sur **les formations turoniennes** (Fig. II-4). La zone d'extrapolation couvre également des formations sénoniennes. Ces formations possèdent ici un léger pendage N. L'échelle de la carte (1 : 50 000 ; Alcaydé *et al.*, 1989) ne permet malheureusement pas de préciser très en détail la présence de minces placages éocènes ou de formations superficielles, susceptibles de couvrir les formations crétacées en crête du versant.

Figure II-3. Localisation du Richelais et du site de Seuilly sur la carte géologique de la France au 1 : 1 000 000 (B.R.G.M, 1980).

II.2.2.1. Le substrat

- **Le Turonien (C3)** couvre environ les 2/3 de la surface du bassin du Quincampoix. Il est concordant avec les formations cénomaniennes et comporte trois faciès essentiellement carbonatés :

  - le Turonien inférieur (C3a) constitué d'une craie blanche à Inocérames disposée en bancs à minces interlits marneux. La craie est tendre, à grain fin, et relativement pauvre en quartz détritiques. La phase argileuse est dominée par la smectite, associée à de l'illite, et parfois à la kaolinite. On note parfois la présence de zéolite.

  - le Turonien moyen (C3b) formé de craie micacée blanchâtre, aussi appelée « tuffeau blanc ». Cette calcarénite légèrement piquetée de glauconie est plus ou moins cohérente, et inclut des bancs de craies plus tendres. On note la présence dans ce faciès d'opale CT et de clinoptilolite (zéolite), ainsi que de quartz, de muscovite et parfois de cherts siliceux.

  - le Turonien supérieur (C3c), ou « tuffeau jaune », est composé de calcarénites jaunâtres glauconieuses relativement épaisses et friables. Cette formation renferme des lentilles de sables détritiques et des grès à ciment calcaire ; des horizons silicifiés peuvent s'y intercaler également. La présence de glauconie sous forme de gros grains amène localement des colorations rougeâtres du faciès lorsque celui-ci est oxydé. La partie supérieure du Turonien contient une fraction détritique importante relativement aux carbonates. Elle est principalement composée de quartz, de muscovite et de bioclastes.

- Le **Sénonien (C4-6S)** témoigne de l'augmentation des apports détritiques avec tout d'abord des sables quartzeux légèrement argileux et glauconieux où s'intercalent parfois des lits plus argileux. Ensuite, ce faciès laisse place à des argiles blanches sableuses à spongiaires et à lentilles graveleuses totalement dépourvues de carbonates.

- L'**Eocène** détritique continental (e) recouvre localement les formations turoniennes ou sénoniennes. Il s'agit d'argiles sableuses, de grès quartzeux et de conglomérats à silex.

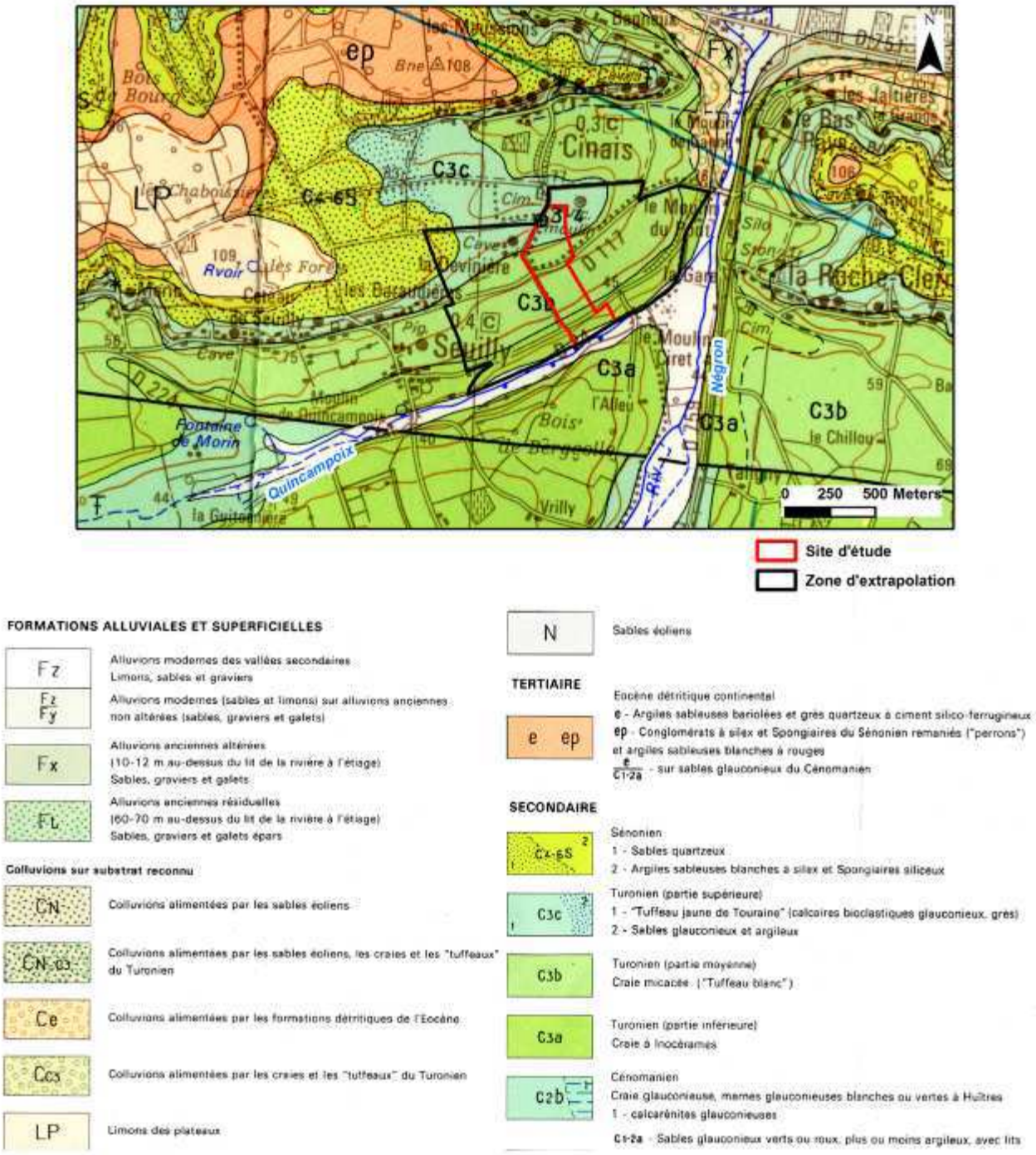


Figure II-4. Géologie du site d'étude et de la zone d'extrapolation d'après la carte géologique de la France à 1 : 50 000, Loudun (Alcaydé *et al.*, 1989).

II.2.2.2. Formations superficielles

- Les limons des plateaux (LP) sont des dépôts éoliens (loess) du Quaternaire récent. Il s'agit de placages limono-argileux bruns, d'épaisseur décimétrique dépassant rarement un mètre, à teneur variable mais faible en sables et graviers, et situés localement sur les zones hautes du bassin. On trouve régulièrement à leur base un cailloutis peu épais (environ 10 cm) formé d'éléments millimétriques à centimétriques provenant du remaniement des matériaux sous-jacents.

- Les alluvions récentes (Fz) : elles recouvrent les formations marneuses du Cénomanien supérieur (C2b) en fond de vallée. Il s'agit, généralement de bas en haut, de graviers, sables et limons, avec localement des tourbes, déposés au Pléistocène supérieur (sables et graviers) et à l'Holocène (limon-argileux et tourbes) par le Quincampoix et le Négron.

- Les colluvions récentes : la nature des colluvions dépend des formations qui les ont alimentées, parmi celles détaillées ci-dessus. Les colluvions ne sont pas représentées sur la carte géologique malgré leur présence évidente marquée par les banquettes agricoles. Il est vrai que l'échelle de la carte géologique (1 : 50 000) et la densité spatiale des observations ne sont pas adaptées à une représentation précise de ces formations très peu épaisses, peu étendues, et discontinues. L'objectif de cette étude, entre autres, est une meilleure définition de leur nature, de leur distribution spatiale, et des mécanismes de leur mise en place.

II.3. Géomorphologie

II.3.1 : Géomorphologie du Richelais

Le Richelais calcaire est constitué majoritairement de **collines calcaires** (formations du Turonien moyen C3b et supérieur C3c essentiellement) ondulant entre 80 m et 120 m d'altitude (Fig. II-5). Ces collines sont limitées au nord par la vallée de la Vienne, et au sud par la cuesta turonienne. Cette cuesta se dédouble à l'extrémité nord ouest de la zone, formant au nord du site d'étude les coteaux de Seuilly et de Cinais. Le front des cuestas est de forme irrégulière du fait de la variation de dureté des roches. A l'ouest, les formations calcaires sont progressivement recouvertes par des matériaux siliceux sénoniens ou éocènes (C4-6S et e ;

Fig. II-6). Au sud-est, la confluence de la Creuse avec la Vienne marque la limite du Richelais. Les vallées de la Veude et du Négron ont entaillé les plateaux crayeux du sud au nord jusqu'au val de Vienne (Fig. II-5). Le revers des cuestas est irrégulièrement ondulé en collines car entaillé par plusieurs petits vallons ou vallées (Fig. II-6), dont celle du Quincampoix. L'incision de ces vallons peut localement atteindre les marnes cénomaniennes (C2b).

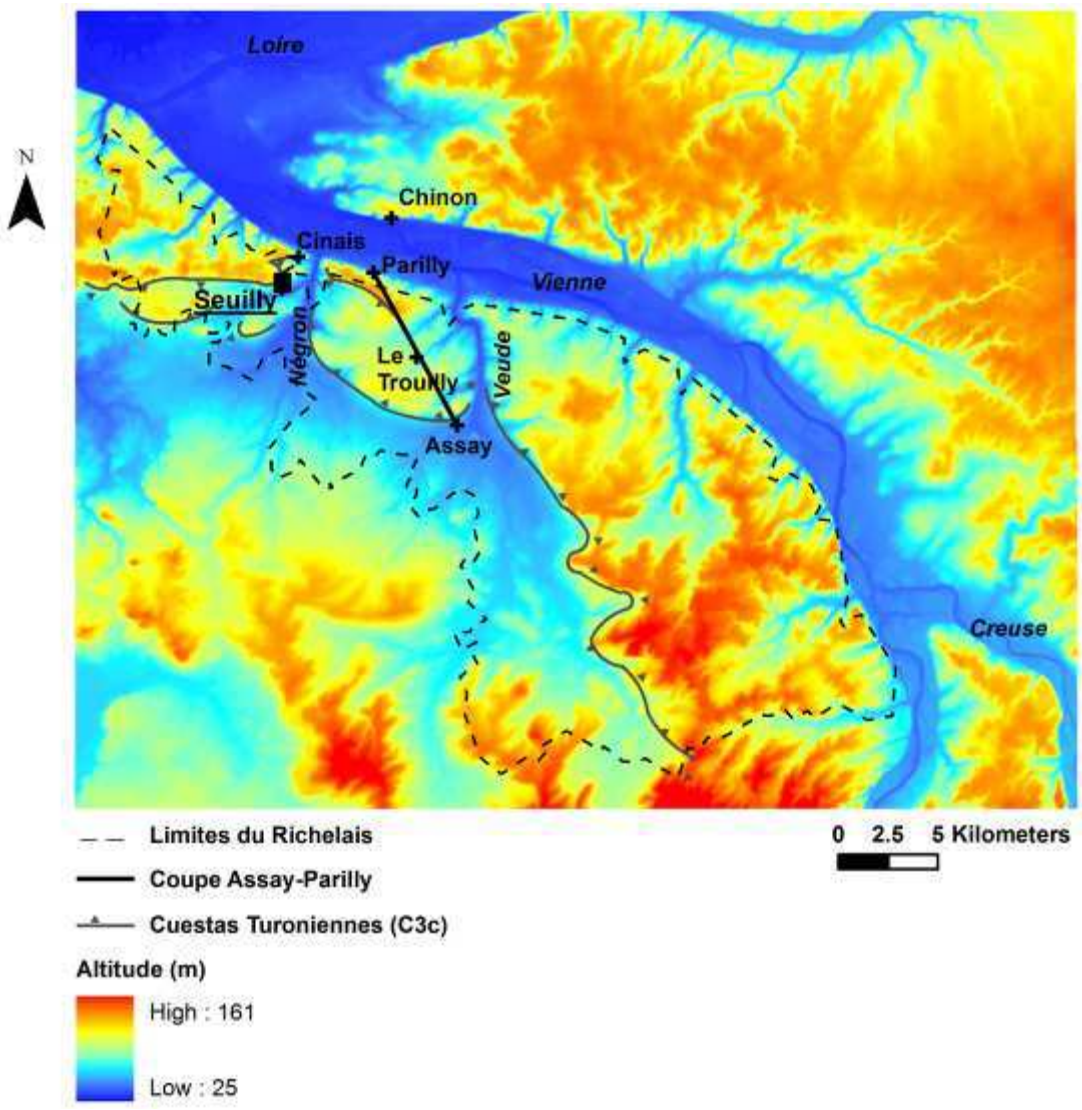


Figure II-5. Topographie du Richelais (source : BD ALTI).

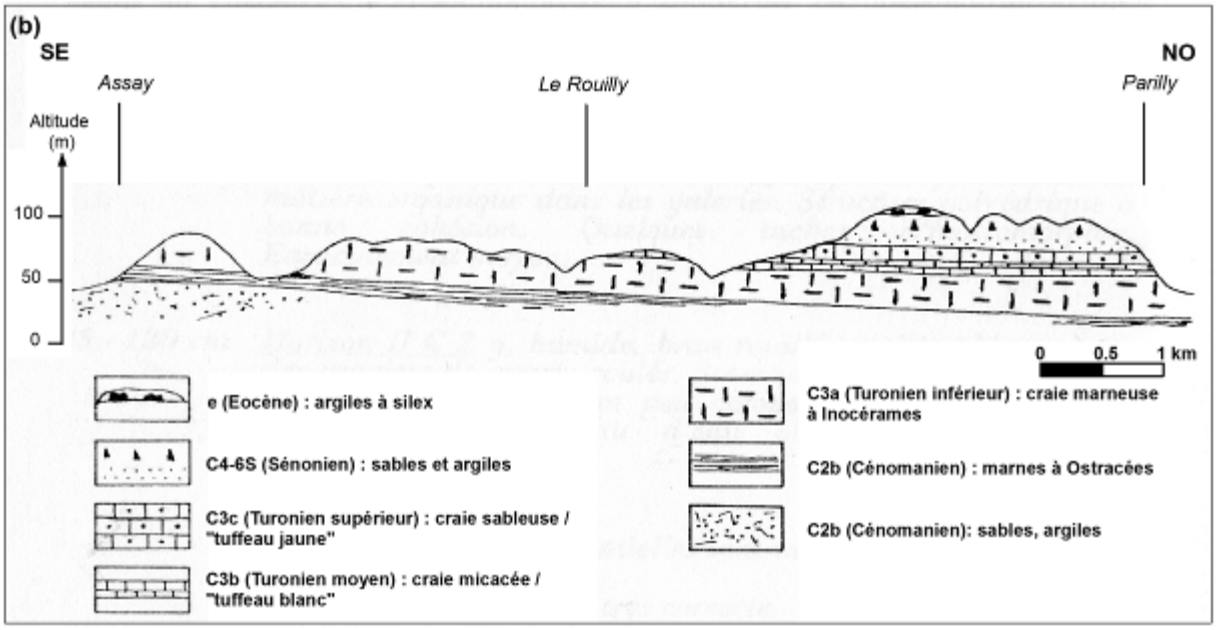


Figure II-6. Coupe géologique Assay – Parilly (d'après Boutin *et al.*, 1990). Localisation de la coupe en Fig. II-5.

II.3.2 : Topographie du site d'étude

Le site d'étude est une **portion de versant de pente orientée SSE**, qui couvre une superficie de 16 ha. Il s'étend de haut en bas du versant sur une longueur de 750 m environ, et une largeur variant entre 100 m et 250 m. Bien que ses limites amont et aval soient proches de limites naturelles (crête et talweg), le site est entièrement délimité par des structures d'origine anthropique (routes et bordures de champs). L'altitude varie de 37 m à plus de 80 m (Fig. II-7a). La pente minimale est presque nulle, en crête et pied de versant. La pente maximale est d'environ 12 %, et la pente moyenne d'environ 5 %. Les variations de pente sont relativement progressives.

Comme beaucoup de versants dans le Richelais, le relief est localement perturbé par des banquettes agricoles : on en dénombre trois nettes sur le site d'étude (notées L1, L2 et L3 sur la Fig. II-7a). De telles banquettes agricoles ont déjà été décrites en Europe et en Amérique du Nord (*cf.* Ch. I ; Fig. I-5). Morphologiquement, il s'agit d'une zone de diminution de la pente, en amont d'une bordure de parcelle, associée à une rupture de pente plus ou moins marquée en aval de la bordure (Fig. II-7b). Les banquettes agricoles ont été définies comme le résultat de l'accumulation progressive de sol en partie aval d'une parcelle,

à l'amont de sa limite. Les banquettes rencontrées ici sont soit associées à des bordures entre deux parcelles cultivées (banquette L3), soit à une bordure séparant une parcelle en amont d'une route en aval (banquettes L1 et L2). La hauteur du front de ces figures morphologiques d'origine anthropique varie ici de quelques décimètres à plus de deux mètres, créant des ruptures de pente importantes dans le paysage. Ces trois banquettes principales découpent le site d'étude en quatre unités bien distinctes (notées de 1 à 4 sur la Figure II-7a).

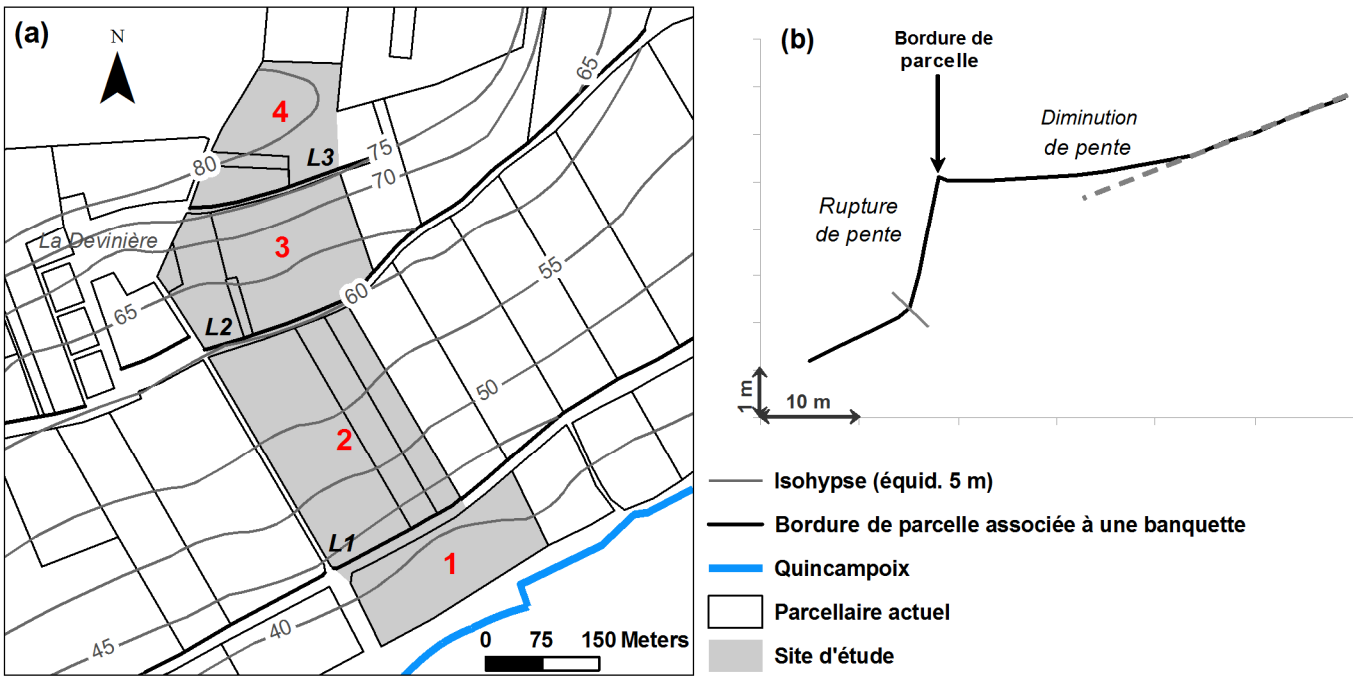


Figure II-7. Caractéristiques morphologiques du site d'étude. (a) Topographie du site d'étude, extraite des cartes topographiques de la France (série bleue) à 1 : 25 000, feuilles Loudun (1724 O) (I.G.N., 1988) et Richelieu (1724 E) (I.G.N., 2005). (b) Section transversale type d'une banquette agricole.

II.4. Climat

Il n'existe pas de relevés précis, et couvrant de longues durées, de données météorologiques sur la commune de Seuilly. Des données de Météo France pour la commune de Tours pour la période 1971-2000 sont présentées ici. Tours se situe à 45 km au nord-est de notre site. Les températures sont douces avec une moyenne annuelle de 11,1°C et les

variations saisonnières relativement modérées. En effet, le minimum hivernal est de 1,8°C en janvier et le maximum est de 25,2°C au mois d'août (Fig. II-8a). En ce qui concerne la pluviométrie, le cumul annuel moyen pour la période 1971-2000 est d'environ 700 mm/an. Les précipitations sont réparties de façon plutôt régulière sur l'année (Fig. II-8b). Le mois le plus sec est août avec une moyenne de 40 mm. Les maxima sont atteints pour la période octobre-février avec des précipitations moyennes oscillant entre 63 et 72 mm.

Ces données reflètent un climat régional de type tempéré, à caractère océanique dégradé. Toutefois, les températures dans la région de la confluence Vienne-Loire seraient plus élevées d'environ 0,5°C sur l'année, et les précipitations totales annuelles moindres (aux alentours de 600 mm/an), d'après des relevés à plus court terme effectués dans le Richelais ou à proximité (Boutin *et al.*, 1990 ; Oubelkasse, 1998).

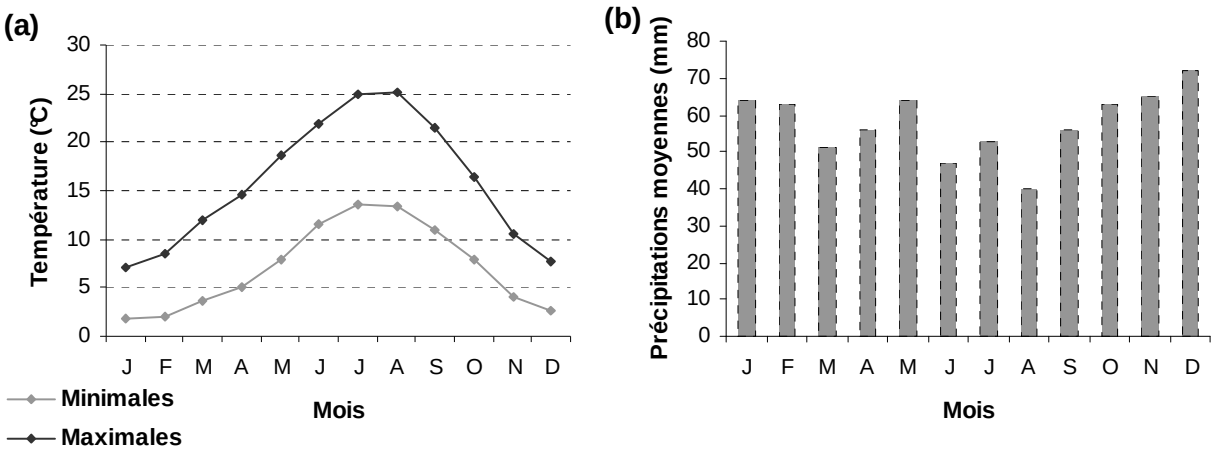


Figure II-8. Données météorologiques enregistrées sur la commune de Tours pour la période 1971-2000 : (a) Températures mensuelles moyennes minimales et maximales et (b) précipitations moyennes mensuelles (source : Météo France)

II.5. Contexte pédologique

Les types de sols sont présentés d'après le système de classification du Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008). Les textures sont déterminées d'après le triangle des textures de Jamagne (1967).

II.5.1. Typologie des sols dans le Richelais

Les grands types de sols rencontrés dans le Richelais calcaire se sont développés sur des formations géologiques variées, en place ou remaniées. **Les caractéristiques de la couverture pédologique varient essentiellement avec la lithologie des roches-mères et les reliefs associés** (Boutin *et al.*, 1990 ; Jebelean, 2001).

La toposéquence proposée par Boutin *et al.* (1990) permet d'illustrer la distribution des principaux types de sols du Richelais (Fig. II-9) :

- des **Rendosols** sont présents sur les pentes moyennes à fortes, essentiellement en rebord de cuestas et le long des coteaux. Ces sols sont argileux à limono-sablo-argileux. Les roches-mères sont les « tuffeaux » blancs et jaunes (Turonien moyen et supérieur).

- des **Calcosols** occupent de vastes surfaces sur les plateaux et dans différents talwegs. On les retrouve également en front de cuestas et sur les versants de vallées. Les sols sont argileux à limono-argilo-sableux, développés sur formations crayeuses apparaissant entre 40 cm et 80 cm de profondeur.

- on observe des **Calcisols** sur les plateaux en zone de pentes très faibles, notamment sur l'interfluve entre le Négron et la Veude. Les textures sont très variées en fonction de la roche-mère (« tuffeaux » et formations colluviales).

- des **Brunisols** plus ou moins acides à dominante sableuse à sablo-limoneuse, relativement hydromorphes, ont été observés sur les plateaux à l'est de la vallée de la Veude, et au nord du Richelais. On les observe essentiellement sur la calcarénite du Turonien supérieur et sur le Sénonien argilo-siliceux apparaissant en limite du Richelais.

- les fonds de vallées et vallons présentent des **Fluviosols** à nappe permanente, de textures argilo-sableuses à argileuses, développés sur formations alluviales et tourbes.

- des **Colluviosols** sont également présents dans les vallées et vallons qui incisent les formations crayeuses. Il s'agit de sols saturés ou calcaires, argileux à limono-argilo-sableux.

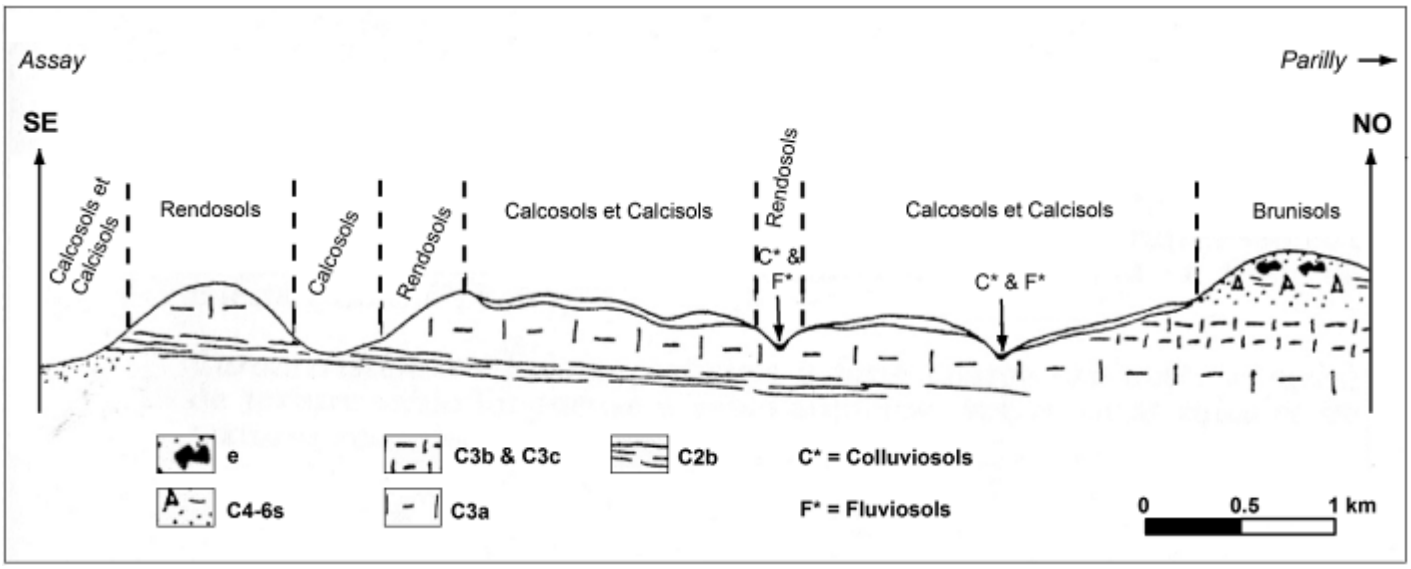


Figure II-9. Toposéquence du Richelais selon la coupe Assay – Parilly (d'après Boutin *et al.*, 1990). Localisation de la coupe : Cf. Fig. II-5.

II.5.2. Typologie des sols sur le site d'étude

Les informations concernant les sols présents sur le versant étudié sont données par la carte pédologique de Loudun à 1 : 50000 (Boutin *et al.*, 1990) et sa notice (Fig. II-10). Les sols observés sur le site d'étude, et couvrant l'essentiel la zone d'extrapolation, sont les suivants (définis selon la terminologie du Référentiel Pédologique ; Baize et Girard, 2008) :

- **les Calcosols** sont ici des sols calcaires assez épais (40 à 80 cm). Leur texture varie de limono-argileuse à limono-argilo-sableuse. Ils sont moyennement à peu caillouteux. Ils se développent en milieu de versant sur les craies turoniennes (C3a et C3b plus particulièrement), et en bas de versant sur des dépôts alluviaux et colluviaux de texture argilo-sableuse.

- **Les Calcisols** ont également ici une épaisseur variant entre 40 cm et 80 cm, avec une texture limono-argileuse à limono-argilo-sableuse. Ils sont non caillouteux et peu à pas calcaires. On les trouve en haut du versant, sur les formations du Turonien supérieur (C3c) principalement.

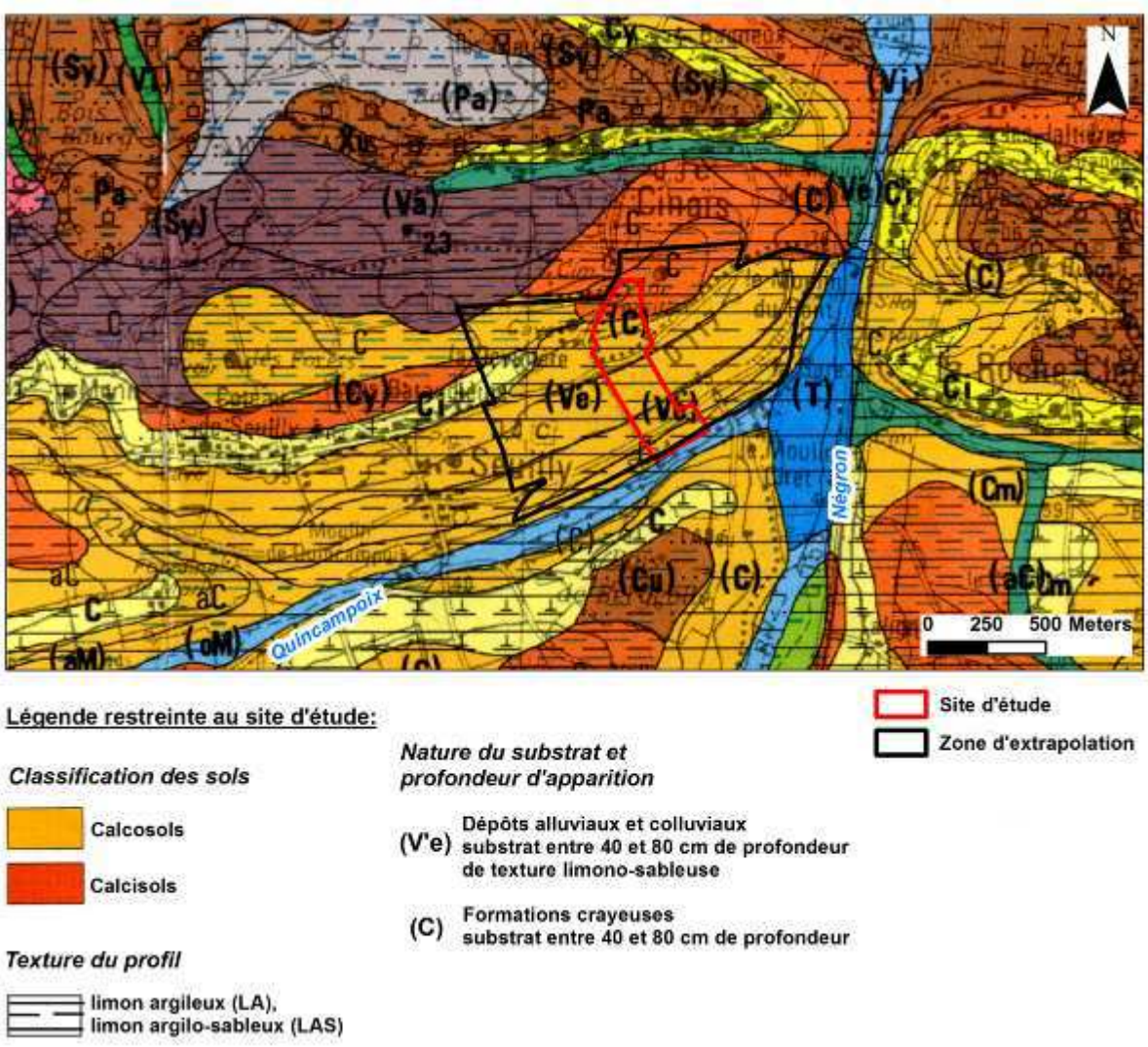


Figure II-10. Localisation du site d'étude et de la zone d'extrapolation sur la carte des sols à 1 : 50000, Loudun (Boutin *et al.*, 1990).

La précision de la carte pédologique à 1 : 50 000 par rapport à notre échelle de travail (décamétrique) et à la taille du site (16 ha) ne permet pas de tirer une information détaillée et adaptée à l'objectif de la recherche sur l'aire étudiée. La nature et les limites des types de sols effectivement présents sur le site d'étude seront précisées ultérieurement. Il existe cependant

quelques informations plus précises concernant les sols du site d'étude, mais elles ne sont pas d'ordre cartographique. Elles résultent des travaux antérieurs effectués par Bellemlih (1999) sur le bilan sédimentaire holocène dans le bassin versant du Négron. Ces résultats sont présentés dans la section suivante.

II.5.3. Caractéristiques morphologiques et texturales des sols et formations colluviales sur le site d'étude

Des sondages manuels à la tarière ont été effectués le long d'une toposéquence orientée NW-SE qui traverse la partie amont de notre site d'étude puis le longe jusqu'au talweg (Bellemlih, 1999 ; Fig. II-11a). Les sondages ont été décrits, un échantillon de surface a été prélevé dans chaque sondage et des analyses granulométriques ont été effectuées. Les limites géologiques représentées en figure II-11b correspondent aux limites de la carte géologique à 1 : 50 000, Loudun (Alcaydé *et al.*, 1989). Dix-neuf sondages ont été effectués pour élaborer cette toposéquence (Fig. II-11b).

L'épaisseur des sols mesurée, considérée comme la somme des horizons organo-minéraux et structuraux (L et S), varie de 40 à 130 cm d'après la figure II-11c. **Les sols sont nettement plus épais (de 75 cm à 130 cm) au niveau des banquettes agricoles L1, L2 et L3** selon notre nomenclature sur la figure II-7a (sondages 4, 6, 7 et 15 sur les figures II-11b et II-11c). Dans ces banquettes, plus des 2/3 de l'épaisseur des matériaux recoupés ont été définis comme « accumulations colluviales » : il s'agit donc de Colluviosols d'après le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008). Des traces de pseudomycéliums blanchâtres de carbonates ont été observées également dans la masse colluviale, et un horizon L de texture équilibrée sablo-limoneuse est décrit en surface. Des sols un peu plus épais (> 100 cm) sont également présents en zone concave en amont de la banquette L3 (sondages 1 et 2 de la Fig. II-11c). Ces sols seraient situés sur « tuffeau » jaune (C3c) et ont été décrits comme des Luvisols à horizon de surface sablo-argileux.

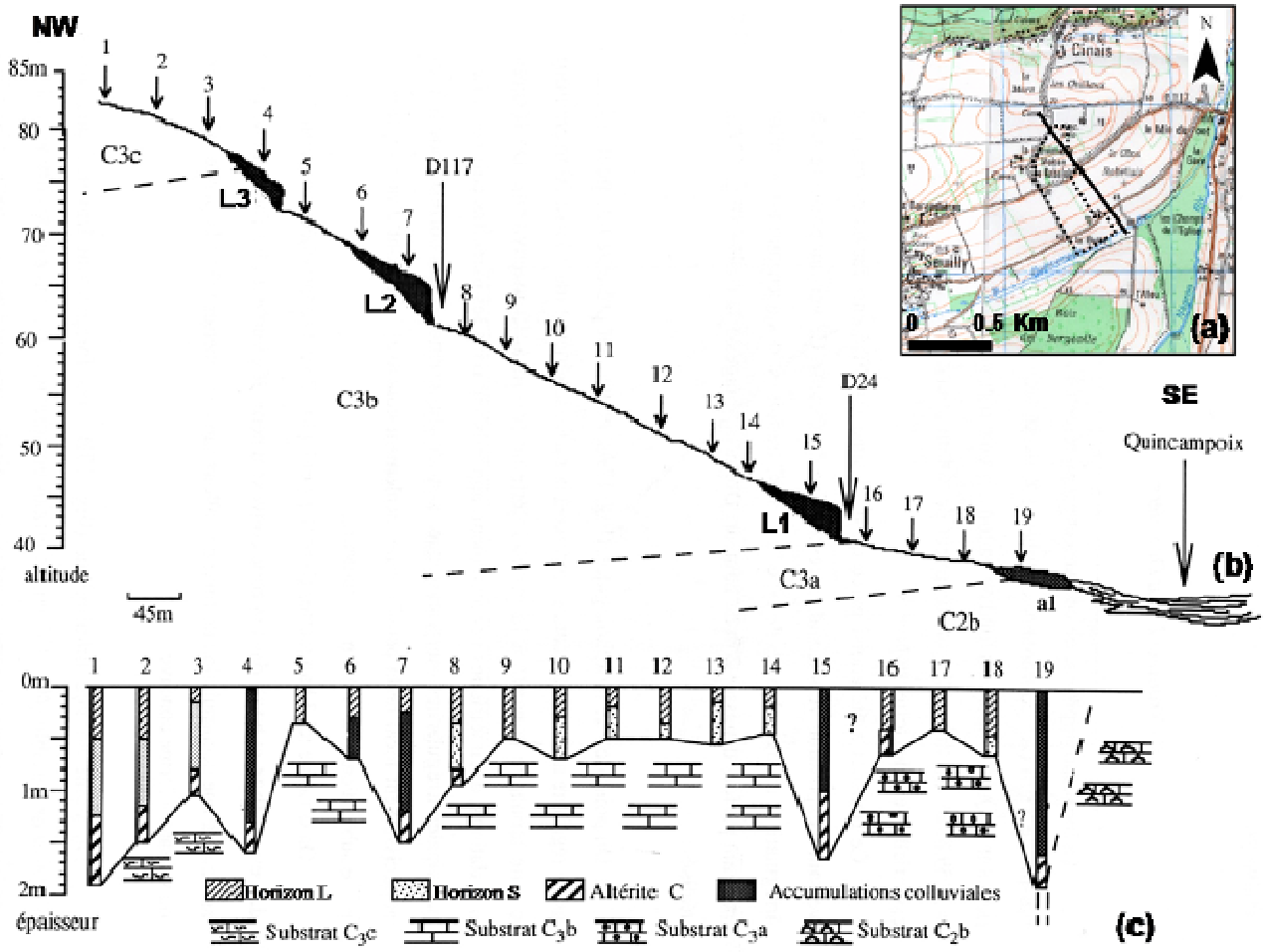


Figure II-11. Morphologie, pédologie et lithologie de la toposéquence « la Devinière », extrait des travaux de thèse de Bellemlih (1999). a) Localisation de notre site d'étude (pointillé) et de la toposéquence (trait continu) ; extraits des cartes IGN à 1 : 25 000, feuilles Loudun 1724 O (I.G.N., 1988) et Richelieu 1724 E (I.G.N., 2005). b) Distribution des accumulations colluviales et lithologie du substrat le long de la toposéquence. c) Représentation log des sondages tarière de la toposéquence.

Hors banquettes et hors zone amont, l'épaisseur des sols et sa variabilité semblent moins importantes. Des Rendosols avec un horizon de surface limono-sablo-argileux à fragments calcaires centimétriques ont été observés aux sondages 5, 9, 16 et 17. Les sondages 3, 8, 10, 11, 12, 13, 14 et 18 montrent un horizon structural plus sableux pouvant correspondre à des Calcosols. Quant au sondage 19, situé en bas de versant, il a traversé des matériaux identifiés comme d'origine colluviale. Ils diffèrent des matériaux étudiés dans les sondages liés aux banquettes par un horizon de surface limono-sablo-argileux plus sombre et

une couleur gris-verdâtre en profondeur avec des traces d'hydromorphie probablement liées à la présence de la nappe alluviale.

Les travaux de Bellemlih montrent donc que **le relief et la lithologie du substrat ne sont pas les seuls facteurs ayant influencé la diversité spatiale des sols et des matériaux superficiels sur ce versant**. La fragmentation anthropique de l'espace (bordurees de parcelles, routes…) a induit la présence de Colluviosols, notamment au niveau des banquettes agricoles situées en amont immédiat de ces bordures. Malgré la présence de nombreuses banquettes sur ce versant, aucune ne figure sur la carte pédologique (Boutin *et al.*, 1990) : il est vrai que l'échelle de la carte (1 : 50 000) est inadaptée à leur représentation. Les travaux de thèse de Bellemlih (1999), qui ont concerné l'ensemble du bassin versant du Négron (162 km²), paraissent montrer que ce sont essentiellement les sols, et non les substrats rocheux, qui ont été les plus soumis à l'érosion au cours de l'Holocène. L'auteur indique d'ailleurs que l'évolution des sols aurait été fortement influencée par l'érosion mécanique, notamment l'érosion aratoire. Ceci sera vérifié au cours des travaux suivants. Parmi les sols rencontrés ici, les Rendosols sont également absents de la carte pédologique Loudun à 1 : 50 000 (Boutin *et al.*, 1990) présentée dans le *§* précédent (Fig. II-9).

II.6. Evolution de l'occupation humaine

II.6.1. Occupation des sols dans le Richelais

Le Richelais calcaire (525 km²) est une zone rurale où **l'agriculture est pratiquée localement depuis le Néolithique** (Macaire *et al.*, 2006). L'agriculture constitue aujourd'hui l'activité principale du Richelais : 67 % de sa superficie y sont en effet consacrés (I.N.S.E.E, 2000). Environ 15% de sa superficie sont sous couvert forestier.

La **céréaliculture** constitue l'activité agricole actuelle dominante, avec plus de 54 % de la S.A.U. (Surface Agricole Utile) du Richelais (http://www.insee.fr). Différents types d'orge et de blé sont cultivés, en cultures d'hiver ou de printemps. La céréale dominante en été est le maïs souvent situé en bas de versants notamment, aux abords du Quincampoix. Des cultures « industrielles » sont également conduites ici, comme le colza, le tournesol et la betterave. Les activités culturales sont préférentiellement menées sur les Calcosols

développés sur craies turoniennes. D'après les agriculteurs, les terres sont exploitées principalement avec des cycles de rotation de cultures de trois ans. Une faible proportion des exploitants semble utiliser des engrais verts (CIPAN dont moutarde, luzerne…) et minimiser les passages d'engins de labour. L'utilisation de produits phytosanitaires et fertilisants a souvent été observée sur le terrain au cours de ces trois dernières années, et semble être courante depuis quelques dizaines d'années d'après les travaux de Jaffré (2003) sur les eaux du Marais de Taligny.

L'élevage est une activité très rare aujourd'hui dans le Richelais. Les prairies de fond de vallées ont bien souvent été reconverties pour la culture du maïs ou pour la populiculture au cours de ces dernières années. Moins de 1% de la surface du Richelais est actuellement consacrée à la viticulture : celle-ci a considérablement souffert du phylloxera à la fin du XIXème siècle.

II.6.2. Occupation des sols sur le site d'étude

Le site d'étude se trouve donc dans une zone d'agriculture céréalière actuellement intensive. Le site de 16 ha est lui-même largement dominé par les cultures qui représentent plus de 93 % de la surface (Tableau II-1). Viennent ensuite les routes et rebords enherbés associés, couvrant 3,6 % de la surface.

Tableau II-1. Occupation du sol et surfaces associées en 2010 sur le site d'étude

	Surface (ha)	% relatif
Céréales & cult, Industrielles	15	93,75
Vignes	0,19	1,19
Bois	0,11	0,69
Jardin privatif	0,12	0,75
Routes	0,77	3,62
Totale site	16	100

Actuellement, seule une petite parcelle de vigne existe encore sur le site, alors que la viticulture était beaucoup plus développée il y a plus de 150 ans. La consultation, au centre des archives départementales (de Chambray-les-Tours, 37), des matrices cadastrales associées

aux cadastres napoléoniens, a montré que des vignes étaient présentes en plus grande proportion en 1836 (au moins 15 % de la surface ; Fig. II-12). Elles étaient préférentiellement situées sur les pentes associées au « tuffeau jaune » turonien (C3c) (*Cf. §* II.2.2.). De nombreuses vignes ont été arrachées entre 1890 et 1915 suite au phylloxéra. La viticulture a par la suite décliné petit à petit, l'appellation Chinon (vin d'AOC renommé en France) n'ayant pas été accordée à la commune de Seuilly.

La lecture des matrices cadastrales a également permis d'observer que les vergers (noyers, pommiers, mûriers) et jardins étaient beaucoup plus nombreux il y a un siècle. De ce fait, les paysages étaient plus verdoyants qu'à l'heure actuelle, les sols moins souvent nus, et moins affectés par les passages répétés de lourds engins de labour.

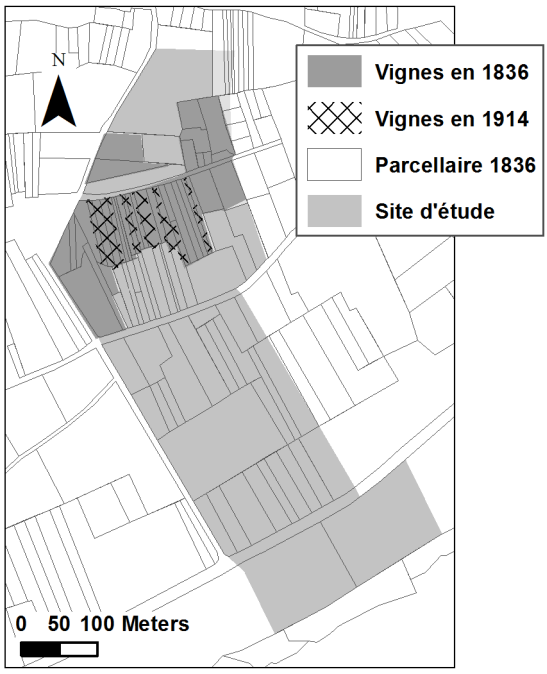


Figure II-12. Localisation des vignes en 1836 et 1914 sur le site d'étude d'après les matrices cadastrales (Archives Départemenatles, Indre-et-Loire)**.**

II.6.3. Evolution de la fragmentation spatiale sur le site d'étude

La Figure II-13 présente les différents réseaux de limites parcellaires au sein du site d'étude à quatre dates distinctes (1836, 1945, 1959 et 2010). Les différents réseaux ont été obtenus par l'intermédiaire du cadastre napoléonien pour celui de 1836, et de photos

aériennes de l'I.G.N pour les suivants (photographies de 1945, 1950, 1959, 1972, 1980, 1986 et 2010). J'ai retenu, après étude des différents documents, les quatre réseaux les plus différenciés, dont la succession reflète au mieux les changements de fragmentation spatiale imposés par les activités humaines au cours de ces 175 dernières années, c'est-à-dire 1836, 1945, 1959 et 2010. Les informations sur les périodes antérieures sont beaucoup plus rares et n'ont pu être exploitées. Les documents ont été scannés, géoréférencés sous S.I.G. (ArcGIS 9.3 ®), et les bordures de parcelles digitalisées.

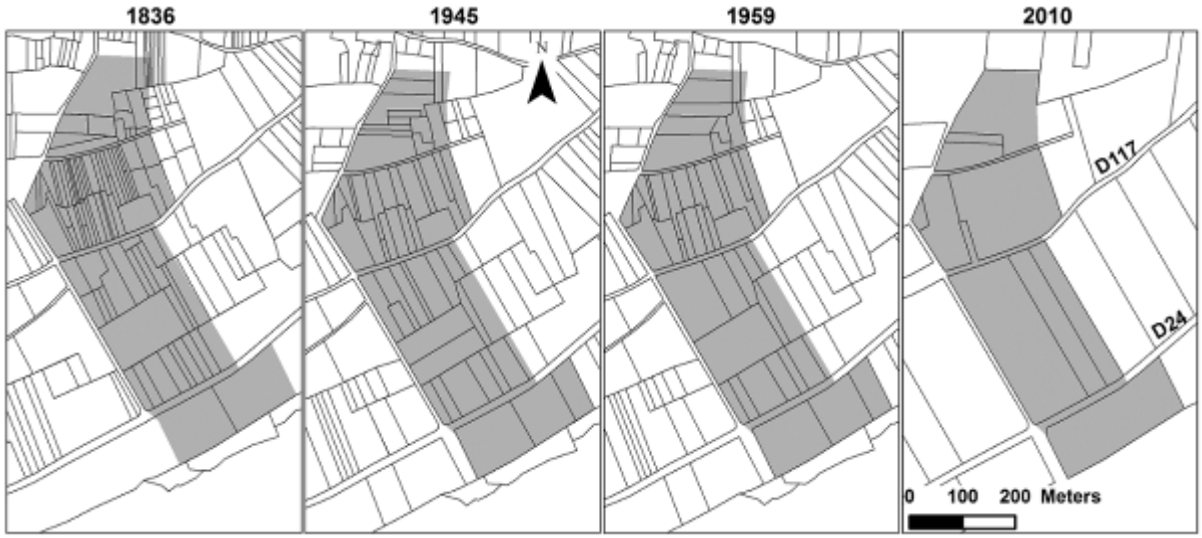


Figure II-13. Evolution du réseau de limites parcellaires de 1836 à 2010 sur le site d'étude, d'après le cadastre napoléonien (1836) et des photos aériennes de l'I.G.N (1945, 1959 et 2010).

Il est important de noter que le réseau extrait des cadastres napoléoniens correspond aux limites de propriétés qui ne sont pas nécessairement toutes des bordures effectives d'unités culturales (cela concerne le réseau de 1836). En revanche, les réseaux digitalisés de 1945, 1959 et 2010 définissent les bordures d'unités culturales ; les bordures de 2010 ont été vérifiées et précisées par des relevés DGPS sur le terrain. Il aurait été préférable d'obtenir les bordures des unités culturales uniquement pour tous les réseaux car nous recherchons les conséquences de l'évolution des réseaux parcellaires sur la couverture pédologique, et notamment les déplacements de matière solide, mais cela n'a pas été possible.

Il est donc difficile d'apprécier l'évolution des bordures de parcelles entre 1836 et 1945. On peut cependant émettre quelques hypothèses d'après les connaissances tirées de la consultation des matrices cadastrales. On peut supposer que les changements les plus

importants dans la géométrie des unités culturales sont apparus dans la moitié nord du site d'étude (au dessus de la D117; Fig. II-13) où les vignes et quelques jardins privatifs étaient concentrés au 19ème siècle. Comme expliqué précédemment, la vigne a peu à peu regréssé à la fin du 19ème siècle (suite au phylloxera) et laissé place à des céréales (Fig. II-12). Pour la moitié sud du site, l'évolution moins drastique de l'agriculture aurait amené une évolution plus limitée du parcellaire entre 1836 et le début du 20ème siècle. Ces surfaces étaient majoritairement consacrées aux céréales, aux vergers, et aux pâtures spécialement en bas de pente. Petit à petit les vergers ont ensuite disparu pour laisser place aux céréales comme ailleurs.

L'évolution de la fragmentation du paysage semble avoir été plus importante dans la deuxième moitié du 20ème siècle du fait des campagnes de remembremens. Les nouvelles politiques et la mécanisation ont entraîné le regroupement d'exploitations sur de grandes parcelles (Baudry et Burel, 1984 ; Vitikainen, 2004). Ceci avait pour but de faciliter et d'optimiser l'exploitation des terres, réduire les temps de travail et économiser les carburants. Dans la commune où est localisé notre site d'étude, un remembrement important a eu lieu en 1967. Depuis, des changements locaux assez limités ont été effectués en commun accord entre propriétaires et/ou exploitants.

Le Tableau II-2 présente quelques chiffres concernant le nombre et la géométrie des parcelles en 1945 et 2010 calculés par l'intermédiaire du S.I.G ArcGIS 9.3 ®. Ces chiffres permettent de mieux apprécier les conséquences du remembrement parcellaire et des divers échanges effectués. Afin de procéder à ces calculs, les parcelles recoupées par les limites du site d'étude dont moins de la moitié de la surface était incluse dans le site n'ont pas été prises en compte. Ceci explique que les surfaces totales soient un peu différentes entre les deux dates. La taille moyenne des parcelles a quintuplé entre 1945 (0,3 ha) et 2010 (1,57 ha). Le nombre des parcelles a donc été divisé par 5 avec 50 parcelles en 1945 et 10 en 2010. Le périmètre moyen d'une parcelle a plus que doublé (258 m en moyenne en 1945, 555 m en 2010). De plus, si l'on mesure les linéaires totaux (routes et bordures de parcelles) sur la stricte surface étudiée on voit que la longueur totale du réseau a été divisée par deux. Que l'on soit en 1945 ou en 2010, les linéaires verticaux sont plus importants que les linéaires horizontaux : la longueur des parcelles est majoritairement orientée dans le sens de la pente. Cette information est non négligeable concernant l'érosion, étant donné que les exploitants ont tendance à labourer selon la longueur des parcelles. Néanmoins, les linéaires horizontaux

ont moins diminué proportionnellement que les linéaires verticaux de 1945 à 2010. Moins de linéaires horizontaux (orientés perpendiculairement à la pente) signifie d'autant moins de haies ou d'arbres pour faire obstacles aux matériaux ruisselés sur le versant. Les haies sont d'ailleurs aujourd'hui absentes du site d'étude, contrairement au début du siècle dernier. Quant aux quelques noyers (reliques d'anciens vergers) qui délimitaient autrefois les parcelles, et qui se sont retrouvés après remembrement dans les parcelles, ils ont été abattus par les exploitants. Certains chemins pierreux ont été retracés ou éliminés aux environs du site. Pour finir, on note que les bordures et routes liées aux banquettes agricoles actuelles sont présentes depuis au moins 1836.

Tableau II-2. Comparaison du nombre de parcelles (unités culturales), et de leurs données géométriques (périmètres, linéaires), sur le site d'étude entre 1945 et 2010.

	1945	2010
Parcelles (nombre)	50	10
Surface totale (ha)	15,1	15,7
Surface moyenne (ha)	0,3	1,57
Surface minimale (ha)	0,04	0,12
Surface maximale (ha)	1,24	3,72
Périmètre moyen (m)	258	555
Linéaires totaux (m)	7336	3663
Linéaires horizontaux* (m)	2494	1328
Linéaires verticaux** (m)	4842	2335

* Linéaires horizontaux : longueur de limites de parcelles dont la direction fait un angle compris entre 45° et 90° avec la direction de plus grande pente

** Linéaires verticaux : longueur de limites de parcelles dont la direction fait un angle inférieur ou égal à 45° avec la direction de plus grande pente

II.7. Indicateurs d'Erosion-Dépôt de Sols (SEDI) identifiés sur le site d'étude

L'état actuel des connaissances concernant les caractéristiques physiographiques du site d'étude et quelques observations ont permis de **distinguer différents SEDI exploitables pour l'étude des phénomènes d'érosion-dépôt actifs sur le versant**. Mes travaux

s'intéressant à l'effet de l'évolution des parcellaires sur la redistribution des sols, l'étude des SEDI liés à l'échelle paysagère s'avère indispensable. Cette partie propose une brève présentation des SEDIs présents à l'échelle paysagère sur le site. Les précisions concernant la nature et le principe de fonctionnement de chacun des SEDI sont exposés dans le Ch. I.

- Banquette agricole (*lynchet*) : trois banquettes (L1, L2 et L3) sont bien distinctes sur le site d'étude, découpant celui-ci en quatre unités morphologiques (notées 1 à 4 sur la Fig. II-7a). Ces trois banquettes sont présentées dans le *§* II.3.2.

- Morphologie des horizons de sols (*horizon morphology*) : la toposéquence réalisée le long du versant par Bellemlih en 1999 montre que la morphologie des horizons et l'épaisseur de sol varient fortement localement en lien avec l'accumulation de matière (*Cf. §* II.5.3 ; Fig. II-11).

- Fragments anguleux de roches (*angular rock fragment*) : la surface du sol présente localement une concentration plus élevée en fragments anguleux de roches, notamment en contrebas de zones convexes et sur les pentes les plus accentuées (Fig. II-14).

Figure II-14. Fragments anguleux de roches calcaires (décimétriques à pluridécimétriques) sur le site d'étude.

- Couleur/réflectance des sols (*soil colour/reflectance*) : les sols du site d'étude, et alentours, ont des couleurs variables présentant une structuration dans l'espace (Fig. II-15).

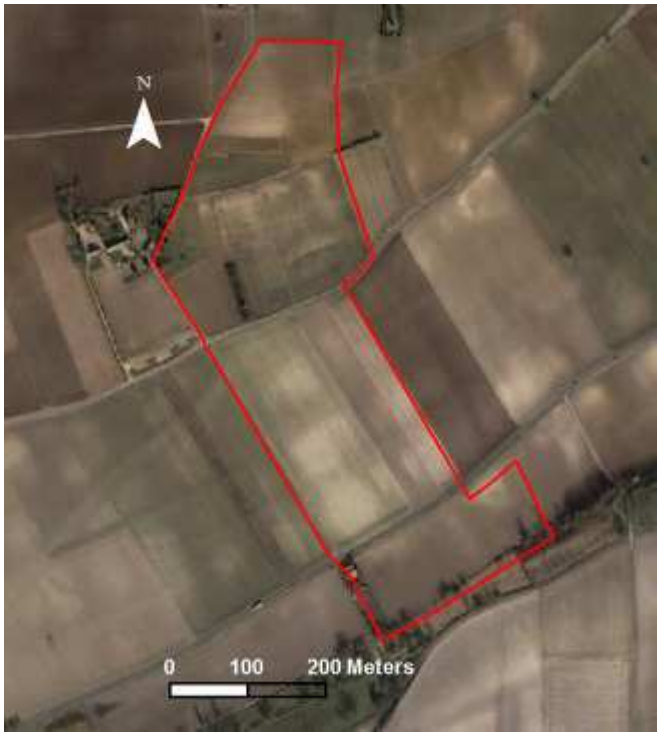


Figure II-15. Variabilité spatiale de la couleur des sols (extrait d'une photo aérienne de l'I.G.N, 2007).

- Radionucléides (*radionuclides*) : l'étude de Fourmont (2001) intitulée « Analyse de l'évolution subactuelle des banquettes colluviales anthropiques par la méthode du Césium-137. Influence sur le bilan sédimentaire du bassin du Quincampoix (sud-ouest du Bassin parisien, France) » comprend des mesures de spectrométrie gamma en plusieurs points du site d'étude. Les résultats montrent des variations significatives de l'activité en ^{137}Cs sur le site en lien avec des processus d'érosion-dépôt. Les mesures ont été effectuées le long d'un transect amont-aval.

- Eléments stables (*stable elements*) : les roches du substrat fournissent des éléments naturels stables. De plus, le traitement à la bouillie bordelaise (sulfate de cuivre) des vignes aujourd'hui disparues (Fig. II-11), et les intrants phosphatés, ont pu induire des traceurs supplémentaires : éléments Cu et P.

- Artéfacts archéologiques en surface (*artefact cover*) : de nombreux artéfacts sont visibles à la surface du sol sur le site d'étude. Ils sont de natures diverses (poteries, vaisselles, TCA*, outils, silex taillés…) et datent de différentes époques. La découverte d'un ou de plusieurs sites archéologiques pourrait permettre le traçage de l'érosion sur le versant.
  * TCA : Terres Cuites Architecturales

II.8. Résumé

D'après les informations à notre disposition à ce niveau de l'étude, le versant et notamment le strict site d'étude présentent les principales caractéristiques suivantes :

- un substrat calcaire du Turonien (C3b et C3c) dominant, avec potentiellement un recouvrement par des formations argilo-sableuses du Sénonien (C4-6S) ou de l'Eocène (e) en haut de versant ;

- une topographie ondulée douce, perturbée localement par des banquettes agricoles ;

- une couverture pédologique reflétant les variations lithologiques et topographiques du versant, localement marquée par des phénomènes d'érosion-dépôt (Colluviosols dans les banquettes agricoles et Rendosols en aval des banquettes agricoles) ;

- une occupation des sols ancienne (depuis le Néolithique) avec des évolutions importantes des types d'occupation des sols et des modifications du degré de fragmentation du paysage depuis 1836.

La prise en compte de ces facteurs est indispensable à la compréhension de la répartition actuelle des sols. La présence de nombreux SEDIs à l'échelle du paysage, offre un potentiel important pour préciser la nature, la variabilité spatiale, et l'intensité des processus d'érosion-dépôt impliqués dans la redistribution ancienne et actuelle des matériaux constiuant les sols.

Chapitre III - Morphologie du paysage agricole et liens avec la variabilité spatiale de l'épaisseur des sols

Ce chapitre comprend essentiellement un article accepté, sous presse, constituant *in extenso* le *§* III.2., dont les principaux résultats sont présentés et résumés dans le *§* III.1.

III.1. Objectifs et principaux résultats

Ce chapitre vise à **déterminer les relations existant entre certains éléments linéaires de la morphologie du site d'étude et la variabilité spatiale de l'épaisseur de sol**. Plus particulièrement, il sera recherché s'il y a des variations d'épaisseur de sol induites par des phénomènes de départ ou de dépôt de sol liés à la présence de bordures de parcelles. L'approche adoptée ici est focalisée plus particulièrement sur l'étude de figures morphologiques linéaires remarquables dans le paysage : ces figures sont principalement orientées perpendiculairement à la pente et de largeur décamétrique. Cette étude a fait l'objet d'un article, intitulé : « Classification and mapping of anthropogenic landforms on cultivated hillslopes using DEMs and soil thickness data – Example from the SW Parisian Basin, France », accepté et sous presse dans la revue "Geomorphology". Cet article comprend toutes les précisions sur les méthodes, les résultats et les interprétations.

Deux types de figures morphologiques linéaires ont été étudiés ici : les **banquettes agricoles** (« lynchets ») et les **ondulations** (« undulations »). Les premières sont actuellement associées à des bordures de parcelles, contrairement aux secondes. Les banquettes agricoles sont considérées comme des indicateurs topographiques de dépôt de sol (« topographic SEDI » ; *cf.* Ch. I). Des études ont montré que leur développement est assuré par l'effet de barrière induit par la bordure de parcelle associée, sur les flux de matière provenant de l'amont, flux d'origine hydrique et/ou aratoire (Bollinne, 1971; Papendick and Miller, 1977; Van Dijk *et al.*, 2005; Follain *et al.*, 2007). Une banquette agricole se caractérise sur le secteur étudié par une diminution progressive de pente en amont de bordure de parcelle,

menant à une pente très douce (< 3%), et par une rupture de pente large de quelques mètres en aval de la bordure (Fig. 3a et c de l'article *§* III.2.). Les ruptures de pentes associées aux banquettes L1, L2 et L3 (*cf. §* II.3.2.) peuvent engendrer localement une dénivellation de plus de 2 m. Les ondulations sont de larges convexités graduellement reliées à la pente générale du versant, à leurs parties amont et aval, par des concavités plus ou moins marquées (Fig. 3 b et d de l'article *§* III.2.). Six ondulations ont été observées sur le site d'étude (U1 à U6).

Un **MNA (Modèle Numérique d'Altitude)** a été établi sur une grille d'une maille régulière de 2 m sur le site d'étude de 16 ha afin de caractériser précisément sa morphologie (Fig. 6 de l'article *§* III.2.). La pente, la courbure profilée (verticale), la courbure planiforme (horizontale) et la courbure (Zevenberger and Thorne, 1987) ont été dérivées du MNA. L'épaisseur de sol, considérée comme la somme des épaisseurs des horizons L et S, a été densément prospectée sur le site d'étude (au total 734 sondages à la tarière à main sur les 16 ha). Pour ce faire, deux plans d'échantillonnage ont été adoptés (Fig. 4 de l'article *§* III.2.). Le plan d'échantillonnage Σ est raisonné : ces points se concentrent sur les trois banquettes et six ondulations observées sur le terrain. Le plan d'échantillonnage Δ suit un schéma aléatoire stratifié appliqué à l'ensemble du site d'étude (un point pris au hazard dans chacune des mailles de 25 m de côté d'une maille). L'épaisseur de sol a ensuite été estimée par krigeage sur le site total (Fig. 8a de l'article *§* III.2.) à partir d'un jeu d'estimation de 586 points (80% du jeu total). Les 148 points restant constituent un jeu de validation. La morphologie et l'épaisseur de sol sur le site d'étude montrent des schémas de variations communs. En effet, les variations à courte-distance de l'épaisseur de sol les plus marquées sont orientées perpendiculairement à la pente et concentrées sur les figures morphologiques étudiées.

Les **734 points de sondage ont alors éte répartis en trois classes, selon une méthode experte basée sur les variations de topographie** (*§* 2.3 et Fig. 5 de l'article *§* III.2.), en trois classes. La classe 1 contient les points situés sur les banquettes agricoles, la classe 2 ceux localisés sur des ondulations, et enfin la classe 0 regroupe les points en dehors des figures morphologiques (surfaces indifférenciées). Une **méthode de classification (« Classification Tree » : arbre de classification ; Breiman *et al.*, 1984)** basée sur des analyses statistiques a été appliquée au jeu d'estimation afin de construire automatiquement des modèles de classification des points dans les classes d'appartenance aux formes précitées. Deux modèles ont été construits. Le premier, nommé CT_{soil}, est basé sur l'analyse statistique

des variables prédictives suivantes : la pente, la courbure profilée, la courbure planiforme, la courbure, et l'épaisseur de sol. Le second utilise les mêmes variables prédictives, exceptée l'épaisseur de sol. L'efficacité de chacun des modèles est alors testée et discutée afin de souligner les liens existant entre figures morphologiques et variabilité spatiale de l'épaisseur de sol. Pour ce faire, chaque modèle a été implémenté dans le Système d'Informations Géographique ArcGIS 9.3 afin de cartographier les résultats de classification des figures morphologiques de chacun (Fig. 9 de l'article *§* III.2.). Chaque modèle permet d'identifier et de cartographier de manière plus ou moins précise les figures morphologiques étudiées à partir des variables prédictives concernées : les banquettes L1 à L3, et les ondulations U1 à U6. De plus, de nouvelles figures morphologiques linéaires et de largeur décamétrique sont détectées par les modèles CT_{topo} et CT_{soil}. Les résultats obtenus via la cartographie ont ensuite été comparés à la classification expert pour des points du jeu de validation.

Les résultats de validation des modèles CT_{soil} et CT_{topo} montrent respectivement que 83% et 67% des points du jeu de validation ont été correctement reclassés par ces modèles (Tab. 5 et 7 de l'article *§* III.2.). Chacun des deux modèles classe très bien les points situés sur les banquettes agricoles : ces figures ont en effet des caractéristiques morphologiques et d'épaisseur de sol très différentes des ondulations et des surfaces non différenciées. De ce fait, les gammes de valeurs de chacune des variables prédictives, morphologiques et d'épaisseur de sol de la classe 1 apparaissent statistiquement différenciables des gammes de valeurs observées en classes 0 et 2 (Tab. 3 de l'article *§* III.2.). Les principales erreurs observées dans l'application des deux modèles résident essentiellement de la difficulté de discriminer de manière nette les ondulations des surfaces indifférenciées (Tab.5 et 7 de l'article *§* III.2.). Il s'avère que les ondulations ne peuvent être distinguées des surfaces indifférenciées que sur la base des variables courbure, courbure profilée et épaisseur de sol (Tab. 3 de l'article *§* III.2.). Les confusions entre ondulations et surfaces indifférenciées sont donc plus marquées lorsque l'épaisseur de sol n'est pas prise en compte en tant que variable prédictive dans l'application d'arbre de classification (modèle CT_{topo}).

La variabilité spatiale de l'épaisseur de sol paraît plus importante au niveau des banquettes et des ondulations. En effet, ces figures morphologiques correspondent à des épaississements de sol. Les valeurs moyennes d'épaisseur de sol sont de 1,10 m, 0,62 m et 0,45 m, respectivement, dans les banquettes agricoles, les ondulations, et les surfaces

indifférenciées. La distribution spatiale des épaississements mesurés dans les figures morphologiques apparaît typique pour chaque type de figures. L'épaississement observé dans les banquettes agricoles évolue, en coupe verticale, comme un pseudo triangle rectangle (Fig. 8b de l'article *§* III.2.). L'épaississement de sol dans les ondulations évolue quant à lui plutôt avec la forme d'une lentille convexe (Fig. 8c de l'article *§* III.2.). La forme et l'intensité de ces épaississements de sol tendent à expliquer en grande partie la morphologie de chacune des figures prospectées. La variabilité spatiale du toit de la l'altérite du sous-sol (toit de l'horizon C) semble toutefois également intervenir de manière plus ou moins marquée dans l'intensité morphologique de certaines de ces figures.

La comparaison des cartes de classification obtenues et des réseaux parcellaires connus depuis 1836 démontre que les **ondulations** identifiées, et les épaississements de sol associés, sont **liés à des bordures de parcelles anciennes**, principalement disparues lors d'une campagne de remembrement de 1967. Les ondulations pourraient s'être développées à partir de processus d'érosion-dépôt liés à la présence prolongée d'une bordure de parcelle. Hypothétiquement, une ondulation pourrait correspondre à une ancienne banquette agricole, peu développée, et arasée lentement depuis 1967, date de disparition de la bordure (Bollinne, 1971 ; Houben, 2008). Une ondulation pourrait également correspondre à une « crête de labour » qui se forme par accumulation de sol, plus ou moins symétrique, de chaque côté d'une bordure de parcelle (Callot, 1980; Leturcq, 2008). Pour ce qui concerne les banquettes agricoles du site d'étude, bien marquées dans le paysage et identifiées par les modèles, elles semblent quant à elles associées à des bordures pérennes depuis au moins 1836.

Au total, banquettes agricoles et ondulations couvrent 39% de la surface totale du site et stockent pratiquement 15% du volume total de sol présent sur le site. Comme les banquettes agricoles, les ondulations semblent apparaître comme des indicateurs topographiques d'érosion-dépôt de sol induits par les parcellaires agricoles anciens. Cette étude permet de souligner l'importance des parcellaires actuels et anciens sur la variabilité spatiale actuelle de l'épaisseur des sols sur le site d'étude. Elle ouvre également de nouvelles perspectives sur les possibilités de dresser des cartes prédictives de l'épaisseur des sols, et donc de certaines de leurs propriétés, à partir des paramètres des figures morphologiques associées au parcellaire en contexte agricole.

Les figures morphologiques linéaires traduisent donc des variations d'épaisseur de sol. La question se pose de la cause de ces variations : les matériaux constituant les sols ont-ils subi un transport (sols autochtones ou allochtones) ? et si oui, quel en est l'agent (hydrique ou aratoire) et depuis quand ? Ces questions seront traitées dans les chapitres suivants.

III.2. Article accepté, sous presse dans « Geomorphology »

Classification and mapping of anthropogenic landforms on cultivated hillslopes using DEMs and soil thickness data – Example from the SW Parisian Basin, France

Chartin, C. [a,*], Bourennane, H. [b], Salvador-Blanes, S. [a], Hinschberger, F. [a], Macaire, J.-J. [a]

[a] *Université François-Rabelais de Tours, Université d'Orléans, CNRS/INSU, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans - UMR 6113, Faculté des Sciences et Techniques, Parc Grandmont, 37200 Tours, France*

[b] *INRA - Unité de Science du Sol, 2163 avenue de la Pomme de Pin, CS 40001 Ardon, 45075 Orléans Cedex 2, France*

***** Corresponding author: Tel. +33/2/47367339, Fax. +33/2/47367090

E-mail address: caroline.chartin@etu.univ-tours.fr (C. Chartin)

Abstract

This study focuses on linear anthropogenic landforms of decametric width on cultivated hillslopes and their relations to soil thickness variability. The 16 ha study area shows a rolling topography supported by Cretaceous chalk of the SW Parisian Basin, France. Two types of landforms were identified: lynchets, similar to those described as soil terraces occurring on downslope field parts in other contexts, and undulations, linear, convex landforms that cut across fields. An accurate DEM and a detailed soil thickness survey were performed all over the study area. Soil samples were classified considering their location on specific types of anthropogenic landforms. Classification tree (CT) method was applied to assess whether lynchets and undulations can be discriminated through morphometric attributes (slope,

curvature, profile curvature and planform curvature) and soil thickness (CT_{soil}) or through morphometric attributes only (CT_{topo}). The CT application establishes predictive classification models to map the spatial distribution of lynchets and undulations over the whole study area. The validation results of the CT_{soil} and CT_{topo} applications show model efficiencies of 83% and 67%, respectively. Both models performed well for lynchets. Errors arise mainly from difficulties in unequivocally discriminating gently convex undulations and undifferentiated surfaces, especially when soil thickness is not accounted for. Mean values of soil thickness are 1.08, 0.62 and 0.45 m in lynchets, undulations and undifferentiated areas, respectively. The general shape of the thickened soil is characteristic to each type of anthropogenic landform. Multi-temporal mapping of field border networks shows that undulations are linked to borders that were removed during the latest land consolidation. Lynchets are associated with current field borders. Lynchets and undulations, which cover 39% of the study area, define topographic indicators of human-induced soil accumulations. The method involves perspectives for efficiently mapping and quantifying the anthropogenically modified spatial variability of soil thickness on agricultural hillsides.

Keywords: Digital Elevation Model; Morphometric attributes; Soil thickness; Lynchet; Field borders; Classification Tree.

1. Introduction

The thickness and horizonation of soil cover result from the interaction of soil forming processes through parent-rock weathering and erosion or accumulation of matter at the soil surface (e.g., Jenny, 1941; Huggett, 1997). Accordingly, the thicknesses of the A and B horizons, as well as solum thickness are important diagnostic features for soil classification schemes (e.g., FAO, 1998). Moreover, soil properties such as water storage capacity and carbon content are sensitive to thickness variations (Van Wesemael *et al.*, 2000; Yoo *et al.*, 2006; Follain *et al.*, 2007). Soil thickness variation has a direct impact on crop quality and yields on cultivated land (Power *et al.*, 1981; Christensen and McElyea, 1988; Kosmas *et al.*, 2001). Recording soil thickness in agrarian landscapes, therefore, appears to be important for soil mapping.

Soil thickness is strongly linked to landscape morphology. Slope gradient is a major factor for soil development because it affects soil stability against gravity-induced movements (soil creep, landslide and debris flows) and controls rill and interrill erosion (Gerrard, 1981; Vandaele *et al.*, 1996; Chaplot and Le Bissonnais, 2000). The notion of landscape is predominated by the assumption of spatial heterogeneity that includes patterning or structuration (Turner *et al.*, 2001; Farina, 2006; Bolliger *et al.*, 2007). Meeus *et al.* (1990) defined agricultural landscapes as areas where "management is manifest and the interaction of such factors as soil conditions, elevation, use, management and history are visible in the landscape and are expressed in its form and layout". Few contiguous fields or several hundred hectares dedicated to agricultural practices can define an agricultural landscape. Landscape morphology primarily depends on natural parameters: tectonics, lithology and climate (Derruau, 1962). In addition to natural factors, human activities can significantly affect geomorphology. Anthropogenic deforestation often induces a significant increase in soil erosion (de Moor *et al.*, 2008, Macaire *et al.*, 2010). Landscape fragmentation by field border networks has also important effects on the spatial variability of soil erosion (Van Oost *et al.*, 2000; Follain *et al.*, 2006; Szilassi *et al.*, 2006). The spatial variability of tillage erosion is affected by field geometry as soil translocation by tillage implements occurs exclusively within field limits. Field borders act then as barriers to soil matter fluxes for tillage translocation, and also to fluxes for water translocation when borders are vegetalised (Dabney *et al.*, 1999; Govers *et al.*, 1999; De Alba, 2003; Van Dijk *et al.*, 2005; Knapen *et al.*, 2008). This leads to the formation of anthropogenic landforms that relate to local soil erosion/accumulation such as ridges-and-furrows, headlands, and lynchets that are frequently found in Western Europe (Callot, 1980; Hooke, 1988; Zadora-Rio, 1991; Houben, 2008). These features can be unintentional or intentional, when they are used for soil and water conservation systems (ridges-and-furrows, lynchets) or as biodiversity conservation systems (headlands) (Taylor, 1975; Corbet, 1995; Bellemlih, 1999).

In soil science and geomorphology, lynchets provide an example of an anthropogenic landform resulting from agricultural practices. Lynchets are also known as terraces, soil banks or fence lines. They are locally called "rideaux" in northern France and Belgium. A lynchet is predominantly shaped by the progressive accumulation of soil material by water and/or tillage translocation upslope of a field border (Bollinne, 1971; Papendick and Miller, 1977; Van Dijk *et al.*, 2005; Follain *et al.*, 2007). This leads to the creation of a gentler slope than in the

upslope field area and an associated break-in-slope below the field border. Depending on the slope gradient upslope and the degree of development of the lynchet, the break-in-slope can range from several decimetres to a few meters height (Papendick and Miller, 1977; Salvador-Blanes *et al.*, 2006). Moreover, the benching effect tends to be amplified by erosion downslope of the break-in-slope (Van Oost *et al.*, 2000; Follain *et al.*, 2007). Although lynchets are of decametric width, they may store an important proportion of soil material on cultivated hillslopes because of their frequent occurrence in the landscape (Macaire *et al.*, 2002).

Previously cited studies suppose that the lynchets could reflect different degrees of development and quantities of accumulated soil material depending on their morphometric attributes. Whereas relief was demonstrated as a useful and dominant predictive variable on the spatial distribution of soils and associated thicknesses (e.g., Huggett, 1975; Bourennane, 1997; Heimsath *et al.*, 1999; King *et al.*, 1999), few studies linked mathematically the morphologies of the anthropogenic features to their associated soil thicknesses. The easy acquisition of elevation data for large-scale areas makes its use very common for soil mapping (Odeh *et al.*, 1994; Gessler *et al.*, 1995; Isambert *et al.*, 1997; Grinand *et al.*, 2008).

The objective of this paper is to assess whether different types of anthropogenic landforms can be discriminated by their morphometric attributes and soil thicknesses. We proceeded to obtain accurate elevation records and conducted a detailed soil thickness survey with two different sampling strategies on anthropogenic landforms and undifferentiated surfaces. We developed a method to classify soil samples considering their location on or outside of specific types of anthropogenic landforms. We then executed predictive modelling of the belonging of a sample to the different types of anthropogenic landforms or surrounding undifferentiated surfaces using classification tree (CT) analysis (Breiman *et al.*, 1984). Results were analysed to assess the statistical relevance of morphological and soil thickness differences between types of anthropogenic landforms and with undifferentiated surfaces. Finally, we examined the influence of landscape fragmentation on the anthropogenic landforms and the convenience of using this method for soil quantification and mapping.

2. Materials and methods

2.1. Study area

2.1.1. Location and physiographical settings

The field study was carried out on a 16 ha southeast-facing hillslope located near the village of Seuilly within the Quincampoix catchment (southwestern Parisian Basin, 47°08.31'N, 0°10.97'E; Fig. 1). The elevation of the study area ranges from 37 to 80 m, and the slope is approximately 750 m. This hillslope has a rolling topography that is representative of the Upper Cretaceous formations of the southwestern Parisian Basin bedrocks. The studied hillslope is composed of the following sedimentary bedrocks from thalweg to crest: Upper Cenomanian sandy marl, Lower and Middle Turonian white chalks, and Upper Turonian yellow sandy limestones (Alcaydé *et al.*, 1989; Bellemlih, 1999). The main soils observed in this area are calcaric Cambisols, epileptic calcaric Cambisols and colluvic Cambisols (Boutin *et al.*, 1990; FAO, 1998; Bellemlih, 1999).

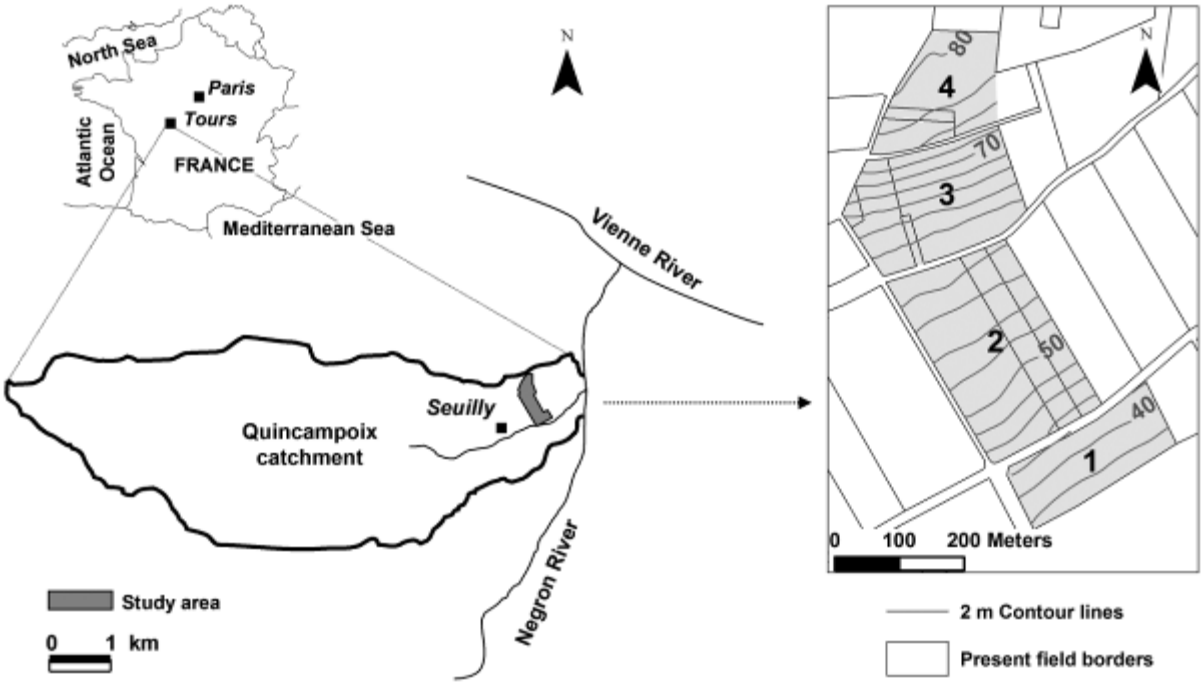


Figure 1. Location and topography of the study area.

Modern land-use consists of cultivated cereals and oil-producing crops (maize, wheat, barley, sunflower and rape). Vineyards, orchards and pastures covered over 30% of the study area until the beginning of the last century. The field border network has evolved remarkably since 1836 but has not changed since the last important land consolidation occurred at the end of the 1960s (Fig. 2).

2.1.2. Characteristics of the anthropogenic landforms in the study area

Lynchets and undulations are two types of linear anthropogenic landforms that have been identified in the study area. Their axes are predominantly oriented at right angles to the main slope direction.

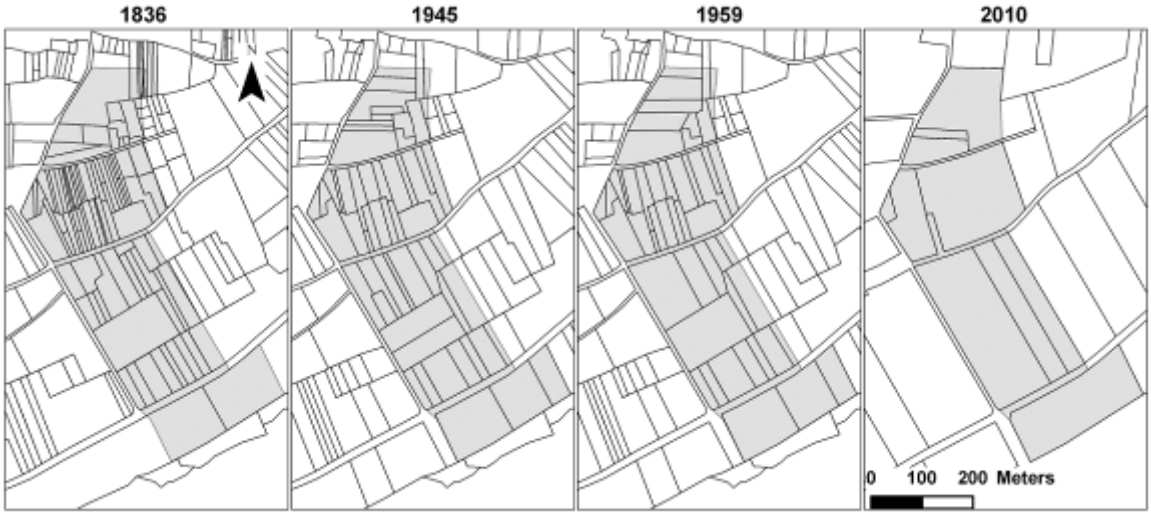


Figure 2. Field border networks in 1836, 1945, 1959 and 2010.

Fig. 3a,c shows the geometrical characteristics of a typical lynchet. It is characterised by two morphological components separated from one another by a field border, i.e., its axis. The first morphological component corresponds to a gentle slope extending a few decametres upslope of the axis. This gentle slope becomes gradually higher to connect to the upslope field area and tends to become close to zero when reaching the field border downslope. The second component is a few-meters wide break-in-slope located downslope of the axis. Breaks-in-slope can locally be more than 2 m high and create sharp discontinuities in the studied hillslope. Some augerings were carried out in the study area during a previous study

(Bellemlih, 1999). These augerings show soil thickening in the lynchets: soil thicknesses ranged from 75 to 130 cm in lynchets compared to 40 cm to >1 m in surrounding areas.

Fig. 3b,d shows the geometrical characteristics of the undulations. They do not create sharp discontinuities between both sides of the axis in landscape morphology. An undulation consists of a wide gentle convexity that is gradually connected at its external parts to the general hillslope morphology. The upslope and downslope connections mainly appear as a slight slope gentling of landscape. The tops of convexities are considered as the axes of undulation landforms.

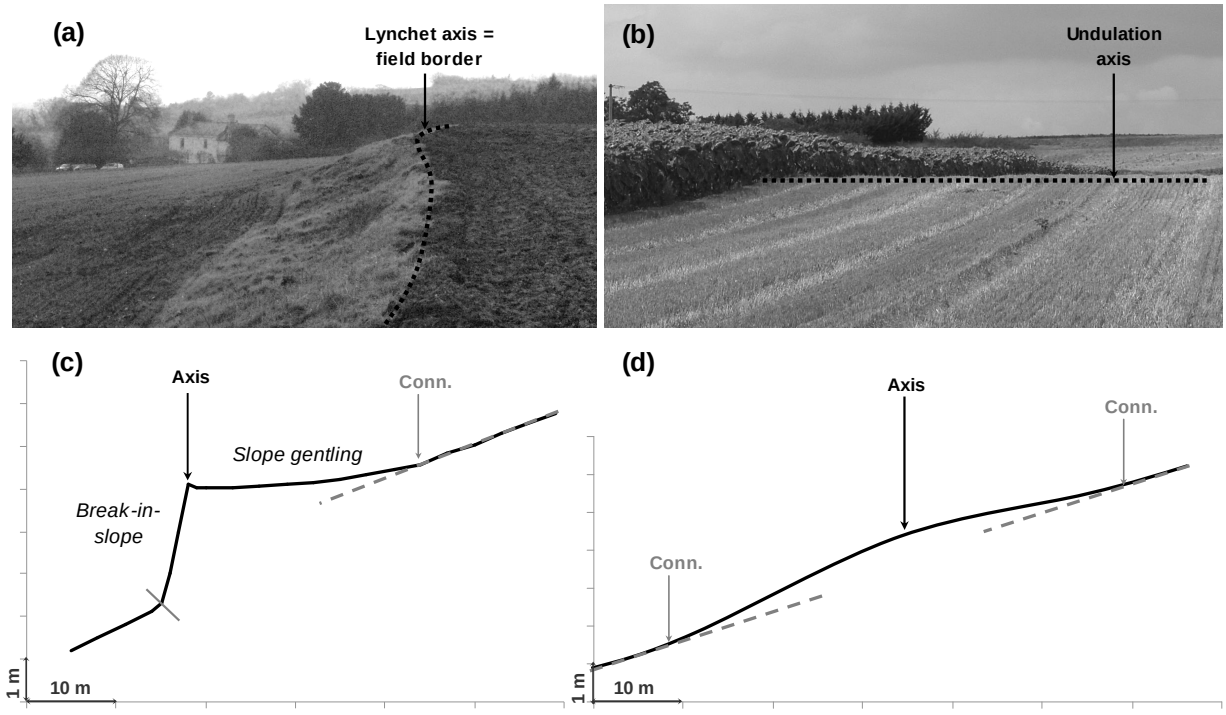


Figure 3. Illustrations of the two types of linear anthropogenic landforms present in the study area: (a) and (c) present a view and a topographic cross-section of a lynchet; (b) and (d) present a view and a topographic cross-section of an undulation ("conn." : connection).

2.2. Data acquisition

2.2.1. Topography

Two DGPS (Trimble ® ProXRS) were used as a base and a mobile recorder, respectively. Coordinates (accuracy in x,y: few millimetres) and elevations (accuracy in z:

approximately one centimetre) of 1550 points were obtained by data post-treatment. Four digital elevation models (DEMs) were produced independently on a 2-m grid, i.e., one DEM for each area delineated by lynchet breaks-in-slope (noted 1 to 4 in Fig. 1). The partitioning of the dataset into four subsets was added to the mapping procedure to avoid levelling of the lynchets when computing the DEMs. This virtual levelling would indeed imply a weak predictive power of the morphometric attributes derived from the DEMs. Finally, slope, profile curvature, planform curvature and curvature were derived from each DEM. The curvature was calculated using an algorithm developed by Zevenbergen and Thorne (1987).

2.2.2. Soil thickness

Soil thickness was measured by manual augering and defined as the summation of A and B horizons, i.e., the depth of the upper saprolite limit. Differentiation between B and C horizons was relatively easy because C horizons are white and the transition is sharp. As proposed by Follain *et al.* (2006), two sampling schemes were established to consider short-distance variability of soil thickness, especially the variability associated with linear anthropogenic landforms (Bolline, 1971; Macaire *et al.*, 2002; Salvador-Blanes *et al.*, 2006). The two sampling schemes were defined as follows:

Sampling Σ: 502 soil augerings were carried out on the nine most relevant linear landforms observed in the study area, i.e., three lynchets and six undulations (L1 to L3 and U1 to U6 for lynchets and undulations, respectively; Fig. 4a). The augerings were conducted regularly along transects that were either longitudinal or perpendicular to the landform axes (Fig. 4a). Longitudinal transects correspond to landform axes where one augering was performed every 8 m (Fig. 4b). A perpendicular transect crosses each longitudinal transect every 40 m. There is one augering every 4 m along the perpendicular transects.

Sampling Δ: 232 additional soil augerings were performed to precise the variation of soil thickness all over the study area. A point was sampled randomly in each square of a 25×25 m grid over the whole study area (Fig. 4a).

Both sampling schemes represent a total of 734 points. Twenty percent of the observations (148 points) were randomly selected to constitute the validation set. The

remaining 80% of the dataset (586 points) was used as the calibration set. Then, these 586 points were used to estimate soil thickness over the entire study area using ordinary kriging (e.g., Goovaerts, 1997; Chilès and Delfiner, 1999). The estimation of soil thickness, named STh_1, was performed over a 2-m regular grid considering the short-distance variation of soil thickness within lynchets and undulations.

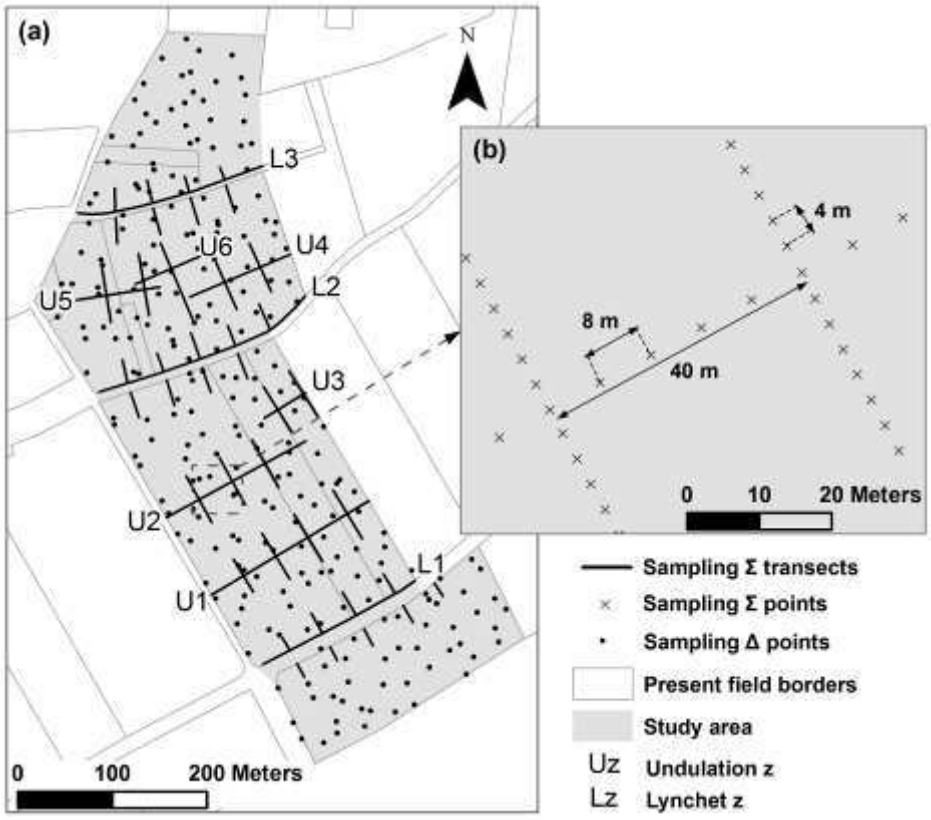


Figure 4. Soil sampling schemes: (a) samplings Σ and Δ in the whole study area; (b) zoom on sampling Σ scheme in an undulation (U2).

2.3. Expert classification method

The expert classification method consists of attributing each sampling point to one of the three predefined classes. Class 1 contains all points located on identified lynchets. Class 2 corresponds to points located on identified undulations. Finally, class 0 is "a class by default" that contains points located on undifferentiated surfaces. The expert classification was based on sample location and landform variation in close neighbourhoods. Datasets of sampling Σ and sampling Δ were treated separately.

2.3.1. Sampling Σ classification

The sampling scheme Σ was constructed using longitudinal and perpendicular transects located on the studied linear landforms (Fig. 4). Points sampled along longitudinal transects, i.e., along the landform axes, were automatically classified in class 1 for those located on lynchets and in class 2 for those located on undulations.

Fig. 5 presents an illustration of the expert classification for the perpendicular transects. Areas located downslope of breaks-in-slope were not considered as parts of lynchet landforms. Thus, points sampled downslope of lynchet axes along perpendicular transects were automatically attributed to class 0 (Fig. 5a). For the perpendicular transects located upslope of a lynchet axis and the whole perpendicular transects located on undulations, we defined the points of connection between linear anthropogenic landforms and the surrounding relief (Cf. Section 2.1.2). Then, samples located between the axis of the landform and points of connection were placed in class 1 for lynchets and class 2 for undulations. Points located between connections and transect extremities were placed in class 0, corresponding to undifferentiated surfaces.

2.3.2. Sampling Δ classification

Sampling Δ was dispatched all over the study area (Fig. 4a). For each point close to a lynchet or an undulation, a topographic cross-section perpendicular to the feature axis and crossing the point was extracted from the DEM using ArcGIS 9.3 ®. The classification method was similar to the one applied to points placed along perpendicular transects of sampling scheme Σ (Section 2.3.1). All points located on undifferentiated surfaces were attributed to class 0.

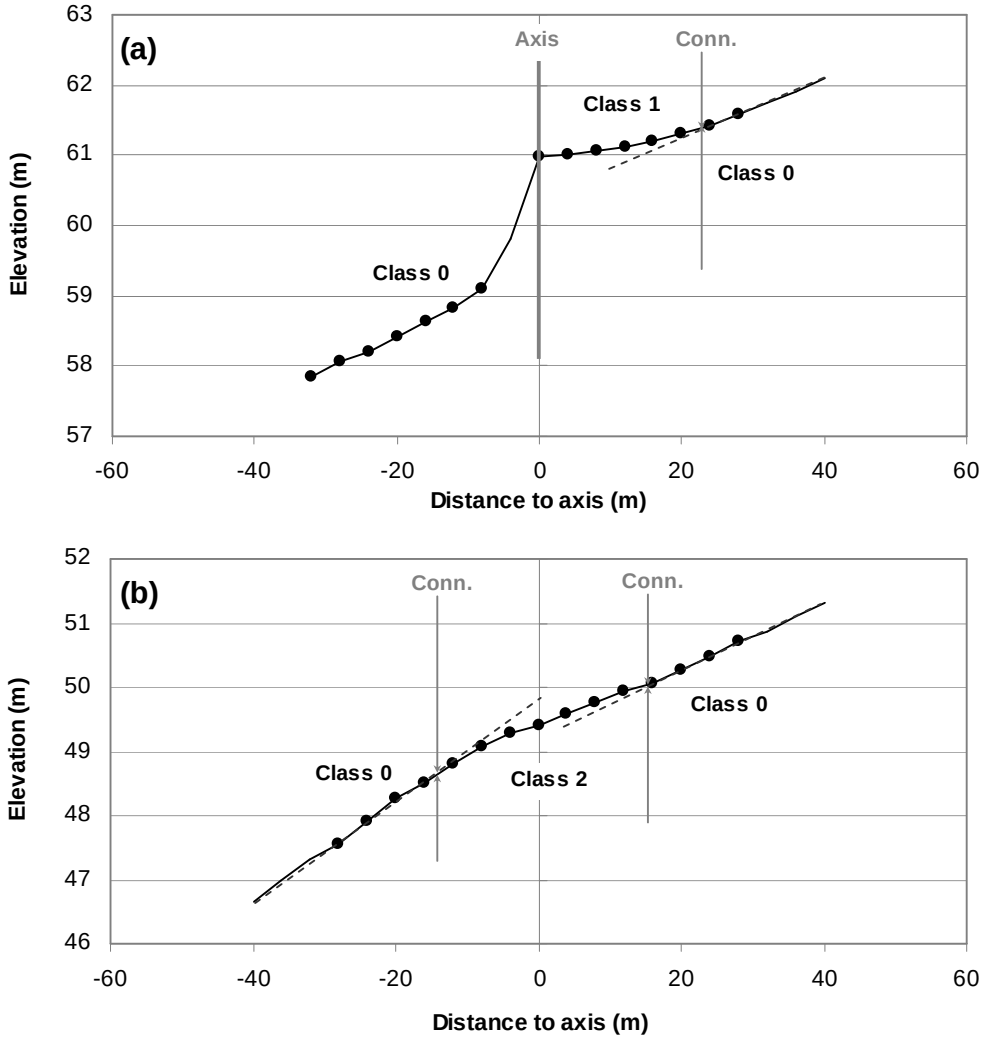


Figure 5. Illustrations of the classification method for perpendicular transects of soil sampling scheme Σ: (a) perpendicular transect on a lynchet and (b) on an undulation (dots: soil samples locations, "conn." : connection).

2.4. Statistical analyses

2.4.1. Principle of the Classification Tree (CT) method

This subsection briefly presents the Classification Tree (CT) method used for the main objective of this study. The convenience of this approach compared to discriminant analysis or logistic regression lies in its non-parametric character (no assumption is required regarding the distribution of the used variables). Several studies have already shown that CT method is useful for soil attribute prediction and mapping (e.g., Lagacherie, 1992; Shatar and

McBratney, 1999; McBratney *et al.*, 2003). For a thorough presentation of the CT method, readers should refer to books such as those by Breiman *et al.* (1984) or Steinberg and Colla (1995).

A CT corresponds to a model that predicts the class belonging of an object from values of one or more predictor variables (categorical and/or continuous). The tree is built from a calibration dataset; the class belonging and the predictor variables are known for each object of the set. A decision algorithm that partitions into increasingly homogeneous subdatasets is applied to this calibration dataset. At each successive partition, the decision algorithm automatically determines the splitting predictor variables and their values to minimize the variance between the parent dataset and its child subdatasets. When partitioning is achieved, each object from the calibration dataset has been sent to a terminal subdataset assigned to one of the predefined classes (several terminal datasets can be assigned to the same class). Thus, the built tree or 'classification model' consists of a rules-structured classifier. Decision rules follow one another in a fixed order and are based on values of the chosen predictor variables. We applied the Classification And Regression Tree (CART) algorithm developed by Breiman *et al.* (1984) that generates a binary decision tree. Data are partitioned into a series of descending left and right sub-datasets. This partitioning is recursive; thus, a defined predictor can be used in more than one decision rule.

2.4.2. Applications of the Classification Tree method

Here, we first applied the CART algorithm (R Development Core Team, 2010) to the 586-point calibration dataset. This set was previously classified into the three predefined classes 0, 1 and 2 through our expert method (Section 2.3). The predictor variables were the morphometric attributes (slope, curvature, profile curvature and planform curvature) and the soil thickness measured in the field. The resulting tree was called 'CT_{soil}'. In order to validate this classification model (CT_{soil}), we proceeded to the mapping of lynchet and undulation landforms all over the study area based on the decision rules of the model. For this purpose, each raster layer corresponding to morphometric attributes and soil thickness (STh_1) was previously computed over the same regular 2-m grid. Then, we implemented the decision rules of CT_{soil} into ArcGIS 9.3 ® and applied them for classifying each cell of the 2-m grid into one of the predefined classes 0, 1 or 2. When values of the predictor variables did not

correspond to any criteria imposed by CT_{soil}, the relative cell was automatically classified into class 0. Once the map was computed, the validation of the CT_{soil} model was carried out through the validation dataset. A class was attributed to each point of the validation dataset according to the map and compared with the initial expert classification.

For the purpose of spatial extrapolation beyond areas where soil thickness variable is unavailable, the CART algorithm was tested using only morphometric attributes as predictor variables. This application could constitute a practical tool for the identification and mapping of anthropogenic landforms when soil thickness is unknown or partially known in an area. The resulting classification model was referred to as 'CT_{topo}'. The methodology for the validation of the model was similar to the one applied to CT_{soil}.

2.5. Quantification of soil material stored in anthropogenic landforms

We quantified the soil material potentially stored in the anthropogenic landforms revealed by the most efficient classification model amongst CT_{soil} and CT_{topo}. We applied a method substracting the estimation of soil thickness that does not include soil material stored in the anthropogenic landforms (STh_2) to the estimation of actual soil thickness (STh_1). We took the following steps for this purpose:

(i) STh_2 was computed over the study area using only soil thickness measurements at points belonging to expert class 0.

(ii) A third raster layer was calculated as follows: $STh_{st} = STh_1 - STh_2$. It represents the storage soil thickness t_i for a given cell of the regular 2-m grid.

(iii) The total volume of soil material stored in each type of landform was calculated separately using Eq. (1):

$$V_{st}(m^3) = \sum_{i=1}^{n} (t_i \times ea) \qquad (1)$$

where i is the ith cell for a given landform type, n is the total number of cells of a given landform type, t_i is the storage soil thickness for the ith cell given by STh_{st} (m), and ea is the cells elementary area (2 m x 2 m).

3. Results

3.1. Variability of the predictor variables within the study area

Table 1 summarises statistics of morphometric attributes and measured soil thicknesses for the total 734 sampled points distributed over the entire study area. Slope shows a mean value of 5.3% with respective minimum and maximum values of 0.16% and 11.9%. The three different types of curvature present mean values close to null. Curvature presents a wider range of values from −1.00 to 1.18 m^{-1} when compared to profile and planform curvatures. Ranges of profile and planform curvature values are very distinctive; profile curvature varies from −0.97 to 1.03 m^{-1}, and planform curvature varies from −0.32 to 0.47 m^{-1}. As observed in field, data reflect that the most important short-distance variations of slope gradient are oriented towards the maximum slope direction, perpendicularly to the axes of studied lynchets and undulations (Fig. 6).

Table 1. Summary statistics of morphometric attributes and soil thickness calculated from the total dataset of 734 points.

Variable	Unit	Min	Mean	Max	S.D.**
Slope	%	0.16	5.31	11.90	1.53
Curvature*	m^{-1}	-1.00	-0.03	1.18	0.19
Profile curvature*	m^{-1}	-0.97	0.03	1.03	0.17
Planform curvature*	m^{-1}	-0.32	0.00	0.47	0.07
Soil thickness	m	0.22	0.62	2.23	0.33

* The negative values of curvature and planform curvature mean for concavity and positive values for convexity. The negative values of profile curvature mean for convexity and positive values for concavity.

** S.D: Standard Deviation.

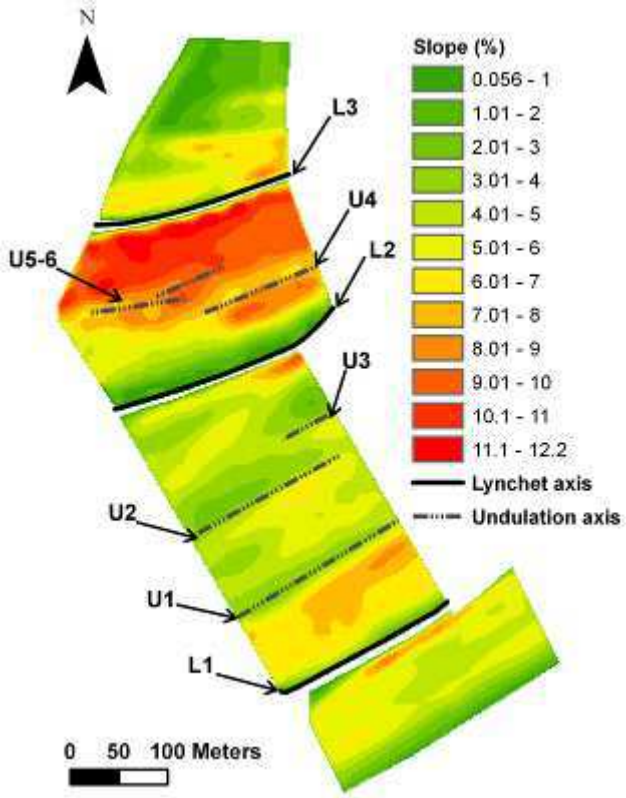


Figure 6. Map of slope gradient within the study area and location of lynchets and undulations axis.

Soil thickness measured in the field ranges from 0.22 to 2.23 m for the total dataset (Table 1). The mean measured value is 0.62 m with a standard deviation (S.D.) of 0.33 m. From the calibration dataset of 586 points, soil thickness was estimated over the entire study area by ordinary kriging. The spatial autocorrelation of soil thickness, quantified through the semi-variogram, is quite strong (Fig. 7). A pure nugget (sill = 0.01 m^2) plus a Gaussian model (range = 35 m and sill = 0.05 m^2) and a spherical model (range = 150 m and sill = 0.03 m^2) were nested to the experimental variogram. A cross validation was used on the original data to validate the variogram models. The mean error is defined as:

$$R = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left[z^*(\mathbf{x}_i) - z(\mathbf{x}_i)\right], \qquad (2)$$

where $z^*(x_i)$ is the estimated value at x_i, and $z(x_i)$ is the measured value at x_i.

R appears close to zero (-0.00117 m). The ratio of the mean squared error to the kriging variance is:

$$S_R^2 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left[z^*(\mathbf{x}_i) - z(\mathbf{x}_i)\right]^2 / \sigma^2{}_k(\mathbf{x}_i), \qquad (3)$$

where $\sigma^2_k(x_i)$ is the theorethical estimation variance for the prediction of $z^*(x_i)$.

The ratio is close to unity (1.01628). The short-distance variability of soil thickness appears to be predominantly associated with all the lynchets, L1, L2 and L3, and undulations, especially U2, U4, U5 and U6 (Fig. 8a).

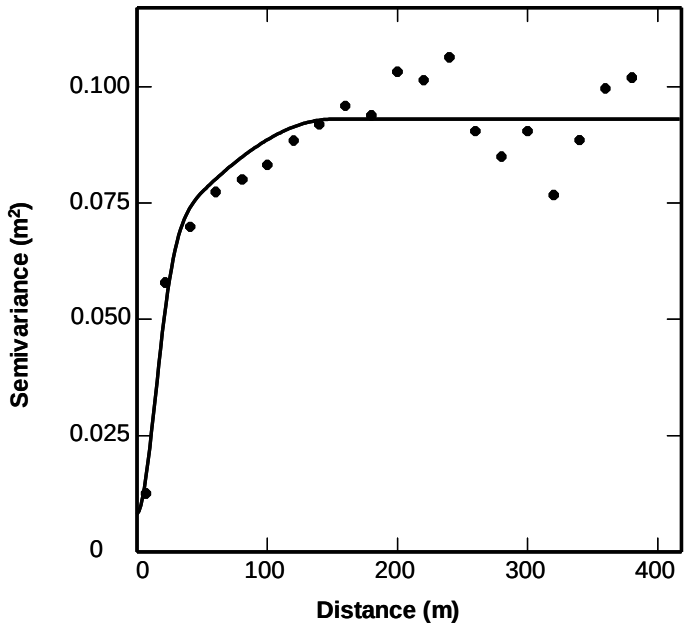


Figure 7. Experimental variogram of soil thickness (dots) and the theoretical model fits (solid line).

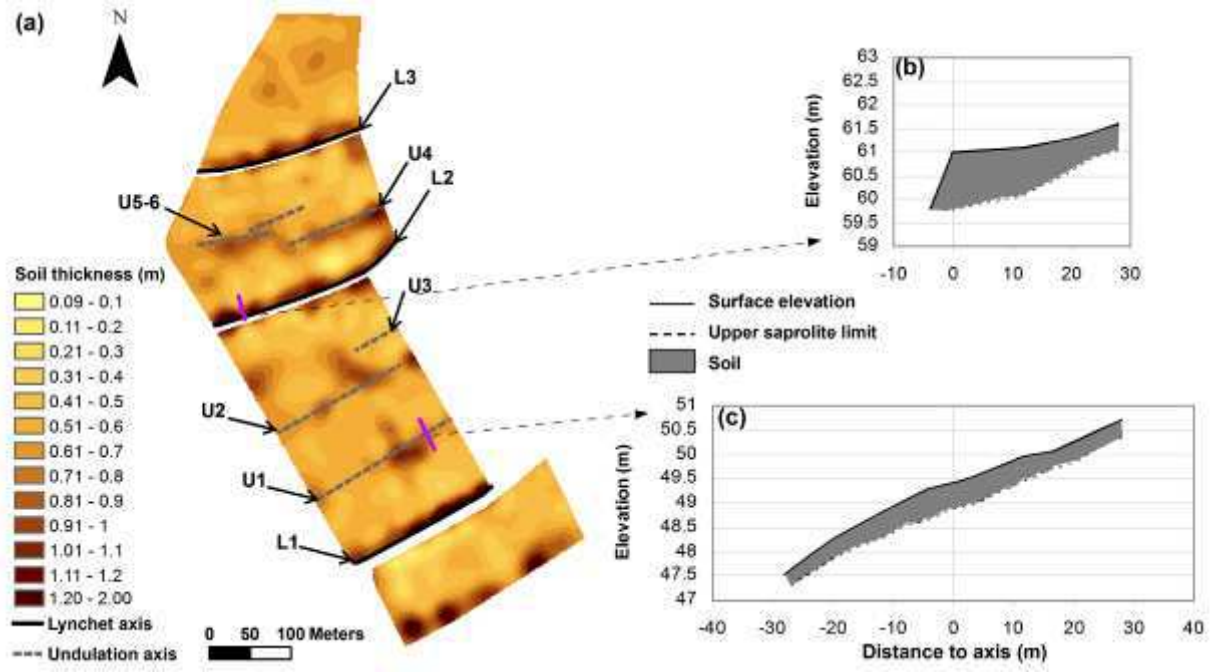


Figure 8. Soil thickness variability within the study area: (a) map of soil thickness estimated from the 586 points of the estimation dataset. Illustrations of characteristic topographic cross-section and soil thickness evolution (b) in a lynchet and (c) in an undulation.

3.2. Variability of the predictor variables in each expert class

Table 2 presents summary statistics of morphometric attributes and soil thicknesses for each class and their respective size in the total dataset. The total dataset contains 734 points distributed in the following three classes: class 0 (389 points), class 1 (139 points) and class 2 (206 points). Classes 1 and 2, which are dedicated to the linear landforms of interest, represent 19% and 28% of the total dataset, respectively.

Table 2. Summary statistics of morphometric attributes and soil thickness in each expert class.

Class	Size	Slope (%)			Curvature (m^{-1})*			Profile curvature (m^{-1})*			Planform curvature (m^{-1})*			Soil thickness (m)		
		Min	Mean (S.D**)	Max	Min	Mean (S.D**)	Max	Min	Mean (S.D**)	Max	Min	Mean (S.D**)	Max	Min	Mean (S.D**)	Max
0	389	0.84	6.04 (2.5)	11.90	-0.35	-0.02 (0.2)	1.18	-0.99	0.02 (0.2)	0.33	-0.20	0.00 (0.1)	0.30	0.22	0.45 (0.2)	1.30
1	139	0.16	2.62 (2.0)	9.35	-1.01	-0.20 (0.2)	0.32	-0.14	0.18 (0.2)	1.03	-0.30	-0.01 (0.1)	0.47	0.45	1.08 (0.4)	2.23
2	206	2.37	5.73 (2.2)	10.32	-0.32	0.05 (0.1)	0.36	-0.28	-0.04 (0.1)	0.33	-0.20	0.00 (0.1)	0.32	0.35	0.62 (0.2)	1.30

* The negative values of curvature and planform curvature mean for concavity and positive values for convexity. The negative values of profile curvature mean for convexity and positive values for concavity.

** S.D: Standard deviation.

According to the summary statistics (Table 2), class 0 presents the largest range of slope values (from 0.84% to 11.9%) and the highest mean slope value (approximately 6%). Mean values for each of the three curvatures calculated on undifferentiated surfaces (class 0) are null, with an S.D. of 0.1 to 0.2 m^{-1}. Class 1 presents the lowest mean slope value (2.62%) with a minimum and a maximum of 0.16% and 9.35%, respectively. Its mean value for planform curvature is null, as observed for classes 0 and 2. The profile curvature of class 1 appears mainly concave with a mean value of 0.18 m^{-1} (S.D. = 0.2 m^{-1}). Class 2 shows the highest minimal slope value (2.37%) and a mean slope value of 5.73%. The ranges of values for the three curvatures are the lowest in this class. Profile curvature varies from −0.28 to 0.33 m^{-1}.

The lynchets (class 1) present the most important mean measured value of soil thickness (1.08 m), and the largest range of soil thickness values (from 0.45 to 2.23 m; Table

2). The soil thickness variability appears higher perpendicularly to lynchets than along their axes. Solum systematically becomes thicker from the upslope to the downslope of a lynchet. A vertical section in this type of landform presents a soil accumulation with an approximated ight-angle triangle shape (Fig. 8b). According to Table 2, soil thickness in classes dedicated to undifferentiated surfaces and undulations (Classes 0 and 2) does not exceed 1.3 m. Class 2 shows higher minimal and mean soil thickness values than class 0. Mean values for classes 0 and 2 are 0.45 and 0.62 m, respectively. Soil also presents a particular evolution in undulations. A vertical cross-section in an undulation shows a slight convex lenticular thickening (Fig. 8c).

The Tukey HSD method was applied on the 734-point dataset (Table 3). This statistical test was used to find which ranges of values are significantly different from one another for a given predictor variable. The ranges of values related to classes 0, 1 and 2 are statistically different one from another for each of the following predictor variables: soil thickness, profile curvature and curvature. The classes 0 and 2 exhibit similar ranges of values for slope and planform curvature.

Table 3. Tukey's HSD (Honestly Significance Differences) test results (α level: 0.05).

Contrast	Slope	Curvature	Profil curvature	Planform curvature	Soil thickness
1 vs 0	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes
1 vs 2	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes
2 vs 0	No	Yes	Yes	No	Yes

3.3. Classification Tree Results

3.3.1. The Classification Tree CT_{soil}

The overall prediction performance of the CT method is more than 80% when applied to morphometric attributes and soil thickness values of the pre-classified calibration dataset (Table 4). The confusion matrix shows that the resulting regression tree CT_{soil} performs well for classes 0 and 1. Classes 0 and 1 have 87.5% and 85.0% of their respective points correctly classified. Approximately three-fourth of the misclassified points from class 0 are classified in class 2. Concerning class 1, the main errors of the model appear to involve class 0. In class 2, 24.0% of points are incorrectly classified; they are all allocated to class 0 by the model. The

most important risk of confusion during the application of the CT_{soil} model then involves classes 0 and 2.

Table 4. Confusion matrix on calibration dataset (CT_{soil} model).

Class	0'	1'	2'	Total	% correct*
0	279	11	29	319	87.5
1	12	85	3	100	85.0
2	40	0	127	167	76.0
Total	331	96	159	586	83.8

' means for estimated class.

* corresponds to the ratio of objects correctly classified within the class by the CT model.

Table 5 presents validation results for the CT_{soil} model performed through the validation dataset and the mapping of lynchets and undulations over the study area based on the decision rules of the concerned model (Fig. 9a). According to the validation procedure, 83.1% of the points from the validation dataset are correctly classified. Classes 0, 1 and 2 have 80.0%, 92.3% and 79.5% of their points correctly classified, respectively. The classification model CT_{soil} appears significantly relevant. Among points misclassified from the original class 0, confusions with classes 1 and 2 are almost equivalent. Six points are allocated to class 1, and eight points are allocated to class 2. Concerning class 2 (undulations), three-fourths of the misclassified points are confused with class 0 by the CT_{soil} model. Confusion between classes 0 and 2 appears to be the most important. This confusion explains why these classes present less efficient classification results than class 1.

Table 5. Validation procedure results from CT_{soil} model.

Class	0'	1'	2'	Total	% correct*
0	56	6	8	70	80.0
1	1	36	2	39	92.3
2	6	2	31	39	79.5
Total	63	44	41	148	83.1

' means for estimated class.

* corresponds to the ratio of objects correctly classified within the class by the CT model.

The mapping of the studied landforms based on the decision rules of CT_{soil} is shown in Fig. 9a. The three lynchets, L1, L2 and L3 (class 1), and five of the six sampled undulations, U1, U2, U4, U5 and U6 (class 2), are detected and mapped using the CT_{soil} model.

Unfortunately, some cells located in U3 are mapped as belonging to either class 1 or 0. A fourth linear lynchet landform, L4, is detected along the downslope site border. Three pseudo-linear areas (L5) appear in the northern part of the site. Several linear undulations (U7, U8 and U9) and undulation networks (U10) are identified by the CT_{soil} model. Axes of U8 and of some areas of U10 appear oriented along the main slope. Areas mapped in class 1 or 2 that are also not particularly linear and/or of decametric-scale are considered as classification errors.

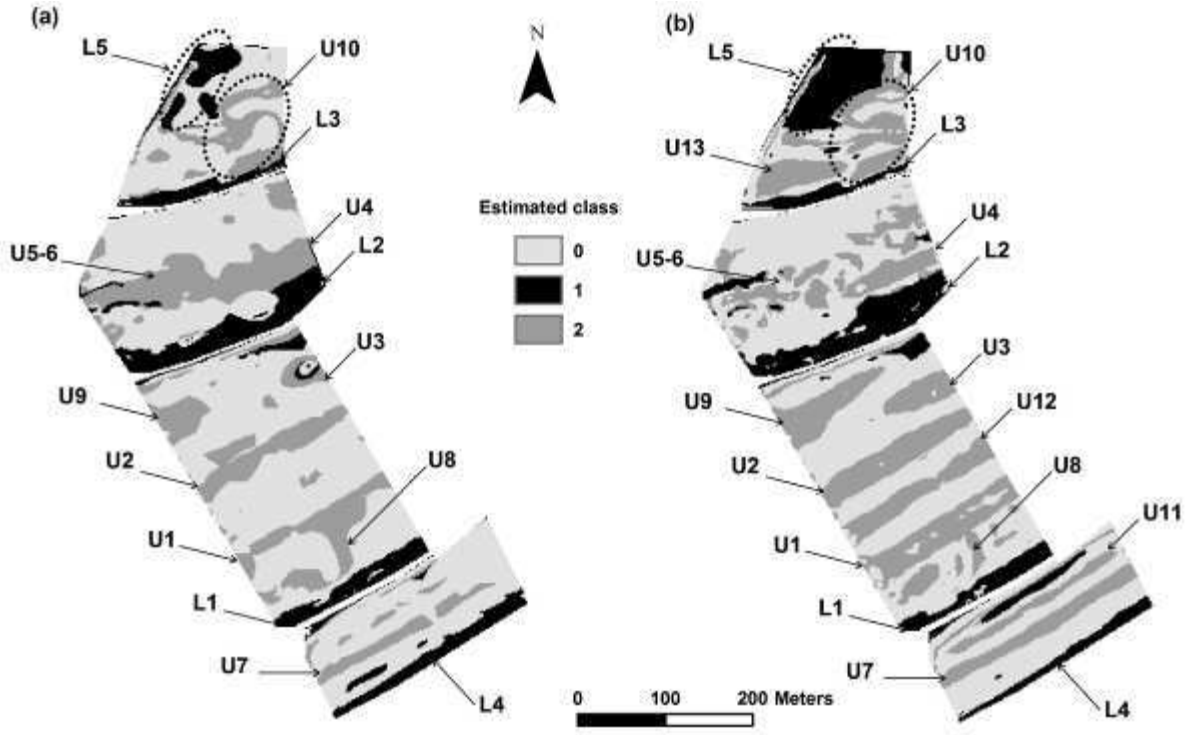


Figure 9. Maps of (a) CTsoil model and (b) CTtopo model results in the study area.

Class 0: undifferenciated area.

Class 1: lynchet.

Class 2: undulation.

3.3.2. The Classification Tree CTtopo

CT analysis on the basis of morphometric attributes was carried out in the outlook of spatial extrapolation beyond areas where the soil thickness variable is unavailable. The CART algorithm applied to the entire 586-point calibration dataset performs weakly when the soil thickness predictor variable is ignored (results not shown). This is mainly due to difficulties discriminating class 2 from class 0. However, the CART algorithm applied to the subset of the calibration dataset including only classes 1 and 2 (267 points from the total of 586 of the calibration dataset) performs better. The confusion matrix (Table 6) reveals that the individuals of each class are well classified. The overall performance is more than 96%. Only one point of 167 points from class 2 is allocated to class 1 by the CT_{topo} model, and eight of the 100 points from class 1 are allocated to class 2. Classes 1 and 2 can be efficiently discriminated one from another by morphometric attributes only.

Table 6. Confusion matrix on the subset of calibration dataset including only classes 1 and 2 (CT_{topo} model).

Class	1'	2'	Total	% correct*
1	92	8	100	92.0
2	1	166	167	99.4
Total	93	174	267	96.6

' means for estimated class.

* corresponds to the ratio of objects correctly classified within the class by the CT model.

Table 7 presents validation results for the CT_{topo} model performed through validation dataset and the mapping of lynchets and undulations over the study area based on the decision rules of the concerned model (Fig. 9b). Approximately 67% of the points from the validation dataset are well reclassified by the CT_{topo} model against 83% for the previous CT_{soil} model. A spatial extrapolation beyond the study area where the soil thickness variable is unavailable supposes an overall misclassification of approximately 30%. Regardless of the model used (CT_{topo} or CT_{soil}), lynchets are well identified in contrast to undulations. According to validation results, about 82% of points from class 1 and 59% of points from class 2 are well reclassified. Approximately 38% of points from class 2 are not recognised by the model as belonging to class 2, and are then automatically linked to class 0 by default. Nineteen of the 70 points of class 0 have morphometric attributes which correspond to the classification

criteria of class 2 defined by the CT_{topo} model. Confusion between classes 0 and 2 appears more important when soil thickness is not accounted for.

Table 7. Validation procedure results from CT_{topo} model.

Class	0'	1'	2'	Total	% correct*
0	44	7	19	70	62.9
1	5	32	2	39	82.1
2	15	1	23	39	59.0
Total	64	40	44	148	66.9

‘ means for estimated class.

* corresponds to the ratio of objects correctly classified within the class by the CT model.

The mapping of the studied landforms based on the decision rules of CT_{topo} shows that lynchets L1, L2 and L3 and undulations U1, U2 and U3 are recognized and mapped (Fig. 9b). Undulations U4 and U5–6 appear partially mapped, and L4, L5, U7, U8, U9 and U10 are detected. The spatial extent of the landforms differs from the CT_{soil} results, especially for undulations (class 2). Two additional linear areas are mapped in class 2 (U11 and U12) as well as non-linear areas (U13) located in the northern part of the site.

3.4. Volume of soil material stored in the anthropogenic landforms

Table 8 presents results concerning amounts of soil stored in lynchets and undulations. These calculations were made through the application of CT_{soil}, i.e., the most efficient classification model amongst CT_{soil} and CT_{topo}. According to the mapping of the studied landforms based on CT_{soil} decision rules (Fig. 9b), lynchets and undulations cover 14.3% and 24.3% of the total study area, respectively. The storage thickness t_i, defined through the computation of STh_{st} (Section 2.5), ranges from 0 m to 1.40 m in lynchets and from 0 m to 0.78 m in undulations. Volumes of soil material stored in these two types of anthropogenic landforms are approximately 6030 m^3 and 7520 m^3 for lynchets and undulations, respectively. Lynchets and undulations contain then approximately 15% of the total soil material present in the study area.

Table 8. Soil material accumulated in lynchets and undulations revealed by CT_{soil} model.

Type of landform	Accumulation area (m^2)	% of total study area	Storage thickness t_i (m)		Stored volume (m^3)	% of total soil material V_{st} in stuy area
			Min	Max		
Lynchets	22148	14.3	0.00	1.40	6031	6.6
Undulations	37856	24.3	0.00	0.78	7517	8.2

4. Discussion

The approach presented above aims to identify and distinguish two different types of linear landforms by morphometric attributes and soil thickness. The landforms detailed in the study area appear to be associated with soil thickenings. Therefore, their identification and distinction would allow a better appreciation of soil variability in cultivated hillslopes.

4.1. Classification efficiency

The classification method developed here is efficient using morphometric attributes and soil thickness (CT_{soil} model). Validation results of both classification models CT_{soil} and CT_{topo} (Tables 5 and 7, respectively) show that lynchets (class 1) and undulations (class 2) are well discriminated from each other with or without soil thickness. Both models perform well for the recognition of class 1. However, the undulations are less well identified than lynchets because of confusions between class 2 and class 0 (undifferenciated areas), especially when soil is not accounted for.

Class 1 is the only class that presents significant statistical differences for values of all the predictor variables when compared to the two others classes (Table 3). Lynchets show the highest profile curvature values corresponding to a marked concave shape (Table 2). The mean slope value (2.6%) barely reaches half of other class mean values, and its minimum slope is almost null. These statistics seem to reflect the consequent slope gentling associated with lynchet landforms (Fig. 3a,b) and which has been observed in other hilly agricultural regions in western Europe (Bracq and Delay; 1997; Salvador-Blanes, 2002; Follain, 2005; Houben, 2008; Brown, 2009). The lynchets studied here present larger soil thickness in comparison to undulations (respectively 1.1 and 0.6 m in mean thickness against 0.45 m in undifferentiated surfaces; Table 2). Like relief, soil thickness variability is more accentuated

perpendicular to the landform axis than along the axis. Soil thickness increases from upslope to downslope in lynchets (from a few decimetres to more than 1.5 m) by the way of a pseudo right-angle triangular accumulation (Fig. 8 b). This shape of soil explains the slope gentling characteristic to lynchet landforms. Lynchets are then easily identified statistically by both the CT_{soil} and CT_{topo} applications (approximately 92% and 82% of performance respectively, Tables 5 and 7).

The slope and planform curvature modalities of class 2 do not differ statistically from those of class 0 (Table 3). Thus, classes 0 and 2 are only distinguishable by curvature and profile curvature in the CT_{topo} application. Moreover, profile curvature values range from −0.99 to 0.33 m^{-1} and from −0.28 to 0.33 m^{-1} for classes 0 and 2, respectively (Table 2). The profile curvature does not help to distinguish classes 0 and 2 when its values for the class 0 are close to zero. An undulation is a more discrete and complex feature than a lynchet. Houben (2008) defined undulations as 'horizontal cylindrical segments', and thus highlighted the importance of their median convex areas (Fig. 3c,d). Class 2 statistics do not reflect a dominant convex trend (Table 3). Firstly, this major convex shape is systematically induced by a slight slope gentling upslope (a concavity). Secondly, it often ends also with a second slight concavity downslope. The presence of this second concavity depends on the difference between slope gradient of the undifferentiated areas located upslope and downslope to the undulation. Objects from classes 0 and 2 can then present similar combinations of morphometric attributes. This could explain why the CT_{topo} including the three classes did not significantly distinguish classes 0 and 2.

Soil thickness appears to be an important predictive variable for undulation landforms. We systematically observed a soil thickening in sampling profiles perpendicular to undulations, even a slight one (~10 cm). The thickening shows a convex lenticular shape (Fig. 8c). The mean soil thickness in undulations is 0.62 m vs. 0.45 m in undifferentiated areas (Table 2). The intensity of soil thickening in both lynchet and undulation landforms appears to vary along their axes and from one perpendicular sampling transect to another. These short-distance variations of a few to >20 cm seem to have no significant consequences on local relief when compared to the magnitude of relief variation in lynchets and undulations (Fig. 6). The C horizon upper limit probably presents local irregularities along the different landforms hidden by the shape of overlying thickened soils. In addition, a few subtle

undulation landforms (e.g., U5–6) appear associated with important soil thickening; this supports that the C horizon upper limit is necessarily mostly concave across the landform. In this particular case, the greater soil thickness helps identify undulations (Fig. 9a). Conversely, remarkable undulation landforms (e.g., U3) present slight soil thickening; this supports the idea that the C horizon upper limit is mostly convex across the landform. Consequently, the CT_{topo} model does not support the discrimination of classes 0 and 2 (Fig. 9b). These local variations of C horizon upper limit have a poor effect on the classification efficiency of class 1, considering its very distinctive landform attributes and important soil thicknesses.

4.2. The imprint of successive field border networks

Linear lynchet landforms have been described to result from the progressive soil material accumulation upslope of field borders (Bollinne, 1971; Papendick and Miller; 1977; Govers *et al.*, 1999; Salvador-Blanes, 2002; De Alba, 2003). Because undulations are linear and associated with thicker soils, they are also possibly related to ancient field borders. Moreover, lynchet and undulation landforms are both predominantly oriented perpendicular to the main slope. Nevertheless, undulation-like landforms can be related to other factors such as a natural increase in soil thickness and/or topographic variation of saprolite upper limit (Section 4.1). Outcropping limits between the underlying chalk and limestone beds appear to be perpendicular to the main slope (Alcaydé *et al.*, 1989). These sedimentary rocks have successive beds of metric-to-decametric-scale and of different compositions, hardnesses. These different rocks are more or less resistant to erosion: their outcroppings could then have influenced local topography and soil profile development. Unfortunately, there is no map of bedrock lithology accurate enough to assess the implication of lithology in the development of undulation landform here. On the contrary, information about historic field system layouts is available. Fig. 10 presents the mapping of lynchets and undulations over the study area performed from CT_{soil} model and combined with the field border networks that have been known since 1836. All the linear landforms surveyed in this study are spatially linked to field borders. Lynchets are constructed along present field borders, whereas undulations are located on ancient field borders.

The field borders associated with lynchets L1, L2 and L3 have existed since at least 1836 (Fig. 10). These limits are followed by perennial roads (L1 and L2) or access to the

fields (L3), which could have been present for decades to centuries before 1836. A fourth effective lynchet (L4), associated with the field border edging the alluvial plain, has been mapped by CT applications. The field border has existed since at least 1836, as those associated with L1, L2 and L3 (Fig. 10). In addition, soil in L4 thickens similarly to soil in lynchets L1, L2 and L3. Soil thickness in L4 varies from approximately 50 cm at 30 m upslope of the field border to up to 150 cm near the border (Fig. 8c). This footslope lynchet is recurrent on cultivated areas. The L5 areas are not located upslope of any known field borders. They are on the hillslope shoulder where the slope gradient is gentle and soils are locally more developed (due to a deeper weathering of the bed-rock in more flat areas). Thus, some areas can present predictor variables similar to class 1.

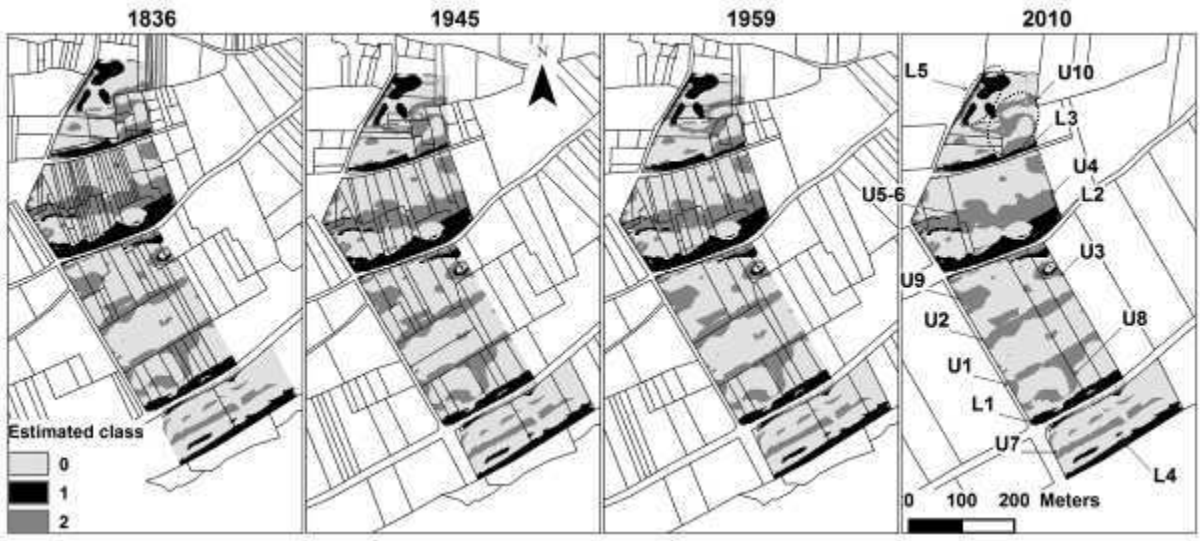


Figure 10. Maps of CTsoil model results and field border networks of 1836, 1945, 1959 and 2010.

Class 0: undifferenciated area.

Class 1: lynchet.

Class 2: undulation.

Undulations U1 to U6 are linked to field borders that have existed since at least 1836, and disappeared during the last campaign of land consolidation in 1967 (Fig. 10). Some cells of U3 are mapped as belonging to classes 1 or 0 by CT_{soil} (Fig. 9). U3 presents thinner soils than other undulations, but appears morphologically well-developed (Figs. 6 and 8a). Because some ranges of morphometric attribute values are intersected from one class to the other (Table 2), slight soil-thickness variations do not support the identification of U3 as

undulations by CT_{soil}. U9 is linked to a former field border that existed since at least 1836 and disappeared between 1946 and 1958. The geometrical network U10 is associated with successive borders that were very close to one another and had similar orientations. These borders disappeared after 1959. Undulations U7 to U10 were evidenced by both classification models and U12 by CT_{topo} only (Fig. 9). These five undulations are weakly developed in the field. Their associated field borders disappeared earlier than those linked to undulations which are better developped (U1 to U6). All of these undulations are linked to former field borders, have variable widths, and are roughly asymmetric.

The following two scenarios seem possible concerning the origin of these undulations: i) the undulations are former lynchets that were more or less developed and have been levelled after their associated field borders were destroyed, as suggested by Bollinne (1971) and Houben (2008). The soil material redistribution could have occured up- and downslope these landforms (Revel and Rouaud, 1985; Walling and Quine, 1991); ii) undulations are headlands created by an asymmetric accumulation of soil due to tillage translocation on both sides of the borders (Callot, 1980; Leturcq, 2008). Headlands have been mainly studied by the archaeology community in plains of northwestern Europe; they are more developed in planar context. They are often associated with field border networks created during the Middle Ages and have been active for several decades to a few centuries (Zadora-Rio, 1991; Leturcq, 2008; Brown, 2009).

U7 and U11 are not related to any known field border (U11 being revealed by CT_{topo} only; Fig. 9). These linear landforms can be linked either to borders that disappeared before 1836 or to a specific management (e.g., repeated paths of tillage implement). Concerning the undifferentiated surfaces (Class 0), these areas could correspond either to locations where no field border has ever been established, or to former lynchets or undulations erased since the removal of associated borders.

Lynchet and undulation axes are predominantly perpendicular to the slope. Field borders are an efficient place to block soil material fluxes that are controlled totally (running water) or partially (tillage) by gravity (Van Dijk *et al.*, 1996; Dabney *et al.*, 1999). The mapping of lynchets and undulations through the application of CT_{soil} or CT_{topo} model revealed some undulations oriented in the slope direction (U8 and in the U10 undulations

network, Fig. 10). In that case, only tillage erosion can explain an effective soil accumulation along those associated former borders. Tillage translocation is controlled first by the passage of the implement through the soil and then by the gravity effect (Lindstrom *et al.*, 1990; Van Muysen *et al.*, 2002). In the case of contour-line tillage, soil matter deposition occurs when tillage implements encounters field border oriented in the slope direction. This tends to suggest that U8 and U10 could be headlands originally.

Considering discussion in this section and Section 4.1, we synthesize the informations about field borders and possible origins of the linear anthropogenic landform studied here in the Table 9. The possible origins concern: i) the soil accumulation processes before any field border removal and; ii) the influence of the C-horizon upper limit on the actual landform morphology in comparison with soil accumulation.

Table 9. Anthropogenic linear landforms, associated field borders and possible origins.

Anthropogenic linear landform	Association with a known field border	Field border duration		Possible soil deposition processes	Possible substrate top influence
		From*	To**		
L1	Yes	min. 1836	present	Water + Tillage	?
L2	Yes	min. 1836	present	Water + Tillage	?
L3	Yes	min. 1836	present	Water + Tillage	?
L4	Yes	min. 1836	present	Water + Tillage	?
U1	Yes	min. 1836	1967	Water + Tillage	Yes
U2	Yes	min. 1836	1967	Water + Tillage	Yes
U3	Yes	min. 1836	1967	Water + Tillage	Yes
U4	Yes	min. 1836	1967	Water + Tillage	No
U5	Yes	min. 1836	1967	Water + Tillage	No
U6	Yes	min. 1836	1967	Water + Tillage	No
U7	No	?	?	Tillage	?
U8	Yes	min. 1836	1837-1944	Tillage	?
U9	Yes	min. 1836	1946-1958	Water + Tillage	?
U10	Yes	min. 1836	1967	Tillage	?
U11	No	?	?	Tillage	?
U12	Yes	1837-1944	1946-1958	Water + Tillage	?

* min. 18XX = date of the map where the border was mentioned for the first time.

** 19XX-19YY: a date between 19XX and 19YY.

4.3. Implications in soil mapping

Results show that spatial variability of morphometric attributes and soil thickness is strongly influenced by successive field border networks in the study area. Each of the three landform classes identified here presents a distinguishable range of soil thickness values. Lynchet and undulation landforms correspond to thicker soil due to material deposition alongside present or former field borders (Section 4.2). Soil accumulation viewed in vertical section evolved as a pseudo right-angle triangle in lynchets and as a convex lens in undulations. The method developed here has the convenience of mapping the classification results. Therefores, this method could improve the spatial estimation of soil thickness variations and related soil properties over cultivated landscapes.

The CART algorithm applied to morphometric attributes and soil thickness (CT_{soil}) performs well for lynchet and undulation discrimination. Without soil thickness, the algorithm correctly identifies lynchets apart from undulations (CT_{topo}). However, similarities between maps performed from CT_{soil} and CT_{topo} smodels represent approximately 70% of the study area. Half of the dissimilarities are estimated as class 0 by the CT_{soil} model and as class 2 by the CT_{topo} model. Approximately 7% of these dissimilarities are affected to the opposite possibility. Thus, the CT_{topo} model tends to overestimate undulation areas in comparison with the more accurate CT_{soil} model (Section 4.2). We note that CT_{topo} correctly detects the location of all the features studied here (Fig. 11). Both applications appear to be good tools for the recognition and mapping of the studied anthropogenic landforms within cultivated hillslopes, especially lynchets.

The different applications of CART algorithm performed in this study demonstrate the importance of relations between soil thickness variations and lynchet and undulation landforms. Although these linear landforms are discrete in the landscape, they cover a significant part of the study area. According to the mapping performed with CT_{soil} model (Table 8 and Fig. 10), lynchets and undulations cover approximately 14% and 24% of the 16 ha site area, respectively. This means that almost 40% of the site area shows morphological evidence of an effective human impact on the spatial variability of soils. Lynchets and undulations appear as morphological indicators of human-induced soil accumulations.

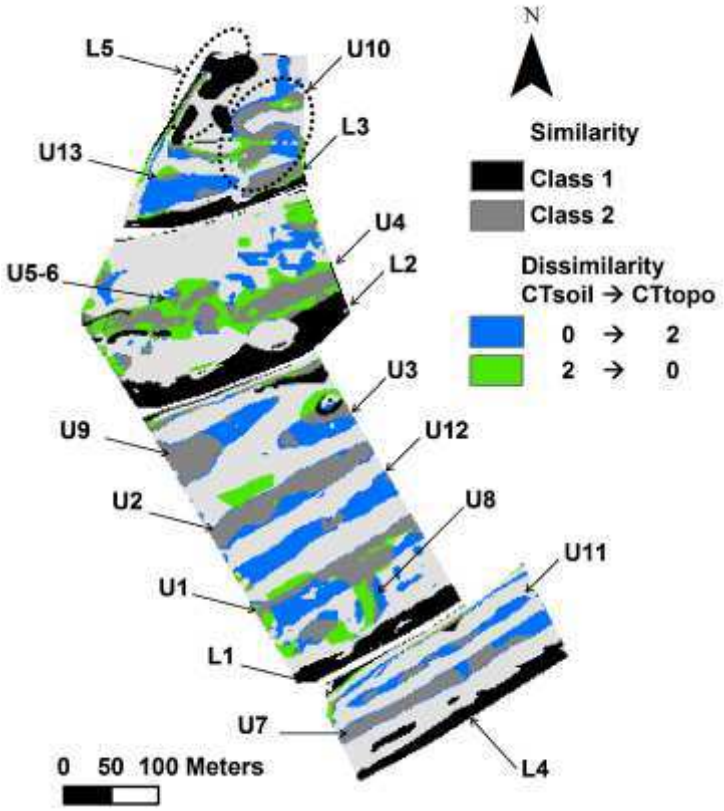


Figure 11. Map of similarity/dissimilarity from CTsoil model against CTtopo model results in study area.

Lynchets and undulations revealed by the CT_{soil} model contain about 6030 m^3 and 7517 m^3 of additionally stored soil material, respectively (Table 8). These volumes represent 6.6% and 8.2% of the total soil material present in the study area. More than 6030 m^3 of soil material could be then available to water and tillage translocations in this hillslope if field borders associated with current lynchets were destroyed in the immediate future. Although undulations are more discrete landforms than lynchets, they contain an equivalent volume of additionally stored soil material. Because undulations are associated with former field borders and lynchets to unchanged borders, undulations appear more frequently in the west of Europe. Politics, mechanisation and many other factors indeed stimulated important field border removal by land consolidation during the 1960s to 1980s in Western Europe (Vitikainen, 2004). These undulation landforms could be preferential areas for soil erosion by tillage, as wide gentle convexities within the landscape. Indeed, net soil loss by tillage translocation was demonstrated as being dependent on slope gradient changes. Erosion occurs on a convex slope, accumulation occurs on concave slopes, and a simple translation occurs on linear slopes (Lindstrom *et al.*, 1992, Govers *et al.*, 1996).

5. Conclusion

The aim of this study was to assess whether different types of anthropogenic landforms could be discriminated by their morphometric attributes and soil thicknesses. For this purpose, we developped a classification method based on a detailed field study carried out in a cultivated hillslope of the SW Parisian Basin (France). This method appears convenient because the classification models computed by the CART algorithm can be used as mapping tools.

We distinguished two different types of linear anthropogenic landforms in the study area, lynchets and undulations. They are easily distinguishable one from another by their morphometric attributes. Their ranges of soil thicknesses appear also statistically different: soil thicknesses are higher in lynchets than in undulations. These thicknesses are higher than those encountered in surrounding undifferentiated surfaces. Additionally, the shape of soil accumulation appears particular to each type of linear landform.

In contrast to lynchets, undulations are not easily distinguishable from undifferentiated surfaces by considering only morphometric attributes. Therefore, the distinction of undulations is less accurate than the distinction of lynchets. However, the undulation mapping is greatly improved when soil thickness is accounted for as predictor variable in the classification method.

Multi-temporal mapping of historic field system layouts shows that lynchets are associated with present field borders that have been established since at least 1836. The mapped undulations are linked to field borders that existed for a shorter time period and disappeared predominantly during the last campaign of land consolidation in 1967. Undulations appear to correspond to anthropogenic soil accumulations as lynchets. In perspective, the use of tracers as Cs-137 (half-time life of approximately 30.2 years) coupled to soil erosion modeling could be useful to precise the dynamics of both lynchet and undulation landforms since this last land consolidation.

Lynchets and undulations are rarely accounted for in landscape and regional-scale soil surveys. However, undulations are discrete and common linear landforms which can store an important amount of soil material. Our results would provide new perspectives in the soil

mapping discipline if associated with new technologies for relief recording. For example, the LIDAR (LIght Detection And Ranging) allows the accurate recording of high-density topographic data in large areas (Brown *et al.*, 2009; Rayburg *et al.*, 2009). Such technologies are of particular interest for quick soil mapping techniques with fine resolution. LIDAR could be very efficient to detect lynchets and undulations in the landscape.

Based on an analysis of morphometric attributes of some representative anthropogenic landforms linked with soil thickening, the method developed here could improve the spatial estimation of soil thickness variations and related soil properties over large areas.

Acknowledgements

Financial support provided by the ANR (Agence Nationale de la Recherche) VMCS project LANDSOIL is gratefully acknowledged. The authors would like to thank Jean-Paul Bakyono and Isabel Pene-Galland for data collection in the field. This paper was much improved thanks to the comments of Peter Houben and an anonymous referee and thanks to Lauren Valverde who revised my english style.

References

Alcaydé, G., Coubès, J., Macaire, J.-J., 1989. Feuille Loudun (513), Carte géologique de la France (1:50000), Orléans, BRGM.

Bellemlih, S., 1999. Stocks particulaires holocènes et bilans de matières dans un bassin fluviatile en domaine sédimentaire - Le bassin du Négron, Sud-ouest du Bassin Parisien, France. Ph.D. thesis, Université de Tours, France.

Bolliger, J., Wagner, H.H., Turner, M.G., 2007. Identifying and quantifying landscape patterns in space and time. In: Kienast, F., Wildi, O., Ghosh, S. (Eds.), A Changing World: Challenges for Landscape Research. Springer, Dordrecht, pp. 177-194.

Bollinne, A., 1971. Les rideaux en Hesbaye gembloutoise - Etude morphologique et sédimentologique. Bulletin de la Société géographique de Liège 7, 61-67.

Bourennane, H., 1997. Etude des lois de distribution spatiale des sols de Petite Beauce Application à la cartographie d'un horizon par couplage de méthodes morphométriques et géostatistiques. Ph.D. thesis, Université d'Orléans, France.

Boutin, D., Froger, D., Rassineux, J., 1990. Feuille Loudun (1724-1624), Carte des sols du Département de la Vienne et de la région Centre au 1:50000, Chambre d'Agriculture de la Vienne - IGN - INRA.

Bracq, P., Delay, F., 1997. Transmissivity and morphological features in a chalk aquifer: a geostatistical approach of their relationship. Journal of Hydrology 191, 139-160.

Breiman, L., Friedman, J.H., Olshen, R.A., Stone, J.S., 1984. Classification and Regression Trees. Wadsworth International Group, Belmont, California.

Brown, A.G., 2009. Colluvial and alluvial response to land use change in Midland England: an integrated geoarchaeological approach. Geomorphology 108, 92-106.

Brown, A.G., Carey, C., Erkens, G., Fuchs, M., Hoffmann, T., Macaire, J.-J., Moldenhauer, K.-M., Walling, D.E., 2009. From sedimentary records to sediment budgets: Multiple approaches to catchment sediment flux. Geomorphology 108, 35-47.

Callot, H.J., 1980. La plaine d'Alsace. Modelé agraire et parcellaire. Ph.D. thesis, Université de Nancy II, France.

Chaplot, V., Le Bissonnais, Y., 2000. Field measurements of interril erosion under different slopes and plot sizes. Earth Surface Processes and Landforms 25, 145-153.

Chilès, J.P., Delfiner, P., 1999. Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty. Wiley, New York.

Christensen, L.A., McElyea, D.E., 1988. Toward a general method of estimating productivity - soil depth response relationships. Journal of Soil and Water Conservation 43, 199-202.

Corbet, S.A., 1995. Insects, plants and succession: advantages of long-term set-aside. Agriculture, Ecosystems & Environment 53, 201-217.

Dabney, S.M., Liu, Z., Lane, M., Douglas, J., Zhu, J., Flanagan, D.C., 1999. Landscape benching from tillage erosion between grass hedges. Soil & Tillage Research 51, 219-231.

De Alba, S., 2003. Simulating long-term soil redistribution generated by different patterns of mouldboard ploughing in landscapes of complex topography. Soil & Tillage Research 71, 71-86.

De Moor, J.J.W., Kasse, C., Van Balen, R., Vanderberghe, J., Wallinga, J., 2008. Human and climate impact on catchment development during the Holocene - Geul River, the Netherlands. Geomorphology 98, 316-339.

Derruau, M., 1962. Précis de Géomorphologie. Masson & Cie, Paris.

FAO, 1998. World Reference Base for Soil Resources. World Soil Resources Report No 84. FAO, Rome.

Farina, A., 2006. Principle and Methods in Landscape Ecology – Towards a Science of Landscape. Kluwer, Dordrecht.

Follain, S., 2005. Effet du réseau bocager sur l'organisation des sols. Redistributions des sols et stockage en carbone organique. Ph.D. thesis, Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie de Rennes, France.

Follain, S., Minasny, B., McBratney, A.B., Walter, C., 2006. Simulation of soil thickness evolution in a complex agricultural landscape at fine spatial and temporal scales. Geoderma 133, 71-86.

Follain, S., Walter, C., Legout, A., Lemercier, B., Dutin, G., 2007. Induced effect of hedgerow networks on soil organic carbon storage within an agricultural landscape. Geoderma 142, 80-95.

Gerrard, J., 1981. Soils and Landforms: An Integration of Geomorphology and Pedology. George Allen & Unwin, London and Boston.

Gessler, P.E., Moore, I.D., McKenzie, N.J., Ryan, P.J., 1995. Soil-landscape modelling and spatial prediction of soil attributes. International Journal of Geographical Information Science 9(4), 421-432.

Goovaerts, P., 1997. Geostatistics for Natural Resources Evaluation. Oxford University Press, New York.

Govers, G., Quine, T.A., Desmet, P.J.J., Walling, E., 1996. The relative contribution of soil tillage and overland flow erosion to soil redistribution on agricultural land. Earth Surface Processes and Landforms 21, 929-946.

Govers, G., Lobb, D.A., Quine, T.A., 1999. Tillage erosion and translocation: emergence of a new paradigm in soil erosion research. Soil & Tillage Research 51, 167-174.

Grinand, C., Arrouays, D., Laroche, B., Martin, M.P., 2008. Extrapolating regional soil landscapes from an existing soil map: Sampling intensity, validation procedures, and integration of spatial context. Geoderma 143, 180-190.

Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C., 1999. Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. Geomorphology 27, 151-172.

Hooke, D., 1988. Early forms of open-field agriculture in England. Geografiska Annaler 70 B(1), 123-131.

Houben, P., 2008. Scale linkage and contingency effects of field-scale and hillslope-scale controls of long-term soil erosion: anthropogeomorphic sediment flux in agricultural loess watersheds of Southern Germany. Geomorphology 101, 172-191.

Huggett, R.J., 1975. Soil landscape systems: a model of soil genesis. Geoderma 13, 1-22.

Huggett, R.J., 1997. Environmental Change: The Evolving Ecosphere. Routledge, London.

Isambert, M., Bourennane, H., Couturier, A., King, D., Jamagne, M., 1997. Analyse de la distribution des sols en fonction de l'orientation de la pente. Application à un secteur du Vexin français. Géologie de la France 4, 55-67.

Jenny, H., 1941. Factors of Soil Formation. McGraw-Hill, New York.

King, D., Bourennane, H., Isambert, M., Macaire, J.-J., 1999. Relationship of the presence of a non-calcareous clay-loam horizon to DEM attributes in a gently sloping area. Geoderma 89, 95-111.

Knapen, A., Poesen, J., Govers, G., De Baets, S., 2008. The effect of conservation tillage on runoff erosivity and soil erodibility during concentrated flow. Hydrological Processes 22, 1497-1508.

Kosmas, C., Gerontidis, S., Marathianou, M., Detsis, B., Zafiriou, T., Van Muysen, W., Govers, G., Quine, T.A., Van Oost, K., 2001. The effects of tillage displaced soil on soil properties and wheat biomass. Soil & Tillage Research 58, 31-44.

Lagacherie, P., 1992. Formalisation des lois de distribution des sols pour automatiser la cartographie pédologique à partir d'un secteur pris comme référence. Ph.D. Thesis, Université de Montpellier, France.

Leturcq, S., 2008. Fonction et devenir d'un réseau invisible: les crêtes de labour dans les terroirs beaucerons (XIVe-XXe siècles). COST du Mans. Compatangelo-Soussignan, R., Bertrand, J.R., Chapman, J., Laffont, P.Y., Rennes, France, pp. 163-174.

Lindstrom, M.J., Nelson, W.W., Schumacher, T.E., Lemme, G.D., 1990. Soil movement by tillage as affected by slope. Soil & Tillage research 17, 255-264.

Lindstrom, M.J., Nelson, W.W., Schumacher, T.E., 1992. Quantifying tillage erosion rates due to moldbard plowing. Soil & Tillage Research 24, 243-255.

Macaire, J.-J., Bellemlih, S., Di Giovanni, C., De Luca, P., Visset, L., Bernard, J., 2002. Sediment yield and storage variations in the Negron river catchment (South western Parisian Basin, France) during the Holocene period. Earth Surface Processes and Landforms 27, 991-1009.

Macaire, J.-J., Fourmont, A., Argant, J., Bréhéret, J.-G., Hinschberger, F., Trément, F., 2010. Quantitative analysis of climate versus human impact on sediment yield since the Lateglacial: The Sarlième paleolake catchment (France). The Holocene 20, 497-516.

McBratney, A.B., Mendonça Santos, M.L., Minasny, B., 2003. On digital soil mapping. Geoderma 117, 3-52.

Meeus, J.H.H., Wijermans, M.P., Vroom, M.J., 1990. Agricultural landscapes in Europe and their transformation. Landscape and Urban Planning 18, 289-352.

Odeh, I.O.A., McBratney, A.B., Chittleborough, D.J., 1994. Spatial prediction of soil properties from landform attributes derived from a digital elevation model. Geoderma 63, 197-214.

Papendick, R.I., Miller, D.E., 1977. Conservation tillage in Pacific Northwest. Journal of Soil and Water Conservation 32, 49-56.

Power, J.F., Sandoval, F.M., Ries, R.E., Derrill, S.D., 1981. Effects of topsoil and subsoil thickness on soil water content and crop production on a disturbed soil. Soil Science Society of America Journal 45, 124-129.

R Development Core Team, 2010. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. http://www.R-project.org.

Rayburg, S., Thoms, M., Neave, M., 2009. A comparison of digital elevation models generated from different data sources. Geomorphology 106, 261-270.

Revel, J.C., Rouaud, M., 1985. Mécanismes et importance des remaniements dans le Terrefort toulousain (bassin aquitain, France). Pédologie 35, 171-189.

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). Ph.D. thesis, Université de Tours, France.

Salvador-Blanes, S., Cornu, S., Couturier, A., King, D., 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.

Shatar, T.M., McBratney, A.B., 1999. Empirical modeling of relationships between sorghum yield and soil properties. Precision Agriculture 1, 249-276.

Steinberg, D., Colla, P., 1995. CART: Tree-structured Non-parametric Data Analysis. Salford Systems, San Diego, California, USA.

Szilassi, P., Jordan, G., Van Rompaey, A., Csillag, G., 2006. Impacts of historical land use changes on erosion and agricultural soil properties in the Kali Basin at the Lake Balaton, Hungary. Catena 68, 96-108.

Taylor, C.C., 1975. Fields in the English Landscape, London.

Turner, M.G., Gardner, R.H., O'Neill, R.V., 2001. Landscape Ecology in Theory and Practice: Pattern and Process. Springer-Verlag, New York, USA.

Van Dijk, P.M., Kwaad, F.F.P.M., Klapwijk, M., 1996. Retention of water and sediment by grass strips. Hydrological Processes 10, 1069-1080.

Van Dijk, P.M., Auzet, A.-V., Lemmel, M., 2005. Rapid assessment of field erosion and sediment transport pathways in cultivated catchments after heavy rainfall events. Earth Surface Processes and Landforms 30, 169-182.

Van Muysen, W., Govers, G., Van Oost, K., 2002. Identification of important factors in the process of tillage erosion: the case of mouldboard tillage. Soil & Tillage Research 65, 77-93.

Van Oost, K., Govers, G., Desmet, P.J.J., 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. Landscape Ecology 15, 577-589.

Van Wesemael, B., Mulligan, M., Poesen, J., 2000. Spatial patterns of soil-water balance on intensively cultivated hillslopes in a semi-arid environment: the impact of rock fragments and soil thickness. Hydrological Processes 14, 1811-1828.

Vandaele, K., Poesen, J., Govers, G., Van Wesemael, B., 1996. Geomorphic threshold conditions for ephemeral gully incision. Geomorphology 16, 161-173.

Vitikainen, A., 2004. An overview of land consolidation in Europe. Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research 1, 25-44.

Walling, D.E., Quine, T.A., 1991. Use of 137Cs measurements to investigate soil erosion on arable field in the UK: potential applications and limitations. Journal of Soil Science 42, 147-165.

Yoo, K., Amundson, R., Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., 2006. Spatial patterns of soil organic carbon on hillslopes: Integrating geomorphic processes and the biological C cycle. Geoderma 130, 47-65.

Zadora-Rio, E., 1991. Les terroirs médiévaux dans le Nord-Ouest de l'Europe, Pour une Archéologie agraire. J. Guilaine, Paris, pp. 165-192.

Zevenbergen, L.W., Thorne, C.R., 1987. Quantitative analysis of land surface topography. Earth Surface Processes and Landforms 12, 47–56.

Chapitre IV - Composition et origine des matériaux constituant les sols

IV.1. Introduction

La variabilité spatiale des sols, et notamment leur épaisseur, découle de l'équilibre entre deux types de processus (Huggett, 1997) :

- les processus de pédogenèse *in-situ* qui impliquent un développement majoritairement vertical du sol du haut vers le bas. Lorsque de tels processus dominent, le sol possède une parenté importante avec le substrat (autochtonie) considéré alors comme roche-mère.
- les processus d'érosion-dépôt qui contrôlent les départs et apports latéraux de matière, et donc le « rajeunissement » du profil à sa surface. Dans de tels cas, il peut exister des dissimilitudes importantes entre le substrat et le sol (allochtonie).

Sur les versants cultivés soumis à l'érosion, les phénomènes de dépôt sont favorisés localement par les bordures de parcelles (haies, bandes enherbées, chemins…). Tout type de bordure a un effet anti-érosif vis-à-vis du labour, mais également vis-à-vis du vecteur hydrique lorsqu'il est végétalisé (Govers *et al.*, 1996 ; Dabney *et al.*, 1999; De Alba, 2003; Knapen *et al.*, 2008). De plus, cet effet est accentué lorsque les bordures ont une orientation proche de celle des courbes de niveau. Ces dépôts locaux induisent la formation de figures morphologiques linéaires caractéristiques, comme les crêtes de labour et les banquettes agricoles (Callot, 1980 ; Zadora-Rio, 1991 ; Salvador-Blanes, 2002). L'étude développée dans le Ch. III a mis en évidence l'existence de deux types de figures morphologiques linéaires sur le site d'étude, les banquettes agricoles et les ondulations. Les premières sont associées à des bordures de parcelles encore présentes actuellement. Les secondes sont liées à des bordures de parcelle disparues principalement lors d'un remembrement effectué en 1967.

Le substrat est également susceptible d'influencer les caractéristiques topographiques et l'épaisseur des sols au droit des figures morphologiques étudiées. En contexte carbonaté, la juxtaposition d'affleurements de substrat de faciès lithologiques différents peut entraîner des variations non négligeables de la nature des sols et de la forme du toit de l'altérite. La nature du substrat favorise en effet plus ou moins les processus pédogénétiques *in-situ*, induisant une variation spatiale des sols et de leur épaisseur.

Ce chapitre est consacré à **la caractérisation de la composition des sols au niveau des figures morphologiques identifiées sur le site d'étude et à la détermination de l'origine de ces composants**. La nature et la variabilité spatiale du substrat géologique seront précisées afin de mettre en évidence des indices de redistribution prouvant un certain degré d'allochtonie de ces matériaux (SEDI ; *cf.* Ch. I). En d'autres termes, cette approche permettra de définir dans quelle mesure des SEDIs de types minéralogique, granulométrique ou autres (Pedological, physical SEDIs ; *cf.* Ch. I) pourront être employés pour caractériser, voire quantifier, la redistribution de matière au niveau des figures morphologiques sur le site d'étude.

IV.2. Matériel et méthodes

Les données traitées dans ce chapitre ont été récoltées principalement sur le site d'étude de 16 ha. Seule la prospection électromagnétique a été effectuée sur la zone d'extrapolation de plus de 100 ha (Fig. II-1) ce qui permet une réflexion quant à l'extrapolation des méthodes et conclusions apportées par ces travaux (*cf.* Ch. VI). Les informations générales sur la localisation et les paramètres physiographiques (topographie, lithologie) du site d'étude et de la zone d'extrapolation sont présentées dans le Ch. II.

IV.2.1. Cartographie géo-électrique de la variabilité lithologique des substrats

L'extension spatiale des formations géologiques constituant le versant a été étudiée par une approche géo-électrique. Les méthodes électromagnétiques et électriques utilisées

dans cette étude permettent la mesure rapide, en surface, de la résistivité/conductivité électrique du sol et du sous-sol. La résistivité électrique et son inverse, la conductivité électrique, dépendent des caractéristiques physico-chimiques des matériaux (lithologie, teneur en eau et solutés, taille des constituants…). Dans les cas favorables, ces méthodes géophysiques aident à discriminer les formations constituant le sol et le sous-sol par la mesure des différences de leurs résistivités électriques (Dupis *et al.*, 1996 ; Gourry *et al.*, 2003). Le choix des outils électriques et électromagnétiques est justifié ici par la diversité de nature physico-chimique des formations géologiques du versant.

IV.2.1.1. Résistivité électrique d'un matériau et facteurs influants

La **résistivité électrique ρ** (en Ω.m) d'un matériau quantifie sa capacité physique à s'opposer au passage d'un courant électrique ; son inverse est la conductivité Q (en $S.m^{-1}$) telle que $Q = 1/ \rho$. Les formations superficielles (sols et roches) sont composées d'une « matrice » solide, d'une phase liquide, et d'une phase gazeuse.

La matrice minérale est souvent considérée comme isolante électriquement. Cependant, les argiles possèdent une capacité d'échange cationique (CEC) plus ou moins élevée en fonction de leur nature (Caillère *et al.* 1982 ; Newman and Brown, 1987) qui va influencer leur conductivité électrique (Tabbagh and Cosenza, 2006). La quantité et la nature des diverses argiles dans le volume de solide sont donc à considérer. De plus, la matière organique (MO) libère, lors de sa décomposition, des composants (acides organiques, lignine…) qui possèdent des propriétés d'échange ionique ; la quantité d'ions échangeables augmente alors avec le degré d'humification (Rydin and Jeglum, 2006). L'arrangement spatial (structure) des particules solides minérales et organiques détermine la porosité d'un matériau qui contient les deux phases, liquide et gazeuse. L'air est un isolant électrique, tandis que l'eau est souvent conductrice. La nature des ions contenus dans les eaux d'imbibition, et la concentration de chacun, contrôlent nettement la conductivité, dite électrolytique, d'une roche ou d'un sol (Bertrand, 1967 ; McNeal *et al.*, 1970). Lorsque la température augmente, la mobilité des ions s'accroît et favorise la dissociation des molécules. Ainsi, une augmentation de température de 1°C du matériau induit une baisse de résistivité de 2% pour les températures entre 0 et 20°C (Keller and Frischknecht, 1966).

Les mesures de résistivité électrique vont donc nous renseigner sur le sol et le sous-sol en intégrant leurs caractéristiques minéralogiques, hydrologiques et de porosité. Il est important de noter qu'étant donné le nombre de paramètres physico-chimiques impliqués dans les propriétés électriques d'un matériau, deux formations de nature différente sont susceptibles de présenter des valeurs de résistivité proches (Bertrand, 1967).

IV.2.1.2. Méthode électrique

Des **sondages électriques (SE)** ont été effectués par F. Hinschberger et E. Aldana-Jague pour évaluer la variabilité verticale de résistivité électrique des matériaux le long du versant. Les SE ont été réalisés grâce à un résistivimètre SYSCAL Jr. de Iris Instruments®. Il s'agit d'un quadripôle électrique à courant continu : deux électrodes (A et B) émettent un courant d'intensité I connue, les deux autres (M et N) mesurent la différence de potentiel (ΔV) liée au passage du courant dans le sol et le sous-sol. Un facteur géométrique est alors intégré à la loi d'Ohm pour tenir compte de la configuration spatiale des électrodes. Dans un milieu supposé homogène, la différence de potentiel correspond alors à :

$$\Delta V = F * \rho_a * I * 1/2 * \pi \ , \qquad (1)$$

avec ΔV : différence de potentiel entre M et N (en mV), F : facteur géométrique (en m^{-1}), ρ_a : résistivité apparente du sous-sol (en Ω.m) et I : intensité du courant envoyé (en mA).

La configuration spatiale « Wenner » a été utilisée ici, où les quatre électrodes sont alignées et équidistantes telles que AM = MN = NB = *a* (m) (Fig. IV-1). En mode Wenner, la profondeur d'investigation correspond environ au quart de la distance AB (Samouëlian *et al.*, 2005). La variation de l'écartement *a* des électrodes permet donc d'enregistrer les variations de résistivité apparente à la verticale du point sur lequel est centré le dispositif. La résistivité apparente est un signal intégrant de façon pondérée les résistivités vraies des différents matériaux traversés entre la surface et la profondeur maximale atteinte par les lignes de courant. Pour chaque SE, l'espacement maximum *a* atteignait 7 à 10 m : les mesures concernaient alors principalement le substrat géologique compte tenu d'une épaisseur moyenne de sol de 62 cm sur le site (*Cf.* Ch. III).

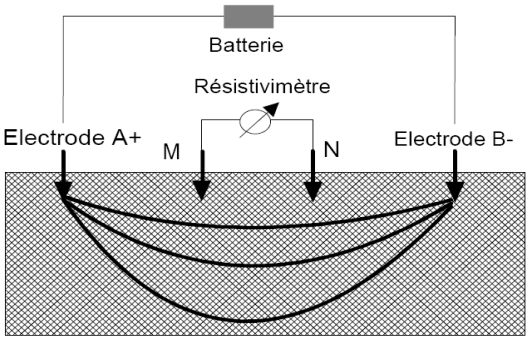


Figure IV-1. Schéma d'un dispositif électrique en mode Wenner : AM = MN = NB. Les courbes noires représentent les lignes de courant. (Source : Jenny *et al.*, 1999)

La prospection électrique a été effectuée le long d'un transect parallèle à la plus grande pente (Fig. IV-2), perpendiculairement aux limites d'affleurement des formations géologiques cartographiées par Alcaydé *et al.* (1989). Le transect se décompose en deux sous-transects Am et Av localisés en amont et aval du site, respectivement. Pour chaque SE, les quatre électrodes ont été alignées parallèlement aux courbes de niveau pour limiter l'influence de variations lithologiques latérales. 38 SE ont été réalisés sur une longueur totale de 600 m. L'espacement entre les SE a été adapté en fonction des variations topographiques. Pour des raisons pratiques, 2 SE ont été décalés vers l'ouest de la partie Am du transect (Fig. IV-2).

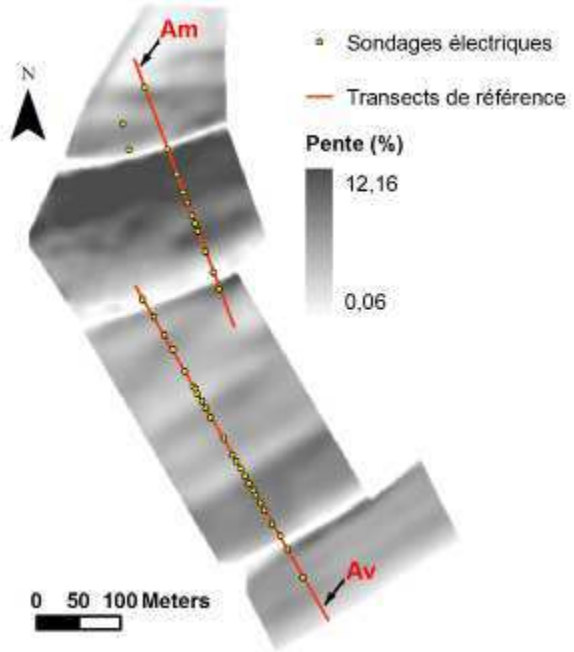


Figure IV-2. Localisation des sondages électriques effectués sur le site d'étude.

Chaque SE a ensuite été inversé avec le logiciel WinSev 6 de W-Geosofts® selon la méthode décrite par Das and Verma (1980). **L'inversion** permet de déterminer un modèle théorique de terrain (nombre de couches, épaisseur et résistivité « vraie » de chacune des couches) expliquant au mieux les valeurs de résistivité apparente mesurées en surface (Fig. IV-3). L'inversion des SE présente des limites comme le phénomène de « suppression » où les couches minces, facilement détectées en surface, sont presque indétectables en profondeur. Il faut également considérer la loi « d'équivalence » où un même sondage électrique peut être interprété par différents modèles théoriques de terrain. Il est donc nécessaire de contraindre l'inversion des SE par des données complémentaires mesurées *in-situ* (épaisseur, profondeur et résistivité « vraie » de couches). Ainsi, l'épaisseur de la première couche, le sol, a été intégrée grâce à une observation à la tarière sur chaque point de SE. De plus, les profondeurs des couches profondes et leur résistivité « vraie » ont été progressivement intégrées pour inverser les SE effectués le long du transect. En effet, les SE ont été inversés du bas vers le haut du versant afin de modéliser les couches géologiques des plus anciennes vers les plus récentes. Les informations relatives aux couches profondes (résistivité « vraie » et épaisseur) ont d'abord été obtenues ainsi. Ces informations ont alors été utilisées pour contraindre l'inversion des SE situés en amont : la profondeur des couches a été recalculée en chacun de ces SE grâce à la connaissance du pendage précis des couches. Le pendage utilisé est de 1,9° avec l'azimut 312°N (Aldana-Jague, 2010).

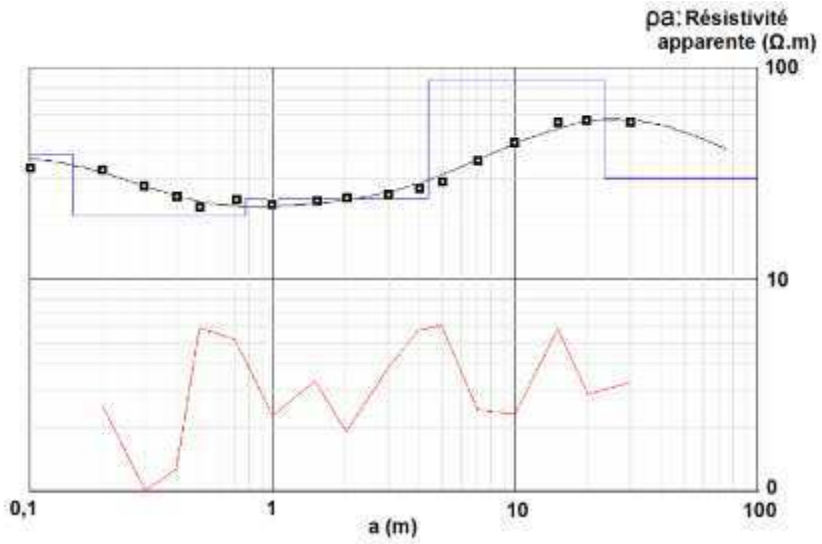


Figure IV-3. Exemple d'inversion d'un sondage électrique sous WinSev6. Les carrés sont les valeurs mesurées de résistivité électrique apparente (ρ_a) en fonction de l'écartement (a) des électrodes. La courbe noire est la courbe théorique modélisée. La ligne bleue indique les paramètres associés à la courbe théorique (résistivités ρ et épaisseurs « vraies » des couches). La courbe rouge est l'écart entre modèles calculé et mesuré.

IV.2.1.3. Méthode électromagnétique

La **prospection électromagnétique** a été effectuée avec un conductivimètre EM31-MK2 de Geonics Limited®. Elle a permis la mesure en surface de la conductivité apparente (Q_a en $mS.m^{-1}$) des formations situées principalement entre la surface du sol et environ 6 m de profondeur. Cette mesure donne un « résumé » des informations obtenues ponctuellement par SE. La méthode électromagnétique permet par contre d'obtenir une information en deux dimensions des caractéristiques électriques du substrat : cette approche est donc complémentaire de l'analyse ponctuelle par SE verticaux. L'EM31 est une perche d'environ 3,7 m de long qui possède à chaque extrémité une bobine, l'une émettrice, l'autre réceptrice, orientées parallèlement (Fig. IV-4a). La bobine émettrice crée un champ magnétique primaire d'induction (Hp), qui crée à son tour des courants électriques dits « de Foucault » en profondeur (Mc Neill, 1980). Ces courants induisent un champ magnétique secondaire (Hs) de fréquence identique à Hp. L'intensité de Hs dépend de la distance interbobine, de la fréquence des champs et de la conductivité apparente du sous-sol Q_a telle que (Eq. 2) :

$$Q_a = \frac{4}{\omega * \mu_0 * s^2} * \left[\frac{H_s}{H_p} \right], \qquad (2)$$

avec Q_a : conductivité apparente du sous-sol (calculée en $mS.m^{-1}$ pour l'EM31), $\omega = 2*\pi*f$ (f étant la fréquence : 9,8 kHz pour l'EM31), μ_0 : perméabilité magnétique du vide ($4\pi*10^{-7}$ $T.m.A^{-1}$), s : distance interbobine (3,66 m pour l'EM31), H_s : champ magnétique secondaire mesuré (T) et H_p : champ magnétique primaire (T).

La prospection EM31 a été effectuée en mode vertical (HCP) : les deux bobines étaient alors horizontales coplanaires, et les dipôles magnétiques verticaux. La profondeur d'investigation était de l'ordre de 5 à 7 m avec une sensibilité de réponse plus marquée pour les formations situées entre 1 m et 3 m de profondeur (Fig. IV-4b). La prospection EM31 est donc peu sensible aux variations d'épaisseur et de résistivité du sol, et particulièrement sensible aux premiers mètres du substrat et à son altération éventuelle.

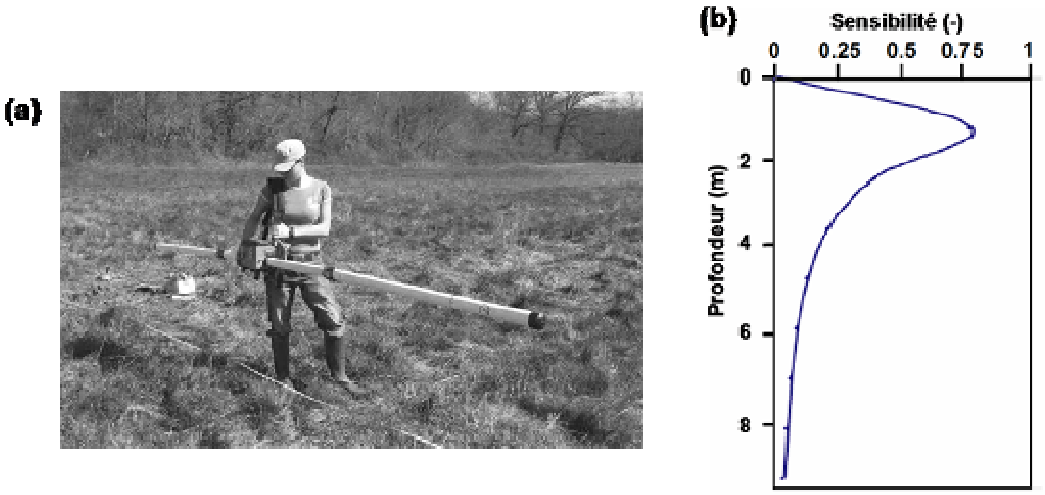


Figure IV-4. Mesure de conductivité apparente du sous-sol par induction électromagnétique avec le conductivimètre EM31-MK2 de Geonics Limited. (a) Vue de l'appareil (non prise sur le site). (b) Sensibilité de la réponse en fonction de la profondeur pour le mode « HCP ».

La prospection a été effectuée sur la zone d'extrapolation qui intègre le site d'étude (Fig. II-1c). Les mesures ont été effectuées tous les 5 m environ sur des profils espacés de 30 m en moyenne afin d'obtenir une cartographie rapide et précise (Fig. IV-5). 6278 points de mesures ont été pris sur plus de 85 ha en 10 jours. Les mesures s'étant échelonnées sur plusieurs jours, les variations temporelles (pouvant être dues à des changements de température ou de teneur en eau des formations) ont été corrigées grâce à la mesure systématique, chaque jour de prospection, de la conductivité en des points de références (50 points). Cette prospection permettra une extrapolation à la zone de 104 ha, des informations liées à la variabilité du substrat déduites de l'analyse des SE sur le site d'étude.

Les enregistrements corrigés ont permis d'estimer la conductivité apparente sur la zone d'extrapolation via un krigeage ordinaire (ESRI® ; Goovaerts, 1997; Chilès et Delfiner, 1999). Les données interpolées ont été recalculées sur une maille carrée de 2 m.

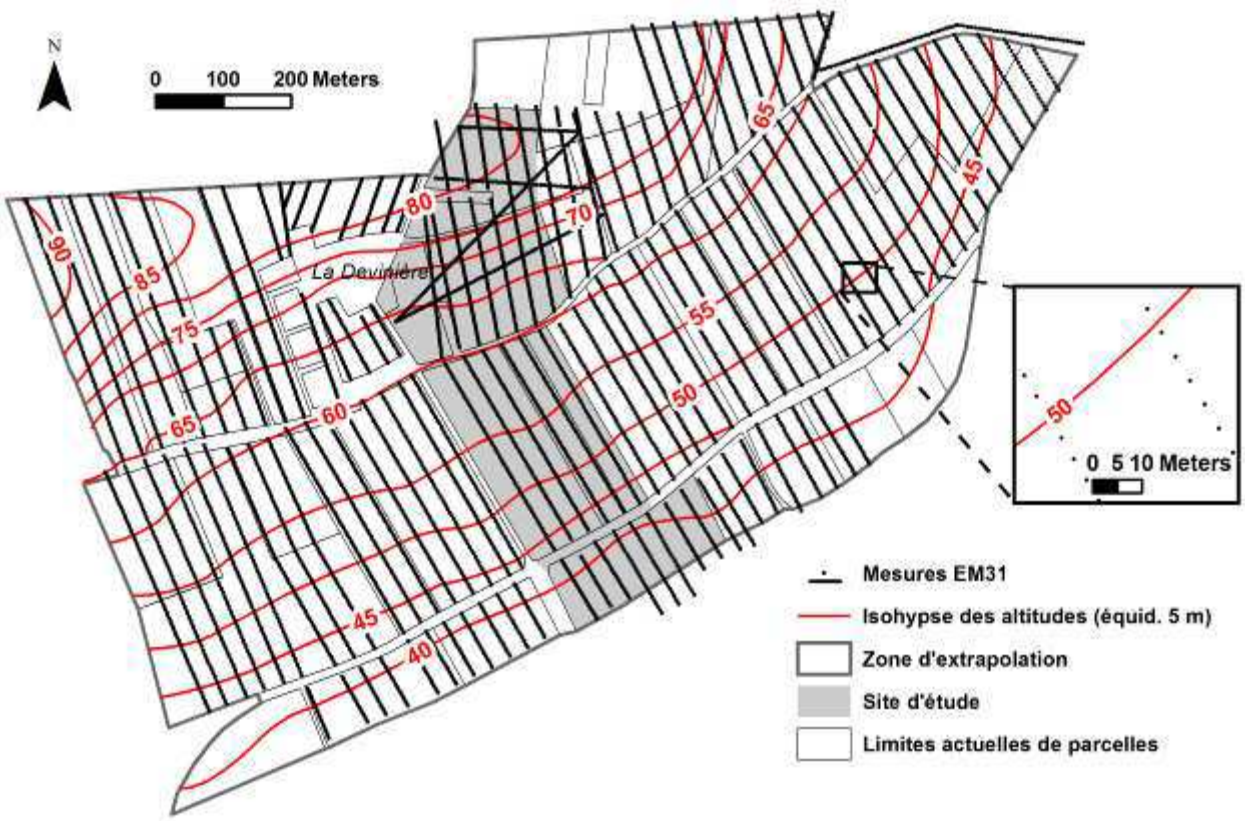


Figure IV-5. Points de mesure de la conductivité apparente du sous-sol par induction électromagnétique (EM31) sur la zone d'extrapolation

IV.2.2. Localisation des tranchées d'observation et des points de prélèvements pour analyses

Des tranchées ont été creusées pour **observation directe du sol et du sous-sol**. Des échantillons ont été prélevés pour analyses dans ces tranchées et par forage carotté en divers points du site d'étude. Les tranchées et forages ont été localisés le long des transects de référence Am et Av définis pour la caractérisation géo-électrique du versant par SE (*cf. §* IV.2.2.2). Ceci permet une comparaison entre les caractéristiques granulométrique et minéralogique du substrat et ses caractéristiques géo-électriques. D'autre part, la description et l'analyse de profils sur tranchées et forages permet de caractériser le matériel situé sous les figures morphologiques mises en évidence, et son lien avec les différentes formations lithologiques du substrat qui auront été identifiées dans le versant.

Les deux tranchées ont été creusées pour observer précisément les sols associés aux deux types de figures morphologiques linéaires identifiés : banquettes agricoles et ondulations (*cf.* Ch. III). La localisation des tranchées a été guidée par la représentativité des figures morphologiques associées, mais leur localisation précise a été dépendante des autorisations des propriétaires et exploitants. Les toposéquences choisies ont une morphologie et des épaisseurs de sol représentatives des banquettes agricoles et ondulations prospectées lors de la campagne exhaustive de sondages à la tarière sur le site d'étude (*cf.* Ch. III). Les tranchées ont été orientées perpendiculairement à l'axe des figures. La première tranchée (TL1) est sécante à la banquette agricole L1 et s'étend sur une longueur de 25 m vers l'amont depuis l'axe de cette banquette (Fig. IV-6). La seconde tranchée (TU2) est sécante à l'ondulation U2, et s'étend sur 20 m de part et d'autre de l'axe de cette figure. Chaque tranchée a été creusée sur une largeur de 2 m jusqu'à l'altérite, voire la roche saine localement. Les profils échantillonnés et/ou décrits dans les tranchées TL1 et TU2 ont été nommés comme suit :

- les trois premiers caractères désignent la tranchée où est localisé le profil, TL1 ou TU2 ;
- les caractères suivants indiquent à quelle distance x (en m) le profil se situe par rapport à l'axe (x = 0 m) de la figure étudiée, c'est-à-dire la bordure de parcelle pour une banquette et le sommet de la convexité pour une ondulation (Fig. III-3). Lorsque la distance est négative, précédée du signe (-), le profil est situé en aval de l'axe, sinon en amont.

Ainsi, le point TL104, situé à 4 m en amont de l'axe de la banquette L1, a été échantillonné dans la tranchée TL1. Les points TU212 et TU2-14, situés respectivement à 12 m en amont et 14 m en aval de l'axe de U2, ont été échantillonnés.

Les **forages complémentaires (F2 à F6)** pour l'observation et l'analyse des sols et du substrat ont été concentrés sur les banquettes L1, L2 et L3. Les banquettes étant distribuées tout au long du versant, cela a permis de caractériser le substrat en divers points. Ceci a également permis d'observer les contrastes entre chaque banquette et son aval direct, de part et d'autre des ruptures de pente (Fig. IV-6). Pour terminer, le forage F1 a été effectué en amont de L3 afin d'obtenir des informations complémentaires sur le sous-sol en amont de versant.

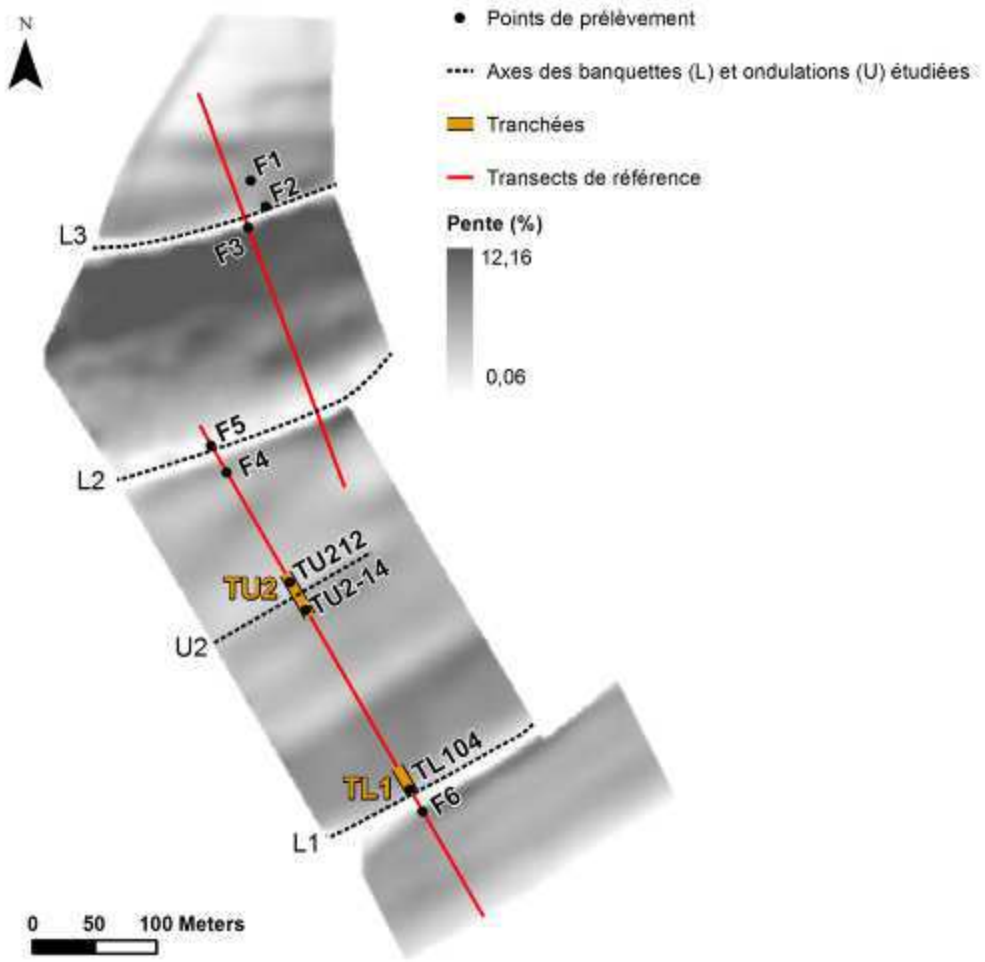


Figure IV-6. Localisation des tranchées et points de prélèvements par carottage pour l'analyse des sols et substrats sur le site d'étude

IV.2.3. Etude morphologique des horizons pédologiques

Une **description précise des horizons pédologiques** au niveau des figures morphologiques linéaires a été effectuée dans les tranchées TL1 et TU2. Les tranchées apportent une vision continue du sol, mais également de la morphologie du toit de l'altérite (horizons C) du substrat sous-jacent, sur plusieurs mètres de distance. L'analyse en toposéquence permet d'observer précisément les relations existant entre la topographie de la surface et l'épaisseur du sol (horizons L et S), mais également entre la topographie de la surface et celle du toit de l'altérite.

La procédure d'étude des tranchées utilisée ici est proche de celle proposée par Boulet *et al.* (1982a, 1982b) et récemment mise en œuvre par Follain (2005) dans un contexte similaire. Après creusement d'une tranchée, la paroi décrite a été rafraîchie sur plus d'une dizaine de centimètres d'épaisseur afin de s'abstraire des perturbations induites par l'engin de creusement. Le fond de la tranchée a été dégagé à la pelle afin d'évacuer la matière accumulée lors du rafraîchissement de la paroi, et de manière à observer distinctement la transition entre sol et altérite (limite supérieure de l'horizon C) ou roche saine (limite supérieure de la couche R) en bas de la paroi. Un relevé topographique de la surface du sol au droit de la paroi a été effectué par DGPS. Les deux tranchées ont été jalonnées tous les mètres. A chaque jalon, les limites entre les horizons ont été déterminées en s'appuyant sur le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008) ; l'épaisseur de chacun des horizons a été mesurée au centimètre près.

IV.2.4. Analyses des sols et des altérites

Des **analyses granulométrique et minéralogique** sur chacun des horizons de sols identifiés au point TL104 de la tranchée TL1, aux points TU212 et TU2-14 de la tranchée TL2, et aux points F1 à F6 (forages) ont été effectuées (Fig. IV-6). L'analyse des horizons minéraux profonds (horizons C d'altération) a été effectuée afin d'appréhender la nature des roches du substrat par leurs altérites. La granularité et la composition minéralogique de ces horizons profonds ont ensuite été comparées avec celles des horizons organo-minéraux et minéraux superficiels en chaque point afin de tenter d'évaluer les parts d'autochtonie et/ou d'allochtonie dans les sols.

Les prélèvements d'échantillons ont été effectués de deux façons, d'une part par forage à percussion aux points F1 à F6, d'autre part dans les parois des tranchées TL1 et TU2. Le diamètre interne du carottier était de 8,96 cm entre 0 et 1 m de profondeur et de 6,46 cm entre 1 et 3 m. Les horizons observés dans chacun des forages ont été déterminés et décrits sur le terrain d'après le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008).

IV.2.4.1. Analyses granulométriques

Une **estimation de la teneur en éléments grossiers (EG)**, c'est-à-dire les particules supérieures à 2 mm, a été effectuée sur les échantillons. La terre fine (TF, < 2 mm) et les EG ont été séparés par tamisage à l'eau. La préparation des sols n'a en effet pas pu être effectué selon la norme ISO 11464 : les EG étant ici trop fragiles, l'application d'un émottage classique ou l'utilisation d'un émotteur-tamiseur mécanique était prohibée.

L'estimation de la teneur en EG a été effectuée après séchage à 105°C de la façon suivante (Eq. 3) :

$$EG = \frac{mr_{2\,mm}}{m_{echt}} * 100 \,, \qquad (3)$$

avec EG : teneur en éléments grossiers en % de la masse totale de l'échantillon (m_{echt}), mr_{2mm} : masse (g) du refus de tamis à 2mm et m_{echt} : masse totale (g) de l'échantillon séché à l'air.

La répartition de la teneur en EG dans les carottes (F1 à F6) et les profils TL104, TU212 et TU2-14 des tranchées a été employée comme indice d'apport de matériaux allochtones par colluvionnement.

Afin de déterminer le degré de lien existant entre les horizons pédologiques et le substrat, la fraction inférieure à 2 mm de chaque échantillon (Terre Fine = TF) a subi une décarbonatation à l'HCl (N/6) dosé suivant les résultats obtenus par calcimétrie Bernard (ISO 10693). En effet, les carbonates sont une fraction peu stable du sol, or l'étude de la filiation entre sols et substrats doit être effectuée à partir de composants minéralogiques relativement stables. La matière organique (MO), qui favorise l'aggrégation, a ensuite été détruite au péroxyde d'hydrogène (à 30%). Les 5 fractions granulométriques de la TF ont donc été déterminées sur les constituants non carbonatés (essentiellement siliceux). Les proportions de sables grossiers (SG : 200-2000 µm) et de sables fins (SF : 50-200 µm) ont été évaluées par tamisage à l'eau puis séchage à l'étuve à 105°C. Les proportions des fractions inférieures à 50 µm, c'est-à-dire les argiles (A : 0-2 µm), les limons fins (LF : 2-20 µm) et les limons grossiers (LG : 20-50 µm), ont été mesurées par microgranulométrie laser (CILAS 920®). La granulométrie laser donne des teneurs en fraction argileuse (A) sensiblement inférieures a celles obtenues par la méthode classique de la pipette d'Andreasen

(Konert and Vandenberghe, 1997; Beuselinck *et al.*, 1998). Des tests comparatifs à partir d'échantillons prélevés sur le site ont confirmé que l'appareil CILAS 920 mesure régulièrement des teneurs en fraction argileuse (A) environ deux à trois fois moins importantes que celles obtenues par la méthode de la pipette – norme NF X 31-107 (Billant, 2009).

IV.2.4.2. Analyses minéralogiques

Les analyses minéralogiques effectuées sur les échantillons de sols et altérites ont différé suivant les fractions granulométriques considérées, isolées lors des analyses granulométriques précédentes (*cf. §* IV.2.5.1).

- *Tri des EG (> 2 mm)*

Les éléments carbonatés et éléments siliceux des EG de chaque échantillon d'horizons superficiels ont été séparés. La proportion d'EG carbonatés a été calculée comme suit (Eq. 4) :

$$EG_{ca} = \frac{m_{EGca}}{mr_{2mm}} * 100, \qquad (4)$$

avec EG_{ca} : teneur en éléments grossiers carbonatés en % de la masse totale d'éléments grossiers de l'échantillon (mr_{2mm}), m_{EGca} : masse (g) d'éléments grossiers calcaires et mr_{2mm} : masse (g) du refus de tamis à 2mm de l'échantillon.

De même, la proportion d'EG siliceux est égale à (Eq. 5) :

$$EG_{si} = \frac{m_{EGsi}}{mr_{2mm}} * 100 \qquad (5)$$

avec EG_{si} : teneur en éléments grossiers siliceux en % de la masse totale d'éléments grossiers de l'échantillon (mr_{2mm}), m_{EGsi} la masse (g) d'éléments grossiers siliceux et mr_{2mm} : la masse (g) du refus de tamis à 2mm de l'échantillon.

- *Teneur en carbonates ($CaCO_3$) de la TF totale (< 2 mm)*

La teneur en carbonates de la TF totale d'un échantillon a été déterminée au calcimètre Bernard selon la norme ISO 10693. La décarbonatation de la TF permet d'une part de caractériser les sols relativement aux altérites. D'autre part, comme indiqué au paragraphe précédent, cette décarbonatation a permis de récupérer les phases non carbonatés, siliceuses,

et supposées peu solubles. Les caractéristiques granulométrique et minéralogique de celles-ci apporteront pour chacun des profils étudiés des informations sur la filiation substrat-sol.

- *Analyses minéralogiques de la phase sableuse décarbonatée (500 µm – 2 mm)*

Les fractions sableuses (SG : 200 µm – 2mm et SF : 50 µm – 200 µm) de chaque échantillon de sol prélevés dans les tranchées TL1 et TU2, et dans les forages F1 à F6, ont été d'abord observées à la loupe binoculaire afin d'identifier les principaux constituants des grains d'après leurs couleur, aspect de surface et angularité. Un comptage par point des sables a ensuite été effectué sur lames minces pour un certain nombre d'échantillons (Tab. IV-1) répartis tout le long du versant. La proportion relative des minéraux dans les horizons superficiels (L) par rapport aux horizons profonds peut en effet préciser les parts des apports hérités de la roche mère sous-jacente (autochtones) relativement aux apports latéraux (allochtones). Pour des raisons de temps de comptage, cette opération n'a pu être effectuée sur tous les échantillons.

Tableau IV-1. Liste des échantillons soumis à une analyse minéralogique par comptage par point de la fraction sableuse (SF : 50-200 µm, Sm : 200-500 µm et Sg : 500 µm – 2 mm). Voir Fig. IV-6 pour la localisation des points.

	Point	Horizon prélevé
Amont	F1	L
	F5	L
		C
	F4	L
		C
	TU212	L
		C
	TU2-14	L
		C
Aval	TL104	L
		C

Pour effectuer un comptage, la lame mince, posée sur la platine du microscope, a été déplacée latéralement selon un pas régulier après chaque point identifié et comptabilisé. Le pas a été variable et proportionnel à la taille des grains de la fraction comptée. Afin d'être plus précis dans la caractérisation des sables, la fraction grossière SG a été subdivisée en deux sous-fractions Sm (200-500 µm) et Sg (500 µm - 2 mm). De ce fait, pour chacun des échantillons sélectionnés, trois lames distinctes (SF, Sg et Sm) ont été comptées. Les

comptages ont été effectués sur 300 points pour les fractions Sg et Sm, 450 points pour la fraction SF (nombre de points représentatif).

- *Analyses de la fraction argileuse (< 2 µm) par diffraction des rayons X*

La nature des minéraux contenus dans la fraction inférieure à 2 µm (argiles = A) a été déterminée par diffraction des rayons X (DRX) selon la méthode classique des préparations orientées (Brown, 1961). En même temps que le tamisage des sables de la TF lors de l'analyse granulométrique d'un échantillon, une partie de la fraction restante (< 50 µm) a été conservée pour préparation à l'analyse par DRX. L'échantillon a été dispersé par ajout d'hexamétaphosphate de sodium [$(NaPO_3)_6$] à 5%, puis saturé en Ca^{2+} par l'ajout de chlorure de calcium ($CaCl_2$) à 100 g/l (2 saturations et rinçages). Les particules inférieures à 2 µm ont été prélevées à la pipette dans la suspension du matériau ainsi traité (4 cm de profondeur après deux heures de sédimentation). Le prélèvement a été déposé sur une lame de verre. Après évaporation du ménisque d'eau, un film de minéraux orientés a été obtenu. Ces échantillons ont été analysés avec un diffractomètre (RIGAKU GEIGERFLEX) avant, et après chauffage à 550°C, et après saturation dans des vapeurs à l'éthylène glycol (donc analyse DRX de trois lames d'un même échantillon). La lecture comparée des trois diagrammes obtenus pour chaque échantillon est nécessaire pour une interprétation complète des spectres minéralogiques (Brown, 1961).

IV.3. Résultats

IV.3.1. Nature et variabilité spatiale du substrat

IV.3.1.1. Caractérisation du substrat le long du versant

Le substrat a été caractérisé par l'analyse granulométrique et minéralogique des éléments non carbonatés (considérés comme peu solubles) des échantillons prélevés dans les horizons C au niveau des figures morphologiques L1, L2, L3 et U2 (Tableaux IV-2 et IV-3). Les résultats sont présentés dans le texte d'après la position de celles-ci sur le versant, d'aval en amont, afin de présenter les couches du substrat de la plus ancienne à la plus récente.

- *Granularité et teneur en carbonates*

Le tableau IV-2 nous donne les granularités et teneurs en carbonates des échantillons d'altérite (horizons C). La teneur en EG varie de 1 à 20% dans les horizons C aux points analysés le long du versant. Les teneurs sont supérieures à 10% dans l'échantillon le plus profond de F6, et dans les échantillons de F4, F5 et F3.

Concernant la teneur en carbonates de la fraction < à 2 mm (Tab. IV-2), on remarque de fortes variations le long du versant, sans tendance particulière, les valeurs allant de 66,5% dans l'échantillon le plus profond de F6 à 0,7% dans celui de F1 : le forage F1, situé en haut de versant, montre ainsi les teneurs en carbonates les plus faibles.

On observe dans le tableau IV-2 que la teneur en fraction argileuse de la TF décarbonatée présente de grandes variations : entre 2,3% et 11,6%. Les classes granulométriques LF et LG ont des valeurs très variables mais sans tendance le long du versant : les LF varient entre 24,1% et 64,9%, tandis que les LG varient entre 5,3% et 33,5%. Rappelons que l'utilisation du microgranulomètre laser sous-estime les teneurs en argiles au profit des limons. Les SF et SG montrent quant à eux une variabilité avec une tendance notable. Alors que les SG sont plus abondants (20,9 à 23,9%) que les SF (9,7 à 16,3%) dans les échantillons de F6 et TL104 prélevés en bas de versant (SG/SF > 1,4), la tendance s'inverse nettement dans les échantillons TU212 à F1 prélevés plus en amont (SG/SF < 0,6). La somme des SF et SG varie de 25 à 40% sur l'ensemble des prélèvements sans tendance particulière le long du versant.

Deux échantillons ont été prélevés dans les altérites des profils F6 et F1, afin d'observer la variabilité des altérites (horizons C) au même point de mesure. Le substrat du profil F6 présente une variabilité importante pour les EG, la teneur en carbonates, les LF, les LG et les SF. Dans le forage F1, la variabilité est aussi forte dans les deux échantillons analysés pour les LF et les LG, mais aussi pour les SG qui décroissent de 14,9% à 2,0% vers la profondeur. Dans les deux cas (F6 et F1), on note que les LF augmentent fortement avec la profondeur, tandis que les LG et la fraction sableuse (SF ou SG) baissent.

Tableau IV-2. Granularité et teneur en carbonates des horizons C.

Localisation	Profil	Profondeur	EG *	CaCO3 **	Classes granulométriques (%) *** - insolubles à l'HCl				
		(cm)	(%)	(%)	A	LF	LG	SF	SG
Unité 4 (amont)	F1	125-135	9,0	6,1	2,8	28,7	29,6	23,9	14,9
		190-200	1,0	0,7	7,6	56,8	10,4	23,1	2,0
L3	F2	160-170	3,0	57,4	3,6	45,9	19,1	27,3	4,0
Unité 3	F3	40-47	10,0	22,7	6,4	62,6	5,3	24,7	1,0
L2	F5	90-100	18,0	8,8	2,3	24,1	33,5	35,2	4,8
	F4	70-80	20,0	65,5	5,2	36,8	22,7	28,9	6,4
U2	TU212	35-40	-	37,0	10,8	52,8	12,0	17,4	7,0
Unité 2	TU2-14	40-50	-	19,2	11,6	64,9	10,6	9,3	3,7
L1	TL104	135-145	9,0	31,2	8,8	48,5	10,6	11,3	20,9
Unité 1 (aval)	F6	40-45	5,0	26,7	4,8	37,7	18,2	16,3	22,9
		68-75	20,0	66,5	4,8	52,5	9,0	9,7	23,9

* EG : > 2 mm, exprimé en % de la masse totale de l'échantillon.

** en % de terre fine (TF < 2 mm).

*** en % du total des 5 classes granulométriques dans la TF décarbonatée.

A : argiles (< 2 µm) ; LF : limons fins (2 µm – 20 µm); LG : limons grossiers (20 µm – 50 µm); SF : sables fins (50 µm – 200 µm); SG : sables grossiers (200 µm – 2 mm).

(-) : non déterminé

Les analyses ponctuelles de granularité et de teneurs en carbonates des horizons C n'ont donc pas permis de détecter de grandes tendances le long du versant. Les EG sont plus nombreux dans les altérites aux points F4, F5 et F3 qui se succèdent directement sur le transect d'échantillonnage. Les roches carbonatées peuvent montrer une grande variabilité de leur degré d'altération au niveau des altérites (horizons C), ce qui affecte fortement les taux de carbonates. On note tout de même de faibles teneurs en carbonates en haut de versant (F1). La taille des particules après décarbonatation de la TF est très variable au sein des horizons C. Le substrat est probablement assez hétérogène, les conditions de dépôt ayant varié. De plus, le substrat étant constitué de roches sédimentaires stratifiées, il peut y avoir des différences de composition entre le matériau initial au détriment duquel s'est formé l'horizon C étudié et le matériau sain qui lui est sous-jacent. On notera juste que le rapport SG/SF diffère nettement pour les altérites en F6 et TL104 (SG/SF < 0,6), situés en partie aval de versant, par rapport aux altérites échantillonnées plus en amont (SG/SF > 1,4).

- *Composition minéralogique*

Dans les horizons C, les EG sont à plus de 95% carbonatés dans les altérites de F6 à F2, et entièrement siliceux en F1 (Tab. IV-3). Le tableau IV-4 présente la composition

minéralogique des fractions sableuses décarbonatées (SF et SG) des horizons C, déduite d'une observation à la loupe binoculaire. Seuls les principaux minéraux rencontrés sont présentés. Il est à noter que feldspaths, muscovite et oxydes ont été identifiés en traces sur l'ensemble des échantillons. Le quartz, essentiellement détritique, constitue l'élément principal de la fraction sableuse (SF et SG) des échantillons analysés le long du versant. Des bioclastes, principalement des spicules constitués d'opale, sont présents dans la fraction sableuse de chacune des altérites analysées, excepté en T212. On a observé des proportions plus ou moins importantes de ces bioclastes dans les deux fractions sableuses, et leur absence de la fraction SG aux points TL104, F4 et F1. La glauconie, minéral authigène dans les craies, est présente depuis le point TU212 jusqu'en haut du versant (F1), excepté en F5. Ce minéral est présent sous sa forme saine, en grains verdâtres à noirs, de façon significative dans les altérites des profils F4 et F2. Des grains de glauconie ont aussi été observés dans l'horizon le plus profond de F1 entre 190 cm et 200 cm, mais manquent au dessus entre 125 cm et 135 cm. Pour terminer, l'opale CT est présente dans les échantillons d'altérite prélevés de F6 à F3.

Tableau IV-3. Nature des EG (> 2 mm) contenus dans les horizons C.

Localisation	Profil	Profondeur (cm)	EGca (%)	EGsi (%)
Unité 4 (amont)	F1	125-135	0,0	100,0
		190-200	0,0	100,0
L3	F2	160-170	99,6	4,0
Unité 3	F3	40-47	95,6	4,4
L2	F5	90-100	99,0	1,0
	F4	70-80	100,0	0,0
U2	T212	35-40	-	-
Unité2	TU2-14	50-60	-	-
L1	TL104	135-145	99,7	0,3
Unité 1 (aval)	F6	40-45	99,0	1,0
		68-75	98,5	1,5

*EGca : EG carbonaté ; EGsi : EG siliceux en % de la totalité des EG.

Tableau IV-4. Composition minéralogique de la fraction sableuse (50 µm – 2 mm) des horizons C d'après observation à la loupe binoculaire.

Blanc : absence ; gris clair : présence (hors traces).

Localisation	Profil	Profondeur (cm)	Classe de sables*	Quartz	Bioclastes	Glauconie	Opale CT
Unité 4 (amont) *L3*	F1	125-135	SF				
			SG				
		190-200	SF				
			SG				
	F2	160-170	SF				
			SG				
Unité 3	F3	40-47	SF				
			SG				
L2	F5	90-100	SF				
			SG				
Unité 2 *U2*	F4	70-80	SF				
			SG				
	TU212	35-40	SF				
			SG				
	TU2-14	50-60	SF				
			SG				
L2	TL104	135-145	SF				
			SG				
Unité 1 (aval)	F6	40-45	SF				
			SG				
		68-75	SF				
			SG				

* SF : sables fins (50 µm – 200 µm); SG : sables grossiers (200 µm – 2 mm).

Le Tableau IV-5 présente les résultats d'analyses par DRX de la fraction argileuse (< 2 µm). Les spectres obtenus étant souvent de mauvaise qualité (bruit de fond important), une analyse, même semi-quantitative, a été exclue. Ce bruit de fond n'a parfois pas permis d'affirmer la présence du quartz : un point d'interrogation a alors été inséré dans le tableau IV-5. La présence de quartz dans les altérites de TL104 et F5 est confirmée dans la fraction fine. Le quartz est en revanche absent de la fraction argileuse des altérites prélevées en partie amont du site d'étude (F3, F2 et F1). Les argiles minéralogiques de type illite et smectite sont présentes dans tous les échantillons d'altérite analysés le long du versant. Les travaux de Bellemlih en 2001 ont montré la présence dans les roches altérées de ce versant de faibles quantités de kaolinite : sa présence n'est pas à exclure. Ces minéraux argileux sont communs. Les analyses par DRX permettent de détecter la présence de clinoptilolite dans les échantillons en partie aval du versant (de F6 à F5).

Tableau IV-5. Composition minéralogique de la fraction argileuse (< 2 µm) des horizons C analysée par DRX.

Blanc : absence ; gris : présence ; ? : possible présence (bruit de fond important).

Localisation	Profil	Profondeur (cm)	Quartz	Illite	Smectite	Clinoptilolite
Unité 4	F1	125-135	?			
		190-200	?			
L3	F2	160-170				
Unité 3	F3	40-47				
L2	F5	90-100				
Unité 2	F4	70-80	?			
U2	T212	35-40	?			
	TU2-14	50-60	?			
L1	TL104	135-145				
Unité 1	F6	40-45	?			
		68-75	?			

Les analyses minéralogiques montrent donc une évolution de bas en haut du versant. Les horizons C prélevés en parties basse et moyenne du versant (de F6 à F5) contiennent de l'opale CT et de la clinoptilolite (Tab. IV-4 et IV-5). Dans la région, ces minéraux ont été observés ensemble uniquement dans le « tuffeau blanc » du Turonien moyen (C3b), (Macaire *et al.*, 1977 ; Alcaydé *et al.*, 1989). Le « tuffeau blanc » est une calcarénite blanchâtre, légèrement piquetée de glauconie qui est présente en faible quantité dans les échantillons TU212 et F4. Les échantillons prélevés dans les horizons C des profils F6, TL104, TU212, TU2-14, F4 et F5 pourraient donc correspondre à des altérites issues de ce « tuffeau blanc » du Turonien moyen, ce qui est relativement en accord avec la carte géologique.

Les horizons C observés en parties moyenne et haute du versant en F4, F5, F3, et F2, présentent régulièrement des coloris jaunâtres marqués (5 Y 8/2) qui diffèrent nettement des échantillons blanchâtres, voire grisés, situés plus bas dans le versant. On note également une plus forte proportion de glauconie en F4, F3, F2, et dans l'échantillon le plus profond de F1 (Tab. IV-4). Le « tuffeau jaune » du Turonien supérieur se caractérise, outre sa fraction sableuse détritique plus importante, par une proportion plus marquée de glauconie que dans le « tuffeau blanc » (Alcaydé *et al.*, 1989). Les faciès du Turonien supérieur, formant le « tuffeau jaune », ont aussi des coloris particuliers, jaunâtres voire rougeâtres lorsque la glauconie est sous forme oxydée. Ces altérites analysées en parties moyenne et haute du versant (F4 à F2) semblent donc issues du « tuffeau jaune » du Turonien supérieur. De ce fait,

les altérites analysées en F4 et F5 (partie moyenne du versant) présentent des caractéristiques intermédiaires entre celles héritées du « tuffeau jaune » et du « tuffeau blanc ». F4 et F5 seraient localisés dans la zone de transition progressive entre ces deux formations. Les limites géologiques observées sont en accord avec la carte géologique.

Les échantillons prélevés en F1, tout en haut du versant, contiennent très peu de glauconie et peu de carbonates (Tab. IV-2 et IV-4). Tous les éléments grossiers, peu abondants, sont siliceux (Tab. IV-3). Une altération poussée du « tuffeau jaune » pourrait être à l'origine de ces horizons C. On peut également envisager qu'ils proviennent de l'altération de formations plus récentes, sénoniennes ou éocènes.

IV.3.1.2. Identification du substrat par ses propriétés géo-électriques

La figure IV-7 présente les résultats des prospections géophysiques effectuées sur le site d'étude : sondages électriques et induction électromagnétique. Une coupe géo-électrique du sous-sol a été modélisée à partir de l'inversion des SE (Fig. IV-7a ; Aldana-Jague, 2010). Elle permet d'apprécier la variabilité verticale des caractéristiques électriques (résistivités vraies) des matériaux le long du versant. Des sondages électriques ont été effectués sur les points de forages et au niveau des tranchées, ou bien en léger décalage latéral aux mêmes cotes (pour F2 et F1) : l'emplacement de ces forages et tranchées est indiqué sur la carte de résistivité apparente estimée sur le site d'étude (Fig IV-7b). La résistivité apparente a été calculée à partir des données de conductivité apparente (l'une étant l'inverse de l'autre) enregistrées sur le terrain par induction électromagnétique (EM31).

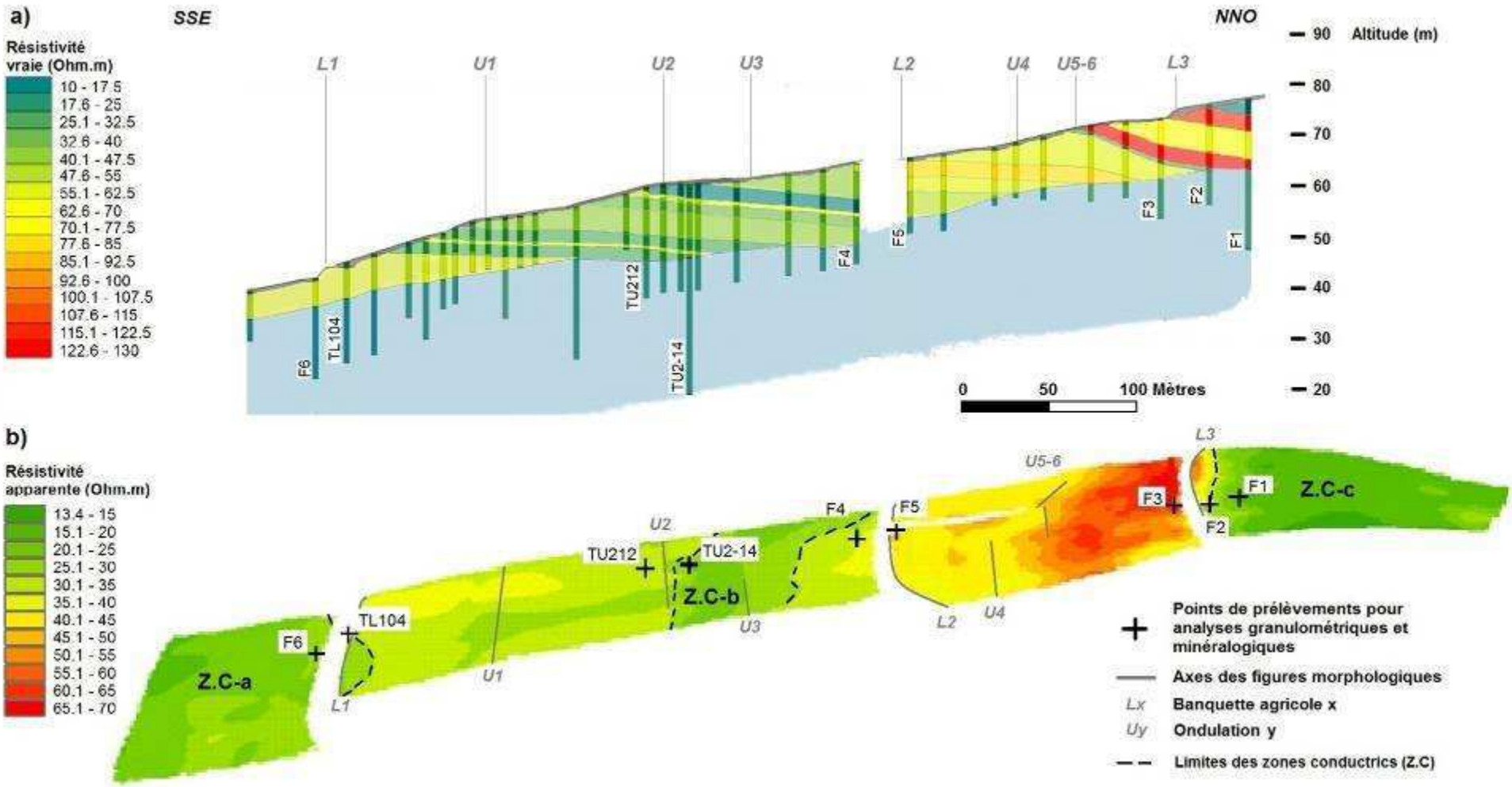


Figure IV-7. Résultats des prospections géo-électriques sur le site d'étude. (a) Coupe géo-électrique du versant (résistivité vraie des couches) réalisée à partir de l'inversion de sondages électriques (d'après Aldana-Jague, 2010). (b) Estimation spatiale de la résistivité apparente d'après la prospection EM31 sur le site d'étude.

- *Variabilité verticale géo-électrique du substrat le long du versant*

La figure IV-7a montre une succession de nombreuses couches de différentes résistivités le long du versant. Les résistivités modélisées varient d'une dizaine de Ω.m pour les plus conductrices à presque 130 Ω.m pour les plus résistantes. Le pendage de ces couches varie très peu spatialement. La résistivité de chaque couche peut varier sur une gamme de +/- 10%.

Dans le versant, le substrat présente des résistivités modélisées différentes entre l'amont et l'aval. La moitié aval du site, du bas de versant jusqu'à F4, montre des couches de résistivité assez homogène variant entre environ 25 Ω.m et 60 Ω.m, sans tendance marquée de variation univoque le long du versant. Une couche plus conductrice d'une dizaine de Ω.m (vert foncé sur la Fig. IV-7a) affleure dans cette partie aval du versant au niveau de l'ondulation U2. La partie amont du versant, entre F5 et F2, montre principalement des couches à résistivités vraies supérieures à 60 Ω.m. Deux couches de résistivité relativement élevée (rouge sur la Fig. IV-7a), supérieures à 100 Ω.m, affleurent vers l'amont de la séquence (en amont de U5-6 et au niveau de L3). Cette différence entre amont et aval du versant se vérifie jusqu'au niveau de la banquette L3 qui montre en son amont une couche très conductrice d'une dizaine de Ω.m immédiatement sous le sol.

Cette différence de propriétés électriques sur le versant semble correspondre aux changements lithologiques entre « tuffeau blanc » (en aval) et « tuffeau jaune » (en amont) observés dans les analyses minéralogiques des horizons C (*cf. §* IV.3.1.1). Ces changements ont été observés en milieu de versant, au niveau des forages F4 et F5 encadrant la banquette L2. D'après Alcaydé *et al.* (1989), le « tuffeau blanc » sain est une craie à grains fins, plus pauvre en quartz détritique que le « tuffeau jaune ». Sa porosité est donc moins grossière que celle du « tuffeau jaune », entraînant une plus forte capacité à retenir les eaux plus ou moins chargées en ions. De plus, le « tuffeau blanc », plus tendre et riche en carbonates, a libéré par altération une plus grande quantité d'argiles que le « tuffeau jaune », ce qui peut expliquer sa résistivité plus faible. En revanche, la richesse du « tuffeau jaune » en phase détritique sableuse peut expliquer la résistivité électrique plus élevée de ce matériau en amont de versant. Alcaydé *et al.* (1989) ont par ailleurs noté également qu'au sein de cette calcarénite (« tuffeau jaune »), des niveaux beaucoup plus sableux, parfois consolidés en grès peuvent être observés. De tels matériaux pourraient expliquer les niveaux les plus résistants observés en amont de U4 et au niveau de L3 (Fig. IV-7a).

Enfin, l'inversion de l'ensemble des SE montre la présence en profondeur d'un niveau conducteur ($\rho < 17$ Ω.m, bleu ciel sur la figure IV-7a). La limite supérieure de ce niveau suit approximativement la topographie du versant en recoupant l'ensemble des autres couches (contre-pendage) et en se rapprochant de la surface topographique en bas de versant.

- *Cartographie de la résistivité apparente du substrat sur le versant*

La cartographie de la résistivité apparente du substrat (Fig. IV-7b) reflète de façon atténuée les variations de résistivité observées par inversion des SE le long du versant. Le signal enregistré par l'EM31 étant intégrateur des résistivités vraies rencontrées entre la surface topographique et 6 m de profondeur environ, la gamme des valeurs de résistivité apparente (13,4-70 Ω.m) n'est pas la même que celle des résistivités vraies (10-130 Ω.m).

En moitié aval du site d'étude, le sol et le sous-sol sont relativement conducteurs ($\rho a < 40$ Ω.m) jusqu'au forage F4 (Fig. IV-7b). De plus, la résistivité apparente tend à baisser en aval du forage F6 (unité morphologique 1, Fig. II-6) alors que la résistivité vraie modélisée apparaît homogène (Fig. IV-7a). Cette zone aval s'apparente au « tuffeau blanc » d'après les analyses lithologiques faites en TL104 et F6 (*cf. §* IV.3.1.1). Le signal EM31 pourrait refléter le rapprochement progressif du niveau très conducteur (bleu ciel) de la surface (Fig. IV-7a). Ce niveau pourrait correspondre à une nappe d'eau souterraine courant le long du versant à travers les formations carbonatées poreuses et venant se raccorder à la nappe d'eau des alluvions associée au ruisseau situé en bas de versant (Le Quincampoix). La présence de formations du Turonien inférieur C3a en aval de F6 (craie blanche à Inocérames à interlits marneux d'après Alcaydé *et al.*, 1989) pourrait également accentuer cet effet. Cette zone conductrice de bas de versant est notée ZC-a sur la figure IV-7b. On observe une autre zone relativement conductrice ($\rho a < 25$ Ω.m), notée ZC-b sur la figure IV-7b, longeant l'amont de l'ondulation U2. Cette zone correspondrait à la couche la plus conductrice modélisée par inversion des SE au sein du « tuffeau blanc » (Fig. IV-7a).

Plus haut dans le versant (de F4 à F3), les formations montrent une résistivité apparente plus forte qu'en aval ($40 < \rho a < 70$ Ω.m). Cette résistivité tend à augmenter fortement en amont des ondulations U4, U5 et U6 où ont été modélisées les deux couches de résistivités vraies élevées signalées précédemment (Fig. IV-7a).

En haut de versant, dans une zone conductrice (ZC-c ; Fig. IV-7b) peu étudiée lors de la campagne de SE, on observe des valeurs de résistivité apparente inférieures à 20 Ω.m. Il semblerait que l'ultime couche supérieure très conductrice modélisée par inversion des SE juste en amont de F1 (Fig. IV-7a) se poursuive plus en amont, marquant un changement très net de substrat par rapport au « tuffeau jaune » sous-jacent beaucoup plus résistant rencontré jusque là (Fig. IV-7b). La résistivité apparente étant un signal intégrateur, les valeurs très faibles observées dans cette partie sommitale du versant laissent penser à la présence de formations très conductrices sur plusieurs mètres de profondeur. Le forage F1 a d'ailleurs montré des horizons C riches en argiles, dépourvus de carbonates. Parmi les formations géologiques identifiées localement par Alcaydé *et al.* (1989), plusieurs pourraient expliquer ces valeurs conductrices : les argiles blanches sableuses à grains fins du Sénonien (C4-6S), les argiles bariolées plus ou moins riches en sables et graviers quartzeux de l'Eocène détritique continental (formées à partir du remaniement des formations crétacées). Les formations du Sénonien et de l'Eocène ont été ponctuellement observées en sommet de ce versant lors de la prospection pédologique (*cf.* Ch. III). Leur répartition en lentilles superficielles discontinues paraît cependant aléatoire. Des silex et éléments siliceux éocènes ont été observés en plus grande quantité dans les horizons S du forage F1 que dans l'altérite sous-jacente, et que dans les autres forages du versant. Il existe notamment entre l'altérite et les horizons superficiels du sol (entre 82 cm et 116 cm de profondeur) un horizon en majorité composé d'EG type silex, certainement issus de l' « argile à silex » (C4-6S). Il est à noter que des silex peuvent également être fournis par le « Tuffeau jaune » (C3c) mais en plus faible quantité.

Les différences pétrographiques existant entre les différentes formations du substrat permettent donc leur cartographie par ces approches géophysiques (SE et méthode électromagnétique).

IV.3.1.3. Résumé

Les analyses granulométriques et de teneurs en carbonates des altérites du substrat géologique (horizons C) n'ont pas montré de tendances marquantes le long du versant : elles ne permettent pas de distinguer les roches du substrat, excepté le rapport SF/SG. En revanche, les analyses minéralogiques des altérites et la prospection géo-électrique jusqu'à 5 à 7 m de profondeur ont permis non seulement de reconnaître les différences lithologiques des

formations du substrat, mais également de distinguer et de délimiter ces formations, et de mettre en évidence des marqueurs minéralogiques spécifiques à ces formations.

La figure IV-8 présente l'estimation spatiale de la résistivité apparente jusqu'à 5 à 7 m de profondeur sur la zone d'extrapolation. Les limites géographiques entre « tuffeau blanc », « tuffeau jaune » et formations probablement issues du Sénonien et de l'Eocène en haut de versant (zone conductrice Z.C.c), ont été déterminées à partir des observations précédentes et de l'analyse des variations du signal. Des marqueurs spécifiques du « tuffeau blanc » (clinoptilolite et/ou quartz dans la classe granulométrique A, opale-CT dans les classes SF et SG), et des marqueurs des formations argilo-siliceuses sénoniennes (silex en grande quantité dans les EG, et les SG) ont majoritairement été identifiés (Tab. IV-14). Le « tuffeau jaune » n'est caractérisé que par une plus forte proportion de glauconie dans les sables par rapport au « tuffeau blanc », notamment sous forme oxydée. De plus, des marqueurs minéralogiques spécifiques de formations plus récentes ont été observés ponctuellement dans la Z.C-c : des silex en grande quantité (Sénonien) et des éléments siliceux corrodés et souvent rubéfiés caractéristiques de l'Eocène. **Ces particularités minéralogiques peuvent constituer des SEDI minéralogiques - leurs zones sources étant localisées – qui nous permettront de préciser ultérieurement l'intensité des redistributions de sols sur le versant.**

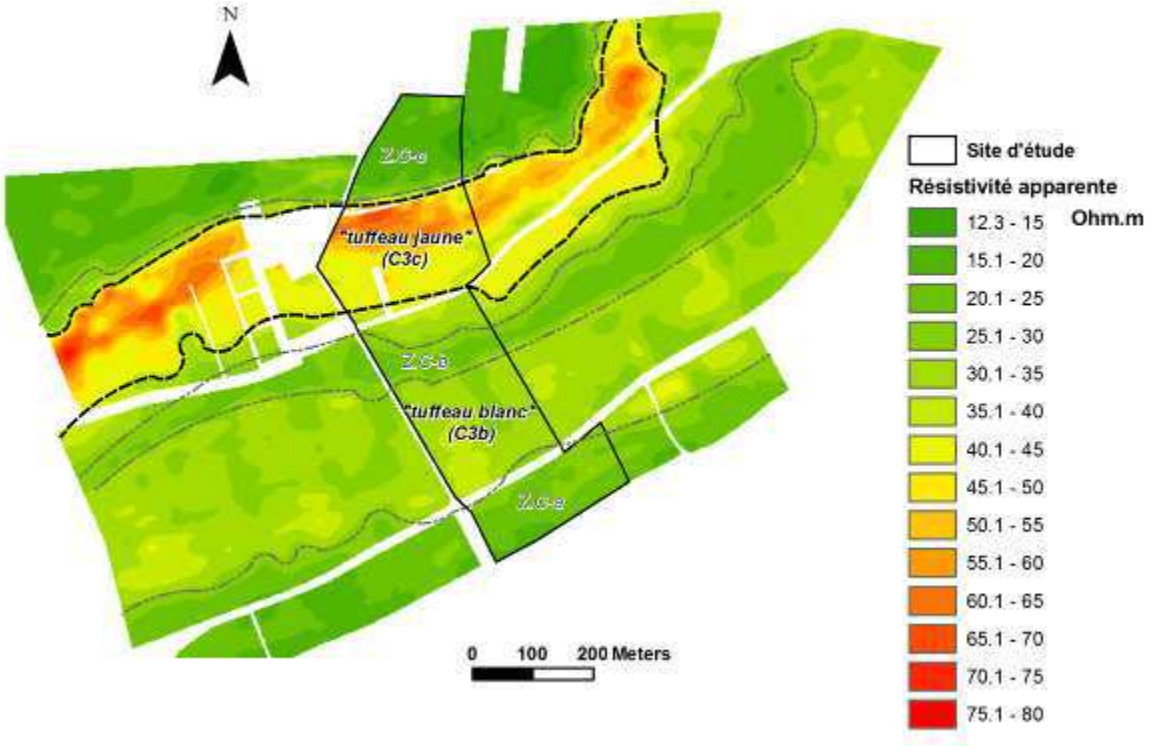


Figure IV-8. Estimation spatiale de la résistivité apparente (Ω.m) des 5 à 7 premiers mètres de profondeur sur la zone d'extrapolation, et délimitation des formations géologiques.

IV.3.2. Organisation et caractérisation des sols liés aux figures morphologiques linéaires

Ce paragraphe est consacré à **la caractérisation des matériaux composant les sols au niveau de figures morphologiques, banquettes et ondulations**, dans le site d'étude. La composition des sols sera comparée à celle du substrat (horizons C) afin de déterminer des caractères allochtones et autochtones. On s'appuiera sur les analyses granulométriques et minéralogiques dont les résultats sont présentés dans les tableaux IV-6, IV-7, IV-8 et IV-9. Dans le Tab. IV-8, **seuls les minéraux constituant des marqueurs minéralogiques (SEDI) et permettant ainsi d'indiquer d'éventuels caractères allochtones des sols sont considérés**. L'influence du substrat sur le développement des figures morphologiques étudiées sera aussi étudiée, notamment grâce aux observations effectuées dans les tranchées.

Tableau IV-6. Granularité et teneur en carbonates des profils pédologiques.

Localisation	Profil	Profondeur (horizon)	EG * (%)	CaCO3 ** (%)	Classes granulométriques (%) ***				
					A	LF	LG	SF	SG
	F1	10-13 (Lci)	12,0	0	2,1	17	17,8	40,8	22,4
		70-80 (Sci)	9,0	2	16,2	30,2	7,2	24,5	21,9
		125-135 (Cca)	9,0	6,1	2,8	28,7	29,6	23,9	14,9
Unité 4 (amont)		190-200 (Cca)	0,0	5,2	7,6	56,8	10,4	23,1	2,0
	F2	10-20 (Lci)	10,0	4,7	11,9	24,3	8,8	29,4	25,6
		60-70 (Sci)	8,0	2,4	10,3	20,8	7,9	31,6	29,5
		110-120 (Sci)	9,0	2,4	8,0	29,3	1,3	32,1	29,3
L3		160-170 (Cca)	3,0	57,4	3,6	45,9	19,1	27,3	4,0
	F3	10-20 (Lca)	8,0	13,9	3,9	27,3	20,3	30,2	18,4
		27-35 (Sca)	7,0	9,9	4,2	34,8	19,1	25,5	16,4
Unité 3		40-47 (Cca)	10,0	22,7	6,4	62,6	5,3	24,7	1,0
	F5	10-20 (Lci)	4,0	4,7	2,9	20,9	30,3	33,1	12,8
		60-70 (Sci)	6,0	2,6	1,6	17,6	25,2	43,6	12,0
L2		90-100 (Cca)	18,0	8,8	2,3	24,1	33,5	35,2	4,8
	F4	10-20 (Lca)	5,0	8,5	4,4	30,7	23,6	29,3	11,9
		34-45 (Sca)	5,0	12,8	4,9	29,0	22,6	30,2	13,4
		70-80 (Cca)	20,0	65,5	5,2	36,8	22,7	28,9	6,4
	TU212	20-30 (Lca)	-	22,9	9,9	49,4	10,6	20,7	9,4
Unité 2		30-35 (Sca)	-	27,8	10,5	51,4	11,8	18,4	7,9
U2		35-40 (Cca)	-	37,0	10,8	52,8	12,0	17,4	7,0
	TU2-14	20-27 (Lca)	-	15,1	10,6	50,1	10,5	18,6	10,2
		27-35 (Sca)	-	22,1	11,2	53,4	8,2	17,2	10,0
		40-50 (Cca)	-	19,2	11,6	64,9	10,6	9,3	3,7
	TL104	20-28 (Lca)	23,0	14,2	9,9	54,4	5,6	15,3	14,9
		50-60 (Sca)	22,0	11,4	12,4	54,5	7,1	12,9	13,0
		100-110 (Sci)	19,0	3,6	10,0	49,2	3,4	16,2	21,3
L1		135-145 (Cca)	9,0	31,2	8,8	48,5	10,6	11,3	20,9
	F6	0-10 (Lci)	3,0	2,8	6,5	43,2	9,6	17,9	22,8
Unité 1 (aval)		40-45 (Cca)	5,0	26,7	4,8	37,7	18,2	16,3	22,9
		68-75 (Cca)	20,0	66,5	4,8	52,5	9,0	9,7	23,9

* EG : > 2 mm, exprimé en % de la masse totale de l'échantillon.

** en % de terre fine (TF < 2 mm).

*** en % du total des 5 classes granulométriques de la TF décarbonatée.

A : argiles (< 2 µm) ; LF : limons fins (2 µm – 20 µm); LG : limons grossiers (20 µm – 50 µm); SF : sables fins (50 µm – 200 µm); SG : sables grossiers (200 µm – 2 mm).

(-) : non déterminé

Tableau IV-7. Nature des EG (> 2 mm) des profils pédologiques.

Localisation	Profil	Profondeur (horizon)	EG * (%)	
			EGca	EGsi
	F1	10-13 (Lci)	92,5	8,5
		70-80 (Sci)	79,0	21,0
		125-135 (Cca)	0,0	100,0
Unité 4 (amont)		190-200 (Cca)	0,0	100,0
	F2	10-20 (Lci)	4,7	95,3
		60-70 (Sci)	2,8	97,2
		110-120 (Sci)	7,6	92,4
L3		160-170 (Cca)	99,6	0,4
	F3	10-20 (Lca)	34,9	65,1
		27-35 (Sca)	66,2	33,8
Unité 3		40-47 (Cca)	95,6	4,4
	F5	10-20 (Lci)	47,8	52,2
		60-70 (Sci)	86,7	13,3
L2		90-100 (Cca)	99,0	1,0
	F4	10-20 (Lca)	92,3	7,7
		34-45 (Sca)	88,2	11,8
Unité 2		70-80 (Cca)	100,0	0,0
	TU212	20-30 (Lca)	-	-
		30-35 (Sca)	-	-
U2		35-40 (Cca)	-	-
	TU2-14	20-27 (Lca)	-	-
		27-35 (Sca)	-	-
		40-50 (Cca)	-	-
	TL104	20-28 (Lca)	98,6	1,4
		50-60 (Sca)	96,9	3,1
		100-110 (Sci)	97,1	2,9
L1		135-145 (Cca)	99,7	0,3
	F6	0-10 (Lci)	69,2	20,8
Unité 1 (aval)		40-45 (Cca)	99,0	1,0
		68-75 (Cca)	98,5	1,5

*EGca : EG carbonaté ; EGsi : EG siliceux en % de la totalité des EG.

(-) : non déterminé

Tableau IV-8. Composition minéralogique de la fraction sableuse décarbonatée (50 µm – 2mm) des profils pédologiques, obtenue par observation qualitative (présence/absence) et le cas échéant par comptages des grains sur lames minces.

blanc : absent ** ; gris : présent.

Localisation	Profil	Profondeur (horizon)	Classe de Sables *	Silice ** éocène	Silex **	Glauconie **	Opale-CT **
	F1	10-13 (Lci)	SF	2	1	5	30
			Sm	27	4	0	0
			Sg	13	10	0	0
		70-80 (Sci)	SF				
			SG				
		125-135 (Cca)	SF				
			SG				
Unité 4		190-200 (Cca)	SF				
			SG				
	F2	10-20 (Lci)	SF				
			SG				
		60-70 (Sci)	SF				
			SG				
		110-120 (Sci)	SF				
			SG				
		160-170 (Cca)	SF				
L3			SG				
	F3	10-20 (Lca)	SF				
			SG				
		27-35 (Sca)	SF				
			SG				
		40-47 (Cca)	SF				
Unité 3			SG				
	F5	10-20 (Lci)	SF	3	2	3	26
			Sm	10	7	0	9
			Sg	7	18	0	7
		60-70 (Sci)	SF				
			SG				
		90-100 (Cca)	SF	2	0	2	48
			Sm	6	2	0	31
L2			Sg	4	4	0	62
	F4	10-20 (Lca)	SF	6	2	10	20
			Sm	7	6	2	22
			Sg	6	15	1	16
		34-45 (Sca)	SF				
			SG				
		70-80 (Cca)	SF	0	1	8	42
			Sm	2	0	6	70
			Sg	0	0	0	98
	TU212	20-30 (Lca)	SF	0	0	6	0
			Sm	1	2	0	11
			Sg	2	1	0	10
		30-35 (Sca)	SF	-	-	-	-
			SG	-	-	-	-
Unité 2		35-40 (Cca)	SF	0	0	7	1
			Sm	1	0	0	5
U2			Sg	0	1	0	1
	TU2-14	20-27 (Lca)	SF	0	0	4	0
			Sm	0	2	0	30
			Sg	2	4	0	14
		27-35 (Sca)	SF	-	-	-	-
			SG	-	-	-	-
		40-50 (Cca)	SF	0	0	2	0
			Sm	0	0	2	0
			Sg	1	8	0	11
	TL104	20-28 (Lca)	SF	0	1	0	19
			Sm	1	5	0	10
			Sg	1	5	0	16
		50-60 (Sca)	SF				
			SG				
		100-110 (Sci)	SF				
			SG				
		135-145 (Cca)	SF	0	0	0	46
			Sm	0	1	0	41
L1			Sg	3	1	0	37
	F6	0-10 (Lci)	SF				
			SG				
Unité 1		40-45 (Cca)	SF				
			SG				
		68-75 (Cca)	SF				
			SG				

* SF : 50 µm – 200 µm ; Sm : 200 µm - 500 µm ; Sg : 500 µm – 2mm ; SG : 200 µm – 2 mm.

** Les chiffres correspondent au pourcentage du nombre de grains comptés dans la fraction considérée. Un pourcentage < à 3% est considéré comme non significatif et l'élément a alors été considéré comme absent de la fraction pour les interprétations ultérieures.

Tableau IV-9. Composition minéralogique de la fraction argileuse (< 2 µm) des profils pédologiques, analysée par DRX.

blanc : absent ; gris : présent ; ? : possible présence (bruit de fond important).

Localisation	Profil	Profondeur (horizon)	Argiles (DRX)			
			Quartz	Illite	Smectite	Clinoptilolite
	F1	10-13 (Lci)	?			
		70-80 (Sci)	?			
		125-135 (Cca)	?			
Unité 4		190-200 (Cca)	?			
	F2	10-20 (Lci)				
		60-70 (Sci)				
		110-120 (Sci)				
L3		160-170 (Cca)				
	F3	10-20 (Lca)				
		27-35 (Sca)				
Unité 3		40-47 (Cca)				
	F5	10-20 (Lci)				
		60-70 (Sci)				
L2		90-100 (Cca)				
	F4	10-20 (Lca)	?			
		34-45 (Sca)	?			
Unité 2		70-80 (Cca)	?			
	TU212	20-30 (Lca)	?			
		30-35 (Sca)				
U2		35-40 (Cca)	?			
	TU2-14	20-27 (Lca)	?			
		27-35 (Sca)	?			
		40-50 (Cca)	?			
	TL104	20-28 (Lca)				
		50-60 (Sca)				
		100-110 (Sci)				
L1		135-145 (Cca)				
	F6	0-10 (Lci)	?			
Unité 1		40-45 (Cca)	?			
		68-75 (Cca)	?			

IV.3.2.1. Analyse détaillée de toposéquences : banquette L1 et ondulation U2

La figure IV-9 représente l'organisation des sols au niveau des tranchées creusées dans L1 (TL1) et U2 (TU2). Des profils de sols ont été décrits aux points TL104, TL116, TL126, TU2-14, TU200 et TU212 selon les normes précisées dans le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008) afin de permettre d'autres développements dans le cadre du projet LANDSOIL (Fig. IV-9). Ces descriptions sont résumées Annexe 1. Elles montrent que seuls des horizons de type Lca et Sca sont présents dans les tranchées TL1 et TU2 (Tab. IV-10).

Leurs propriétés s'avèrent relativement homogènes : les sols ont donc des profils peu différenciés d'un point de vue pédogénétique.

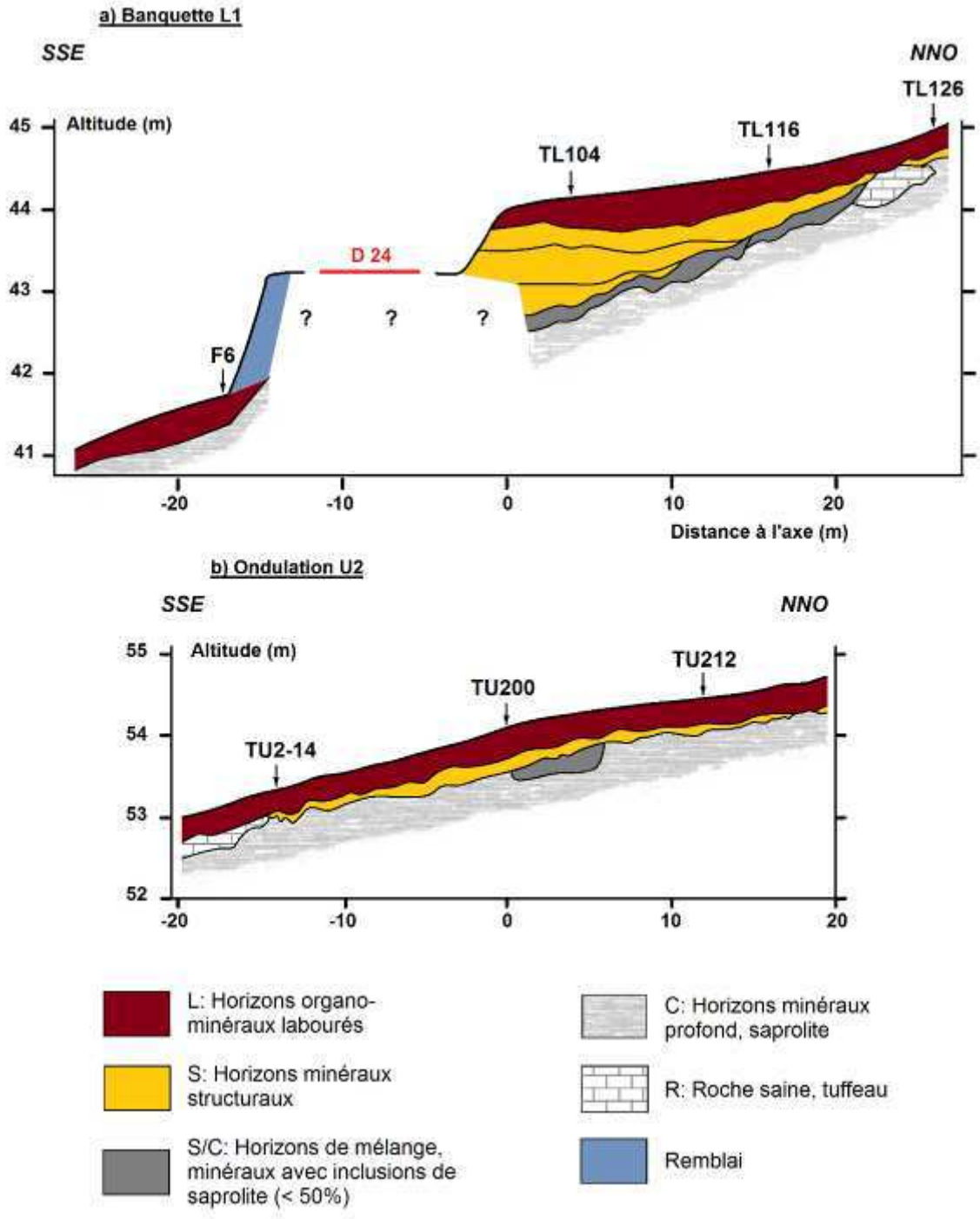


Figure IV-9. Distribution des horizons dans les toposéquences TL1 et TU2 (localisation des toposéquences : voir Fig. IV-6). (a) Toposéquence TL1. (b) Toposéquence TU2.

Tableau IV-10. Caractéristiques des horizons identifiés sur les toposéquences TL1 et TU2 selon les normes du Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008). Les horizons de type Cca rencontrés ne sont pas détaillés du fait de leurs caractéristiques trop diverses.

Horizon (Baize et Girard, 2008)	Couleur de la matrice (Munsell, 1923)	Texture (Jamagne, 1967)	Structure
Lca	10YR4/2	A (LAS en T126)	Polyédrique sub-anguleuse
Sca	2.5Y5/2 - 2.5Y4/3	A	Polyédrique - Prismatique

a) Toposéquence TL1

La figure morphologique L1 (banquette ; Fig. IV-7a) est située sur le « tuffeau blanc » dans une zone de remontée de la nappe d'eau souterraine (*cf. §* IV.3.1.2).

- *Topographie et épaisseur des sols*

En amont de la rupture de pente, la banquette L1 est caractérisée par une diminution de pente d'amont en aval, de 6,7% à 2%, qui marque la concavité caractéristique d'une banquette (Fig. IV-9a). Une légère convexité apparaît sur les 4 mètres précédant la limite de parcelle (entre x = 0 m et x = 4 m, distance par rapport à l'axe de la figure morphologique). Sur cette section en amont de la rupture de pente, la succession verticale d'horizons pédologiques est généralement la suivante : L - S - S/C - C avec un nombre variant d'horizons structuraux. Cette succession est perturbée en partie amont de la toposéquence par la présence d'un niveau de roche saine R. L'épaisseur de sol (horizons L + S) augmente régulièrement d'amont en aval passant de 35 cm à plus de 140 cm au niveau de la bordure aval de la parcelle. Cet épaississement a deux causes. D'une part, on observe un épaississement de l'horizon organo-minéral L de 25 à 50 cm (notamment entre x = 24 m et x = 8 m). D'autre part, le nombre d'horizons S augmente, passant d'un horizon structural en amont (x = 26 m) à trois à proximité de la bordure aval de la parcelle (x = 2 m). La limite supérieure des horizons d'altération S/Cca et Cca, bien qu'ondulante, montre une pente générale d'environ 6,5%. L'épaisseur de sol apparaît donc ici comme le principal facteur à l'origine des caractéristiques morphologique de la banquette.

En aval de la bordure de parcelle (distance x notée négativement par rapport à l'axe x = 0 m), la rupture de pente engendre une dénivelée topographique de plus de 2 m avec la parcelle située en contrebas : la route N24 « s'encastre » dans cette dénivelée, et est supportée

par des remblais (Fig. IV-9a). Dans la parcelle située en contrebas, la pente décroît sur quelques mètres dessinant une légère convexité, pour devenir ensuite plus régulière avec une valeur d'environ 5,5%. L'épaisseur de sol, variant de 20 à 35 cm, évolue sous la forme d'une lentille, accentuée par une limite supérieure d'altérite (horizons C) fortement concave.

- *Profils pédologiques et composition des sols*

La composition des sols a été analysée dans les profils TL104 et F6 (Fig. IV-9a). Sur le profil TL104, l'horizon Lca atteint 35 cm d'épaisseur et les horizons Sca se développent jusqu'à environ 130 cm de profondeur. La teneur en EG (fraction > 2 mm) évolue peu dans le profil (de 23 à 19% : Tab. IV-6) ; ces EG sont constitués à plus de 95% d'éléments carbonatés crayeux blanchâtres centimétriques semblables aux craies turoniennes (Tab. IV-7). Les taux de carbonates de la fraction <2 mm varient de 14,2% dans les 20 premiers centimètres du profil à 3,6% entre 100 et 110 cm de profondeur (horizon Sci calcique) tandis que l'horizon Cca sous-jacent comporte 31,2% de carbonates entre 135 et 145 cm de profondeur (Tab. IV-8). Les analyses granulométriques effectuées sur la TF (fraction <2 mm) décarbonatée ne montrent aucune évolution significative le long du profil. Quelques fragments de briques et d'ardoises, pluri-millimétriques à pluri-centimétriques ont été vus à différentes profondeurs dans le profil. D'un point de vue minéralogique, la composition du sol ne varie pas entre la surface et l'altérite Cca (Tab. IV-8 et IV-9). La fraction sableuse contient principalement du quartz, de l'opale-CT, des bioclastes et quelques grains de muscovite. Des silex sont présents dans les fractions Sm et Sg de l'horizon Lca en faibles quantités (5% ; Tab. V-8), alors qu'il n'y en a pas dans le reste du profil. L'opale-CT est présente dans l'ensemble de la fraction sableuse sur tout le long du profil, mais en plus faible quantité en surface que dans l'altérite : l'opale-CT représente 46% de la fraction SF dans l'horizon Cca contre 19% dans l'horizon Lca (Tab. IV-8). La fraction argileuse est essentiellement composée de quartz, illite, smectite et clinoptilolite. Le profil TL104 présente donc un sol épais peu évolué, que la présence de constituants allochtones (briques, ardoises et silex) permet de classer en Colluviosol.

En aval du front de la banquette (à x = -18 m), le forage F6 a traversé un sol peu épais (20 à 25 cm) avec un horizon Lci directement sus-jacent à un horizon Cca (Fig. IV-9a). L'horizon Lci contient peu d'EG, mais également peu de carbonates (3% et 2,8% respectivement ; Tab. IV-6). Environ 20% des EG sont de nature siliceuse (Tab. IV-7). L'altérite (Cca) présente des taux de carbonates plus importants qu'en surface (Lci). La teneur

en $CaCO_3$ augmente avec la profondeur dans Cca, de 26,7% entre 40 et 45 cm à 66,5% entre 68 et 75 cm de profondeur. La granularité de la TF dans l'horizon Lci ne diffère pas grandement de celles de l'horizon Cca. D'un point de vue minéralogique, le sol (horizon Lci) comporte les mêmes constituants que l'altérite Cca (Tab. IV-8 et IV-9). Ce sol peu épais et peu évolué est un Rendisol issu de craie.

b) Toposéquence TU2

- *Topographie et épaisseur des sols*

D'amont en aval, la topographie de la toposéquence TU2 est caractérisée par un léger ralentissement de pente, de 3,4 à 2,8%, formant ainsi une légère concavité entre x = 20 m et x = 10 m (Fig. IV-9b). Elle est prolongée en aval par une convexité marquée, caractéristique des figures morphologiques de type ondulation, qui se raccorde au profil général du versant d'une pente d'environ 6% vers x = -10 m. La succession verticale d'horizons varie peu d'amont en aval de la toposéquence. On observe principalement la succession suivante : Lca – Sca – Cca. On observe localement, en amont de l'axe (entre x = 0 m et x = 5 m environ), la présence d'un horizon de transition Sca/Cca. On trouve également, entre x = - 13 m et x = -2 m, un horizon Lca superposé à un niveau de craie R (Fig. IV-9b). L'épaisseur de sol varie d'amont en aval, d'environ 40 cm au profil TU212, à 60 cm au profil TU200, puis s'abaisse à environ 30 cm à TU2-14. L'horizon organo-minéral Lca forme l'essentiel de cette épaisseur totale (entre 30 cm et 40 cm), et tend à s'amincir irrégulièrement d'amont en aval de la toposéquence. L'horizon structural Sca a une épaisseur qui varie lenticulairement de 0 à 22 cm. Cet horizon s'avère, contrairement aux horizons Lca, plus épais en partie aval (x < 0 m). Le toit de l'altérite (horizon Cca) montre une légère convexité entre x = 12 m et x = 0 m. Celle-ci participe à la forme globale convexe de l'ondulation dans ce secteur, bien que décalée de quelques mètres en amont.

- *Profils pédologiques et composition des sols*

La composition des sols a été analysée dans les profils TU212 et TU2-14 (Fig. IV-9b). Le profil TU212 comprend un horizon Lca et un mince horizon Sca (35 cm d'épaisseur au total). La teneur en carbonates de la fraction < à 2 mm augmente de haut en bas du profil, passant de 22,9% à 37,0% (Tab. IV-6). On observe très peu de variations dans la granularité entre les différents horizons de sols et l'altérite, avec une fraction LF dominante (> 49%). La glauconie apparaît au niveau de l'ondulation U2 (Tab. IV-8) dans la fraction SF de Lca et Cca

(6 et 7%, repsectivement). On note la présence d'opale-CT dans les fractions Sm et Sg de l'horizon Sca (11 et 10% respectivement : Tab. IV-6), alors qu'elle est rarement présente dans l'altérite sous-jacente (5% dans la fraction Sm). Les analyses par DRX de la fraction argileuse montrent qu'elle est essentiellement composée de quartz, illite, smectite et clinoptilolite (Tab. IV-9). Quelques artefacts archéologiques (clous, poteries récentes) ont été observés aux abords de ce profil à la limite Sca/Cca. Le sol observé s'apparente à un Calcosol.

Le profil TU2-14 situé dans la zone aval de l'ondulation U2 (x = -14 m ; Fig. IV-9b) montre la même succession d'horizons que le profil TU212 situé en amont. Les horizons Lca et Sca ont une épaisseur totale de 35 cm, dont 27 cm représentés par l'horizon organo-minéral. Dans le Tab. IV-6, on observe que la teneur en carbonates varie entre 15,1% et 22,1% dans le profil sans tendance particulière. Les horizons Lca et Sca sont un peu plus sableux que l'altérite Cca : les fractions SF et SG représentent ensemble plus de 27% de la phase non carbonatée dans Lca et Sca contre 13% dans Cca. L'analyse des sables montre la présence de silex dans le profil (Tab. IV-8). Alors que les silex proviennent essentiellement des formations récentes sénonienne et éocène et, dans une moindre mesure, du « tuffeau jaune » turonien situés plus en amont de versant (*cf. §* IV.3.1.3), ils représentent 8% de la fraction Sg de l'horizon Cca (Tab. IV-8). Des phénomènes de cryoturbation ont pu engendrer par le passé des mélanges entre les différents horizons et ainsi permettre l'incorporation de silex dans l'altérite sous-jacente. L'opale-CT n'apparait que dans la fraction Sg en profondeur (11% ; Tab. IV-8), mais est très présente dans Lca (30% des Sm et 14% des Sg). Des charbons de bois ont été observés dans la fraction Sg. La glauconie a été observée dans la fraction SF de l'horizon Cca (4%). Les résultats de DRX (Tab. IV-9) montrent la présence d'illite, smectite et clinoptilolite dans la fraction argileuse tout le long du profil. Le quartz a été détecté dans l'horizon Sca. Ce sol est donc un Calcosol, tout comme celui du profil précédent TU212.

IV.3.2.2. Les sols dans les banquettes L2 et L3

Il n'a pas été fait de tranchée dans les banquettes L2 et L3. La distribution des sols y a été établie d'après les forages (F4 et F5 dans L2, F2 et F3 dans L3) et des données estimées d'après l'étude développée dans le Ch. III. La figure IV-10 localise les forages effectués dans et en aval des banquettes L2 et L3 représentées en coupe verticale selon les transects de

référence (Fig. IV-6). Les profils topographiques ont été extraits du MNT au pas de 2 mètres. La limite entre horizons structuraux (S) et altérites (C) a été tracée d'après les sondages manuels et l'estimation spatiale d'épaisseur de sol effectuée sur le site d'étude (Fig. III-8a). Le forage F2 décalé de quelques mètres vers l'est par rapport au transect de référence sécant à L3 (Fig. IV-6), a été replacé par projection sur ce transect. Les coupes de la Fig. IV-10 sont en accord avec les observations faites sur ces banquettes L2 et L3 lors de la campagne de mesure de l'épaisseur de sol par sondages manuels à la tarière (*cf.* Ch. III). Elles nous permettent d'apprécier les variations d'épaisseur du sol et du toit de l'altérite, et de discuter de leur influence sur le signal topographique de ces banquettes.

a) Banquette L2

D'après les données géophysiques acquises précédemment, L2 se trouverait dans la zone de transition entre « tuffeau blanc » en aval et « tuffeau jaune » en amont (Fig. IV-7 ; *cf. §* IV.3.1). La route départementale D117 longe le pied de la rupture de pente de la banquette.

- *Topographie et épaisseur des sols*

En amont de la route, la topographie de la banquette présente la forme concave classique des banquettes (Fig. IV-10a) où la pente décroît, en une vingtaine de mètres (de x = 20 m à x = 8 m), de 4% en amont à une valeur quasi nulle en aval. Un petit bourrelet convexe large de 3 m marque la transition avec la rupture de pente située en aval, d'une dénivelée d'environ 1,40 m jusqu'à la route. L'épaisseur de sol croît régulièrement d'amont (30 cm) en aval (un peu plus de 1 m). Contrairement à la situation observée pour la banquette L1 (Fig. IV-9a), la rupture de pente n'est donc pas entièrement expliquée par l'épaississement du sol. En effet, le toit de l'altérite (limite entre S et C) recoupe la surface topographique à un peu plus de 30 cm au-dessus du pied de la rupture de pente, plus haut que le niveau de la route (Fig. IV-10a). Le toit de l'altérite en amont de la route a une morphologie concave, avec une pente qui diminue d'environ 5,5% en amont jusqu'à une valeur proche de 2% au niveau de la rupture de pente.

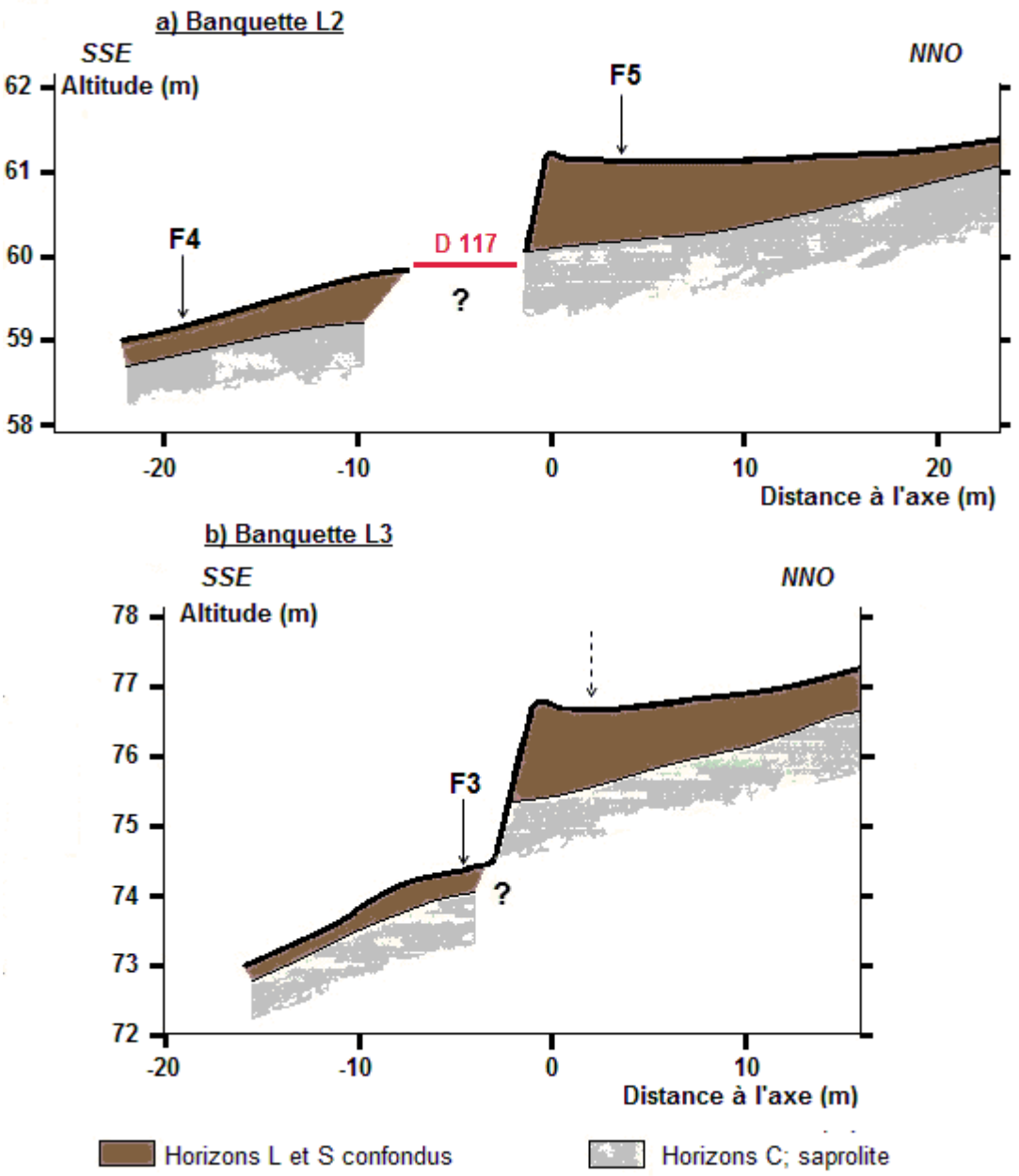


Figure IV-10. Localisation des forages F2, F3 F4 et F5 sur les banquettes L2 et L3 représentées en coupe verticale (localisation des forages et banquettes : voir Fig. IV-6). (a) Banquette L2. (b) Banquette L3.

En aval de la route D117, la surface topographique montre une évolution convexo-concave d'amont en aval jusqu'à atteindre une pente plus régulière d'environ 5%. Le sol tend à s'amincir (d'environ 65 à 40 cm) à ce niveau dans cette même direction. Le toit de l'altérite a une pente plutôt régulière ici (5%). Les variations de la surface topographique en aval de la

route sont donc globalement expliquées par un amincissement de l'épaisseur de sol d'amont en aval.

La morphologie de la banquette L2 n'est donc pas entièrement contrôlée par l'épaisseur du sol. L'épaississement de sol correspond à une diminution de la pente du toit de l'altérite en amont de la limite de parcelle, qui pourrait elle-même traduire un changement dans la lithologie du substrat : du « tuffeau jaune » plus sableux et résistant en amont au « tuffeau blanc » plus carbonaté, tendre et conducteur donc plus sensible à l'érosion en aval. De plus, on observe une rupture de pente dans le toit de l'altérite entre l'amont et l'aval de la route. Des phénomènes d'érosion en aval de la route, suffisamment intenses pour que le substrat soit atteint, pourraient avoir accentué la rupture de pente observée dans le toit de l'altérite. De plus, les sols en aval de la route ont tendance à s'amincir d'amont en aval du transect.

- *Profils pédologiques et composition des sols*

La composition des sols a été analysée dans les profils F5 et F4 (Fig. IV-10a). Les données analytiques sont présentées dans les Tab. IV-6, IV-7, IV-8 et IV-9. Le forage F5 montre un sol à un horizon Lci au dessus de Sci (chacun épais d'environ 35 et 55 cm respectivement), et surmontant un horizon Cca. Les EG sont peu nombreux dans les horizons du sol (moins de 6% ; Tab. IV-6). Ils sont en quantités à peu près égales calcaires et siliceux dans l'horizon Lci, mais majoritairement calcaires dans l'horizon Sci (Tab. IV-7). Dans le Tab. IV-6, on observe que le profil est peu carbonaté dans son ensemble, tout comme l'altérite (8,8%) : les horizons sont considérés comme calciques ($CaCO_3$ < 5%). Les caractéristiques granulométriques de la TF (< 2 mm) non carbonatée ne montrent pas d'évolution marquée dans le profil, mise à part une teneur en SG un peu plus importante dans les horizons Lci et Sci (environ 12%) que dans l'altérite (4,8%). Hormis l'absence de clinoptilolite, les horizons Lci et Sci présentent les mêmes constituants que l'altérite Cca dans les fractions argileuses et sableuses (Tab. IV-8, IV-9). Quelques silex apparaissent dans l'altérite (4% de la fraction Sg) : ils peuvent être présents dans le « tuffeau jaune ». Toutefois, l'horizon Cca a pu être contaminé par des phénomènes de cryoturbation, tout comme l'altérite du profil TU2-14. En effet, on remarque aussi la présence de silice éocène dans les fractions Sm et Sg (6 et 4% respectivement). L'horizon Lci présente une proportion de silex non négligeable dans la fraction Sg (18%). Quelques charbons de bois ont été observés à la base de l'horizon Sci. Comme en TL104 (Fig. IV-9a), on observe ici un sol épais peu évolué de type Colluviosol.

En aval de la route, le profil F4 montre un sol épais d'environ 45 cm, avec un horizon Lca épais d'environ 30 cm sur un horizon Sca mince (Fig. IV-10a). Le sol contient 5% d'EG dont près de 90% sont calcaires (92,3% et 88,2% pour les horizons Lca et Sca respectivement). Dans le Tab. IV-6, on voit que les taux de carbonates sont faibles dans la TF par rapport à ceux de l'altérite : 8,5 et 12,8% dans les horizons Lca et Sca respectivement, contre 65,5% dans l'horizon Cca. Les caractéristiques granulométriques sont similaires à celles observées dans le profil F5 (Tab. IV-6) et les principaux constituants de la phase sableuse dans les horizons Lca, Sca et Cca sont identiques (Tab. IV-8). On a observé à la loupe binoculaire une plus grande quantité de glauconie saine et de bioclastes dans l'altérite Cca alors que la glauconie est souvent oxydée dans les horizons Lca et Sca. Inversement, les silex sont plus abondants dans les horizons Lca et Sca que dans l'altérite. La clinoptilolite est quant à elle présente dans la fraction argileuse (A) sur l'ensemble du profil, contrairement à F5 (Tab. IV-9). Ce sol correspondrait à un Calcosol.

b) Banquette L3

D'après les observations présentées dans le *§* IV.3.1, la banquette L3 se situe dans la zone de transition entre « tuffeau jaune » en aval et des formations peu carbonatées et électriquement très conductrices (Z.C.-c ; Fig. IV-7) en amont. Contrairement aux banquettes L1 et L2, L3 n'est associée à aucune route actuelle.

- Topographie et épaisseur des sols

La concavité associée à la banquette L3 est nette, et entraîne une diminution de pente de 6% en partie amont à presque 0 % à x = 3 m de la rupture de pente (Fig. IV-10b). On observe également une sorte de bourrelet légèrement convexe en front de banquette. La rupture de pente, qui se développe sur moins de 4 m de largeur, entraîne une dénivelée topographique d'environ 2 m. L'épaisseur de sol varie progressivement de 60 cm en amont (x = 15 m) à plus de 130 cm au niveau de la bordure de parcelle (x = 0 m). Tout comme pour la banquette L2, l'épaississement de sol n'explique pas la totalité de la rupture de pente de 2 m mesurée : les 70 cm inférieurs de la rupture de pente apparaissent avoir été façonnés ici dans le substrat (Fig. IV-10b).

La topographie en pied de banquette est nettement convexe : la pente passe de 8 à 12% d'amont en aval (de x = - 4 m à - 11 m ; Fig. IV-10b). Les sols ont une épaisseur peu variable

(de 25 à 35 cm). La topographie en aval de la rupture de pente est surtout influencée par la forme du toit de l'altérite. Au total, une rupture de pente d'environ 1 m existe dans le toit de l'altérite entre x = 0 m et x = -4 m.

La topographie de la banquette L3 apparaît donc fortement influencée par la morphologie du toit de l'altérite : sur 200 cm de rupture de pente 70 se sont développés dans l'altérite. Cette altérite, en aval comme en amont de la rupture de pente, semble issue du même type de formation : le « tuffeau jaune » (*cf. §* IV.3.1.1). La banquette ne paraît donc pas liée à un changement de lithologie du substrat à son niveau même. Cependant l'analyse des horizons C dans le forage F1, situé à un peu moins de 40 m en amont de L3 (Fig. IV-6), et l'observation des cartes de résistivité du substrat sur le site d'étude (*cf. §* IV.3.1 ; Figs. IV-7b et IV-8) montrent un changement net de substrat, quasi parallèle à L3, quelques mètres en amont de sa rupture de pente. Tout comme pour L2, l'hypothèse d'une forte érosion en aval de l'axe de la banquette L3 (limite de parcelle) expliquerait l'important surcreusement du substrat. De plus, la pente en aval de cette banquette L3 est plus forte qu'en aval de L2 (Fig. IV-6), ce qui a pu permettre une érosion plus intense dans ce secteur, et donc entraîner la rupture de pente observée plus marquée.

- Profils pédologiques et composition des sols

La composition des sols a été analysée dans les profils F2 et F3 (Fig. IV-10b). Les données analytiques sont présentées dans les Tab. IV-6 à IV-9. Dans le forage F2, le sol est constitué de trois horizons : Lci (0-40 cm), Sci (40-145 cm) et Cca. Quatre échantillons ont été prélevés dans ce forage. La teneur en EG varie entre 8 et 10% dans le sol (Tab. IV-6), avec des éléments majoritairement siliceux (Tab. IV-7) qu'on ne trouve pas dans l'altérite sous-jacente. Les EG contiennent aussi des bioclastes (coquilles de gastéropodes, spicules) et des fragments d'ardoise qui n'ont pas été pris en compte dans le tri entre siliceux et carbonatés (Tab. IV-7). Les horizons Lci et Sci, considéré comme calciques, ne contiennent que 4,7% et 2,4% de $CaCO_3$ respectivement ; l'altérite en contient plus de 50%. Les analyses granulométriques montrent une nette différence entre l'altérite (Cca) et les horizons sus-jacents (Lci et Sci). Alors que les limons fins et grossiers sont moins abondants dans les horizons L et S que dans l'altérite Cca, on note en revanche une nette augmentation des sables grossiers passant de 4% dans l'altérite Cca à plus de 25% dans les horizons Lci et Sci. La glauconie foncée, non altérée, est bien nette dans les sables de l'altérite (Tab. IV-8) ; elle est apparue moins abondante dans les horizons Lci et Sci. L'opale-CT est absente du profil entier

(situé sur « tuffeau jaune »). Enfin, on a observé un enrichissement en silex dans les sables (SF) des horizons Lci et Sci alors qu'il est rare dans l'altérite. Le long du profil, on note aussi une baisse régulière des proportions d'argile de haut en bas (Tab. IV-6). Le quartz est absent de la fraction < 2 μm en profondeur (Tab. IV-9). L'illite et la smectite sont présentes dans l'ensemble du profil. Le sol étudié ici est, comme aux points F5 et TL104, épais et peu évolué ; il pourrait s'apparenter à un Colluviosol sur craie.

Le forage F3 effectué en pied de rupture de pente (Fig. IV-10b) a traversé un sol épais de 35 cm au dessus de l'altérite Cca : ce sol comprend un horizon organo-minéral Lca épais de 27 cm et un l'horizon Sca sous-jacent de 8 cm. D'après les Tab. IV-6 et IV-7, les teneurs en EG sont d'environ 8% dans les horizons Lca et Sca : dans Lca 2/3 des EG sont siliceux, silex essentiellement, le tiers restant étant constitué d'éléments carbonatés. On observe la tendance inverse dans l'horizon Sca. Les taux de $CaCO_3$ de la fraction inférieure à 2 mm sont de 13,9% dans l'horizon Lca et 9,9% dans Sca, contre environ 23% dans l'altérite Cca. La granulométrie montre, comme dans le forage F2, des différences très marquées selon les horizons. Le LF représente environ 30% de la TF décarbonatée dans les horizons Lca et Sca contre plus de 60% dans l'altérite Cca (Tab. IV-6). D'un point de vue minéralogique, on observe dans le Tab. IV-8 les mêmes composants que dans le profil F2 en amont de rupture de pente : le quartz domine la fraction sableuse des horizons Lca et Sca. On trouve cependant des silex dans l'horizon profond Sca, issus du « tuffeau jaune », silex plus abondants dans l'horizon Lca. La glauconie observée est plus saine dans l'horizon Cca que dans les autres horizons où elle est en grande partie sous forme oxydée. La fraction argileuse augmente de 3,9% dans l'horizon Lca à 6,4% dans Cca (Tab. IV-6). Elle est principalement composée d'illite et de smectite (Tab. IV-9). Le quartz est absent de cette fraction < 2 μm en profondeur. Ce sol situé en aval de la banquette L3 est un Calcosol.

IV.4. Indices d'autochtonie et/ou allochtonie des sols

IV.4.1. Dominance des phénomènes d'érosion-dépôt sur le développement des sols

Les analyses granulométrique et minéralogique des sols et des altérites sur le site d'étude a permis de mettre en évidence des **indices de déplacement de matière avec érosion**

et dépôt de matériau le long du versant (*cf. §* IV.3.2). Les différentes preuves sont discutées ci-après.

- *Banquette L1* (Fig. IV-6 et IV-9a)

- Le profil **TL104** présente un sol épais et peu évolué, s'apparentant à un Colluviosol. Il ne présente pas de caractères logiques d'autochtonie relativement au substrat local. Bien que l'horizon sus-jacent à l'altérite soit calcique et nettement décarbonaté relativement à l'altérite ($CaCO_3$ < 5% dans Sci entre 100 et 130 cm contre 30% dans l'altérite). Les horizons sus-jacents Sca et Lca ont des teneurs en carbonates supérieures à 10% ce qui montre des apports de matière carbonatée. De plus, des fragments d'ardoise et de brique ont été observés dans les EG à des niveaux différents du sol. Ces composants n'étant pas présents dans le substrat local, prouvent des apports d'origine anthropique. Leur présence jusqu'à plus 80 cm de profondeur confirme le remaniement historique du matériau formant les sols, et non leur formation par des processus de pédogenèse *in-situ* (altération, brunification, illuviation/éluviation…). Cependant, l'abondance de fragments de « tuffeau blanc » dans les EG montre que la zone source des matériaux de ce profil est située sur le même type de substrat que le profil lui-même, plus en amont dans le versant : ces fragments de tuffeau très sains ne peuvent dériver du substrat immédiat plus profond.

- Le profil **F6** est peu épais et peu évolué (Rendisol). D'un point de vue minéralogique, le sol présente les mêmes caractéristiques que l'altérite. Aucun composant allochtone n'apparaît (Tab. IV-8 et IV-9). Le sol paraît donc ne dériver que du substrat local. D'ailleurs, le toit de l'altérite, de forme concave, apparaît comme creusé (Fig. IV-9a) : il semble donc avoir alimenté le sol par mélange mécanique (labour).

La banquette L1 paraît donc résulter de phénomènes de dépôt en amont de la rupture de pente (route) où le sol est nettement allochtone par rapport au substrat. En aval, le sol très mince dérive directement du substrat qui semble également marqué par l'érosion. Le développement de la forme banquette, qui est lié essentiellement à des variations d'épaisseur de sol, semble donc résulter de processus d'érosion-dépôt dans les sols.

- *Ondulation U2* (Fig. IV-6 et IV-9b)

- **TU212** : ce profil est un Calcosol (35 cm). Les artéfacts archéologiques (fragments de briques et poteries) observés dans le profil jusqu'à la limite entre les horizons Sca et Cca montrent que ce sol a été remanié. De plus, l'opale-CT, plus abondante dans les horizons Lca et Sca que Cca (Tab. IV-8) indique des apports depuis des matériaux frais de l'amont. On sait que l'opale-CT, mal cristallisée, est une forme de silice relativement soluble (Jones and Segnit, 1971 ; Kastner *et al.*, 1977).

- Le profil **TU2-14** (Calcosol épais de 35 cm) situé à 14 m en aval de l'axe de l'ondulation U2 montre un enrichissement en opale-CT de l'horizon Lca par rapport à l'altérite Cca (Tab. IV-8) indiquant des possibles transferts latéraux de matière. On note également la présence de charbons de bois dans les sables.

Les sols de l'ondulation U2 présentent donc aussi des indices de transferts latéraux possibles de matière, mais ceux-ci ne sont pas indiscutables. La faible épaisseur des sols fait que le labour, en remontant des éléments du substrat a dilué le possible signal d'allochtonie.

- *Banquette L2* (Fig. IV-6 et IV-10a)

- Nous avons vu que le forage **F5** présente un sol épais de 90 cm, localisé sur la zone de transition du « tuffeau blanc » en aval au « tuffeau jaune » en amont. Ce sol présente par définition un caractère fortement allochtone. En effet, il contient peu d'EG mais ceux-ci sont de plus en plus siliceux (silex) de bas en haut du profil (Tab. IV-7). La même observation peut être faite pour la fraction SG et sa teneur en éléments siliceux relativement à l'altérite Cca (où les silex sont très peu abondants ; Tab. IV-8). La clinoptilolite caractéristique du « tuffeau blanc », bien que résistante à l'altération puisqu'on peut la retrouver dans les alluvions de la région (Macaire *et al.*, 2006) est absente dans Lca et Sca alors qu'elle est présente dans l'horizon Cca (Tab. IV-9). Pour terminer, des charbons ont été observés à la base de l'horizon Sca. Il est donc clair que des apports de matériaux depuis l'amont (« tuffeau jaune » et formations argilo-siliceuses plus récentes), enrichis en composants anthropiques, sont à l'origine de l'épaississement de sol au niveau de la banquette L2.

- Dans le profil **F4** (Calcosol épais de 40 cm), il y a aussi des indices d'allochtonie : des silex sont présents dans l'horizon Lca (Sg et Sm) bien qu'absents dans l'altérite Cca, ce qui dénote un apport depuis l'amont. Cependant, le toit de l'altérite montre une rupture de pente abrupte relativement à l'amont de la route (Fig. IV-10a) indiquant des départs de matière en aval de la banquette ayant atteint le substrat (*cf. §* IV.3.2.2). Les silex n'ont pu être apportés qu'en lien avec le développement de la banquette.

La forme de la banquette L2 paraît donc s'être développée par des dépôts dans le sol en amont de la rupture de pente (route), et avoir été accentuée par des départs de matière depuis les sols en aval, qui contiennent des reliques d'allochtonie (silex).

- *Banquette L3* (Fig. IV-6 et IV-10b)

Les sols de la banquette L3 présentent des indices de genèse similaires à ceux des banquettes L1 et L2, traduisant des apports de matière en amont de la limite de parcelle et de possibles départs en aval.

- Dans le profil **F2** (Colluviosol épais d'environ 90 cm), les horizons Lci et Sci contiennent plus de 95% d'EG siliceux (silex) ne provenant pas du substrat (Tab. IV-8). Les phases sableuses du sol sont également riches en silex contrairement à l'altérite. La fraction argileuse de l'altérite ne présente pas de quartz contrairement aux horizons sus-jacents. Enfin, des fragments d'ardoises ont été vus dans le profil. Le sol du profil F2 possède donc des indices d'apports de matériaux depuis l'amont, notamment des formations C4-6S et e (c*f.* Ch. II et ZC-c sur les figures IV-7 et IV-8).

- De la même façon, dans le profil **F3** (Calcosol peu épais), le sol est enrichi en silex (sables et EG) par rapport à l'altérite. Le quartz est présent dans la fraction granulométrique argileuse des horizons Lci et Sci alors qu'il est absent dans celle de l'horizon Cca. Le toit de l'altérite montre aussi une rupture de pente nette entre l'amont et l'aval de la bordure de parcelle (*cf. §* IV.3.2.2 ; Fig. IV-10b) qui suggère des départs de matière importants en aval de la limite de parcelle. Le profil F3, comme le profil F4, montre donc des indices d'apports latéraux de matière depuis l'amont, mais également de départ vers l'aval encore plus marqués.

L'analyse des banquettes L1, L2, L3 et de l'ondulation U2 a permis de souligner **l'importance des phénomènes d'érosion-dépôt sur le développement des sols associés aux figures morphologiques étudiées**. Peu d'indices (décarbonatation, illuviation-éluviation, altération différentielle des minéraux…) indiquent des phénomènes de pédogenèse *in-situ*. Des indices d'apport (dépôt) et de départ (érosion) de matière paraissent coexister parfois au sein des profils, notamment ceux situés en aval de banquettes (F4 et F3). Cette observation pourrait indiquer différentes phases d'apport ou de départ, en lien avec la mise en place de la banquette.

On observe également une différence nette entre les figures morphologiques linéaires L1 et U2 d'une part, et les figures L2 et L3 d'autre part. Dans L1, le profil TL104 est épais est résolument allochtone, tandis que F6 est mince et ne montre pas nettement d'indice d'allochtonie. De même dans U2, l'allochtonie n'est pas nette partout. De plus, l'aval de L1 et U2 ont en commun de ne pas présenter de rupture de pente dans le substrat (Fig. IV-9), contrairement à l'aval de L2 et L3 (Fig. IV-10). La pente du substrat au niveau de L1 et U2 était donc plus faible qu'au niveau de L2 et L3 avant la mise en place des bordures associées à ces figures morphologiques. Les transferts latéraux de matériau d'amont en aval étaient alors plus favorisés au niveau de L2 et L3 qu'au niveau de L1 et U2 (restes d'apports bien visibles en F4 et F3). De plus, lorsque les sols sont minces, il y a **dilution progressive des éventuels apports par des remontées du substrat par le labour** (F6, TU2-14, TU212, F4 et F3).

IV.4.2. Identification de différents types d'indicateurs d'érosion-dépôt des sols (SEDI)

Parmi ceux mentionnés dans le Ch. I (§ 3 de l'article I.2), deux SEDI ont été mis en évidence dans les sols associés aux figures morphologiques étudiées sur le site d'étude : les traceurs minéralogiques et les artéfacts archéologiques. De plus, la nature du profil permet également de renseigner sur le départ ou l'arrivée de matière dans le sol.

- Les traceurs minéralogiques que l'on peut considérer comme SEDI physique des sols (physical pedological ; *cf.* Ch. I). Ils nécessitent une étude à l'échelle de l'ensemble du versant, le principe de leur utilisation étant basé sur la notion d'hétérogénéité lithologique du substrat. L'absence ou la présence de tels traceurs dans le sol par

rapport au substrat traduit un phénomène d'érosion ou de dépôt respectivement. Des marqueurs spécifiques du « tuffeau blanc » ont été identifiés : clinoptilolite dans la classe argile et opale-CT dans les classes sableuses. Le « tuffeau jaune » est caractérisé par la présence d'une plus forte proportion de glauconie souvent oxydée dans les sables par rapport au « tuffeau blanc ». Les formations argilo-siliceuses sénoniennes induisent une présence marquée de silex dans les EG et SG essentiellement. Les formations argilo-sableuses éocènes sont caractérisées par la présence de grains de silice corrodés et colorés bruns à rougeâtres. De plus, l'étude des propriétés géo-électriques du substrat a permis de délimiter ces différentes formations géologiques, et donc les sources des marqueurs minéralogiques (c*f. §* IV.3.1).

- Les SEDI archéologiques correspondent à l'ensemble des artéfacts et fragments de matériaux d'origine anthropique ou ayant été modifiés par/pour un usage anthropique (*cf.* Ch. I). Ces composants ne sont pas présents originellement dans le sol. Ils ont principalement été incorporés au sol par l'ajout de fumures. Les agriculteurs jetaient sur leur tas de fumier les fragments de vaisselles cassées, cendres et charbons de bois… Ce fumier a été ensuite épandu dans les champs. Ces artéfacts peuvent aussi résulter du démantèlement de bâtiments. L'étude de ces SEDI s'effectue à l'échelle locale : leur présence et leur profondeur d'incorporation nous informent sur l'existence d'un remaniement du sol (labour *in-situ* ou apport latéral de matière) et éventuellement leur âge. Ils peuvent aussi permettre le traçage de déplacements de matière si ces artefacts pouvaient être mis en relation avec une source identifiée en amont : par exemple un bâtiment antique (*cf.* § 3.3.3. de l'article I.2).

- La nature du profil pédologique elle-même peut renseigner sur des apports ou départs de matière même en l'absence de traceurs minéralogiques ou de SEDI archéologiques. En effet, l'identification de sols jeunes et peu évolués, d'apport ou d'érosion (Colluviosol ou Rendosol par exemple), appuyée par une analyse des caractéristiques physico-chimiques du sol, constitue également un SEDI. Lorsqu'il y a absence de traceurs minéralogiques dans de tels sols, mais des apports avérés dans un Colluviosol, ces apports proviennent de zones sources situées sur le même type de substrat que celui du sol étudié (Exp. du forage TL104).

IV.5. Conclusion

Le but de ce chapitre était d'apporter de nouvelles informations concernant les composants des sols et leur origine, notamment au niveau des différents types de figures morphologiques étudiées sur le versant (banquette agricole et ondulation). Cette analyse a nécessité de caractériser les formations du substrat géologique sur le versant, par l'intermédiaire des produits de l'altération (horizons C).

Les **figures morphologiques** (banquettes L1, L2, L3 et ondulation U2) sur le site d'étude semblent localisées sur des **zones de transition de faciès ou de changements de propriétés physiques du substrat** (effet de la nappe pour L1). Les phénomènes d'érosion-dépôt semblent avoir dominé dans le développement des sols, non seulement dans les banquettes et ondulations étudiées, mais également en aval des banquettes : accumulation de matériau allochtone en amont des limites de parcelles associées aux banquettes et érosion d'un matériau surtout autochtone en aval, avec parfois cependant des indices d'allochtonies. Les indices d'allochtonie mis en évidence constituent différents types de SEDI (Soil Erosion-Deposition Indicators).

On note également que l'analyse sur toposéquence a permis d'observer que la **morphologie d'une banquette** paraît avoir été essentiellement contrôlée par **l'épaississement du sol en amont** de la bordure de parcelle associée. Cependant, cette rupture peut être accentuée dans certaines conditions topographiques **par érosion en partie amont de la parcelle située en aval de la banquette**. La variabilité naturelle de la forme du toit de l'altérite semble avoir joué un rôle secondaire dans la genèse des figures morphologiques type banquettes. Les ondulations présentent des sols moins épais que ceux des banquettes ; en conséquence, la forme du toit de l'altérite joue un rôle plus important dans la morphologie de cette figure d'origine anthropique.

La caractérisation de l'autochtonie relativement à l'allochtonie des matériaux constituant les sols était une étape indispensable à la poursuite de ces travaux. Les sols du site s'avèrent essentiellement allochtones (allochtonie plus ou moins fortement estompée dans les zones érodées), ce qui pose deux questions essentielles qui seront traitées dans les chapitres suivants :

- quelles ont été les quantités de matière concernées par ces déplacements latéraux de matière ?
- quels ont été les processus à l'origine du déplacement de matière ?

Dans cette optique, les SEDI identifiés sur le site d'étude de Seuilly seront étudiés plus précisément dans le chapitre suivant.

Chapitre V - Processus et quantification des redistributions de sols

V.1. Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons montré que la formation des sols associés aux figures morphologiques étudiées (banquettes agricoles et ondulations) sur le site d'étude a été dominée par des phénomènes d'érosion-dépôt au détriment de processus pédogénétiques *in-situ*. Des indices d'allochtonie ont été mis en évidence. Parmi eux, des traceurs minéralogiques (SEDI) liés à la variabilité lithologique du substrat sont apparus. Ceux-ci peuvent être utilisés pour approcher les processus et la quantification des redistributions de sol sur le site d'étude, mais comme nous le verrons dans le paragraphe V.3, leur apport est limité. L'introduction de la dimension temporelle s'avère alors nécessaire pour déterminer des taux de redistribution ($mm.an^{-1}$ ou $t.ha^{-1}.an^{-1}$), et ainsi reconstituer la vitesse et la dynamique des processus à l'origine de l'actuelle organisation des sols et du modelé du paysage. Cette approche quantitative s'appuie sur l'utilisation d'un traceur de redistribution - contrainte dans le temps - le ^{137}Cs, et sur des datations absolues (OSL et documents historiques). Nous examinerons également dans ce chapitre les facteurs de redistribution des sols (eau, labour) sur le site d'étude et leur implication relative.

L'objectif de ce travail est donc double. D'une part, **identifier les facteurs dominants de la redistribution à l'échelle historique sur l'ensemble du site d'étude**. D'autre part, **évaluer l'implication relative de chacun de ces facteurs quant à la distribution et l'allochtonie actuelle des sols**, notamment grâce à la quantification des redistributions de sols attribuées à chacun de ces facteurs.

V.2. Rappel des facteurs de déplacement de matière sur les versants cultivés

Le déplacement de matière à la surface du globe terrestre résulte de l'interaction complexe de divers facteurs. Ceux-ci agissent directement comme vecteurs de particules (facteurs actifs), ou indirectement en tant que pourvoyeurs de particules ou facteurs influençant l'énergie nécessaire à leur transport (facteurs passifs) (Campy et Macaire, 2003). Ces facteurs, **actifs et passifs**, varient plus ou moins dans le temps et l'espace. Les facteurs actifs montrent des variations d'intensité à court-terme, de l'échelle de la minute à la saison culturale. Les facteurs passifs tendent à être invariants sur le long-terme, de l'échelle de quelques siècles au millénaire.

De plus, en contexte agricole, des **facteurs anthropiques** apparaissent tandis que les facteurs naturels sont plus ou moins modifiés par l'occupation du sol. Ce paragraphe constitue un rappel des facteurs passifs et actifs contrôlant les déplacements de matière sur les versants cultivés, en soulignant ceux pouvant dominer les redistributions de sol sur le versant étudié.

V.2.1. Facteurs passifs

V.2.1.1. Le relief

Le relief est un facteur qui influence l'intensité des flux de matière sur les versants en favorisant plus ou moins l'action des forces gravitaires. D'une part, le relief détermine l'énergie de transport des particules par le vecteur hydrique via le gradient de pente, les courbures, la longueur de pente et l'aire contributive au ruissellement (Chaplot et Le Bissonnais, 2000; Truman *et al.*, 2001 ; *cf.* Ch. I). Il est également un facteur déterminant pour la concentration des eaux de ruissellement. D'autre part, la variation du gradient de pente contrôle l'intensité du transport de matière solide par le labour (Lindstrom *et al.*, 1990 ; Govers *et al.*, 1994 ; *cf.* Ch. I).

Les variations de relief sur le site d'étude sont présentées dans les *§* 3.1. et 3.2. de l'article *§* III.2. Les pentes les plus importantes sont observées entre les banquettes L3 et L2,

c'est-à-dire dans l'unité 3 (Fig. 6 de l'article *§* III.2). Les aires de drainage sont délimitées par les bordures de parcelles associées aux banquettes L3, L2 et L1. Ainsi l'aire de drainage la plus importante couvre l'unité 2 entre la banquette L2 et L1. Le relief ne montre pas de figures convexes orientées dans le sens de la pente et susceptibles de concentrer les eaux de ruissellement. Les variations de pentes se retrouvent en effet principalement dans le sens de la pente, au droit des figures morphologiques linéaires, banquettes agricoles et ondulations. Les variations de pente associées à ces figures sont susceptibles d'influencer l'intensité des redistributions de sols par les engins de labour.

Le relief est une variable d'état, qui caractérise ici la surface du versant, dont la variabilité temporelle est considérée comme étant à long terme (Probst, 1990). Ainsi, le relief « général » d'un versant parait relativement stable à l'échelle centennale, et ces variations apparaîtraient sensibles à partir de 1000 ans et plus (Campy et Macaire, 2003), dans un contexte similaire au versant étudié. Cependant, les déplacements de matière d'origine agricole ont pu engendrer des modifications mineures du relief (décimétriques à métriques en altitude) à court-terme (décennal à centennal), ayant pu jouer sur les transferts.

V.2.1.2. Le climat

Le climat est un « agent double » : il est actif et passif. Il est actif si l'on considère les événements pluvieux, à court-terme. Les précipitations combinées aux caractéristiques d'infiltration des sols (taux et capacité) conditionnent en effet le ruissellement (Horton, R., 1933 ; Hewlett et Hibbert, 1967). Le climat en tant qu'agent actif sera abordé avec le ruissellement dans le paragraphe V.2.2.1.

Le climat est également un agent passif dans le sens où ces paramètres moyens varient peu dans le temps. Le climat est globalement stable dans le sud-ouest du Bassin Parisien dans la seconde partie de l'Holocène, c'est-à-dire depuis l'Atlantique (5000-6000 ans cal BP), avec notamment des précipitations un peu plus élevées que pendant la première partie de l'Holocène (Visset *et al.*, 2005). Le climat a agi en ayant « préparé » à long terme le versant et son modelé général. Les températures et les précipitations ont influencé le degré d'altération des roches, et donc l'ameublissement des roches du substrat par le développement des sols (White and Blum, 1995 ; Egli *et al.*, 2003). Sur le versant étudié, le fait que l'on soit en

contexte tempéré océanique (*cf. §* II.4.) depuis le début de l'Holocène induit que la « craie » sous-jacente a été altérée en « marne » (les horizons C de sol ont d'ailleurs un aspect marneux). Ce matériau est plus argileux, moins cohérent, et donc plus mobile que la craie. Dans des contextes arides ou froids, la craie serait peu altérée, plus solide, et montrerait un comportement différent dans les processus de versant par rapport à la marne issue de son altération en milieu humide, plus sensible à la solifluxion ou à la reptation. Si l'on considère le versant étudié, il ne présente pratiquement aucun dépôt de versant formé en contexte périglaciaire (par exemple, des dépôts de solifluxion, des grèzes ; Bellemlih, 1999). Soit ces dépôts n'ont jamais existé, ce qui paraît peu probable dans cette partie de l'Europe (Macaire, 1981), soit ils ont déjà été fortement décapés par les processus de redistribution sur le long-terme.

V.2.1.3. L'exposition du versant

L'exposition d'un versant correspond à l'orientation de sa pente par rapport au nord géographique. Elle conditionne l'altération des roches du substrat, la désagrégation du sol, et les caractéristiques morphologiques de ce versant, par le biais de l'exposition aux vents dominants, aux pluies « fouettantes », et aux variations thermiques, notamment l'alternance de gel et dégel. L'orientation de la pente par rapport au pendage des couches lithologiques joue aussi un rôle important. Ainsi, dans le Bassin Parisien, les versants exposés au sud ou à l'ouest ont généralement des pentes plus fortes et des couvertures de formations superficielles plus minces que ceux exposés au Nord ou à l'Est, héritage des processus périglaciaires quaternaires (Campy et Macaire, 1989). De même, l'exposition d'un versant au rayonnement solaire influence l'humidité des formations superficielles dont les sols (Reid, 1973 ; Famiglietti *et al.*, 1998 ; Gómez-Plaza *et al.*, 2001), et aura ainsi des conséquences sur leur capacité d'infiltration.

La figure V-1 présente l'exposition du site d'étude. On observe une dominance des orientations S et SE. Des changements locaux apparaissent au niveau des banquettes L1, L4, et tout particulièrement L2. L'exposition locale de la pente au niveau des bordures de parcelles associées à L1 et L4 est orientée vers l'est. Au niveau de la banquette L2, des orientations N et NE sont présentes. Cette variabilité locale est attribuée à l'effet plus ou moins marqué de diminution de pente et à l'accumulation de sol associés à chaque banquette

formant localement une contre-pente. La banquette L3 présente une diminution de pente et une accumulation de sol effectives, mais se situe dans une zone de transition convexe entre la crête et une surface aval très pentue (> 10 %) : l'accumulation de matière n'a alors pas eu d'effet dans ce secteur sur l'exposition de la pente.

Il est important de noter que le versant exposé N, situé au nord de la crête du versant étudié et donnant sur le village de Cinais, a une couverture de matériaux soliflués épaisse (Bellemlih, 1999). L'exposition des versants a donc induit une variabilité spatiale au niveau régional des modelés des versants et de leur couverture superficielle. Le modèle conceptuel de redistribution de matière qui sera développé dans ce chapitre, ne sera donc peut être applicable qu'aux versants orientés S, SW et SE.

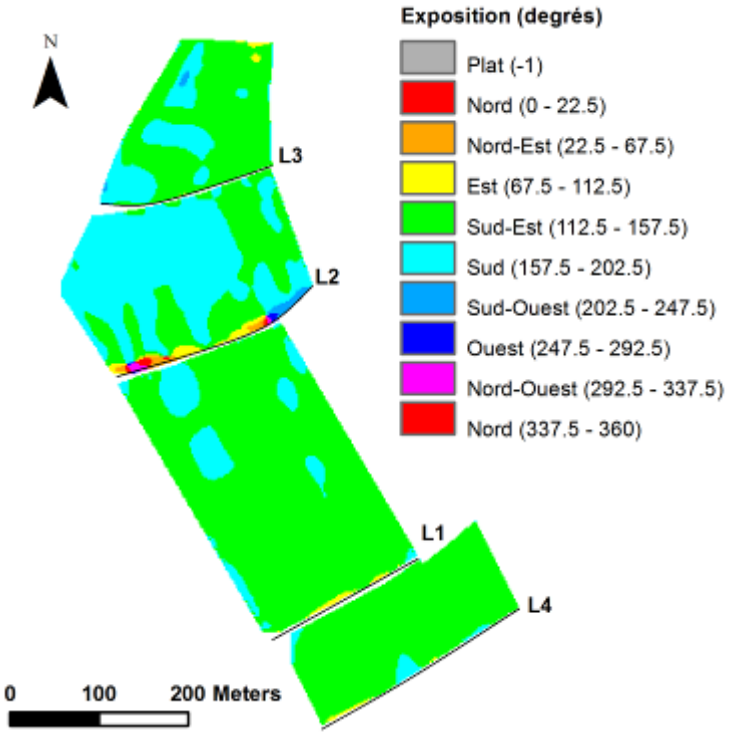


Figure V-1. Exposition du site d'étude.

L'orientation d'ensemble d'un versant, qui conditionne son exposition globale et ses principales caractéristiques lithologiques, varie avec le relief, et donc à long terme (de l'ordre de 10^6 ans). Cependant, les expositions locales de détail peuvent varier plus rapidement (10^2 à 10^3 ans), notamment sous l'influence de l'agriculture.

V.2.1.4. La lithologie

La lithologie des roches du substrat (minéralogie, granularité, fissuration, dureté) conditionne leur résistance à la désagrégation mécanique et à la dissolution chimique (Derruau, 1962; Campy et Macaire, 2003). Elle détermine ainsi, en relation avec l'intensité des agents d'altération, la quantité, le type dominant et la mobilité potentielle de matière produite (Einsele, 1992).

Les travaux effectués ici concernent un versant développé sur craies et calcaires sableux du Crétacé supérieur (voir Ch. II et IV). Les valeurs concernant les bilans de matières issues de l'altération des roches, matières dissoute et particulaire, ont été évaluées pour l'ensemble du bassin versant du Négron (160 km² ; *cf.* Ch. II). Ainsi, Oubelkasse (1998) a évalué des taux d'érosion chimique de l'ordre de 34-54 $t.km^{-2}.an^{-1}$ (soit 0,34-0,54 $t.ha^{-1}.an^{-1}$) pour ce bassin versant à partir de l'étude de la composition chimique des eaux de rivière. Ces taux sont en accord avec ceux évalués dans d'autres bassins carbonatés en zone de climat tempéré tels que le bassin de la Seine, de la Loire ou de la Garonne (Probst et Bazerbachi, 1986 ; Snoussi, 1986 ; Roy, 1996). En ce qui concerne le bilan particulaire, environ 187 $t.an^{-1}$ de MES transitent par le Négron, la moitié étant stockée dans le Marais de Taligny juste en amont de l'exutoire du bassin du Quincampoix où se trouve le présent secteur d'étude (Bellemlih, 1999). Rapporté à la surface totale du bassin, l'érosion mécanique nette pour le bassin est évaluée à 1,17 $t.km^{-2}.an^{-1}$ (soit $1,17.10^{-2}$ $t.ha^{-1}.an^{-1}$). La production de matière arrivant à la rivière est donc essentiellement dissoute, ce qui semble logique pour un contexte de bassin surtout carbonaté où la dissolution chimique domine. Cependant, les conditions subactuelles (depuis quelques décennies) d'érosion et de stockage des sols sur les versants ne permettent peut être pas à la matière solide d'atteindre la rivière en totalité.

La lithologie des roches du substrat apparaît comme un facteur constant dans le temps à long terme, et donc à l'échelle historique.

V.2.1.5. L'occupation du sol

L'occupation du sol fait référence à l'usage anthropique des terres. Il implique le management et la modification d'environnements naturels en espaces structurés

artificiellement (champs, prairies, pâtures, vergers…). On distinguera en tant que facteurs passifs de transport de matière, les types de culture appliqués aux surfaces (céréaliculture, viticulture, maraîchage, pastoralisme…), et la fragmentation spatiale de ces surfaces.

Les types de culture : actuellement le site est à 99 % cultivé en céréales (orge, blé et maïs) et cultures industrielles (colza, tournesol). Les sols sont donc nus une partie de l'année et soumis à différents traitements suivant les types de cultures pratiqués. Le site comportait par le passé de nombreuses vignes en zone amont. La majorité de ces vignes a été arrachée entre 1890 et 1915 en conséquence des ravages du phylloxéra (Fig. II-12). De même, des vergers (noyers, pommiers, mûriers) et jardins étaient présents sur le site il y a encore un siècle. Les paysages étaient alors beaucoup plus verdoyants et les sols moins souvent nus. La céréaliculture domine ainsi nettement dans le site depuis plusieurs décennies.

La fragmentation spatiale des versants cultivés est dictée par la présence de bordures (routes, chemins, fossés, haies, bandes enherbées) séparant les différentes unités exploitées par l'homme, c'est-à-dire les parcelles. Ces limites affectent la connectivité hydraulique des écoulements superficiels le long des versants (Caubel *et al.*, 2003; Van Dijk *et al.*, 1996 b), et définissent des lignes ou surfaces de flux nul en ce qui concerne le vecteur aratoire (Dabney *et al.*, 1999; Van Oost *et al.*, 2000). De plus, la géométrie d'une parcelle tend à imposer le sens de labour, parallèle à l'allongement de la parcelle, de façon à diminuer les demi-tours et travailler plus rapidement. Sur le site d'étude, comme vu dans le Ch. II (*cf. §* II.6) le réseau de limites parcellaires a beaucoup évolué depuis 1836 (cadastres napoléoniens), notamment entre 1945 et aujourd'hui (Fig. II-13). Des remembrements, des changements d'occupation du sol et les progrès de la mécanique agricole ont entraîné une forte diminution du nombre de parcelles.

Parmi les facteurs passifs développés ci-dessus, **seuls les facteurs liés à l'occupation du sol (*types de culture* et *fragmentation spatiale*) montrent des changements effectifs dans le temps (échelle historique) et dans l'espace sur le site d'étude**. Les informations relatives à ce facteur passif s'étalent de 1836 à nos jours. Elles sont de plus en plus imprécises en remontant le temps, notamment en ce qui concerne la localisation et la nature des activités culturales. On tentera d'évaluer l'influence des changements d'occupation du sol, et plus particulièrement des parcellaires, sur les facteurs actifs de redistribution des sols (eau et labour).

V.2.2. Facteurs actifs

Les facteurs analysés ici ne sont considérés que dans le **cadre agricole**. Ainsi, seuls **le ruissellement et le labour** sont présentés car ils définissent les vecteurs dominants de redistribution de sol ces dernières décennies en contexte agricole (Govers *et al.*, 1996 ; Verheijen *et al.*, 2009 ; Cerdan *et al.*, 2010). D'autres facteurs actifs pouvant déclencher le déplacement de matière existent, comme l'activité tectonique, le vent, la gravité seule sur paroi verticale, etc… Aucun d'eux ne paraît avoir d'influence conséquente ni à court-terme, ni à courte-distance sur le versant étudié : ils apparaissent stables depuis de nombreux millénaires.

V.2.2.1. Le ruissellement

Le ruissellement (*cf. §* I.2) correspond à l'écoulement d'un excès d'eau en surface. Le ruissellement peut être laminaire ou concentré. L'écoulement laminaire, avec l'effet splash, entraîne le déplacement d'une couche plus ou moins uniforme de particules fines, riches en MO si elle n'a pas été perturbée récemment (Fullen and Brandsma, 1995). Les eaux de ruissellement peuvent se concentrer en rigoles et ravines grâce aux hétérogénéités du relief (voies naturelles de drainage), un couvert végétal faible et/ou des figures induites par le labour (raies, traces de roues…) (Cerdan, 2001). Les rigoles sont moins développées et plus aléatoires dans l'espace que les ravines qui ressurgissent fréquemment aux mêmes endroits. Les rigoles sont aisément comblées par un labour, contrairement aux ravines (Poesen, 1996; Casalí, 2000). La concentration des eaux dans ces ravines apporte à l'eau de ruissellement une énergie plus importante, et donc une capacité de transport plus forte que l'écoulement laminaire.

Le ruissellement est donc événementiel et dépend fortement des événements climatiques et de l'infiltrabilité des sols. L'infiltration de l'eau dans le sol est contrôlée par le volume, la taille, la distribution et la connectivité des pores, c'est-à-dire par l'arrangement géométrique des particules du squelette et du plasma des sols au sein des agrégats. Cet arrangement est variable, évoluant dans le temps suivant des processus physiques et biochimiques (Horn, 1988 ; Horn *et al.*, 1994). De plus, en contexte cultivé, la matrice et la structure du sol vont être régulièrement désorganisées par le travail mécanique (labour,

déchaumage…). La capacité d'infiltration d'un sol apparaît alors très variable dans le temps et l'espace (Fox et Le Bissonnais, 1998 ; Cerdan, 2001).

Il est important de noter que le site d'étude et la zone d'extrapolation ne présentent pas de ravines. Des écoulements en rigoles ont pu être observés rarement en zone amont du site d'étude lors d'événements pluvieux intenses.

V.2.2.2. Le labour

Le passage des instruments utilisés par l'homme pour le travail du sol implique le déplacement de la couche de sol traversée (*Cf.* Ch. I). La structure du sol est détruite, artificialisée, au passage de l'instrument. L'ensemble des particules, des agrégats et des éléments grossiers, est transporté par l'instrument jusqu'au rejet de ces constituants. Ils vont ensuite glisser, rouler, sous l'effet dominant de la gravité. L'intensité des déplacements de matière est influencée, outre la pente et les conditions initiales du sol, par le sens du labour par rapport à la pente, la géométrie des différents instruments, la fréquence des passages, leur vitesse et profondeur de passage.

Le processus de redistribution de matière par le labour est bien souvent considéré comme un processus diffusif, proportionnel à la variation du gradient de pente (Govers *et al.*, 1994; Van Oost *et al.*, 2000). Le flux net de sol déplacé vers l'aval par le travail du sol sur un versant de longueur infinitésimale et de largeur unitaire s'exprime comme suit :

$$Q_t = kS = -k\frac{dh}{dx} \qquad (1)$$

avec Q_t flux net de sol déplacé vers l'aval par le travail du sol ($kg.m^{-1}.a^{-1}$), k est un coefficient de transport (« tillage transport coefficient » en $kg.m^{-1}.a^{-1}$), S est le gradient de pente local ($m.m^{-1}$), h est l'altitude d'un point donné, er x est la distance horizontale (m).

L'érosivité des différents instruments utilisés pour travailler le sol (charrues, ciseaux, déchaumeuse…) est donc caractérisée par un coefficient de transport (« tillage transport coefficient ») exprimé en $kg.m^{-1}.a^{-1}$. De nombreuses expérimentations impliquant ces instruments et différents sens de labour ont été effectuées au cours des vingt dernières années, que ce soit dans le cas de pratiques mécanisées ou non. Van Oost *et al.* (2006) ont recoupé

l'ensemble des données disponibles dans la littérature et révèlent que l'érosivité des différents instruments de travail du sol, pour un passage, est de l'ordre de 400-800 $kg.m^{-1}.a^{-1}$ et 70-260 $kg.m^{-1}.a^{-1}$ pour des pratiques mécanisées et non mécanisées, respectivement. La mécanisation des pratiques s'est effectuée après la seconde guerre mondiale en France, entre environ 1945 et 1960 (arrivée des premiers tracteurs payés par le plan Marshall américain).

Les différentes formes de travail du sol (labour, préparation du lit de semence, déchaumage…) liées aux différents instruments, et leur fréquence dans l'année dépendent de la nature des cultures, des éventuels apports de fertilisants et des rotations de culture effectuées. De plus, la vitesse et la profondeur de passage d'un instrument peuvent varier suivant le manipulateur de l'engin agricole.

V.3. Approche de la quantification et des processus de déplacement de matière par la composition du sol

V.3.1. Méthodes analytiques

V.3.1.1. Analyses granulométriques de la terre fine (TF) des horizons de surface

Les analyses granulométriques concernent ici l'ensemble des composants minéraux des sols, sans distinction entre phases carbonatée et non-carbonatée. En effet, alors que les analyses granulométriques précédentes (restreintes à la phase non-carbonatée ; *cf. §* IV.2.4.1 et IV.3.2.) caractérisaient les composants les plus stables des sols pour définir la parenté entre roche-mère et sol, celles effectuées ici visent à caractériser le matériau effectivement déplacé le long du versant, c'est-à-dire toute la matière. La prise en compte de la granularité de la totalité des composants minéraux sera utilisée pour rechercher le ou les processus d'érosion-dépôt de sol concernés. La taille des particules transportées par les processus d'érosion hydrique dépend de la capacité de transport des eaux de ruissellement, mais également de la stabilité des agrégats. Ainsi, les processus d'érosion-dépôt par l'eau sont sélectifs et peuvent entraîner des variations importantes de granularité le long d'un versant. Au contraire, la redistribution de sol via des engins de labour concerne l'ensemble des composants minéralogiques de l'épaisseur labourée quelle que soit leur taille. La variabilité spatiale des

caractéristiques granulométriques du sol sera analysée sur l'ensemble du site d'étude, en considérant les parcellaires passés et actuel.

Ainsi, pour chacun des points du plan d'échantillonnage Δ, défini ci-après, les 20 premiers centimètres de sol ont été analysés. Le plan d'échantillonnage Δ a été défini en choisissant aléatoirement un point dans chaque carré d'une grille de 25 m x 25 m sur la surface totale du site d'étude (Fig. V-2), soit 243 points. Une granulométrie 5 fractions (A : 0-2 µm, LF : 2-20 µm, LG : 20-50 µm, SF : 50-200 µm et SG : 200 µm - 2 mm) a été réalisée ici selon la norme AFNOR X 316107 sur la terre fine (TF) totale de chacun de ces échantillons de surface. La distribution spatiale de la teneur des 20 premiers centimètres du sol en chacune de ces 5 classes granulométriques a été estimée par krigeage ordinaire sur l'ensemble du site d'étude (Goovaerts, 1997; Chilès and Delfiner, 1999).

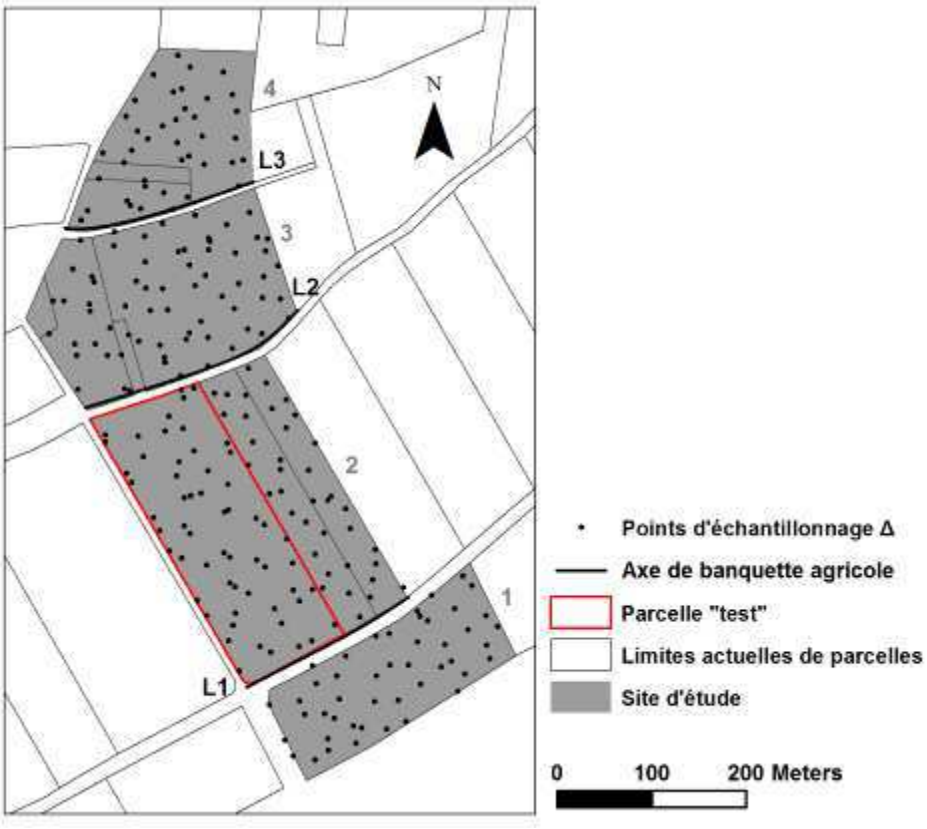


Figure V-2. Plan d'échantillonnage Δ des sols sur le site d'étude. L1 à L3 : banquettes agricoles ; 1 à 4 : unités morphologiques.

V.3.1.2. Essai de cartographie de la couverture en éléments grossiers (EG > 2 mm)

La forme et la concentration des EG à la surface du sol peuvent nous informer sur les processus de redistribution de sol dominants et sur leur variabilité spatiale. Il a été admis que les éléments anguleux sont associés à l'érosion par le labour, tandis que les éléments émoussés sont plutôt associés à des processus hydriques dominants, comme indiqué par les SEDI *Angular rock fragments et Stoniness* présentés dans le *§* I.3.3.2.

Une méthode de quantification du pourcentage d'EG en surface du sol a été testée (Jacob, 2010). L'essai a concerné une parcelle « test » sur le site d'étude, délimitée en rouge sur la Figure V-2. La méthode suivante a été appliquée au plan d'échantillonnage Δ de la parcelle « test », soit 58 points. En chacun des points, un cadre en bois carré de 70 cm de côté (soit une surface de 0,49 m²) a été posé au sol. Une photo numérique de la surface du sol à l'intérieur du cadre a été effectuée en RVB (Rouge, Vert, Bleu) à 1 m du sol. Le cadre a été ensuite déplacé deux fois, à proximité du point d'origine, et la procédure renouvelée. Ainsi, pour un point, trois photos ont été prises afin de considérer la variabilité à courte-distance de la couverture en EG. Ainsi, 174 photos (3 x 58) ont été prises le 5 mai 2010, sur sol nu et lavé par la pluie, afin de distinguer au mieux les EG en surface. Les débris organiques étaient minima. Une correction géométrique a ensuite été effectuée sous le logiciel ArcGis9.3®. L'image initialement déformée a été corrigée, par transformation polynomiale de second ordre, de manière à faire coïncider rigoureusement le cadre en bois photographié avec un carré de 70 cm de côté (Fig. V-3). Un comptage par points des EG a été effectué aux nœuds d'une grille à maille carrée (5 x 5 cm) surimposée à la photographie. La taille de la maille a été choisie, après différents tests, pour obtenir le meilleur rapport qualité de l'information – temps d'analyse. En chaque noeud de la grille, la présence de sol (terre fine TF), d'élément végétal ou d'EG a été notée. Le pourcentage surfacique d'éléments grossiers est ensuite obtenu de la manière suivante (Eq. 1) :

$$CEG = \frac{n_{EG}}{n_{total}} * 100 \qquad (1)$$

avec CEG : pourcentage de couverture en EG, n_{EG} : nombre de points de la grille où des EG ont été identifiés, et n_{total} : nombre total de points de la grille.

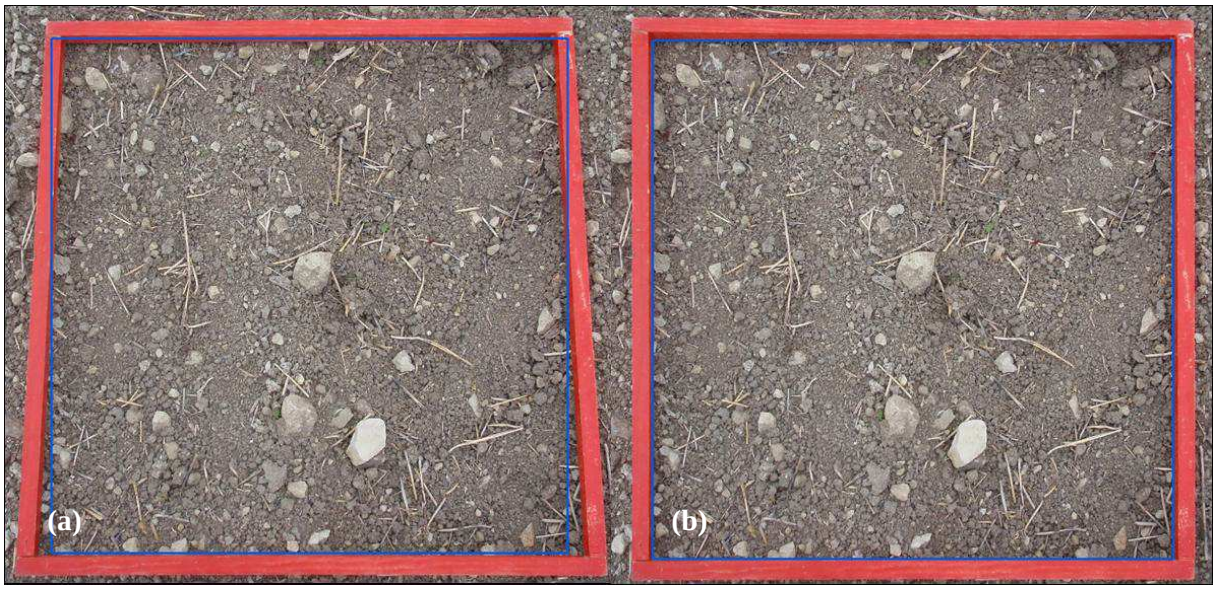


Figure V-3. Illustration de la correction géométrique apportée aux photographies numériques de surface. (a) Photographie avant correction. (b) Photographie après correction.

V.3.1.3. Quantification des distances de transfert d'après la composition des sols

Dans le chapitre précédent, des analyses minéralogiques de la fraction sableuse (SF : 50-200 µm et SG : 200 µm-2 mm) et de la fraction argileuse (A : 0-2 µm) des sols et des altérites ont été effectuées sur plusieurs profils le long du versant étudié (*cf. §* IV.2.4.2). Les EG ont également été triés entre éléments carbonatés et siliceux. Les résultats de ces analyses pour les échantillons d'altérites (Tab. IV.3, IV.4 et IV.5) ont permis de caractériser la nature des roches du substrat et d'identifier des marqueurs minéralogiques leur étant spécifiques. Une caractérisation géo-électrique de ces roches (*§* IV.2.1) a ensuite permis de cartographier leurs extensions spatiales sur la zone d'extrapolation. La Figure V-4 rappelle la localisation des points de prélèvement, superposée à la carte des formations géologiques sur le site d'étude. Pour rappel, les marqueurs minéralogiques spécifiques aux différentes formations géologiques sur le versant sont les suivants :

- pour les formations du Sénonien (C4-6S) et de l'Eocène (e) : silex en grande quantité dans les sables, ainsi que de la silice corrodée et souvent rubéfiée (« silice éocène »). Les EG issus de ces formations sont presque essentiellement siliceux (silex ou silice éocène) contrairement aux autres formations géologiques ;

- pour le « tuffeau jaune » (C3c) : plus forte proportion de glauconie dans les sables par rapport au « tuffeau blanc », notamment sous forme oxydée ;

- pour le « tuffeau blanc » (C3b) : clinoptilolite et/ou quartz dans la classe A, opale-CT dans les sables.

La présence ou l'absence de ces marqueurs minéralogiques dans les sols par rapport à l'altérite sous-jacente peut constituer une preuve d'allochtonie des sols (*cf. §* IV.3.2 ; Tab. IV-8 et IV-9). La localisation de ces marqueurs minéralogiques d'allochtonie par rapport à leur zone source sera alors utilisée afin de calculer la distance minimale de transfert des composants des sols sur le versant. Ces distances seront calculées le long des transects de référence (Am et Av) orientés parallèlement à la ligne de plus grande pente (Fig. V-4).

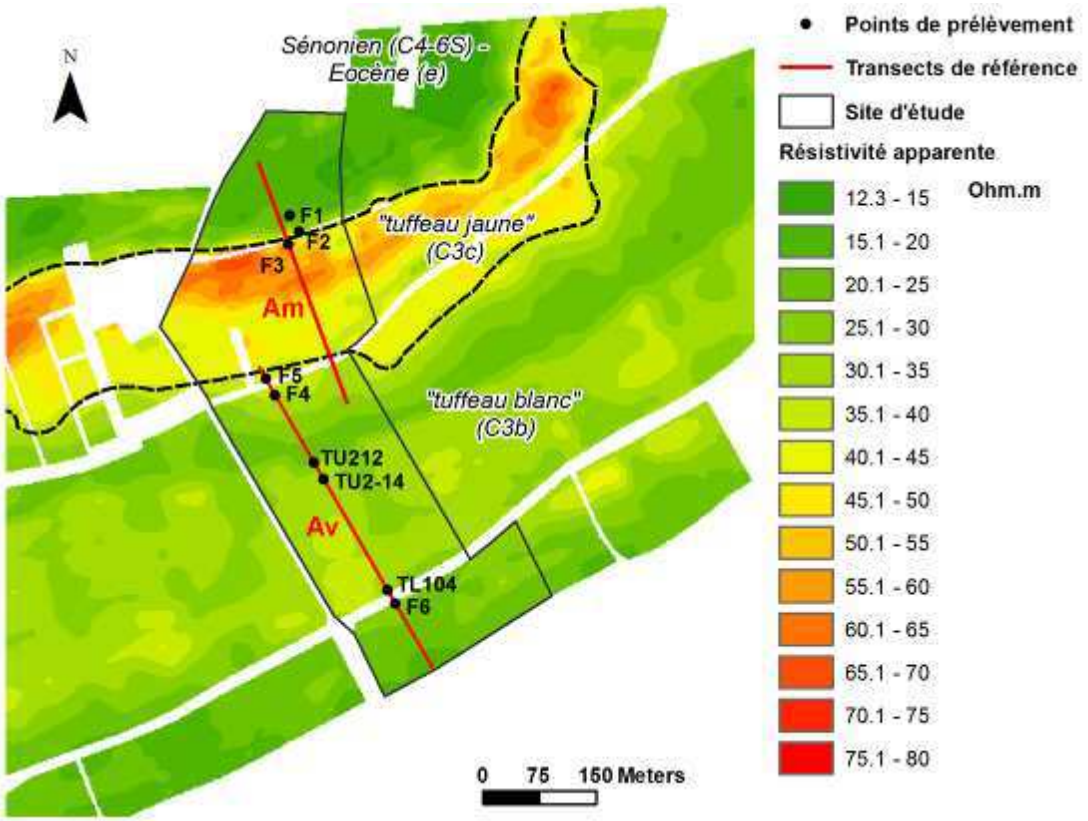


Figure V-4. Localisation des points de prélèvements (analyses minéralogiques) et délimitation des différentes formations géologiques à partir de leurs caractéristiques géo-électriques (Résistivité apparente, Ω.m).

V.3.2. Variabilité granulométrique spatiale des horizons de surface et liens avec les éléments structurants du paysage

La figure V-5 présente la distribution spatiale des teneurs en chacune des 5 classes granulométriques de la TF de l'horizon superficiel sur l'ensemble du site d'étude (plan d'échantillonnage Δ). Le parcellaire de 1959, intermédiaire entre celui très découpé de 1836 et l'actuel très ouvert, a été ajouté aux cartes. Les principales figures morphologiques linéaires observées sur le terrain sont également portées sur cette figure (Fig. V-5a). Le tableau V-1 présente les moyennes et écart-type de ces cinq classes granulométriques pour chacune des unités morphologiques (surfaces 1 à 4 de la Fig. V-2) délimitées par les ruptures de pente associées aux banquettes agricoles L1, L2 et L3 du site d'étude.

La répartition des teneurs en argiles granulométriques (A, Fig. V-5a) montre une tendance générale à l'augmentation du haut vers le bas. Les teneurs varient d'environ 15,5% à 40,0% de la TF sur le site d'étude. On note que la teneur moyenne en argiles augmente légèrement entre les unités morphologiques 4 et 3 (25,3% à 27,4 %), et se stabilise dans les unités aval 2 et 1 avec une valeur moyenne de 31,1% (Tab. V-1). On observe des variations à courte distance très contrastées dans l'unité morphologique 4, avec une zone pauvre en argiles (< 20%) située au milieu de l'unité, adjacente à une zone plus riche (> 30%) en son aval. A notre connaissance, ces surfaces n'ont pas toujours été séparées par une bordure de parcelle. En effet, les parcellaires ont beaucoup varié depuis 1836 dans cette unité 4, contrairement aux unités 3, 2 et 1 en aval (Fig. 2 de l'article *§* III.2). Dans l'unité 3, délimitée au nord par la banquette L3 et au sud par L2, la teneur en argiles augmente légèrement d'amont en aval (d'environ 22,5% à un peu plus de 30%). Dans l'unité 2, en aval immédiat de la banquette L2, les teneurs baissent à des valeurs avoisinant les 22,5-25,0% puis, comme dans l'unité 3, augmentent progressivement vers l'aval avec un maximum (A > 35,0% localement) dans la zone comprise entre les ondulations U1 et U2. Ce maximum paraît ensuite s'estomper vers l'aval de l'unité 2. L'unité aval 1, assez homogène, ne montre pas de variabilité structurée pour les argiles granulométriques.

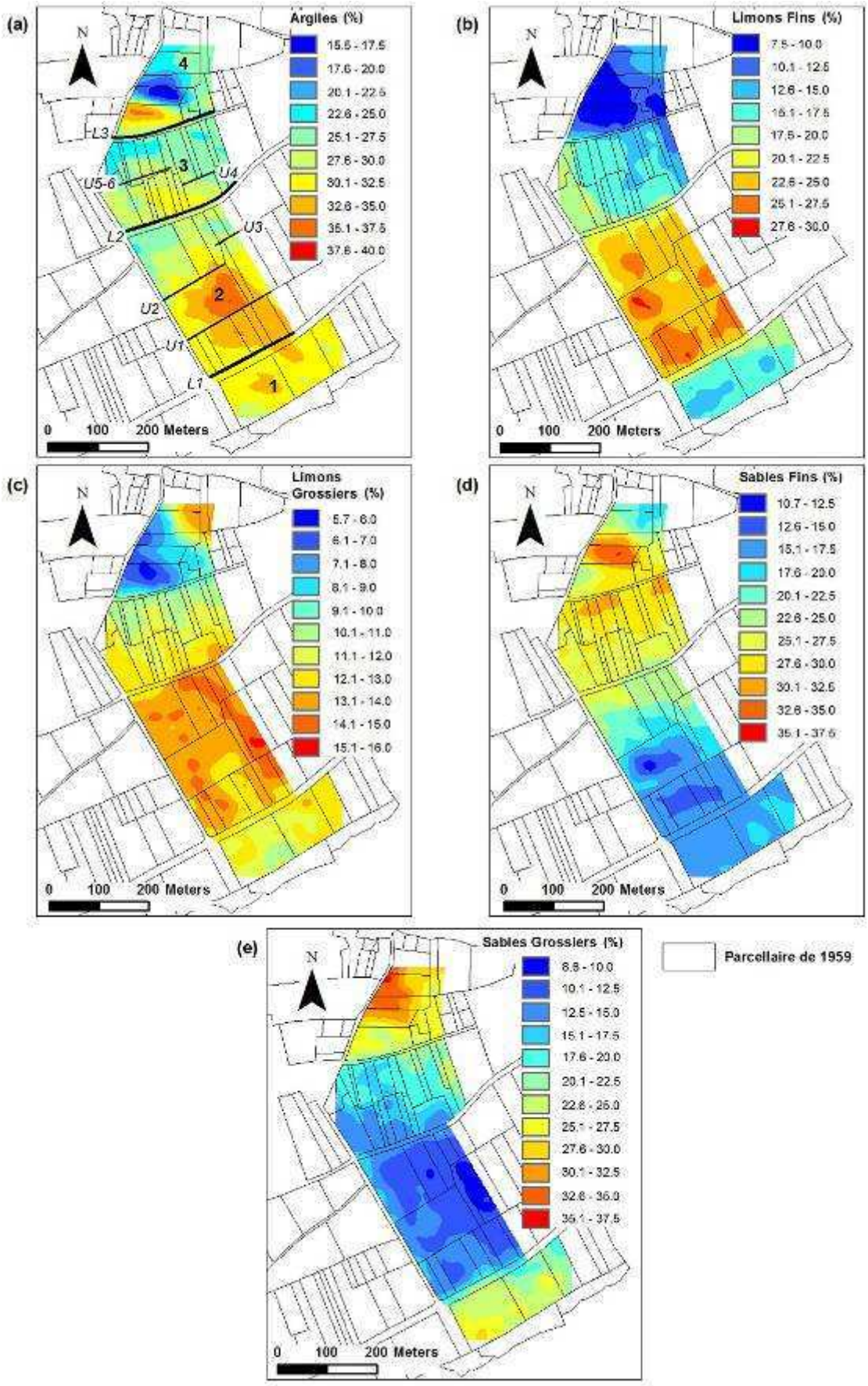


Figure V-5. Distribution spatiale de la granularité de l'horizon superficiel (0-20 cm) par krigeage ordinaire sur l'échantillonnage Δ : (a argiles A (< 2 µm), (b) limons fins LF (2-20 µm) , (c) limons grossiers LG (20-50 µm), (d) sables fins SF (50-200 µm) et (e) sables grossiers SG (200 µm – 2 mm). L1 à L3 : banquettes agricoles ; U1 à U5-6 : ondulations ; 1 à 4 : unités morphologiques.

Tableau V-1. Moyennes (et écart-types) des différentes classes granulométriques de la terre fine (TF) des sols (0 – 20 cm), par unité morphologique sur le site d'étude.

Unité	Effectif	Classes granulométriques (%) *				
		A	LF	LG	SF	SG
4 (amont)	39	25,3 (5,5)	10,2 (1,5)	8,7 (2,3)	27,3 (4,6)	28,4 (3,5)
3	64	27,4 (2,4)	15,9 (2,1)	11,6 (9,0)	27,6 (1,7)	17,5 (3,1)
2	94	31,1 (3,2)	24,1 (1,7)	13,6 (7,0)	18,9 (3,8)	12,3 (1,9)
1 (aval)	46	31,1 (1,5)	16,4 (1,6)	11,9 (7,0)	17,0 (8,0)	23,5 (2,5)

* A : argiles (< 2 µm) ; LF : limons fins (2 µm – 20 µm); LG : limons grossiers (20 µm – 50 µm); SF : sables fins (50 µm – 200 µm); SG : sables grossiers (200 µm – 2 mm).

Les teneurs en limons fins (LF, Fig. V-5b) varient d'environ 7,5% à un peu moins de 30% sur le site, et ne montrent pas de variation régulière univoque d'amont en aval du versant. La variabilité spatiale de ces teneurs semble par contre bien liée au parcellaire, notamment aux bordures associées aux banquettes agricoles. Ainsi, l'unité 4 a une teneur moyenne en LF de 10,2% (Tab. V-1), teneur qui ne montre pas de structuration en lien avec les anciens parcellaires à l'intérieur de l'unité. En aval de la banquette L3, la teneur moyenne en LF est de 15,9% en moyenne dans l'unité 3 où on note une augmentation progressive des teneurs en LF du NE au SW. L'unité 2, en aval de la banquette L2, se démarque par une teneur moyenne en LF plus importante (24,1 ± 1,7% ; Tab. V-1) que dans les trois autres unités. On remarque également une structuration en lien avec les parcellaires anciens (notamment celui de 1959) au sein de cette unité 3. En partie amont de l'unité, les plus faibles teneurs en LF suivent les bordures de l'unité (au N et à l'O). Les teneurs augmentent progressivement vers l'aval où les bordures de parcelles, notamment celles associées aux ondulations U1 et U2, semblent séparer les zones les plus chargées en LF du site. En aval de L1, les teneurs en LF chutent avec une valeur moyenne de 16,4% (Tab. V-1).

La variabilité spatiale des limons grossiers (LG, Fig. V-5c) ne montre pas, comme pour les LF, d'évolution univoque le long du versant. Les teneurs en LG y varient de moins de 6,0% à plus de 15,0%. Tout comme pour les LF, les valeurs moyennes en LG augmentent de l'unité 4 à l'unité 2 (de 8,7% à 13,6%), pour baisser ensuite dans l'unité 1 (11,9%). L'unité morphologique 4 présente une baisse importante de la teneur en LG, du NE (plus de 13,0%) vers le SO (moins de 6,0%). Dans l'unité 3, les LG ont tendance à augmenter graduellement d'amont en aval pour atteindre une moyenne de 13,6% dans l'unité 2. En partie aval de cette

unité, la teneur en LG tend à baisser localement pour atteindre la moyenne de 11,9% dans l'unité aval 1. A la différence des LF, la variabilité spatiale des LG ne montre aucune correspondance avec des anciennes bordures de parcelles.

Les teneur en sables fins (SF, Fig. V-5d) montrent une diminution globale progressive d'amont en aval dans la partie supérieure du versant : de plus de 30,0% localement dans l'unité 4 jusqu'à environ 17,5% en amont de U1. Les unités 4, 3 et 2 ont des teneurs moyennes en SF de 28,4%, 17,5% et 12,3%, respectivement. En aval, les teneurs en SF augmentent : la teneur moyenne est de 23,5% dans l'unité 1. On note des effets locaux de parcellaire sur la variabilité des SF. L'unité 4 présente une zone centrale très riche en SF (> 35%) qui s'amenuise en aval jusqu'à la bordure de parcelle associée à L3 (entre 25 et 30%). Cette zone correspond à la zone de minima en argiles observée sur la Fig. V-5a. En contrebas de la banquette L3, la teneur en SG augmente (environ 30-35%) localement le long de la rupture de pente et baisse à nouveau progressivement vers l'aval de l'unité. Dans l'unité 2, la variabilité spatiale des teneurs en SF apparaît liée aux figures morphologiques U1, U2 et L1 qui délimitent deux zones de minima (SF < 17,5%). L'unité aval 1 montre peu de variabilité spécifique concernant les SF.

Les teneurs en sables grossiers (SG, Fig. V-5e), tout comme les teneurs en SF, baissent d'amont en aval du versant dans les unités 4, 3 et 2 (teneurs moyennes respectives de 28,4%, 17,5% et 12,3%, Tab. V-1). Dans l'unité 1, les teneurs en SG augmentent : la teneur moyenne est de 23,5% dans cette unité. On note au sein des unités quelques effets dus aux parcellaires. La diminution d'amont en aval des teneurs en SG dans l'unité 3 semble s'accroître au niveau des ondulations U4 et U-5-6. On remarque également que les SG tendent à être plus abondants le long des bordures de parcelles N et W de l'unité 2, contrairement aux A et LF. Aucune structuration claire des SG n'apparaît dans l'unité 1.

La figure V-6 présente les résultats de la quantification et de la distribution de la couverture en EG (CEG) sur la parcelle « test », localisée dans l'unité 2. Les valeurs y varient d'environ 7% à un peu moins de 40% de la surface du sol. Les valeurs les plus faibles se trouvent en amont de parcelle, le long de la bordure N et W. En aval, les ondulations U1 et U2 ont une CEG variant principalement entre 15 et 20%. Ces figures morphologiques linéaires séparent des zones plus riches en EG (CEG > 25%). Les EG observés dans cette parcelle sont

très majoritairement anguleux et calcaires, comme dans les profils F4 et TL104 analysés précédemment (Tab. IV-7).

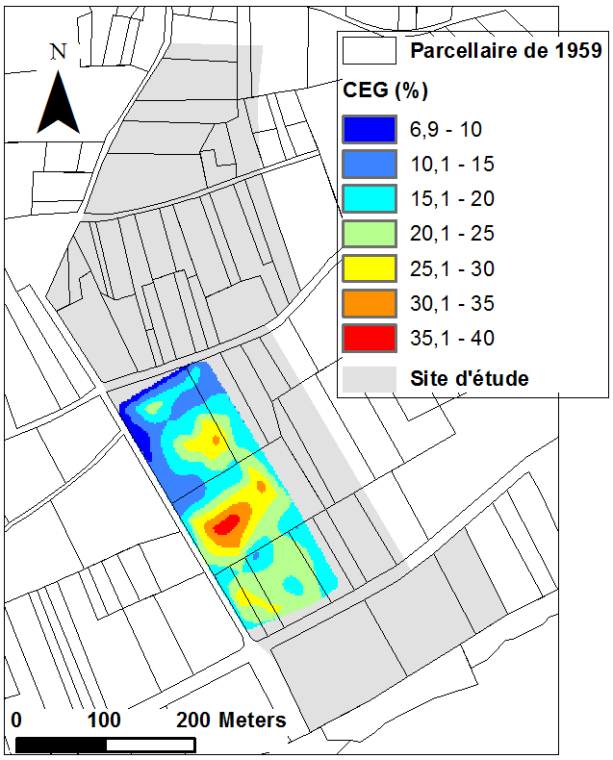


Figure V-6. Carte estimée de la Couverture en Eléments Grossiers (CEG > 2 mm) en % de la surface sur la parcelle « test » du site d'étude.

V.3.3. Facteurs possibles de la redistribution spatiale des sols

L'analyse de la variabilité spatiale des 5 classes granulométriques de la TF a mis en avant des **variations structurées lisibles** à deux échelles spatiales différentes : l'ensemble du versant et l'unité morphologique. Cette dernière permet de mettre en avant l'influence notable des bordures de parcelles sur les redistributions de sols, notamment les bordures les plus pérennes associées aux banquettes L3, L2 et L1.

A l'échelle du versant, l'analyse de la Fig. V-5 a démontré que les teneurs moyennes en argiles (A), limons fins (LF) et limons grossiers (LG) augmentent de l'unité 4 à l'unité 2, tandis que les teneurs moyennes en sables fins (SF) et sables grossiers (SG) baissent. Cette tendance pourrait témoigner de l'action à long terme, et ce avant la mise en place des bordures

de parcelles associées aux banquettes L3, L2 et L1, de processus hydriques non concentrés de l'amont du versant jusqu'à la banquette L1. En effet, ces processus sont sélectifs (voir *§* V.2.2.1), et peuvent entraîner des variations dans la granularité des sols, contrairement au labour qui tend à transporter l'ensemble des matériaux sans distinction entre éléments de la TF. Il est également possible que cette tendance observée de l'unité 4 à l'unité 2 ait été induite en partie par la nature même des roches sous-jacentes. En effet, d'aval en amont du versant les roches du substrat se sont déposées au cours d'une phase de régression marine induisant la présence dominante de particules fines en partie basse du versant, puis de particules de plus en plus détritiques et grossières en partie haute (Alcaydé *et al.*, 1989 ; *cf. §* II.2.). En revanche, l'unité 1 montre un enrichissement de la fraction grossière (les sables SF et SG) relativement aux unités amont, et ceci au détriment des particules plus fines (A, LF et LG). Cette unité 1 ne rentre donc pas dans la continuité spatiale observée en amont dans les unités 4, 3 et 2. Le cas de cette unité est discuté ci-dessous.

A l'échelle de chaque unité morphologique, la granularité présente des variations spécifiques. Dans l'unité 4, la bordure de parcelle associée à L3 semble avoir produit une rétention des particules les plus fines (A, Fig. V-5a). Cette rétention s'avère plus marquée sur les ¾ de la partie W de l'unité. Cette unité présente les gradients et les longueurs de pentes les plus faibles du versant (Fig. 6 de l'article *§* III.2). Dans ces conditions morphologiques, les écoulements laminaires n'auraient pas présenté une forte capacité de transport et auraient permis uniquement le transport des particules les plus fines.

Dans l'unité 3, les teneurs en A, LF et LG augmentent d'amont en aval, tandis que les classes plus grossières SF et SG baissent (Fig. V-5). Ce tri granulométrique pourrait dénoter de redistributions par des processus dynamiques non concentrés au sein de l'unité, favorisés par des valeurs de pente plus importantes (> 8% en amont de l'unité 3; Fig. 6 de l'article *§* III.2) relativement au reste du site d'étude. L'implication de la nature des roches sous-jacentes sur ces tendances n'est pas à exclure : le « tuffeau jaune » devient de plus en plus sableux de sa base vers son toit. On note tout de même que les teneurs en argiles (Fig. V-5a) au pied de L3 sont inférieures (22,5-27,5%) aux teneurs observées en amont sur L3 (27,5-32,5%). Les teneurs en SF varient de façon inverse (Fig. V-5d). Des redistributions de matière par vecteur hydrique semblent donc avoir eu lieu au sein de l'unité 3, et indépendamment de l'unité amont 4 : la bordure associée à L3 a sans doute empêché une connectivité hydrologique et sédimentologique entre ces deux unités.

En amont de l'unité 2, des tendances similaires à celles observées dans l'unité 3 sont visibles. Les teneurs en argiles granulométriques (Fig. V-5a) au pied de L2 sont plus faibles que sur L2, comme pour la banquette L3. Ces teneurs en A, comme les teneurs en LF (Fig. V-5b), augmentent ensuite progressivement vers l'aval jusqu'à U2, à l'inverse des SF. Ces variations en partie amont de l'unité 2 montrent également une déconnexion hydrologique et sédimentologique effective entre les unités 3 et 2, créées par la bordure de parcelle associée à L2 et la route qui la longe (D117). Bien que ces tendances dénotent de redistributions par vecteurs hydriques, elles ont pu également être accentuées par une évolution naturelle de la granularité dans le « tuffeau blanc » sous-jacent. Plus en aval, les teneurs en LF (Fig. V-5b) montrent une structuration locale en rapport avec les ondulations U1 et U2 et la banquette L1. Les teneurs en A augmentent localement entre les bordures associées à ces figures morphologiques, à l'inverse des SF (Fig. V-5d). Les ondulations correspondent à des épaississements de sols engendrés par la présence d'une bordure de parcelle. Dans le cas d'une accumulation dominée par des processus hydriques, le matériau accumulé a pu être enrichi en particules fines (argiles et limons). La destruction des bordures de parcelles associées aux ondulations a pu permettre la redistribution de ces matériaux vers l'aval et donc l'enrichissement des zones en aval en LF et leur appauvrissement en SF.

L'unité 1 ne montre pas de structuration particulière en son sein, mais apparaît déconnectée de l'amont du site d'étude du fait d'un enrichissement marqué en sables (SF et SG ; Fig. V-5) au détriment des particules plus fines (A, LF et LG). Cet enrichissement en sables pourrait avoir trois origines. i) Il pourrait s'agir de résidus de produits de solifluxion (périglaciaire) dont les particules les plus fines auraient été ensuite vannées par les eaux de ruissellement. ii) Ces sables auraient été apportés par ruissellement depuis les formations plus détritiques et sableuses situées en amont du versant avant la mise en place des banquettes L3, L2 et L1. iii) Ces sables proviennent d'apports alluviaux, d'une terrasse éventuellement, du Quincampoix. Les hypothèses i) et ii) paraissent peu probables étant donné qu'elles auraient concerné l'ensemble du versant, et ne peuvent expliquer les tendances observées dans les unités amont 4, 3 et 2. En revanche, on note que l'unité 1 est délimitée en aval par une banquette L4 longeant la plaine alluviale. L4 a été repérée lors de l'analyse statistique des attributs morphométriques et de l'épaisseur de sol sur le site (*cf. §* III.2). Bien que l'épaississement de sol soit conséquent dans L4 (> 1 m), la rupture de pente associée ne dépasse pas quelques décimètres. Des apports latéraux provenant du versant et induisant cette

faible rupture de pente depuis la mise en place de la bordure de parcelle se seraient alors superposés à une terrasse alluviale pré-existante.

Les EG observés sur la parcelle « test » sont majoritairement anguleux et carbonatés. Les EG anguleux sont associés principalement à des redistributions par le labour (SEDI *Angular Rock Fragments*). La variabilité spatiale de la CEG est apparue liée aux ondulations U1 et U2 (Fig. V-6) qui délimitent des zones plus riches en EG. Les parties centrales des ondulations convexes sont associées à des épaisseurs de sol souvent supérieures à la profondeur de labour maximum de 30-35 cm. Cette épaisseur diminue rapidement (en une dizaine de mètres) vers l'extérieur des ondulations. Ainsi, les engins de labour peuvent aisément arracher des EG au substrat dans les zones externes des ondulations (*cf.* Ch. 3). Le labour semblerait donc être à l'origine de la CEG mesurée, mais ceux-ci auraient une origine locale.

Les analyses granulométriques de la TF et de la CEG témoigneraient donc de l'action de différents processus à différentes échelles spatiales et temporelles. **L'analyse de la TF montre de possibles redistributions par ruissellement non concentré depuis l'amont du versant jusqu'à la banquette L1** (unités 3, 2 et 1) qui se seraient produits majoritairement avant la mise en place des bordures de parcelles associées aux banquettes L3, L2 et L1. Il est à noter qu'un effet lié à la nature du substrat a pu accentué les tendances observées. Des processus hydriques non concentrés semblent avoir agi au sein de chacune des unités suite à la mise en place des banquettes. Les tendances montrent un effet net de diminution de connectivité hydrologique et sédimentologique entre les différentes unités. **L'analyse de la CEG semble témoigner de redistributions récentes induites par le travail du sol (labour)** et se produisant à courte distance au sein de chacune des unités.

V.3.4. Distances de transfert des matériaux composant les sols

La Fig. V-7 présente la distribution des EG siliceux le long du versant. Ces composants sont caractéristiques des formations du Sénonien (C4-6S) – Eocène (e) localisées en haut de versant dans l'unité 4. Les EG siliceux sont abondants, voire exclusifs, dans ces formations, contrairement aux formations situées en aval où dominent les éléments carbonatés (Tab. IV-3). Le sol en F1 a des teneurs en EG carbonatés supérieures à 75% (Tab. IV-7) alors

que l'altérite sous-jacente ne contient que des éléments siliceux. Ces éléments ne peuvent évidemment avoir remonté la pente naturellement. Les EG observés ici sont crayeux et les sols contiennent également de l'opale-CT caractéristique du « tuffeau blanc » (Tab. IV-8 et Fig. V-9d). Ces indices d'allochtonie traduisent des amendements calciques issus du « tuffeau blanc ». Malgré tout, on observe plus de 50% d'EG siliceux dans les sols du profil F2 jusqu'au profil F5 situés sur du « tuffeau jaune » (Fig. V-8) : pour ces éléments, la distance zone source – F5 est d'environ 200 m. On note également plus de 20% d'EG siliceux dans le sol en F6, alors que les profils F4 à TL104 n'en contiennent que 12% au maximum. Dans ce cas, le déplacement des EG serait de plus de 550 m. Ces EG siliceux ne peuvent pas avoir été transportés par le labour tout le long du versant, en raison de la présence de bordures de parcelles, notamment des banquettes agricoles L3 et L2 qui ont limité ces transferts. Les processus hydriques ne semblent pas avoir pu déplacer ces EG de haut en bas de versant, car ils nécessiteraient des écoulements énergiques donc concentrés. Or, aucune figure d'érosion concentrée n'a été observée sur le site. D'autre part, ils ne pourraient avoir eu lieu qu'avant la mise en place des banquettes. Il est probable que ces EG sont hérités de formations de versants périglaciaires solifluées qui ont pu recouvrir le versant. Ces formations sont abondantes sur le versant orienté N (donnant sur Cinais) et situé au nord du secteur d'étude. En revanche, elles ne sont plus représentées que par des grèzes, surtout calcaires, très minces (10 à 15 cm) localement de façon anecdotique sur le versant étudié (Bellemlih, 1999). Après vannage par l'eau des particules les plus fines, les EG siliceux résiduels ont pu être concentrés et ensuite redistribués au sein des différentes unités par le labour. Ils ont pu aussi être mélangés à des EG calcaires arrachés au substrat local par le labour.

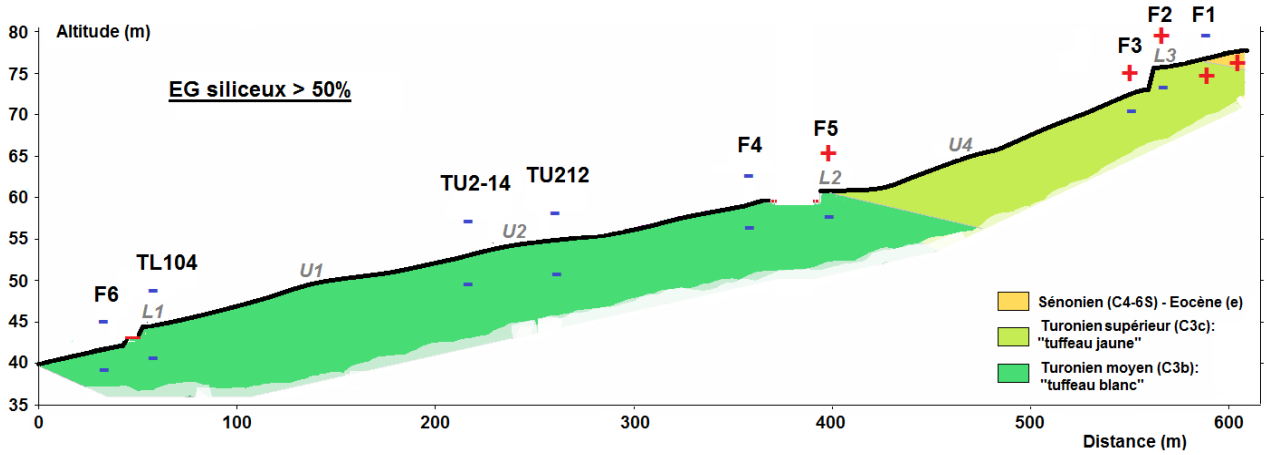


Figure V-7. Distribution spatiale des EG siliceux (> 2 mm) le long du versant étudié, d'après Tab. IV-7. (+ présence, - absence).

La Fig. V-8 présente la distribution le long du versant des différents marqueurs minéralogiques identifiés dans les sables (SF et SG). La silice éocène (e) est caractéristique des formations localisées en haut de versant, au niveau de F1 et plus en amont. Cette silice éocène corrodée et rubéfiée se trouve dans les sols jusqu'au profil F4, c'est-à-dire à environ 220 m en aval de sa zone source. Les banquettes L3 et L2 n'ont pas limité le déplacement d'amont en aval du versant de ce composant : il est donc probable qu'elles n'existaient pas lors du transfert de ces particules. Ces éléments peuvent être aussi des résidus de formations périglaciaires solifluées, mais en raison de leur taille (sables), des processus hydriques de redistribution ne sont pas à exclure. Quoi qu'il en soit, ils témoignent de processus antérieurs à la mise en place des banquettes L2 et L3, avec un déplacement de ces éléments dans le sol sur au moins 220 m depuis la zone source.

La glauconie est caractéristique des « tuffeaux » blanc et jaune (Alcaydé *et al.*, 1989). On la trouve normalement en plus grande quantité et souvent sous forme oxydée dans le « tuffeau jaune » (*§* IV.3.1.1.). Sa teneur tend à diminuer dans le « tuffeau blanc », de son toit à sa base : elle n'est d'ailleurs plus présente dans l'altérite des profils TU2-14 à F6 (Fig. V-8c) : l'ondulation U2 souligne la disparition de la glauconie dans l'altérite. En revanche, les sols en surface contiennent de la glauconie de F1 jusqu'à TU2-14. Ce minéral semble donc avoir été transférée de TU212 à TU2-14, soit sur 26 m. Ce transfert n'a pu s'opérer qu'à condition que la bordure de parcelle associée à U2 ne fasse pas barrage au transfert de matière : soit sous l'effet de la solifluxion périglaciaire ou de processus hydriques avant la mise en place de toute bordure de parcelle, soit après la disparition en 1967 de la bordure associée à U2, et ce par des processus hydriques et/ou aratoires.

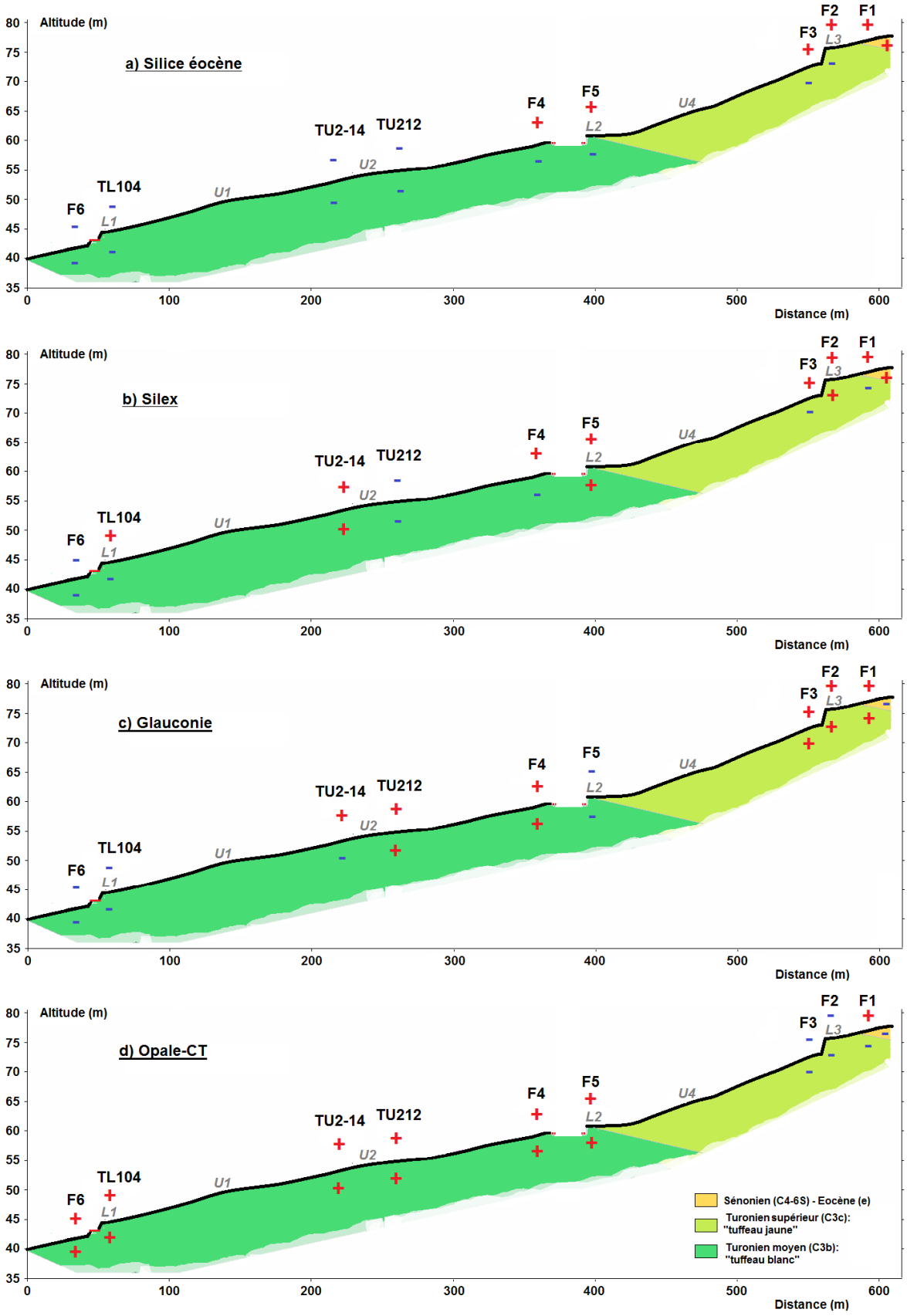


Figure V-8. Distribution spatiale de différents composants minéralogiques, traceurs, des sables (50 µm – 2 mm) le long du site d'étude, d'après Tab. IV-8. (+ présence, - absence).

La distribution des autres marqueurs minéralogiques contenus dans les sables, c'est-à-dire les silex et l'opale-CT, ne permet pas d'obtenir des informations intéressantes quant aux processus de redistribution et les distances de transfert sur le versant. En effet, bien que les formations sénoniennes et éocènes en haut du versant présentent dans les sables des teneurs élevées en silice type silex plus importantes, les sables des tuffeaux turoniens, jaune et blanc, contiennent aussi de tels éléments (Alcaydé *et al.*, 1989 ; voir profils F5 et TU2-14 de la Fig. V-8b). Des comptages de sables n'ayant pas été effectués sur l'ensemble des échantillons, il est difficile d'évaluer ponctuellement si un enrichissement en silex dans les sols sur « tuffeaux » est dû à des apports de l'amont.

L'opale-CT est un minéral caractéristique du « tuffeau blanc ». On la retrouve dans la fraction sableuse des sols du profil F1 (Fig. V-8d), issus de l'amendement calcique évoqué pour les EG de « tuffeau blanc ». En aval, on la retrouve exclusivement dans les sols situés sur « tuffeau blanc » dont l'altérite sous-jacente contient ce minéral. En raison de la faible stabilité de ce minéral vis-à-vis de l'altération, il semble surtout provenir de remontées depuis le substrat local par le labour.

La Fig. V-9 présente la distribution spatiale de la clinoptilolite dans la classe argile granulométrique (A) des sols et des altérites le long du versant. Ce minéral est caractéristique des formations du Turonien moyen (« tuffeau blanc »). Tous les sols étudiés situés sur le « tuffeau blanc » contiennent également de la clinoptilolite, excepté le sol F5 de la banquette L2, situé dans la zone de transition entre « tuffeau jaune » en amont et « tuffeau blanc » en aval : le sol F5 a été alimenté depuis la zone située en son amont direct exempt de clinoptilolite. Comme l'opale-CT, mais de façon plus nette car la clinoptilolite est très résistante à l'altération, ce minéral traduit plutôt des remontées depuis le substrat par le labour sur « tuffeau blanc ». Il ne peut pas prouver de transfert latéral de matière dans les sols sur la zone d'affleurement du « tuffeau blanc ».

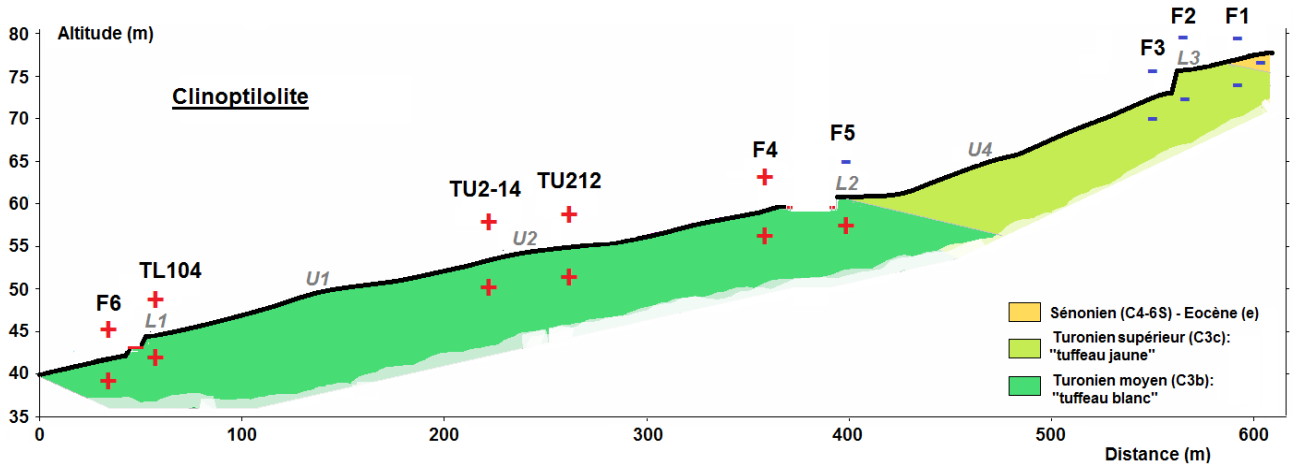


Figure V-9. Distribution spatiale de la clinoptilolite dans les argiles granulométriques (0-2 µm) le long du site détude, d'après Tab. IV-9. (+ présence, - absence).

V.3.5. Conclusion

La **variabilité spatiale de la granularité des horizons de surface** a été étudiée sur l'ensemble du versant, ainsi que la répartition entre sols et altérites de marqueurs minéralogiques associés aux différentes formations géologiques présentes sur le versant. Ces analyses ont permis de révéler **des redistributions de matière, par divers processus probables, à des échelles spatiales et temporelles différentes** sur le versant du site d'étude.

Des redistributions superficielles de matière ont eu lieu avant la mise en place d'un quelconque parcellaire : elles concernent des transferts à longue distance d'amont en aval du versant et sont bien montrées par la distribution des EG siliceux résiduels. Ce premier déplacement a pu se faire par **solifluxion en contexte périglaciaire**.

Durant l'**Holocène**, en contexte climatique tempéré humide, et surtout lors des premières phases de défrichement forestier pour l'agriculture (Néolithique à Antiquité), **le ruissellement non concentré pourrait avoir redistribué la TF sur l'ensemble du versant**, notamment les fractions A, LF et LG qui tendent à augmenter de haut en bas de versant. Les EG siliceux se sont alors trouvés plus concentrés en surface avec peut être un déplacement vers l'aval.

Puis, la mise en place des parcellaires plus pérennes, et plus particulièrement des bordures associées aux banquettes L3, L2 et L1, a engendré un cloisonnement des unités 4, 3 et 2 qui depuis semblent avoir fonctionné en autarcie. Les bordures de parcelles de L3, L2 et L1 semblent avoir entraîné la quasi déconnection hydrologique et sédimentologique de ces unités. L'étude de la CEG a démontré que des processus aratoires de redistribution des sols, plus ou moins récents, ont agi en complément de processus hydriques (distribution de la TF), au moins dans l'unité 2 du versant. L'unité 1 du site d'étude semble avoir fonctionné dans une toute autre logique, due à la présence probable d'une terrasse alluviale et des interférences sédimentologiques avec la plaine alluviale.

Malgré ces enseignements, cette approche par analyses granulométrique et minéralogique **reste imprécise** avec deux faiblesses majeures :

- elle ne permet pas d'évaluer correctement l'implication relative des processus hydrique et aratoire, notamment parce que les processus aratoires n'engendrent pas de tri granulométrique du matériau déplacé. Les processus aratoires présentent peu de SEDI propres, contrairement aux processus hydriques, en raison de distances de déplacements plus courtes (*cf*. ch I).
- elle ne permet pas d'obtenir des taux de redistribution de sols sur le versant.

L'implication relative plus précise de chacun des processus, hydrique et aratoire, sur les redistributions passées et actuelles des sols reste à préciser. De même, il est nécessaire de quantifier de façon précise ces redistributions (taux d'érosion ou d'accumulation), ce qui implique d'introduire la dimension temporelle dans la suite des travaux. Pour ce faire, la variabilité spatiale du traceur isotopique de redistribution de sol, le ^{137}Cs, va être étudiée (*cf*. *§* 3.2.2. et 3.3.3. de l'article *§* I.2). Quelques datations OSL vont aussi venir appuyer ponctuellement la démarche.

V.4. Approche de la quantification et des processus de déplacement de matière par l'analyse du ^{137}Cs

Cette section V.4 comprend essentiellement un article en préparation constituant *in extenso* le *§* V.4.2. Cet article sera soumis prochainement au journal « Soil & Tillage Research ». Les principaux résultats de cet article sont présentés et résumés dans le *§* V.4.1.

V.4.1. Place dans le développement de la thèse, objectifs et principaux résultats de l'article *§* V.4.2.

Le transfert de matière sur le versant paraît s'être effectué en plusieurs phases, les plus anciennes en contexte naturel (avant défrichement), les plus récentes en contexte anthropisé. Les déplacements les plus récents ont engendré des figures morphologiques linéaires (banquettes et ondulations) associées aux parcellaires agricoles. La recherche restera focalisée ici sur ces dernières phases d'évolution des sols. La question des taux et des processus dominants de redistribution de matière sur le versant étudié est posée, ainsi que celle de l'implication des bordures de parcelles sur les redistributions. Pour répondre à cette question, **l'isotope radioactif ^{137}Cs** a été utilisé en tant que traceur des redistributions de sols sur les dernières décennies (par exemple, Rogowski and Tamura, 1965; Ritchie and McHenry, 1975; Walling and Quine, 1992). En complément, **des datations OSL** ont été effectuées dans la banquette L1 afin d'obtenir des taux d'accumulation de matière au-delà des dernières décennies, et de mieux comprendre la vitesse et les conditions de développement d'une banquette agricole. Cette étude a été développée sur la parcelle dite « test » du site d'étude (Fig. V-3) et a fait l'objet d'un article, intitulé : *« Quantifying and modelling the impact of land consolidation and associated field borders on soil redistribution in agricultural landscapes (1954 – 2009) »*. Cet article comprend toutes les précisions sur les méthodes, les résultats et les interprétations résumés ci-après.

L'isotope radioactif ^{137}Cs a été produit par fission nucléaire et libéré dans l'atmosphère au cours de tests aériens d'armes nucléaires (de 1945 à 1990) et durant l'accident de la centrale nucléaire de Tchernobyl (1986). Cet isotope s'est alors fortement fixé aux particules du sol, notamment aux argiles minéralogiques et aux constituants organiques

lors de sa retombée progressive (Tamura, 1964). La distribution spatiale actuelle du ^{137}Cs sur les versants procure des informations spatialisées sur la redistribution des sols depuis le début des retombées de césium (1954). Les sols ont donc été échantillonnés sur la parcelle « test » du site d'étude en 68 points de forages, répartis selon 5 transects orientés dans le sens de plus grande pente, perpendiculairement aux figures morphologiques linéaires localisées sur cette parcelle : la banquette L1 et les ondulations U1 et U2 (Fig. 3 de l'article *§* V.4.2.). Sur chaque transect, 13 forages ont été échantillonnés en 2009 pour couvrir les différentes configurations topographiques rencontrées (banquette, ondulations et surfaces indifférenciées). Trois forages supplémentaires ont été réalisés le long du transect IV, dans la banquette L1, afin de préciser l'effet de la bordure de parcelle sur les redistributions récentes de sol à courte-distance (Fig. 3b de l'article *§* V.4.2.). Après séchage et tamisage des échantillons, l'activité en ^{137}Cs (Bq.kg^{-1}) de chacun d'entre eux a été mesurée via un détecteur à rayons gamma (Annexe 3). Pour finir, l'activité surfacique totale (Bq.m^{-2} ; Annexe 2) en chaque point foré a été calculée (Eq. 1 de l'article *§* V.4.2.).

Afin d'estimer si les sols sont le siège d'érosion ou de dépôt sur la parcelle depuis 1954, les activités surfaciques estimées ci-dessus ont été comparées à l'activité surfacique de référence : elle correspond à l'activité moyenne mesurée en 4 points échantillonnés sur des sites estimés comme non perturbés par des redistributions de sol (pâtures et vergers) depuis 1954. L'activité de référence (1398 Bq.m^{-2} en 2009), a été soustraite à l'activité surfacique mesurée la même année en chacun des points de forages (Eq. 2 de l'article *§* V.4.2.) afin d'obtenir les « résidus » de césium. Des résidus négatifs indiquent une érosion majoritaire des sols depuis 1954, alors que des résidus positifs impliquent un dépôt prédominant depuis cette date. La Fig. 5 de l'article *§* V.4.2. présente la carte des résidus en ^{137}Cs sur la parcelle, ainsi que la carte des pentes. Les résidus calculés de ^{137}Cs varient de -1030 Bq.m^{-2} à 900 Bq.m^{-2} sur la parcelle « test ». Les variations spatiales de ces résidus sont orientées dans le sens de plus grande pente (NNW-SSE) et concordent nettement avec les figures morphologiques linéaires présentes. Ainsi, les ondulations U1 et U2 sont arasées depuis 1954, tandis que la banquette L1 est majoritairement en accumulation, excepté aux abords immédiats de la bordure aval de parcelle (de 0 à 3 m environ). Les bordures de parcelle associées aux ondulations U1 et U2 ont disparues en 1967 durant une campagne de remembrement (Fig. 6 de l'article *§* V.4.2.). De plus, on notera que de la matière s'accumule depuis 1954 le long de la limite amont de parcelle, et que les sols des zones indifférenciées ne montrent pas de schéma particulier de variation de leur activité en ^{137}Cs. Cinquante pourcents du ^{137}Cs contenu actuellement dans les

sols étant retombé de 1962 à 1964, la variabilité actuelle du césium dans les sols témoigne donc principalement des redistributions de sol apparues après le remembrement de 1967.

Un **modèle de conversion des résidus de ^{137}Cs en taux de redistribution de sols a été appliqué sur la parcelle « test »** (Van Oost, 2000 ; Van Oost, 2003). Ce modèle combine un modèle ponctuel de conversion (de type « mass-balance ») développé par Quine en 1985, et deux modules spatialisés d'érosion de sol, basés respectivement sur les processus de redistribution par l'eau et par le labour (Govers *et al.*, 1994 ; Desmet et Govers, 1995). Ces processus montrent différentes dépendances relativement aux variations topographiques. Le modèle utilise ces différentes dépendances à travers l'analyse de la répartition spatiale du ^{137}Cs afin de déterminer l'implication relative de chacun de ces vecteurs (eau, labour) de redistribution. La Fig. 8 de l'article *§* V.4.2. présente les valeurs simulées de ^{137}Cs, ainsi que les taux de redistribution de sol par l'eau d'une part et le labour d'autre part sur la parcelle « test ». Le modèle répercute correctement les figures de variation du contenu en césium mesuré des sols sur la parcelle. Les figures convexes (ondulations U1 et U2) présentent des valeurs faibles de ^{137}Cs, tandis que les formes concaves ont des valeurs simulées beaucoup plus importantes (en amont de parcelle et dans le banquette L1). Seules les faibles valeurs observées au plus près de la limite aval associée à L1 ne sont pas répercutées. Ainsi, la simulation indique que le labour est le vecteur dominant de redistribution de matière depuis 1954. **Les taux de redistribution modélisés pour le labour sont supérieurs d'un ordre de magnitude par rapport aux taux modélisés pour les processus hydriques** (Tab. II de l'article *§* V.4.2.). Par exemple, le taux moyen d'érosion hydrique modélisé sur la parcelle est de -0,42 t.ha^{-1}.an^{-1} alors que l'érosion moyenne modélisée pour le labour atteint une valeur de -2,78 t.ha^{-1}.an^{-1}. On remarque que les **taux modélisés d'érosion par le labour sur les ondulations U1 et U2 sont plus de 4 fois supérieurs à la moyenne simulée sur la parcelle** entière (Tab. II et Fig. 8c de l'article *§* V.4.2.). De plus, il s'avère que les pertes moyennes par érosion hydrique (-0,42 t.ha^{-1}.an^{-1}) ne sont pas totalement compensées par les dépôts moyens d'origine hydrique (0,25 t.ha^{-1}.an^{-1}), contrairement au labour qui agit uniquement dans les limites de la parcelle (Tab. II de l'article *§* V.4.2.). D'après le modèle de conversion, la parcelle perdrait donc 0,17 t.ha^{-1}.an^{-1} de matière depuis 1954, ce qui représente une très faible proportion (environ 5%) de l'érosion totale moyenne sur la parcelle. Il est important de noter que le modèle ne prenant en compte que les processus aratoires et hydriques, les pertes modélisées à partir de l'analyse du ^{137}Cs sont donc attribuées exclusivement au vecteur

hydrique. Or en réalité, l'intensité annuelle des pertes en sol modélisée ici pourrait être également le fait des récoltes et/ou du vent.

Le **développement de la banquette L1** a été étudiée de façon plus détaillée grâce à l'analyse combinée de datations OSL (méthode : voir l'article *§* V.4.2.) à différentes profondeurs du profil O localisé à 3 m en amont de la bordure de parcelle, et des activités en ^{137}Cs mesurées le long du transect IV (Fig. 3 de l'article *§* V.4.2.). La base de la banquette L1 a été datée de 990 ± 70 années. Elle a donc **commencé à s'édifier au Moyen Age central**. Les taux d'accumulation de sol calculés à partir des datations OSL sur ce profil varient entre 0,7 mm.an^{-1} et 1,76 mm.an^{-1} (Tab. 3 de l'article *§* V.4.2.). **Le développement de la banquette L1 n'a donc pas été constant** depuis le 11ème siècle (Fig. 11 de l'article *§* V.4.2.). Les activités en ^{137}Cs à proximité du profil O révèlent d'ailleurs que le sol a été érodé depuis 1954 sur les 3 à 4 premiers mètres amont à la bordure de parcelle (Fig. 10 de l'article *§* V.4.2.). Ce phénomène d'érosion serait lié aux pratiques agraires (labour) effectuées sur la parcelle ces dernières décennies. On remarque également que de la matière s'est accumulée fortement (jusqu'à 5,5 mm.an^{-1}) entre 5 m et 20 m de distance en amont de cette bordure durant les dernières décennies, ceci conduisant à une réduction de la concavité associée à ce type de figure morphologique linéaire. **Les taux récents d'accumulation calculés à partir du ^{137}Cs, bien supérieurs aux taux antérieurs déduits des datations OSL**, pourraient avoir été induits par le remembrement de 1967. Cette forte accumulation dans la banquette L1 pourrait correspondre à l'érosion des matériaux stockés auparavant dans les ondulations U1 et U2, depuis 1967. L'évolution des pratiques culturales en amont de L1 semble donc avoir contrôlé l'intensité du développement de L1 et, consécutivement, sa morphologie.

L'analyse de la variabilité spatiale des activités surfaciques en ^{137}Cs a démontré la **domination des processus aratoires** dans la redistribution des sols depuis 1954. Ceci est appuyé par la nature dominante crayeuse et la distribution spatiale de la CEG, analysées précédemment (*cf. §* V.3.3.). Bien que les redistributions récentes d'origine hydrique soient faibles, elles ont pu participer à l'élaboration des tendances observées dans la distribution spatiale de la TF (*cf. §* V.3.3.). Malgré cela, il semblerait plus probable que ces tendances aient été engendrées par le passé, et sur le long-terme, par des processus hydriques alors dominants (à partir des défrichements : Néolithique - Antiquité). L'influence de la variabilité

naturelle du substrat est également un facteur explicatif de la distribution de la TF à ne pas exclure.

En conclusion, l'étude de la variabilité spatiale des activités surfaciques en ^{137}Cs a permis de quantifier les redistributions de sol sur la parcelle « test » depuis 1954 et de démontrer qu'elles ont été augmentées suite au remembrement de 1967**. Les phénomènes d'érosion ou de dépôt de sol se sont principalement concentrés sur les figures morphologiques linéaires, banquette et ondulation.** L'application d'un modèle élaboré de conversion démontre que la redistribution des sols est largement dominée par les processus aratoires depuis 1954, les ondulations convexes ont été clairement arasées depuis la disparition en 1967 des bordures associées. **Le remembrement a donc entraîné une accélération de l'érosion des sols en convertissant des zones de dépôt de sol en zones sources.** L'étude combinée de datations OSL et des activités surfaciques de ^{137}Cs a démontré que l'accumulation de matière en amont de la limite aval de la parcelle s'est effectuée irrégulièrement depuis le 11ème siècle, conduisant au développement de la banquette agricole L1 actuelle. Des phénomènes locaux récents d'érosion ont également été observés aux abords de la bordure. Les processus d'érosion et de dépôt locaux de sols induits par la présence ou la disparition des bordures de parcelles et leur disparition apparaissent beaucoup plus importants que les redistributions de sol moyennes opérant sur l'ensemble de la parcelle.

V.4.2. "Quantifying and modelling the impact of land consolidation and associated field borders on soil redistribution in agricultural landscapes (1954 – 2009)"

Article à soumettre à « Soil & Tillage Research »

Chartin C.[a], Evrard O.[b], Salvador-Blanes S.[a], Hinschberger F.[a], Macaire J.-J.[a], Van Oost, K.[c]

[a] *Université François-Rabelais de Tours, Université d'Orléans, CNRS/INSU, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans - UMR 6113, Faculté des Sciences et Techniques, Parc Grandmont, 37200 Tours (France)*

[b] *LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement), UMR 8212 (CEA-CNRS-UVSQ) Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette (France)*

[c] *TECLIM, Université catholique de Louvain, Place Louis Pasteur, 1348 Louvain-la-Neuve (Belgium)*

Keywords: Soil erosion; Lynchets; Land consolidation; Cesium-137; Conversion model; OSL dating

1. Introduction

During the last decades, soil erosion has intensified in cultivated hillslopes and has become a problematic issue for farmers and rural communities. When it is triggered by heavy storms, soil erosion and the associated muddy floods can have disastrous and costly consequences (e.g. Pimentel *et al.*, 1995; Evrard *et al.*, 2007). Most concerns about soil erosion are related to its subsequent negative impacts, such as water pollution, a decline in biodiversity and crop yields, the reduction of soil water storage capacity or organic carbon sequestration (e.g. Andraski and Lowery, 1992; Berger *et al.*, 2006; Boardman and Poesen, 2006; Papiernick *et al.*, 2009). Soil is a crucial natural resource, non renewable at human lifespan, and it is therefore important to organise its conservation/protection, which requires an efficient assessment of rates of erosion-deposition processes and their spatial variability.

Traditionally, the recent soil redistribution observed in cropland of western Europe is mainly attributed to water erosion processes. Soil erosion by water requires the detachment of

soil particles and their transport by runoff water. Detachment of particles depends greatly on aggregate stability and on raindrop impact shear stresses (Kemper and Rosenau, 1986; Farres, 1987; Le Bissonnais, 1996). The transport intensity is then controlled by runoff velocity which depends greatly on topographical settings as slope, drainage area and planform curavture (Poesen, 1984; Foster, 1986, Chaplot et La Bissonnais, 2003). However, it has been recently outlined that tillage erosion appears generates significant soil redistribution in intensively farmed cropland (e.g. Lindstrom *et al.*, 1992; Govers *et al.*, 1994; Boardman et Posen, 2006; Cerdan *et al.*, 2010). Tillage erosion corresponds to the translocation of soil during farming operations: soil movement mainly depends on slope gradient change (Lindström *et al.*, 1990; Govers *et al.*, 1994; Montgomery *et al.*, 1999; Van Muysen *et al.*, 1999).

Field borders and associated linear elements, such as hedges, roads, furrows and grass strips, induce landscape fragmentation and have an important role on the spatial variability of soil erosion and deposition processes (Van Oost *et al.*, 2000; Follain *et al.*, 2006; Szilassi *et al.*, 2006). Field borders affect indeed the hydrological and sedimentological connectivity across hillslopes. Vegetated borders (e.g., grass strips, hedges, grassed waterways) can reinfiltrate surface runoff and trap sediment transported by water (Caubel *et al.*, 2003; Evrard *et al.*, 2008; Van Dijk *et al.*, 1996). Vegetated borders therefore prevent runoff concentration by reducing the effective slope and surface drainage areas. In contrast, convex anthropogenic field borders (e.g., furrows) provide preferential drainage pathways where runoff can concentrate, increasing thereby sedimentological connectivity across the landscape. Linear landscape elements with a compacted surface (e.g. roads, land tracks) have a limited infiltration capacity and they therefore enhance runoff and hydrological connectivity (Wemple *et al.*, 1996; Forman and Alexander, 1998). In fields where tillage is conducted, all types of field borders act as lines of zero-flux (Dabney *et al.*, 1999; Van Oost *et al.*, 2000). Consequently, tillage-induced deposition and erosion mainly occur upslope and downslope of field borders oriented along contour lines.

Field borders can therefore act as barriers to water and sediment fluxes generated by both water and tillage erosion (Dabney *et al.*, 1999; Govers *et al.*, 1999; De Alba, 2003; Van Dijk *et al.*, 2005; Knapen *et al.*, 2008). Interaction of those erosion and deposition processes leads to the development of anthropogenic landforms (e.g., ridges-and-furrows, headlands, and lynchets) that are common in agricultural landscapes of western Europe (Callot, 1980;

Hooke, 1988; Zadora-Rio, 1991; Chartin *et al.*, 2011). Lynchets landforms, also known as terraces, soil banks, or locally as “rideaux” in northern France and Belgium, provide a good example of an anthropogenic landform resulting from agricultural practices. A lynchet is shaped by the progressive accumulation of soil material by water and/or tillage translocation upslope of a field border (Bollinne, 1971; Papendick and Miller, 1977; Van Dijk *et al.*, 2005; Follain *et al.*, 2007). This phenomenon leads to the creation of a gentler slope than in the upslope field area and an associated break-in-slope below the field border. Those landforms (ca. 10 m in size) will keep evolving in landscapes after field border removal, leading for example to the formation (?) of undulations (Houben, 2008 ; Chartin *et al.*, 2011). Undulations are convex landforms running along former field borders. Impact of field borders location and/or removal is then essential to understand past, present and future spatial patterns/distribution of soils. This is particularly the case in western Europe where agricultural policy and mechanisation led to the massive removal of field borders through the implementation of numerous land consolidation schemes between 1960 and 1990 (Baudry et Burel, 1984; Vitikainen, 2004).

Quantifying soil erosion in agricultural landscapes during the last decades, and outlining its driving processes appears to be particularly difficult, given that erosion monitoring was not conducted over such a long period. Moreover, tillage has not been taken into account as a direct factor of erosion in cultivated areas until late 1980s and early 1990s. It was generally defined as an indirect driver of erosion because of its action on physical soil properties, like porosity, roughness and structure (Burwell *et al.*, 1963; Zobeck and Onstad, 1987).

The use of ^{137}Cs can therefore offer a solution to evaluate soil redistribution over the last decades (e.g., Rogowski and Tamura, 1965; Ritchie and McHenry, 1975; Walling and Quine, 1992). ^{137}Cs has been produced by nuclear fission and released into the atmosphere through the test of aerial nuclear weapons (between 1945 and 1980) as well as during the Chernobyl accident (in 1986). This radioisotope is strongly linked to soil particles, and especially to their clay and organic matter fractions (Tamura, 1964). Consequently, ^{137}Cs redistribution across hillslopes provides spatially-distributed information on soil material transport since the first ^{137}Cs fallouts in 1954. In this study, we used a specific model to convert ^{137}Cs residuals into soil erosion and deposition rates ($t.ha^{-1}.yr^{-1}$ or $mm.yr^{-1}$). This model consists in a combination of a mass-balance model (Quine *et al.*, 1985) and erosion

models (Van Oost *et al.*, 2000, Van Oost *et al.*, 2003). The erosion models are spatially distributed and process-based. Water and tillage-induced processes of soil redistribution depend on different topographical settings. Tillage erosion will be most intense on landscape positions where water erosion is minimal (on convexities and close to upslope field boundaries) while areas of tillage deposition are often areas of maximal water erosion as hollows (Govers *et al.*, 1994; 1996; Van Oost *et al.*, 2000). The model exploits these differences through the spatial analysis of ^{137}Cs inventories to assess the respective implication of water and tillage in the soil redistribution. This conversion model has three main advantages (Van Oost *et al.*, 2005): i) it provides independant simulations of soil redistribution by water and tillage erosion, ii) it delivers prediction maps , and iii) it requires a low number of input parameters which makes possible to keep the model structure flexible and transparent.

However, no tracer as useful as ^{137} Cs exists for tracking soil redistribution for a longer period, i.e. before 1954. However, use of dating tools can give insight about erosion-deposition rates evolution. OSL (Optically Simuilated Luminescence) is a method of "trapped charge" dating (Huntley *et al.*, 1985; Aitken, 1998). Sediments are permanently exposed to low levels of radiation when buried, which excites the free electrons related to the natural isotopes from the lower energy valence band to the higher energy conduction band. Some of electrons get then "trapped" between the two energy levels in the crystal structure. Consequently, the longer a sediment is buried, the more electrons accumulate in traps. If the sediments is exposed to a small amount of energy as the one provided by sunlight, trapped charges are liberated. An amount of proportional extra energy (photons) is released simultaneously, producing thereby a luminescence signal which can be measured and used to determine the date of last deposition (Huntley *et al.*, 1985). An accurate OSL dating then relies on the hypothesis that sediments were exposed to sunlight, and thus bleached, before last burial (Aitken, 1998). OSL appears to be a useful technique as it dates the sediment deposition rather than the source material itself when compared to classic radiocarbon technique. Moreover, OSL covers a wider temporal range (from decades to one million years) than radiocarbon (from 200 to 65 000 years).

The main objective of this paper is to assess the effect of field borders and their potential removal on soil redistribution in an intensively cultivated hillslope of the southwestern Parisian Basin. First, recent patterns of soil redistribution are derived from ^{137} Cs

inventories and analysed with respect to the different topographical settings, especially lynchets and undulations. Then, erosion and deposition rates are calculated using a conversion model that integrates the dominant process of soil redistribution over the last fifty years. Finally, the entire development of an anthropogenic landform induced by a given type of field border (i.e. a lynchet) and the associated spatial variability of soil redistribution are reconstructed by combining OSL dating and ^{137}Cs inventories.

2. Materials and methods

2.1. Study area

2.1.1. Location and physiographical settings

This study was conducted on a 3.7 ha area located in the Quincampoix catchment close to Seuilly village, in the southwestern part of the Parisian Basin, France (47°08.31'N, 0°10.97'E) (Fig. 1). This field is located in the downslope part of a south-east facing hillslope. This hillslope is characterised by an undulating topography that is common in terrains underlain by Cretaceous chalks of SW Parisian basin. In the study area, the elevation range is 43-60 m and the slope range is 0.8-8%. Ten-meter wide and linear anthropogenic landforms are oriented perpendicularly to the main slope direction (see their description in subsection 2.1.2).

Bedrock consists of Upper Turonian yellow sandy limestones in the upslope part of the study site, and of Middle Turonian white chalks in its downslope part (Alcaydé *et al.*, 1989; Bellemlih, 1999). Soils are calcaric Cambisols, epileptic calcaric Cambisols and colluvic Cambisols (Boutin *et al.*, 1990; FAO, 1998). Main soil textures are clay and loam. Mean annual precipitation reaches ca. 600 mm and is evenly distributed throughout the year.

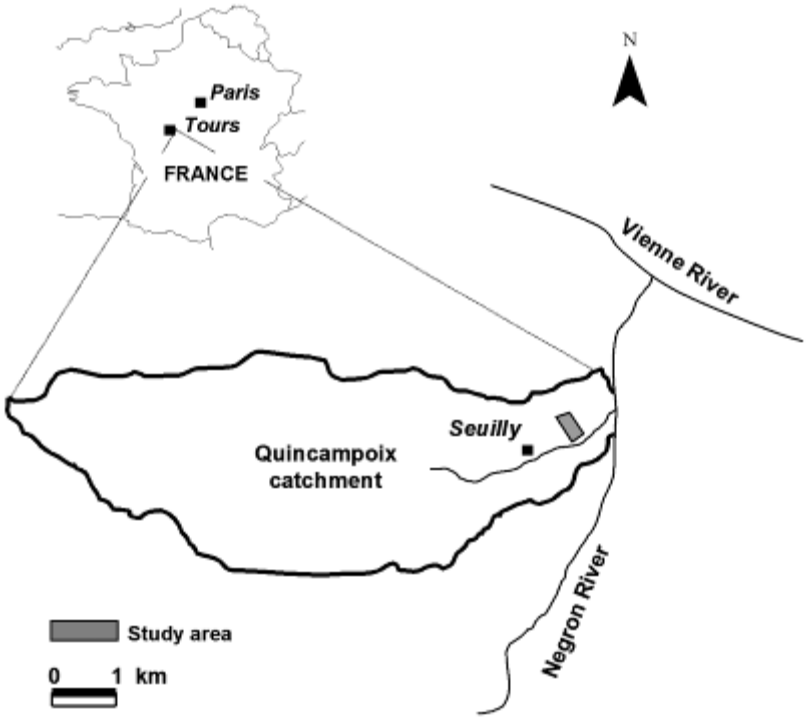


Figure 1. Location of the study area in France.

According to local farmers and aerial photographs, the study area has been planted with cereals and oil-producing crops (maize, sunflower, wheat, barley and rape) since at least 1945.

2.1.2. Characteristics of the anthropogenic landforms

Lynchets and undulations are the two types of linear anthropogenic landforms observed in the study area.

Figures 2a and 2c show the geometrical characteristics of a typical lynchet. Its topography can be subdivided into two components separated by the present field border, i.e., its axis. Uphill, the slope is gentle and is 15 to 30-m wide. Downhill, there is a 2 to 5 m-wide break-in-slope. Breaks-in-slope can reach more than 2 m height and create sharp discontinuities within this hillslope. Cross section of soil accumulation within the lynchet evolved as a pseudo right-angle triangle (Fig. 2c).

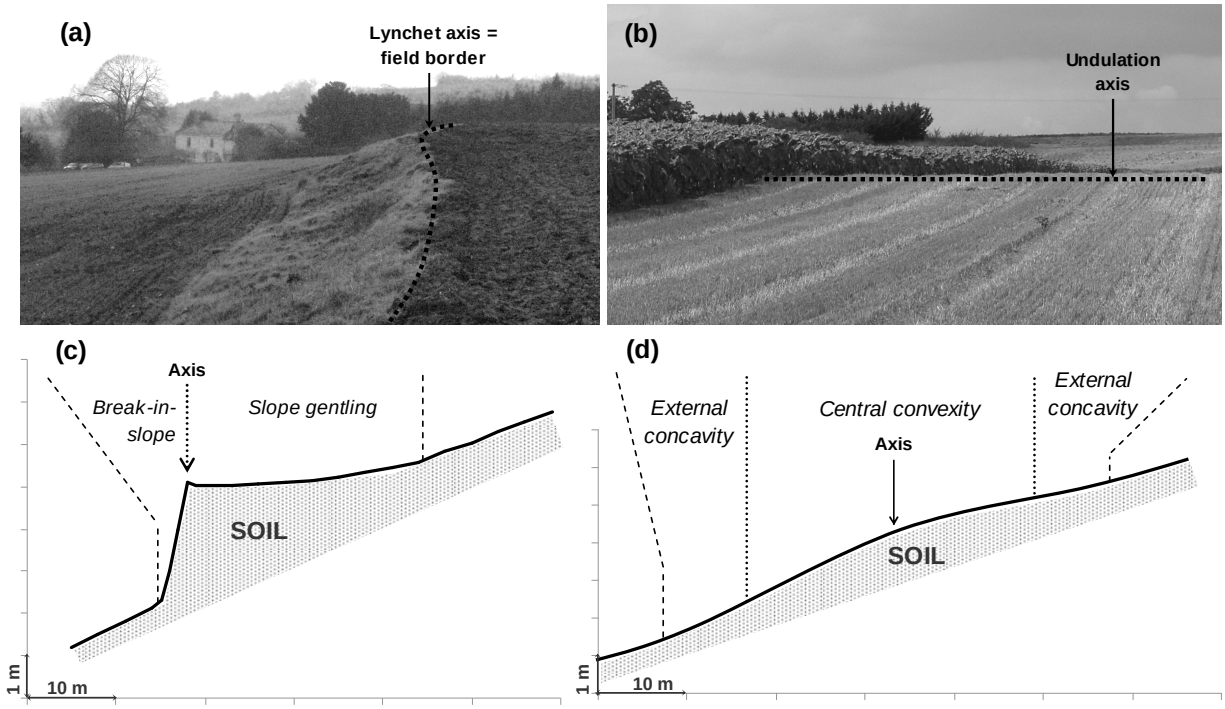


Figure 2. Geometrical characteristics of the two types of anthropogenic landforms, and the associated soils, observed in the study field: (a) and (c) provide a picture and a cross-section of a lynchet; (b) and (d) provide a picture and a cross-section of an undulation.

Figures 2b and 2d show the geometrical characteristics associated with an undulation. This landform does not create sharp discontinuities between both sides of its axis in landscape morphology. An undulation consists of a wide gentle convexity that is gradually connected by slight concavities to the general hillslope morphology. The top of the convexity - considered as its axis - coincides closely with former field borders (Houben, 2008; Chartin *et al.*, 2011). Undulation landforms correspond to more or less thickened soil with a lenticular convex shape (Fig. 2d).

Overall, one lynchet (L1) and two marked undulations (U1, U2) are observed in-field in the study area; they are separated by mostly regular hillslope sections (Chartin *et al.*, 2011). They are oriented perpendicularly to the steepest slope.

2.2. Topographical survey

A detailed topographic survey was performed during the winter 2008 using two DGPS (i.e., a base and a mobile recorder). The sampling strategy was adapted to slope gradient variations so as to increase the density of measurements in the vicinity of lynchet and undulation landforms. Coordinates (with a few-mm accuracy) and elevations (with 1-cm accuracy) were obtained for 400 sites within the study area after the record post-treatment. A Digital Elevation Model (DEM) was computed by ordinary kriging on a regular grid of 2-m cells.

2.3. Reconstruction of field border networks in study area since 1954

The successive field border networks that have existed in the study area since the beginning of ^{137}Cs fallout (1954) were reconstructed from the analysis of aerial photographs. The presence of ancient field borders and/or their disappearance were likely to influence soil redistribution from 1954 to 2009 and the subsequent ^{137}Cs residual patterns.

2.4. 137Cs analysis

2.4.1. Field sampling

Sixty-eight soil cores were sampled in the field along five transects (referred to as I to V in figure 3a) in 2009 to characterise the recent soil redistribution (1954-2009) within the study area. These transects were parallel, separated by 25 m, and oriented perpendicularly to lynchet and undulations in order to coincide with the steepest slope direction. Thirteen cores were sampled along each transect (Fig. 3a), in order to document soil movement in the whole range of the different observed topographic settings. Sample lines 1 and 2 are located in the concavity of lynchet L1; sample lines 5 and 9 are located in the central convexities of undulations U1 and U2 respectively; lines 4, 6, 8 and 10 are located in the external concavities of the latter undulations; and, finally, sample lines 3, 7, 11, 12 and 13 are located in areas characterised by more or less regular slopes. Three additional cores (IV-1a, IV-1b and

IV-1c on figure 3b) were sampled in the lynchet L1 area along transect IV to detail the effect of the associated field border on the recent soil redistribution over a short-distance (Fig. 3b).

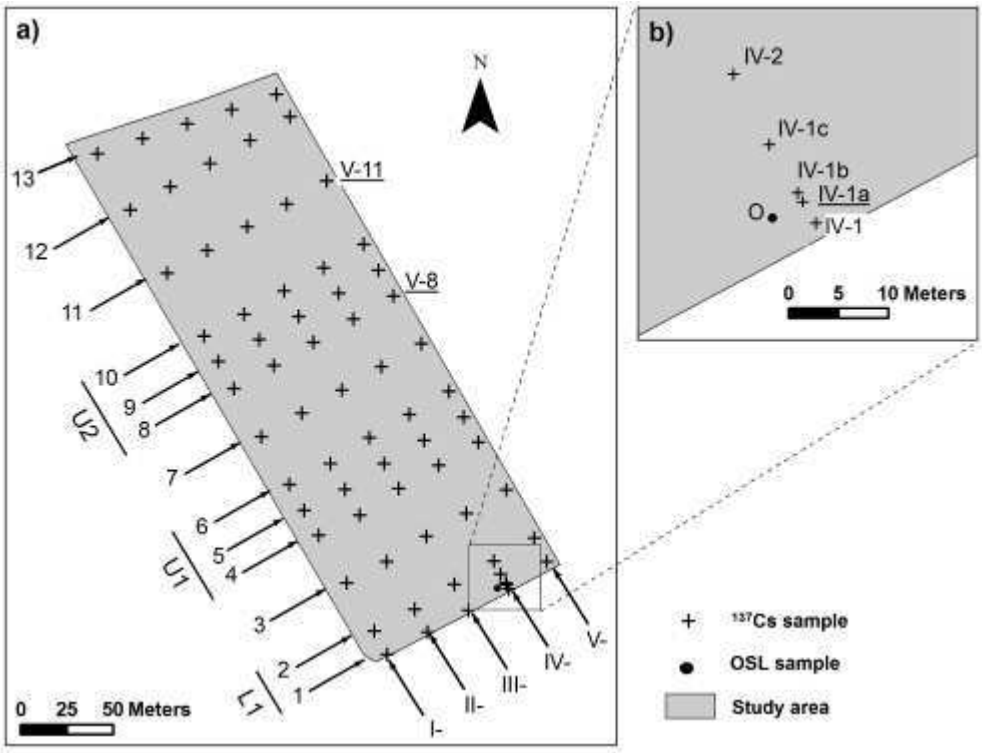


Figure 3. ^{137}Cs and OSL sampling schemes. (a) Sampling in the whole study area. (b) Zoom on samples to give details on lynchet L1.

Soil cores (with 8 cm or 10 cm external diameter) were collected with a percussion drilling machine (Eijkelkamp) in the field up to a soil depth of about 70 to 100 cm. All the 68 cores were immediately cut into sections in the field, depending on the local soil thickness. The first section corresponded to the uppermost 20 to 40 cm of the core. Then, the rest of the core was sampled in successive 10-cm sections until bedrock was reached. Three of the sixty-eight soil cores (sample points IV-1a, V-8 and V-11 highlighted in Fig. 3) were cut into 5-cm sections in order to provide details on the vertical distribution of ^{137}Cs in different topographical situations. The V-11 soil core was collected in an undifferentiated area with a more or less regular slope, and V-8 was collected on the downslope external concavity of undulation U2. Core IV-1a was sampled on the gentle slope of L1 lynchet. Each section of the 68 cores was air-dried for 48 h at 40 °C, sieved and ground to a fine powder. Soil in the

study area contains large quantities of coarser grains and chalk fragments. Attention was paid to collect the fine particle fractions associated with those coarser grains.

2.4.2. Measuring 137Cs activities

^{137}Cs activity in the soil cores was measured at 661 keV using Germanium gamma-ray detectors (Germanium hyperpure – GeHP, N-type, coaxial model) for 24 to 48 h. An initial qualitative assessment was performed on successive subsamples of each core to determine the maximum depth of the ^{137}Cs signal. The ^{137}Cs activity (A_i in $Bq.kg^{-1}$) was then derived for each core section. Finally, the ^{137}Cs total inventory (A_{surf} ; $Bq.m^{-2}$) of each core was calculated according to Eq. (1).

$$A_{surf} = \sum_{i=1}^{n}\left(A_i \times \frac{M_i}{S} \right) \quad (1),$$

where A_i is the ^{137}Cs activity in the successive sections of the core ($Bq.kg^{-1}$); M_i is the mass (kg) of the <8 mm soil fraction of the sampled sections; S is the surface area (m^2) of the soil core cylinder.

In order to estimate whether soil erosion or deposition occurred in the investigated field, ^{137}Cs inventories were compared to the mean inventory obtained in four cores sampled in neighbouring undisturbed sites (i.e., an orchard and a pasture). This mean inventory provided the ^{137}Cs reference inventory. Then, we calculated ^{137}Cs residuals as follows:

$$Cs_{res,x} = A_{surf,x} - A_{surf,ref} \quad (2),$$

where $Cs_{res,x}$ are the ^{137}Cs residuals at the x core location ($Bq.m^{-2}$), $A_{surf,x}$ is the ^{137}Cs total inventory at the the x core location ($Bq.m^{-2}$), and $A_{surf,ref}$ is the Cs reference inventory ($Bq.m^{-2}$).

Negative ^{137}Cs residuals correspond to areas that underwent dominant soil erosion after the beginning of the ^{137}Cs fallout (1954). In contrast, areas with positive ^{137}Cs residuals correspond to zones of dominant soil deposition after 1954.

2.5 Converting 137Cs activities into erosion-deposition rates

2.5.1. Conversion model description

The model that converts ^{137}Cs inventories into erosion rates (t.ha^{-1}.yr^{-1}) was based on the mass-balance model developed by Quine (1985). This model aims to describe accumulation and depletion of ^{137}Cs at a given location. Mass-balance models account for both the annual fallouts and susceptible losses of ^{137}Cs due to runoff (before its incorporation within the tilled layer) during the whole period of the radionuclide fallout. This model then takes into account the vertical distribution of the radionuclide in the soil. In this case, soil redistribution by tillage is considered, and both water erosion and tillage erosion modules are spatially-distributed and process-based. They originate from the SPEROS model and the WATEM model, respectively. For a thorough presentation of SPEROS and WATEM models, the reader should refer to the published literature (Van Oost *et al.*, 2000; Van Oost *et al.*, 2003).

The water-induced processes of soil depletion (rill and interrill) are defined as a power function of slope gradient and contributing area,

$$E_{rill} = k_1 \rho_b S^a A^b , \qquad (2)$$

$$E_{irill} = c \rho_b S^d , \qquad (3)$$

where E_{rill} and E_{irll} are rill and interrill potentials, respectively (kg.m^{-2}), ρ_b is the dry bulk density of the soil (kg.m^{-3}), S is the slope (m.m^{-1}), A is the contributing area per unit contour width (m^2.m^{-1}), and k_1, a, b, c et d are coefficients.

The local rate of soil depletion is then calculated as the summation of both potentials for rill and interrill erosion unless the local transport capacity is exceeded. The transport capacity on a given slope segment is then considered as being proportional to the potential for rill erosion (e.g., Desmet and Govers, 1995):

$$T_c = k_2 E_{rill} , \qquad (4)$$

where T_c is the transport capacity (kg.m^{-1}) and k_2 is a coefficient (m).

When local sediment inflow exceeds the transport capacity T_c, deposition occurs. The amount of soil translocated is then equal to T_c.

Erosion and deposition induced by tillage practices result from variations in tilled layer translocation in the landscape. In many studies (Lindstrom *et al.*, 1990; Montgomery *et al.*, 1999; Van Muysen *et al.*, 1999), the slope gradient was identified as the most influential factor on the intensity of soil translocation by tillage. Here, the net soil flux induced by tillage translocation on a hilllsope of infinitesimal and unit width is considered as proportional to the local slope gradient (Govers *et al.*, 1994; Van Oost *et al.*, 2000),

$$Q_t = k_3 S = -k_3 \frac{dh}{dx}, \quad (5)$$

where Q_t represents the net downslope flux due to tillage ($kg.m^{-1}.a^{-1}$), k_3 is the tillage transport coefficient ($kg.m^{-1}.a^{-1}$), S is the local slope gradient ($m.m^{-1}$), h is the height at a given point of the hillslope, and x is the horizontal distance (m).

The local soil erosion or deposition rate by tillage (E_t in $kg.m^{-2}$) is then calculated as follows,

$$E_t = \rho_b \frac{dh}{dt} = -\frac{dQ_s}{dx} = \frac{d^2h}{d^2t}, \quad (6)$$

where t is the time.

Tillage appears to be modelled as a diffusive process, where changes in slope gradient control soil depletion and accumulation in the hillslope. Finally, field borders are considered as lines of zero flux. This means that no soil material is translocated from one field to another during tillage.

2.5.2. Conversion model application

The conversion model described above was used to simulate soil erosion and deposition in the study area over several decades (i.e., from the beginning of ^{137}Cs fallout in 1954 until sampling in 2009). Table 1 summarizes coefficient values and parameter ranges used for the model simulation.

The simulation process is iterative and each iteration corresponds to one year. Hence, the punctual mass-balance model incorporated in the conversion model requires data on annual ^{137}Cs fallouts, as their variations can greatly affect the topsoil ^{137}Cs content (Quine, 1995). Input annual ^{137}Cs fallouts were based on mean annual ^{137}Cs fallouts for the northern hemisphere (Cambrai *et al.*, 1989), that were weighted by the factor α (-) defined as follows,

$$\alpha = \frac{A_{surf,ref}}{A_{surf,NH}}, \quad (7)$$

where $A_{surf,ref}$ is the Cs reference inventory ($Bq.m^{-2}$) for the study area and $A_{surf,NH}$ is the mean Cs reference inventory ($Bq.m^{-2}$) for the northern hemisphere.

Table 1. Parameter and coefficient values used in the model application.

Parameter / coefficient	Values	
NL (cm)	0.5	
DF (-)	1	
a (-)	1.45	
b (-)	0.75	
d (-)	0.8	
	Minimum	Maximum
k_1 (-)	0	0.40
k_2 (m)	20	220
k_3 ($kg.m^{-1}.yr^{-1}$)	300	1000

^{137}Cs fallouts associated with the Chernobyl accident appear to be negligible in the study area and were therefore not considered in Cs reference inventories of Eq. (7) (Fourmont *et al.*, 2001). Values of complementary parameters (NL and DF) for the mass-balance model were fixed at 0.5 cm and 1 (-) in accordance with Quine *et al.* (1997) (Tab. 1).

No assumptions were made about water and tillage erosion rates. A specific procedure developped by Van Oost *et al.* (2003) and based on the Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (Beven and Binley, 1992) was implemented to explore the parameter range for which the model was in close agreement with respect to the observed ^{137}Cs inventories. The key parameters in this application are k_1, k_2 and k_3. The first regulates water erosion intensity, the second controls the spatial patterns and the rates of soil deposition by water, and the third parameter modulates tillage erosion intensity (§ 2.4.1).

Hence, numerous values for parameters k_1, k_2 and k_3 were tested over the ranges 0-0.40 (-), 20-220 m and 300-1000 $kg.m^{-1}.yr^{-1}$, respectively. Range of parameter k_1 and values of coefficients a, b and d (Eqs. 1 and 2) were based on studies carried out by Desmet and Govers (1995,1997), Van Oost et al (2000) and Van Rompaey *et al.* (2001) (Tab. 1). Given the parameter k_2 is affected by soil texture, the range value tested here was adapted for clay-

loamy soils. Transport capacity (T_c; Eq. 4) is likely to be low in clay loamy soils because of a good aggregate stability. Key parameter k_3 corresponds to the sum of transport coefficients ($kg.m^{-1}.a^{-1}$; Eq. 5) relative to each tillage treatment performed in the study area during one year. We chose to apply a typical sequence of conventional tillage operations in this region, i.e., one moulboard and two chisel ploughs per year. Values of k_3 were then based on different tillage experiments carried out on up- and down slope direction and on contour line direction in order to include the maximum of possibilities (Lindstrom *et al.*, 1992; Van Muysen *et al.*, 2000; Van Muysen *et al.*, 2002).

In total, the conversion model was run to compare simulated and observed ^{137}Cs patterns for 3000 sets of key parameters k_1, k_2 and k_3 in the whole study area. The value of likelihood for each set of parameters was determined and associated with the corresponding model output values. The cumulative likelihood distribution of water and tillage erosion rates has then been defined separately for the whole study area. From these cumulative distributions, median (M), 5th (P5) and 95th (P95) percentile values were calculated to provide a quantification of model uncertainty.

Points located at a distance lower than or equal to 4 m (i.e. size of two grid cells) from the limits of the study area were excluded from the dataset for this simulation: these points were likely to be included in cells corresponding to a field border in the model. Exploratory simulations showed that the inclusion in the study of the points located on simulated field border affect greatly the calculation of uncertainties. Simulated and observed values at these points appeared indeed strongly different when compared to simulated and observed values at points located elsewhere in the study area. Hence, 62 points were used for the conversion of ^{137}Cs inventories into erosion and deposition rates.

2.6. Optically Simulated Luminescence (OSL) dating

OSL dating was performed in order to compare the recent dynamics on the lynchet L1 development to its older behaviour.

2.6.1. Field sampling

OSL samples were taken at different depths along a soil profile in landform L1 in order to estimate the evolution of soil deposition rates along this profile. A trench was dug during autumn 2009 in L1 nearby and parallel to ^{137}Cs sampling transect IV. In the trench, we determined the profile O located 3 m upslope of the field border. The ^{137}Cs profile IV-1a is also located 3 m upslope the field border (Fig. 3), then erosion-deposition rates derived from both OSL and ^{137}Cs analysis could be compared. Three samples were extracted for OSL dating along the profile O at 70 cm, 100 cm and 130 cm depths along the profile O in order to minimize the potential bleaching of grains. Indeed, the uppermost part of the soil should undergo maximum mixing due to tillage, the action of burrowing animals and plants (Heimsath *et al.*, 2002). Soil material of the tilled layer (25 to 30 cm depth) is regularly exposed to sunlight and then "bleached". The disturbance in luminescence signal due to plant and animal activities is expected to decline rapidly with depth below the tilled layer. The deeper sample was collected at the base of B colluvic horizons (Chartin, 2011). OSL sampling was systematically carried out using 5-cm diameter opaque PVC tubes that were inserted horizontally into freshly exposed vertical sections of the trench. Furthermore, additionnal samples were extracted and packed into hermetic plastic bags for bulk radioactivity measurements.

2.6.2. Laboratory methods

OSL analysis was performed in the luminescence laboratory of the Geological Institute of Hungary. Luminescence was measured on 160-200 μm diameter quartz grains as proposed by Thamó-Bozsó *et al.*, 2010. A Single-Aliquot Regenerative-dose (SAR) protocol (Murray and Olley 2002; Murray and Wintle, 2003; Wintle and Murray, 2006) was applied to estimate equivalent doses De (i.e. post-depositional accumulated absorbed dose in Gy). Dose rates (i.e. local radioactivity in Gy.ka^{-1}) were calculated based on laboratory high-resolution gamma spectrometry analyses of bulk samples, using the conversion factors of Adamiec and Aitken (1998).

OSL dating was then calculated based on both measured equivalent dose (De) and dose rate. According to the statistical characteristics of De distributions and their slight

asymmetry (Bailey and Arnold, 2006, Arnold *et al.*, 2007), central age model (CAM) of Galbraith *et al.* (1999) appeared to be appropriate for age calculation.

2.7. Reconstructing the development of a typical lynchet

Erosion and deposition rates deduced from OSL dating in profile O and ^{137}Cs analysis of profiles IV-1, IV-1a, IV-1b, IV-1c and IV-2 were combined to reconstruct lynchet L1 development (Fig. 3).

Considering OSL dating, deposition rates in mm.yr^{-1} of soil material in the profile O were calculated for soil increments between 100-130 cm, 70-100 cm and 0-70 cm depth using Eq. (8),

$$MD^{u-d} = \frac{(d_d - d_u)}{(a_d - a_u)} * 10, \qquad (8)$$

with MD^{u-d} is the mean soil deposition rate (mm.yr^{-1}) for the increment located between d_u cm and d_d cm depth (u and d mean respectively for up and down), and a_u and a_d are the respective mean OSL ages (yr) calculated at d_u cm and d_d cm depth.

The punctual Mass-Balance Model as described by Quine (1995) was used to calculate soil erosion and deposition rates (mm.yr^{-1}) from ^{137}Cs inventories for the recent period 1954-2009 in samples IV-1, IV-1a, IV-1b and IV-2 (Fig. 3b).

Based on erosion-deposition rates and dates obtained as described above, a scenario was constructed to explain the development of lynchet L1. This scenario was also based on available field observations and literature (Salvador-Blanes, 2002; Follain, 2005; Chartin, 2011).

3. Results and discussion

3.1. Recent soil redistribution patterns and relations with topographical settings

The ^{137}Cs reference value in Seuilly reached 1398 ± 27 Bq.m^{-2} in 2009 (mean activity and standard deviation derived from the analysis of four reference cores). Fig. 4 shows the

mean vertical distribution of ^{137}Cs along a representative reference profile in Seuilly; the four reference profiles were characterised by the same type of distribution. Appoximately 40% to 65% of the total ^{137}Cs inventory were concentrated in the uppermost 5 cm and 10 cm, respectively. As observed at many other undisturbed locations, the ^{137}Cs content declines almost exponentially with depth in the soil (Walling and Quine, 1992).

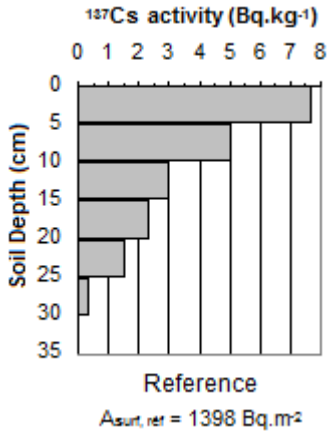


Figure 4. Vertical distribution of ^{137}Cs in mean reference profile of Seuilly.

The ^{137}Cs residuals ranged from approximately -1030 Bq.m^{-2} to 900 Bq.m^{-2} in the 68 analysed cores. Figures 5a and 5b show ^{137}Cs residuals (Bq.m^{-2}) and slope gradient (%) over the whole study area. The variations of cesium residuals are mainly oriented in the same direction as slope gradient, i.e. in the steepest slope direction (NNW-SSE), except in the south-eastern part of the study area. Furthermore, the patterns of ^{137}Cs were strongly affected by anthropogenic undulations U1, U2, and lynchet L1 linked with former and current field borders, respectively. Field borders associated with undulations U1 and U2 disappeared in 1967 when the last important campaign of land consolidation occurred, i.e. during ^{137}Cs fallouts (Fig. 6). The study area corresponded to a group of seven individual fields before land consolidation. About 50% of the actual ^{137}Cs contained in soil was injected between 1962 and 1964. Consequently, current patterns of ^{137}Cs mostly reflect soil redistribution that occurred after 1967 land consolidation .

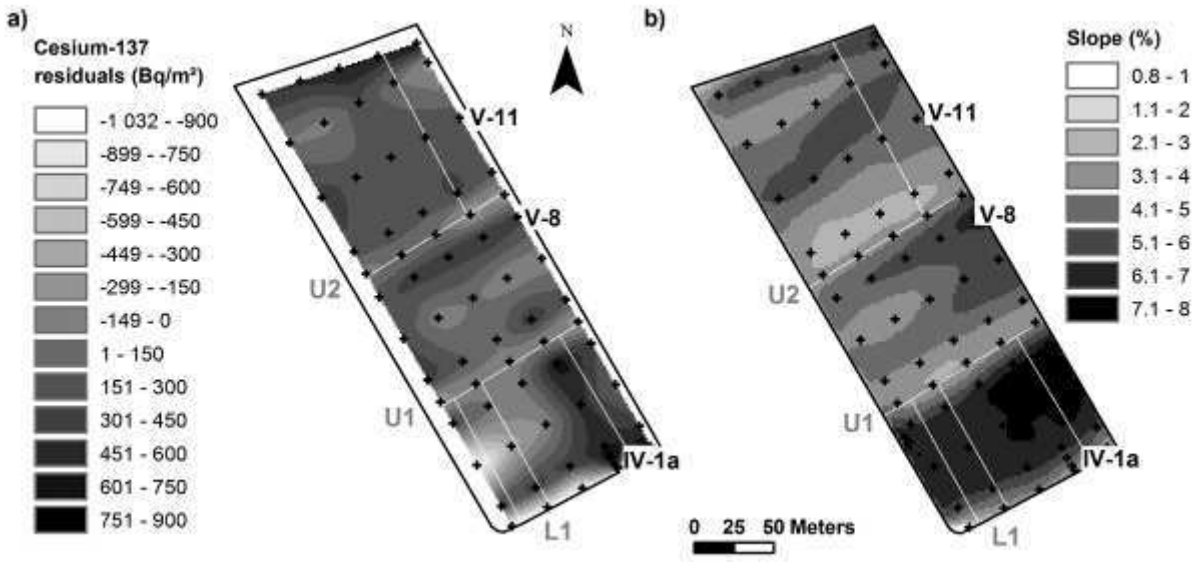


Figure 5. Spatial distribution of (a) measured ^{137}Cs residuals and (b) slope gradients in the study area. Plus signs indicate the location of sample collection for ^{137}Cs analyses, and white lines correspond to former field borders of 1959.

Figure 6. Reconstruction of the field borders in 1945, 1959 and 2009.

The ^{137}Cs residuals measured in the vicinity of older field borders located on undulation axis (sample lines 5 and 9) ranged from -50 Bq.m^{-2} to -350 Bq.m^{-2}. Overall, the uppermost central convex part of U1 and U2 (Fig. 3d) have been eroded since 1954. Cores sampled just upslope and downslope of U1 and U2 axes (sample lines 4, 6, 8 and 10) are associated with residuals ranging from almost null values to more than 700 Bq.m^{-2}. This means that external concavities of undulations were net soil deposition areas since the beginning of ^{137}Cs fallouts. The profile V-8 is located in the downslope external concavity of U2 (Fig. 5) and provides an example of ^{137}Cs vertical distribution in this depositional context ($A_{surf, B}$ = 1786 Bq.m^{-2}; Fig. 7b). The ^{137}Cs vertical distribution appears to be homogeneous in the uppermost 30 cm and then declines dramatically in the subjacent five centimeters. This homogenization results from the mixing induced by tillage operations (Kachanovski, 1993; Quine *et al.*, 1994). Thus, undulation landforms have probably been levelled for the last five decades. These patterns of ^{137}Cs residuals were probably induced by dominant tillage processes such as tillage translocation that leads to soil erosion in convexities and soil accumulation in concavities (Govers *et al.*, 1994; 1996). In this case, erosion of the upslope U2 convexity would have supplied sediment to profile V-8 location.

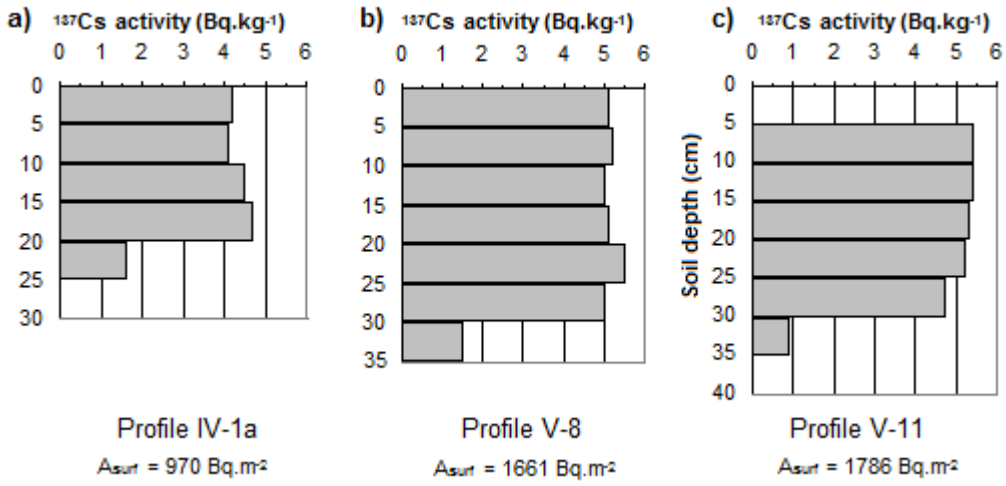


Figure 7. Vertical distribution of ^{137}Cs: a) in profile IV-1a, b) in profile V-8 and c) in profile V-11.

Soil deposition occurred 16 m upslope of the lynchet L1 axis (sample line 2) where the slope associated with this landform is particularly gentle (^{137}Cs residuals ranged from 400 to 500 Bq.m^{-2}). In contrast, residuals measured along the field border of sample line 1 (approximately 2 m upslope) was mainly characterised by soil depletion. From WSW to

ENE, residuals ranged from less than -1000 Bq.m^{-2} to approximately -270 Bq.m^{-2} (Fig. 7a). Soil accumulation only occurred in the SE field corner with residuals of about 750 Bq.m^{-2}. Lynchets are mainly developed by the progressive soil accumulation upslope of the field border. Still, soil depletion appears to occur locally along this border. For example, ^{137}Cs residuals reach about 970 Bq.m^{-2} in the profile IV-1a, where the isotope is only present between 0 – 25 cm depth (i.e., the current tillage depth; Fig. 7a). However, soil thickness reaches 135 cm here. This would mean that lynchet L1 mostly developed before 1954 at this point. Further considerations about the development of L1 lynchet will be detailed in section 3.3.

At the upstream edge of the field, sample line 13 is located 10 m downslope of the current upstream field border. These samples are characterised by large values of ^{137}Cs residuals (from 445 Bq.m^{-2} to 771 Bq.m^{-2}; Fig. 7a). The slope gradient is higher than 4% in this area and presents an apparent convex profile curvature (Fig. 7b). This topographical setting and the presence of a road parallel to the field border provide preferential conditions to trigger water erosion. Still, soil accumulation due to tillage practices has been commonly observed upslope and downslope of field borders in environments with low slopes (Callot, 1980; Hooke, 1988; Leturcq, 2008). This phenomenon creates specific longitudinal convex landforms called “headlands”. A detailed soil prospection has shown that soil appears to be thicker in this area than downslope, and that its depth reaches locally more than 80 cm.

Finally, spatial pattern of ^{137}Cs residuals in undifferentiated areas is rather complex and does not seem to be directly influenced by slope steepness and convexity (Figs. 5a and 5b). The profile V-11 is located in an area with regular slopes (Fig. 7c). The total ^{137}Cs inventory in V-11 reaches 1786 Bq.m^{-2} and is then higher than the reference inventory (Fig. 8c). Soil deposition occurred mainly at V-11 since 1954. ^{137}Cs has been detected between 5 – 35 cm depth. The uppermost 5 cm of soil material probably originate from a sediment source area that underwent severe erosion and was completely depleted in ^{137}Cs. In that case, several centimeters of this soil depleted in ^{137}Cs has deposited since the last tillage treatment, i.e., since the last mixing. It seems particularly important as at least two tillage treatments are performed per year in the study area. Only soil deposition consecutive to a concentrated water erosion processes can bring so rapidly such an important quantity of soil material. Unfortunately, none rill or gully has been observed upslope the point IV-11 when sampling was performed.

3.2. Modelling erosion and deposition rates from 1954 to 2009

The reference inventory reached 1398 $Bq.m^{-2}$ in Seuilly in 2009, and then the factor α (Eq. 7) used to determine mean annual ^{137}Cs fallouts in this area was 0.785. Fig. 8 shows the mean ^{137}Cs inventories, water and tillage erosion simulated by the model in the whole study area. The major variations of ^{137}Cs observed above, mainly related to anthropogenic landforms lynchets and undulations, are reproduced by the simulations, except near the downslope field border where the observed low ^{137}Cs content is not reproduced. Convex landforms are characterised by soils with low ^{137}Cs inventories compared to the inventories of concave landforms. Hence, tillage is simulated as the dominant process controlling ^{137}Cs patterns since 1954. Most areas eroded by tillage correspond to convex parts of undulations U1 and U2 and to a convex area located in upslope-field part. Tillage erosion rates are generally higher than to 5 $Ton.ha^{-1}.yr^{-1}$ and reach locally up to 10 $Ton.ha^{-1}.yr^{-1}$ in these convex areas. Soil accumulation by tillage is simulated in the whole area of lynchet L1 with a maximum deposition rates reaching 12 $Ton.ha^{-1}.yr^{-1}$. As observed, an important phenomenon of soil deposition due to tillage has been also simulated along the present upslope field border: this supports the hypothesis of the progressive development of a headland at that location. Regarding water erosion patterns, they are also greatly influenced by undulation landforms U1 and U2 in simulation. They delimitated three areas (noted A,B and C in Fig. 8b) with similar patterns of soil redistribution by water. Upslope parts are mostly eroded whereas deposition occurs gradually in downslope direction. However, erosion starts again in lower parts of areas B and C on U1 and U2 convexities, respectively. Maximum soil deposition by water occurs in lynchet L1 with rates up to 1.1 $Ton.ha^{-1}.yr^{-1}$.

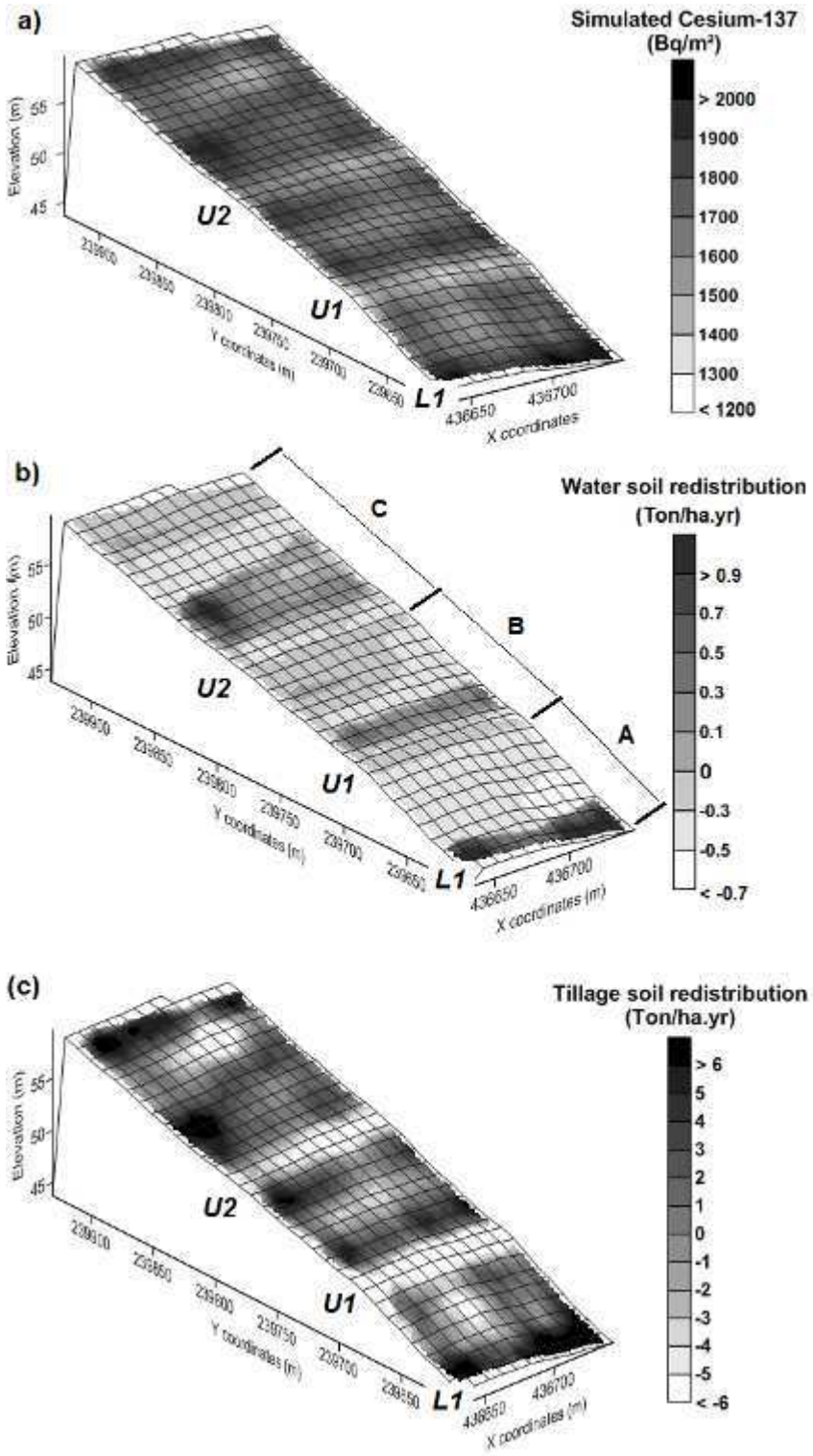


Figure 8. Model outputs overlayed on an isometric projection of the study area topography: (a) simulated ^{137}Cs inventories, (b) simulated tillage soil redistribution rates by tillage erosion, and (c) simulated soil redistribution rates by water erosion.

Table 2 shows values of M, P5 and P95 for simulated water and tillage erosion-deposition in the whole study area. The model clearly shows that tillage erosion has an order of magnitude higher than water erosion in both erosional and depositional areas. For example, the median water erosion rates reach -0.42 Ton.ha^{-1}.yr^{-1} whereas tillage erosion reaches -2.78 Ton.ha^{-1}.yr^{-1}. Mean tillage erosion rate in the whole study area appears then 3 to 4 times less important than maximum erosion rates occurring in undulations (Tab. II; Fig. 8c). Considering the mean tillage deposition rate in the whole study area, it is more than 4 times less important than maximum depostion rates occurring in lynchet L1 (Tab. II; Fig. 8c). The uncertainty associated with the simulation of water erosion and deposition appears to be much higher than the uncertainty associated with tillage simulation (Tab. 2). Dominance of tillage to control soil redistribution can explain this phenomenon. In addition, deposition rates and patterns of water erosion are largely controlled by k_2 when compared to tillage process simulation for which soil redistribution patterns remained stable for the entire range of tested k_3 values (Van Oost *et al.*, 2003).

Table 2. Simulated soil redistribution rates for the whole study area for the period 1954-2009. P5 and P95 are the 5th and 95th percentile simulation limits, respectively, and M the median.

	Mean erosion (Ton.ha^{-1}.yr^{-1})			Mean deposition (Ton.ha^{-1}.yr^{-1})		
	P5	M	P95	P5	M	P95
Water	-0.96	-0.42	-0.04	0.01	0.25	0.56
Tillage	-2.87	-2.78	-2.72	2.70	2.77	2.85

Even though the model reproduces well the major trends of variation of ^{137}Cs inventories in the study area, model over-estimates inventories in eroded areas (Fig. 9a). Indeed, points located on observed eroded areas are characterised by simulated ^{137}Cs inventories larger than the reference inventory of 1398 Bq.m^{-2}. Observed and simulated ^{137}Cs inventories fit then very poorly ($R^2 = 0.15$). However, Whether a given point was affected by erosion or deposition was nevertheless correctly simulated by the model (Fig. 9b).

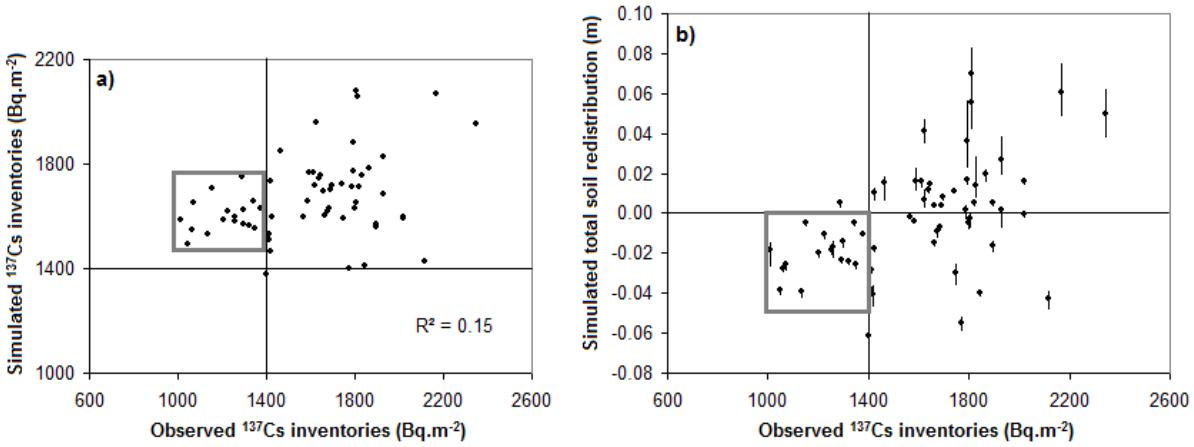


Figure 9. Model outputs simulated over the period 1954-2009 plotted against observed datas for the same period. (a) Simulated ^{137}Cs inventories versus observed ^{137}Cs inventories. (b) Median total soil redistribution rates versus observed ^{137}Cs inventories. The error bars (i.e. the 5th and 95th percentile) represent the simulation uncertainties.

All the points characterised by ^{137}Cs inventories lower than the reference are located on convex areas, especially on undulations U1 and U2 (Figs. 5 and 9). These landforms correspond to local soil accumulation induced by former field borders that disappeared in 1967. Patterns of actual ^{137}Cs on undulations show that those areas have been levelled since the campaign of land consolidation in 1967 (Fig. 5). Undulations can correspond to two types of landforms existing until field border removal: i) the undulations are former lynchets that were more or less developed, as suggested by Bollinne (1971) and Houben (2008); ii) undulations are headlands created by an asymmetric accumulation of soil due to tillage translocation on both sides of the borders (Callot, 1980; Leturcq, 2008). In both cases, the local morphology has strongly evolved in the vicinity of the former field borders linked with current undulations. Unfortunately, the topography of the study area was not known for the year 1954, and DEM corresponding to the topography of 2008 was then used by default. Moreover, DEM does not evolve after each iteration (i.e. year) in the model. Hence, convexity and concavity values on undulations are lower than in 1967. Consequently, tillage erosion and deposition rates simulated for the period 1954-2009 in undulation landforms, which correspond to 30 of the 62 points used in simulation, are under-estimated.

In addition, water deposition occurs predominantly in upslope external concavities of undulations U1 and U2. Water processes transport preferentially fine particles from the soil

surface containing the bulk ^{137}Cs, especially during the radionuclide fallouts (1954-1983). Indeed, the mass-balance model used here simulates that between two tillage experiments practiced from 1954 to 1983, uppermost millimeters of soil contained much more ^{137}Cs than just after tillage which mixes the isotope in the whole tilled thickness. Soil built up by water erosion on upslope undulation concavities accumulated more and more cesium during this period. Although undulation convexities predominantly underwent erosion, soil translocated from usplope concavities to convexities by tillage was then richest in ^{137}Cs than thinner soil previously present in undulations. The combination of an under-estimation of tillage redistribution and the patterns of soil redistribution by water can then explain that simulated ^{137}Cs inventories are higher than observed inventories in undulations even though soil depletion is correctly modelled.

Tillage erosion appears to be underestimated by the conversion model. However, the model runs confirm our observations: soil redistribution by tillage is dominant since 1954, the land consolidation led to the levelling of undulations, and to the redistribution of the soil material stored within them. These results are in agreement with previous findings showing that land consolidation generates a dramatic increase of soil redistribution within cultivated catchments, but to relatively low sediment exports from the catchment (Evrard *et al.*, 2010).

3.3. Changing dynamics of a lynchet

According to measured equivalent dose (De) and dose rate of OSL samples, soil ages were derived along the profile O in lynchet L1. Soil deposition rates were calculated by Eq. (8) for different soil depth intervals, i.e.100-130 cm, 70-100 cm and 35-70 cm. Both OSL ages and associated deposition rates are detailed in Table 3. An age of 990 ± 70 years has been deduced from OSL analysis at the base of B colluvic horizon. Corresponding mean soil deposition rates are 0.94 mm.yr^{-1}, 1.76 mm.yr^{-1} and 0.7 mm.yr^{-1} for the three increments 100-130 cm, 70-100 cm and 35-70 cm, respectively. However, the ^{137}Cs inventories observed close to point O (point IV-1a) reveal that erosion has intensified at that location since 1954 (Fig. 8a). Then, the uppermost soil deposition rate calculated based on OSL dating was probably higher than 0.7 mm.yr^{-1}.

Table 3. Ages and mean soil deposition rates calculated from OSL dating in the profile A'.

Soil depth (cm)	OSL age (yr)	Mean deposition rate ($mm.yr^{-1}$)
35		0.70
70	500 ± 40	
100	670 ± 50	1.76
130	990 ± 70	0.94

Figure 10 shows a topographic cross-section of L1 comparable to ^{137}Cs sampling transect IV where ^{137}Cs residuals range from -426 $Bq.m^{-2}$ to 948 $Bq.m^{-2}$. From upslope to downslope directions, soil deposition occurs at points IV-2, IV-1c and IV-1b and soil depletion at final points IV-1a and IV-1 (3 m to 4 m upslope the border). Value of estimated erosion rate is 2.13 $mm.yr^{-1}$ for point IV-1a. Approximately 12 cm of soil have then been eroded in IV-1a since 1954, whereas more than 30 cm of soil have been accumulated at point IV-1c. The lynchet L1 is characterised by an important variability of ^{137}Cs residuals and subsequent erosion-deposition processes over a shortdistance from it, but it appears to undergo accumulation since 1954. Sampling schemes have to be defined considering this short-distance variability to describe appropriately the major soil redistribution processes (erosion or deposition) occurring in landforms associated with field borders.

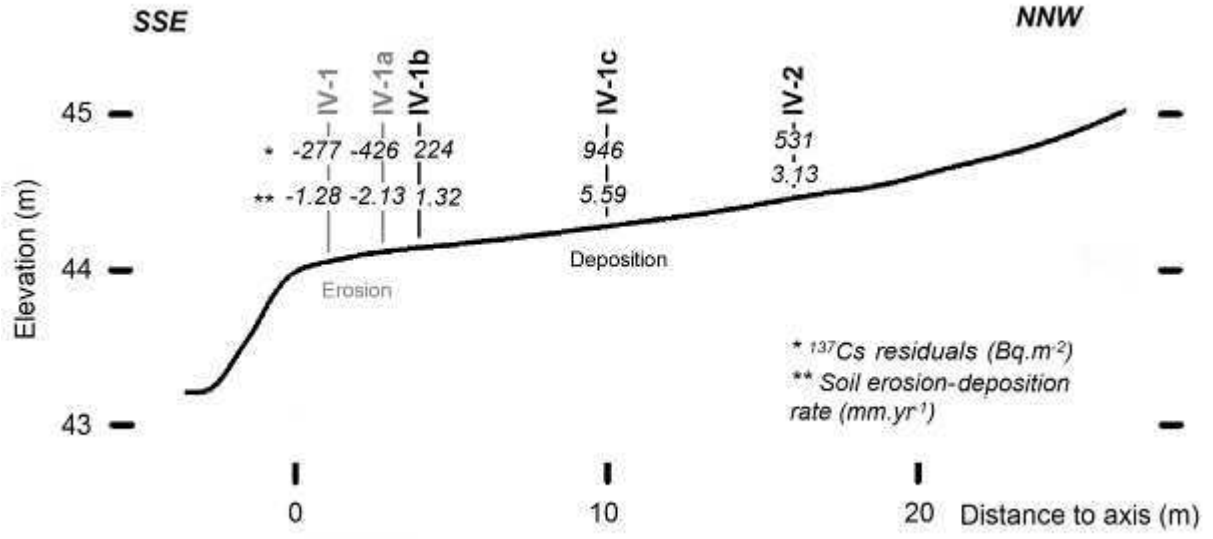


Figure 10. Topographic cross-section along sample transect IV in lynchet L1 and related measured ^{137}Cs residuals.

Information detailed above was used to propose a scenario for the developement of lynchet L1 (Fig. 11). As the recent period is better documented than older periods, assumptions about lynchet morphology were based on field observations and available literature (Salvador-Blanes, 2002; Follain, 2005; Chartin, 2011). The downslope field border associated with lynchet L1 acts as a barrier to soil translocation since at least the 11th century (Tab. 3 and Fig. 11a). Then, material has been accumulated as a pseudo right-angle triangle levelling in the downslope part of the field. This triangle has grown towards upslope direction. We can deduce an important deposition phenomenon between 14th to the 16th century whereas it remained much more limited between the 16th century and 1954 (Figs. 11b, c and d). From 1954 to 2009, erosion occured just upslope of the field border, and important soil accumulation occurred higher along the slope, at 5 – 20 m distance (Figs. 11d and e). According to the punctual conversion of ^{137}Cs in profile IV-1c placed 10 m upslope of the border, mean soil deposition rate reached up to 5.5 mm.yr^{-1} during this period (Fig. 10). Accumulation in the concavity is largely explained by the soil redistribution induced by both water and tillage erosion. Moreover, the land consolidation of 1967 induced the redistribution of soil material stored in landforms corresponding to current undulations. This can explain the acceleration of accumulation in lynchet L1 compared to the former accumulation rates deduced from OSL dating (Tab. 2) and recent rates derived from ^{137}Cs inventories (Fig. 10). Field border in 1954 was characterised by a 2 to 3 m wide convexity, limiting thereby the possibility of water erosion triggering. The study field is tilled on up- and downslope direction since land consolidation. We observed that the field has been tilled with a reversible mouldboard plough for several years. When the tractor gets close to the border, it makes a U-turn during which the moulboard lifts and rotates. The moulboard plough then deposits soil a few meters upslope of the border. After the U-turn, the mouldboard is reintroduced in the soil close to the border and it translocates soil upslope. Finally, a single passage is conducted along the border. This practice could lead to soil depletion in an area of a few meters width upslope of the border. Consequently, some local erosive phases induced by soil treatments or the evolution of dominant soil redistribution processes have potentially occurred since the 11th century. However, these phenomena cannot be confirmed by our analysis.

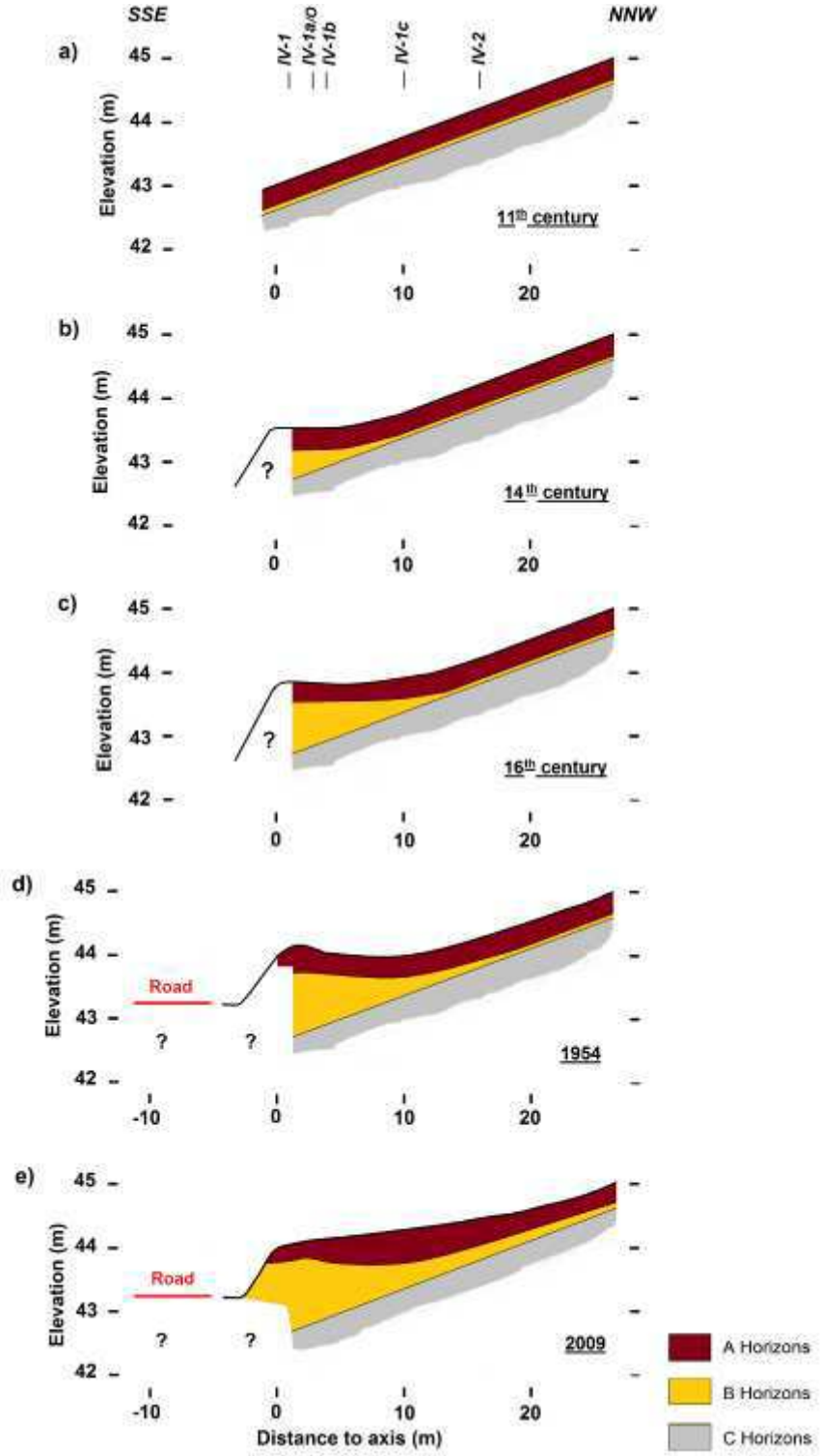


Figure 11. Scenario for lynchet L1 development: L1 morphology in (a) 11th century, (b) 14th century, (c) 16th century, (d) 1954 and (e) 2009. (After Chartin, 2011).

Lynchet landforms appear to be complex changing anthropogenic features that evolve depending on many factors and interactions. Development of the lynchet L1 has not been constant since the 11th century. Evolution of agricultural practices implemented upslope and subsequent soil erosion and deposition processes have certainly dominated the intensity of its development and the modification of its morphology. As undulations, lynchet morphology has greatly evolved since 1954: the concavity was strongly attenuated. We can therefore conclude that soil deposition in lynchet L1 is certainly underestimated by the applied conversion model.

4. Conclusion

This study assessed/quantified the effect of field borders and associated landforms (lynchets and undulations) on soil redistribution in an intensively cultivated hillslope of the southwestern Parisian Basin. The study of ^{137}Cs patterns provided a way to quantify soil redistribution and to show that it was enhanced by land consolidation that took place in 1967. Areas submitted recently to intensive erosion or deposition are mainly concentrated on linear landforms induced by soil accumulation along field borders, undulations and lynchets. The use of an elaborated conversion model highlights that soil redistribution is strongly dominated by tillage-induced processes. Predominantly convex undulation areas were then clearly levelled after the land consolidation. Land consolidation therefore contributed to the acceleration of soil erosion in this cultivated catchment through the conversion of depositional areas into sediment delivering areas. OSL dating and ^{137}Cs inventories showed that soil accumulation has mostly occurred along the downslope field border since the 11th century, which led to the development of the current lynchet. Despite this acceleration of soil accumulation in the lynchet since 1954, soil erosion occurred locally in the vicinity of the field border. This led to the rapid morphological evolution of the area located close to the lynchet morphology.

Erosion and deposition processes induced by field borders and their removal appear to be very important when compared to mean soil redistribution in the entire study area. The knowlegde about these phenomenons and their modelling need more attention. Hence, the study and prediction of essential soil properties dependant from soil thickness (e.g. water storage, carbon content), especially horizon A thickness, could be greatly improved.

Acknowledgements

Financial support provided by the ANR (Agence Nationale de la Recherche) VMCS project LANDSOIL is gratefully acknowledged. The authors would like to thank Jean-Paul Bakyono and Isabel Pene-Galland for data collection in the field, and Irène Lefèvre for conducting ^{137}Cs analyses.

References

Adamiec, G., Aitken, M., 1998. Dose-rate conversion factors: update. Ancient TL 16, 37-50.

Aitken, M., 1998. An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence. Oxford University Press, Oxford.

Alcaydé, G., Macaire, J.-J., Coubès, L., 1989. Carte géologique de la France au 1:50 000. Feuille de Loudun n°513 et notice. B.R.G.M éd., Orléans.

Andraski, B.J., Lowery, B., 1992. Erosion Effects on Soil Water Storage, Plant Water Uptake, and Corn Growth. Soil Science Society of America Journal 56(6), 1911-1919.

Arnold, L.J., Bailey, R.M., Tucker, G.E., 2007. Statistical treatment of fluvial dose distributions from southern Colorado arroyo deposits. Quaternary Geochronology 2, 162-167.

Bailey, R.M., Arnold, L.J., 2006. Statistical modelling of single grain quartz De distributions and an assessment of procedures for estimating burial dose. Quaternary Science Reviews 25, 2475-2502.

Baudry, J., Burel, F., 1984. « Remembrement » : land consolidation in France. Landscape Planning 11, 235-241.

Bellemlih, S., 1999. Stocks particulaires holocènes et bilans de matières dans un bassin fluviatile en domaine sédimentaire - Le bassin du Négron, Sud-ouest du Bassin Parisien, France, Université François Rabelais, Tours, France, 327 pp.

Berger, G., Kaechele, H., Pfeffer, H., 2006. The greening of the European common agricultural policy by linking the European-wide obligation of set-aside with voluntary agri-environmental measures on a regional scale. Environmental Science & Policy 9(6), 509-524.

Beven, K., Binley, A., 1992. The Future Of Distributed Models – Model Calibration And Uncertainty Prediction. Hydrological Processes 6(3), 279-298.

Boardman, J., Poesen, J., 2006. Soil erosion in Europe: major processes, causes and consequences. In: J. Boardman and J. Poesen (Editors), Soil erosion in Europe. Wiley, Chicester, pp. 479-489.

Bollinne, A., 1971. Les rideaux en Hesbaye gembloutoise - Etude morphologique et sédimentologique. Bulletin de la Société géographique de Liège 7, 61-67.

Boutin, D., Froger, D., Rassineux, J., 1990. Feuille Loudun (1724-1624), Carte des sols du Département de la Vienne et de la région Centre au 1:50000, Chambre d'Agriculture de la Vienne - IGN - INRA.

Burwell, R.E., Allmaras, R.R., Amemiya, M., 1963. A field measurement of total porosity and surface mircrorelief of soils. Soil Science Society of America Proceedings 27, 697-700.

Callot, H.J., 1980. La plaine d'Alsace. Modelé agraire et parcellaire., Université de Nancy II, France.

Cambrai, R.S., Playford, K., Carpenter, R.C., 1989. Radioactive fallout in air and rain: results to the end of 1988.UK Atomic Energy Authority Report AERE-R 10155, HMSO.

Caubel, V., Grimaldi, C., Merot, P., Grimaldi, M., 2003. Influence of a hedge surrounding bottomland on seasonal soil-water movement. Hydrological Processes 17, 1811-1821.

Cerdan, O. *et al.*, 2010. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: a study based on erosion plot data. Geomorphology 122, 167-177.

Chaplot, V., Le Bissonnais, Y., 2003. Runoff features for interrill erosion at different rainfall intensities, slope lenghts, and gradients in agricultural loessial hillslope. Soil Science Society of America Journal 67(3), 844-851.

Dabney, S.M., Liu, Z., Lane, M., Douglas, J., Zhu, J., Flanagan, D.C., 1999. Landscape benching from tillage erosion between grass hedges. Soil & Tillage Research 51, 219-231.

De Alba, S., Lindstrom, M.J., Schumacher, T.E., Malo, D.D., 2004. Soil landscape evolution due to soil redistribution by tillage: new model of soil catena evolution in agricultural landscapes. Catena 58, 77-100.

De Jong, E., Begg, C.B.M., Kachanovski, R.G., 1983. Estimates of soil erosion and deposition from Saskatchewan soils. Canadian Journal of Soil Science 63, 607-617.

Desmet, P., Govers, G., 1995. GIS-based simulation of erosion and deposition patterns in an agricultural landscape: a comparison of model results with soil map information. Catena 25, 389-401.

Desmet, P.J.J., Govers, G., 1997. Two-dimensional modelling of the within-field variation in rill and gully geometry and location related to topography. Catena 29, 283-306.

Evrard, O., Bielders, C.L., Vandaele, K., Van Wesemael, B., 2007. Spatial and temporal variation of muddy floods in central Belgium, off-site impacts and potential control measures. Catena 70, 443-454.

Evrard, O., Vandaele, K., van Wesemael, B., Bielders, C.L, 2008. A grassed waterway and earthen dams to control muddy floods from a cultivated catchment of the Belgian loess belt. Geomorphology 100, 419-428.

Evrard, O., Nord, G., Cerdan, O., Souchère, V., Le Bissonnais, Y., Bonté, P., 2010. Modelling the impact of land use change and rainfall seasonality on sediment export from an agricultural catchment of the northwestern European loess belt. Agriculture, ecosystems and environment 138, 83-94.

FAO, 1998. World reference base for soil resources. Food and Agriculture Organization of the United Nations. World Soil Resources Report No 84, FAO, Rome.

Farres, P.J., 1987. The dynamic of rainsplash erosion and the role of soil aggregate stability. Catena 14(1-3), 119-130.

Follain, S., 2005. Effet du réseau bocager sur l'organisation des sols. Redistributions des sols et stockage en carbone organique., Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie de Rennes, 240 pp.

Follain, S., Minasny, B., McBratney, A.B., Walter, C., 2006. Simulation of soil thickness evolution in a complex agricultural landscape at fine spatial and temporal scales. Geoderma 133, 71-86.

Follain, S., Walter, C., Legout, A., Lemercier, B., Dutin, G., 2007. Induced effect of hedgerow networks on soil organic carbon storage within an agricultural landscape. Geoderma 142, 80-95.

Forman, R.T.T., Alexander, L.E., 1998. Roads and major ecological effects. Annual Review of Ecology and Systematics 29, 207-231.

Foster, G.R., 1986. Understanding ephemeral gully erosion. In: B.i.A. National Research Council (Editor), Soil conservation: Assesing the national research inventory. National Academy Press, Washington, pp. 90-118.

Fourmont, A., 2001. Analyse de l'évolution subactuelle des banquettes colluviales anthropiques par la méthode du Césium-137. Influence sur le bilan sédimentaire du bassin du Quincampoix (Sud-ouest du Bassin Parisien, France), Rapport de stage de DEA, Université de Tours, France, pp. 40.

Galibraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, Experimental design and statistical models. Archaeometry 41, 339-364.

Govers, G., Lobb, D.A., Quine, T.A., 1999. Tillage erosion and translocation: emergence of a new paradigm in soil eroison research. Soil & Tillage Research 51, 167-174.

Govers, G., Quine, T.A., Desmet, P.J.J., Walling, D.E., 1996. The relative contribution of soil tillage and overland flow erosion to soil redistribution on agricultural land. Earth Surface Processes and Landforms 21, 929-946.

Govers, G., Vandaele, K., Desmet, P.J.J., Poesen, J., Bunte, K., 1994. The role of tillage in soil redistribution on hillslopes. Europeau Journal of Soil Science 45, 469-478.

Heimsath, A.M., Chappell, J., Spooner, N.A., Questiaux, D.G., 2002. Creeping soil. Geological Society of America 30, 111-114.

Hooke, D., 1988. Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. Geografiska Annaler 70 B(1), 123-131.

Houben, P., 2008. Scale linkage and contingency effects of field-scale and hillslope-scale controls of long-term soil erosion: anthropogeomorphic sediment flux in agricultural loess watersheds of Southern Germany. Geomorphology 101, 172-191.

Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., Thewalt, M.L.W., 1985. Optical dating of sediments. Nature 313, 105-107.

Kachanovski, R.G., De Jong, E., 1984. Predicting the temporal relationship between soil cesium-137 and erosion rate. Journal of Environmental Quality 13, 301-304.

Kemper, W.D., Rosenau, R.C., 1986. Aggregate stability and size distribution, Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods (2nd Edition). Agronomy Monograph, No 9, pp. 425-442.

Knapen, A., Poesen, J., Govers, G., De Baets, S., 2008. The effect of conservation tillage on runoff erosivity and soil erodibility during concentrated flow. Hydrological Processes 22, 1497-1508.

Kosmas, C., Gerontidis, St., Marathianou, M., Detsis, B., Zafiriou, Th., Van Muysen, W., Govers, G., Quine, T.A., Van Oost, K., 2001. The effects of tillage displaced soil on soil properties and wheat biomass. Soil & Tillage Research 58, 31-44.

Le Bissonnais, Y., 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. Europeau Journal of Soil Science 47(4), 425-437.

Leturcq, S., 2008. Fonction et devenir d'un réseau invisible: les crêtes de labour dans les terroirs beaucerons (XIVe-XXe siècles), COST du Mans. Marqueurs des paysages et systèmes socio-économiques. R.Compatangelo-Soussignan, J.R.Bertrand, J.Chapman, P.Y. Laffont, Rennes (France), pp. 163-174.

Lindstrom, M.J., Nelson, W.W., Schumacher, T.E., 1992. Quantifying tillage erosion rates due to moldbard plowing. Soil & Tillage Research 24, 243-255.

Lindstrom, M.J., Nelson, W.W., Schumacher, T.E., Lemme, G.D., 1990. Soil movement by tillage as affected by slope. Soil & Tillage Research 17, 255-264.

Montgomery, J.A., McCool, D.K., Busacca, A.J., Frazier, B.E., 1999. Quantifying tillage translocation and deposition rates due to moldboard plowing in the Palouse region of the Pacific Northwest, USA. Soil & Tillage Research 51, 175-187.

Murray, A.S., Olley, J.M., 2002. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz. Geochronometria 21, 1-16.

Murray, A.S., Wintle, A.G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. Radiation measurements 37, 377-381.

Papendick, R.I., Miller, D.E., 1977. Conservation tillage in Pacific Northwest. Journal of Soil and Water Conservation 32, 49-56.

Papiernick, S.K., Schumacher, T.E., Lobb, D.A., Lindstrom, M.J., Lieser, M.L., Eynard, A., Schumacher, J.A., 2009. Soil properties and productivity as affected by topsoil movement within an eroded landform. Soil & Tillage Research 102, 67-77.

Pimentel, D., Harvey, C., Resosudarmo, P., Sinclair, K., Kurz, D., McNair, M., Crist, S., Shpritz, L., Fitton, L., Saffouri, R., Blair, R. 1995. Environnemental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. Science 267(5201), 1117-1123.

Poesen, J., 1984. The influence of slope gradient on infiltration rate and Hortonian overland flow volume. Z. Geomorphol., N.F. Suppl.-Bd. 49, 117-131.

Power, J.F., Sandoval, F.M., Ries, R.E., Derrill, S.D., 1981. Effects of topsoil and subsoil thickness on soil water content and crop production on a disturbed soil. Soil Science Society of America Journal 45, 124-129.

Quine, T.A., 1995. Estimation of erosion rates from caesium-137 data: the calibration question. In: I.D.L. Webster, A.M. Gurnell and B.W. Webb (Editors), Sediment, Water Quality in River Catchments. John Wiley & Sons, Chicester, pp. 307-329.

Quine, T.A., Govers, G., Walling, D.E., Zhang, X., Desmet, P.,Zhang, Y., Vandaele, K. 1997. Erosion processes and landform evolution on agricultural land - new perspectives from caesium-137 measurements and topographic-based erosion modelling. Earth Surface Processes and Landforms 22, 799-816.

Ritchie, J.C., McHenry, J.R., 1990. Application of radioactive fallout Cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review. Journal of Environmental Quality 19, 215-233.

Rogowski, A.S., Tamura, T., 1965. Movement of 137Cs by runoff, erosion and infiltration on the alluvial Captina silt loam. Health Physics 11(12), 1333-1340.

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), Université de Tours, Frace, 298 pp.

Szilassi, P., Jordan, G., Van Rompaey, A., Csillag, G., 2006. Impacts of historical land use changes on erosion and agricultural soil properties in the Kali Basin at the Lake Balaton, Hungary. Catena 68, 96-108.
Tamura, T., 1964. Consequences of activity release: selective sorption reactions of cesium with soil minerals. Nuclear Safety 5, 262-268.

Thamó-Bozsó, E., Csillag, G., Fodor, L.I., Müller, P.M., Nagy, A., 2010. OSL-dating the Quaternary landscape evolution in the Vértes Hills forelands (Hungary). Quaternary Geochronology 5, 120-124.

Thomas, M.F., 2001. Landscape sensitivity in time and space - an introduction. Catena 42, 83-98.

Turner, M.G., Gardner, R.H., O'Neill, R.V., 2001. Landscape ecology in theory and practice: pattern and process. Springer-Verlag, New York, USA, 401 pp.

Van Dijk, P.M., Auzet, A.-V., Lemmel, M., 2005. Rapid assessment of field erosion and sediment transport pathways in cultivated catchments after heavy rainfall events. Earth Surface Processes and Landforms 30(2), 169-182.

Van Dijk, P.M., Kwaad, F.J.P.M., Klapwijk, M., 1996. Retention of water and sediment by grass strips. Hydrological Processes 10, 1069-1080.

Van Muysen, W., Govers, G., Bergkamp, G., Roxo, M., Poesen, J., 1999. Measurement and modelling of the effects of initial soil conditions and slope gradient on soil translocation by tillage. Soil & Tillage Research 51, 303-316.

Van Muysen, W., Govers, G., Van Oost, K., 2002. Identification of important factors in the process of tillage erosion: the case of mouldboard tillage. Soil & Tillage Research 65, 77-93.

Van Muysen, W., Govers, G., Van Oost, K. and Van Rompaey, A., 2000. The effect of tillage depth, tillage speed, and soil condition on chisel tillage erosivity. Journal of Soil and Water Conservation, 55: 354-363.

Van Oost, K., Govers, G., Desmet, P.J.J., 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. Landscape Ecology 15, 577-589.

Van Oost, K., Govers, G., Van Muysen, W., 2003. A process-based model for Caesium-137 derived erosion rates on agricultural land: an integrated spatial approach. Earth Surface Processes and Landforms 28, 187-207.

Van Oost, K., Van Muysen, W., Govers, G., Deckers, J., Quine, T.A., 2005. From water to tillage erosion dominated landform evolution. Geomorphology 72, 193-203.

Van Rompaey, A.J.J., Verstraeten, G., Van Oost, K., Govers, G., Poesen, J., 2001. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach. Earth Surface Processes and Landforms 26(11), 1221-1236.

Van Wesemael, B., Mulligna, M., Poesen, J., 2000. Spatial patterns of soil-water balance on intensively cultivated hillslopes in a semi-arid environment: the impact of rock fragments and soil thickness. Hydrological Processes 14, 1811-1828.

Vanden Berghe, I., Gulinck, H., 1987. Fallout 137Cs as tracers for soil mobility in the landscape framework of the Belgian loamy region. Pedologie 37, 5-20.

Vitikainen, A., 2004. An overview of land consolidation in Europe. Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research 1, 25-44.

Walling, D.E., He, Q., 1999. use of Lead-210 measurements to estimate soil erosion on cultivated land. Soil Science Society of American Journal 63, 1404-1412.

Walling, D.E., Quine, T.A., 1990. Calibration of caesium-137 measurements to provide quantitative erosion rate data. Land Degradation and Rehabilitation 2, 161-175.

Walling, D.E., Quine, T.A., 1992. The use of Caesium-137 measurements in soil erosion surveys, Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins. IAHS, Oslo, pp. 143-152.

Wemple, B.C., Jones, J.A., Grant, G.E., 1996. Channel network extension by logging roads in two basins, Western Cascades, Oregon. Water Resources Bulletin 32, 1195-1207.

Wintle, A.G., Murray, A.S., 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. Radiation measurements 41, 369-391.

Zadora-Rio, E., 1991. Les terroirs médiévaux dans le Nord-Ouest de l'Europe, Pour une Archéologie agraire. J. Guilaine, Paris, pp. 165-192.

Zobeck, T.M., Onstad, C.A., 1987. Tillage and rainfall effects on random roughness: A review. Soil & Tillage Research 9(1), 1-20.

V.5. Conclusion

L'objectif de ce chapitre était double. D'une part, identifier les facteurs dominants de la redistribution à l'échelle historique sur l'ensemble du site d'étude. D'autre part, évaluer l'implication relative de chacun de ces facteurs quant à la distribution et l'allochtonie actuelle des sols, notamment grâce à la quantification des redistributions de sols attribuées à chacun de ces facteurs.

En contexte anthropisé, un facteur passif de redistribution a été identifié : l'occupation du sol, plus particulièrement la *fragmentation spatiale*. Elle montre des changements effectifs à l'échelle temporelle historique sur le site d'étude. Les analyses effectuées montrent que les bordures de parcelles, notamment les plus pérennes (depuis environ 1000 ans) associées aux banquettes agricoles L3, L2 et L1, ont entraîné un fonctionnement quasi autarcique des unités 4, 3 et 2 du site : les connections hydrologique et sédimentologique entre ces unités semblent avoir été fortement diminuées, voire annulées. Les bordures de parcelles internes aux unités, moins pérennes et disparues aujourd'hui, ont joué un rôle important sur les redistributions récentes, notamment par leur disparition au cours de campagne de remembrement parcellaire.

Deux facteurs actifs de redistribution de matière ont été identifiés : le ruissellement et le labour. Le ruissellement semble avoir été effectivement actif sur les sols avant la mise en place des bordures de parcelles associées aux banquettes L3, L2 et L1, mais également après leur mise en place (environ an 1000). L'analyse des redistributions par le ^{137}Cs montre en effet que le ruissellement est intervenu quelque peu dans la redistribution récente (au moins depuis 1967) des sols. Malgré cela, le labour s'avère avoir été, et être, le facteur actif de redistribution dominant sur le site d'étude au cours de ces dernières décennies.

On notera également que ce chapitre a permis de mettre en évidence des **indices de redistribution de matière ayant eu lieu avant la période historique**, notamment des processus de solifluxion en contexte périglaciaire.

Chapitre VI - Induction et évolution des sols et du paysage agricole en lien avec le parcellaire

Dans ce chapitre, les résultats obtenus précédemment seront croisés afin de proposer les premières lignes d'une *conceptualisation* de l'effet des parcellaires agricoles et de leur évolution sur les redistributions de sol dans le temps et l'espace. Pour ce faire, trois aspects seront traités, chacun centré sur un point dont l'étude et la compréhension s'avèrent essentielles pour répondre à la problématique posée :

1- y a t'il un déterminisme des parcellaires agricoles, et si oui quel est-il ?
2- les processus dominants de redistribution de sol ont-ils évolué dans le temps, et comment ?
3- quelles sont les traces des anciennes occupations du sol et parcellaires passés dans le paysage ? : le paysage agricole en tant que « palimpseste » morphologique.

VI.1. Déterminisme des parcellaires agricoles

La lecture et le géoréférencement de documents historiques (cadastres napoléoniens et photos aériennes) ont permis de reconstituer la fragmentation spatiale sur la zone d'extrapolation (104 ha ; localisation Fig. II-1) à différentes périodes, les documents les plus anciens datant de 1836. Les différentes formations géologiques ont également été caractérisées et cartographiées à l'échelle de cette zone, grâce notamment à la combinaison d'analyses minéralogiques ponctuelles d'horizons C d'altérite avec les caractéristiques géo-électriques du sous-sol (*cf. §* IV.3.1.). La Fig. VI-1 présente l'estimation spatiale de la résistivité apparente jusqu'à 5 à 7 m de profondeur sur la zone d'extrapolation, avec en superposition les parcellaires agricoles de 1836 (Fig. VI-1a), 1945 (Fig. VI-1b) et 2010 (Fig. VI-1c). Les limites d'affleurement entre « tuffeau blanc » et « tuffeau jaune » turoniens, et formations argilo-siliceuses du Sénonien et de l'Eocène en haut de versant (zone conductrice Z.C-c sur la Fig. IV-8) sont indiquées, ainsi que les limites des zones conductrices Z.C-b et Z.C-a. Il s'avère que les bordures de parcelles les plus pérennes depuis 1836, associées au chemin communal longeant L3, aux routes D117 et D24 longeant les banquettes

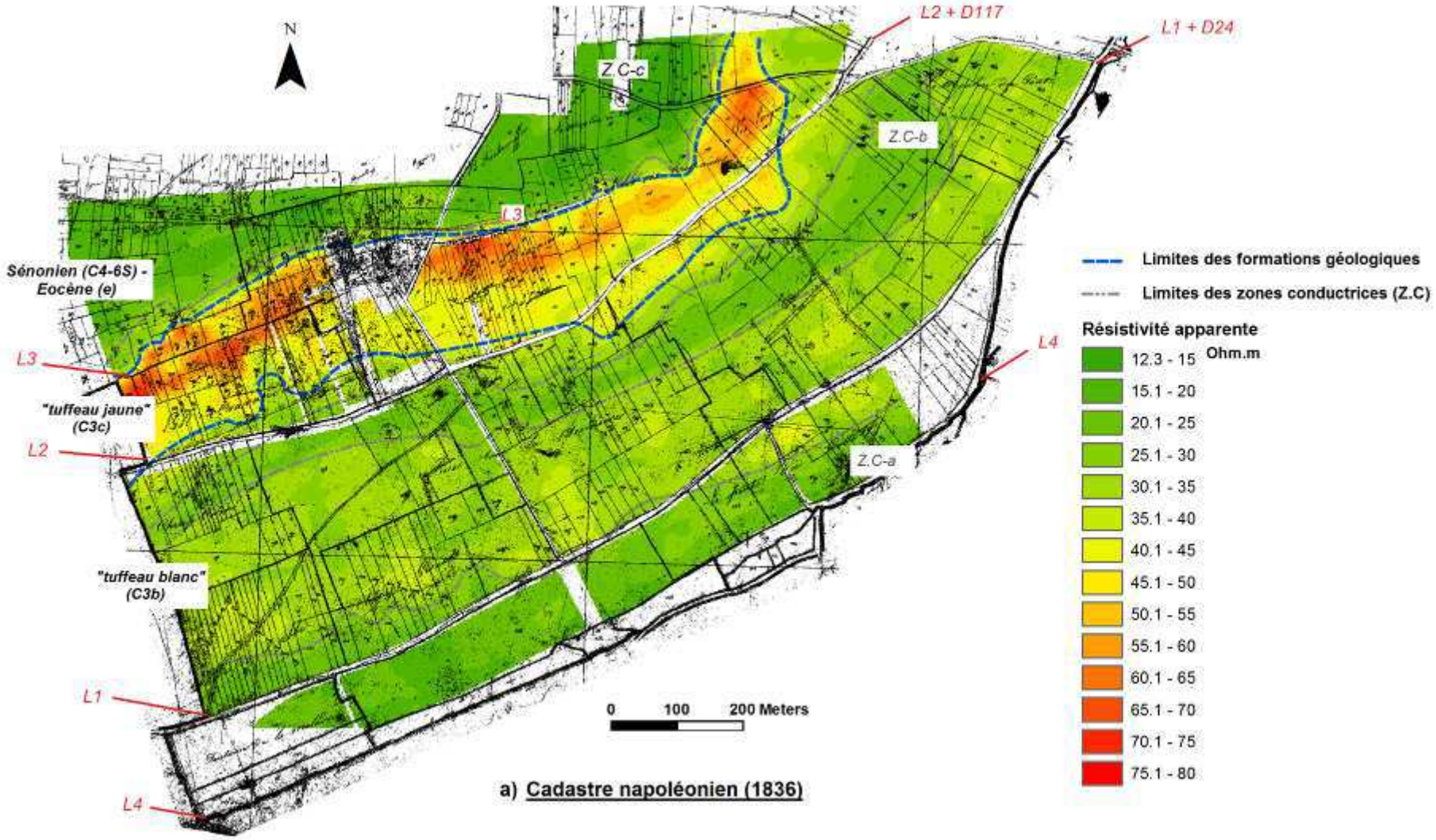
L2 et L1 respectivement, coïncident plus ou moins exactement avec des zones de variations géo-électriques marquées, correspondant à des transitions géologiques majeures.

D'après la figure VI-1, l'ancien chemin communal longeant L3 sépare le « tuffeau jaune » des formations argilo-siliceuses sénoniennes et éocènes (Z.C-c). Des bordures de parcelles soulignaient également la limite entre ces deux formations en partie NW de la zone d'extrapolation depuis au moins 1836. Ces bordures ont été détruites lors de la campagne de remembrement effectuée à la fin des années 1960 sur la commune de Seuilly. La route D117 se retrouve à l'aval de la rupture de pente de la banquette L2 qui s'étend de l'WSW vers l'ENE. Cette route et la banquette L2 associée paraissent suivre la zone de transition entre « tuffeau jaune » en amont et « tuffeau blanc » en aval. De la même façon, la D24 et la banquette associée L1 longent quant à elles la zone de transition entre « tuffeau blanc » franc en amont et la zone conductrice Z.C-a. Le matériau du sol situé à la base de la banquette L1 a été daté à 990±70 ans, c'est-à-dire du 11ème siècle après J.C (Moyen-Age central), par la technique OSL (*cf. §* 3.3 de l'article *§* V.4.2.). Cette date, qui marque le début de l'accumulation L1, montre que le chemin antérieur à la D24 existe depuis au moins cette époque. La surface Z.C-a correspond à une zone en aval où le « tuffeau blanc » est plus argileux (« craie argileuse » C3a, Alcaydé *et al.*, 1989). De plus, dans cette zone, la nappe d'eau souterraine se rapproche de la surface topographique pour rejoindre la nappe alluviale en bas de versant (*cf. §* IV.3.1.2). Des apports alluviaux sableux (probablement une terrasse alluviale) y couvrent en partie la craie turonienne (*cf. §* V.3.3.). La banquette L4, au départ alluviale, a sans doute été renforcée par des haies limitant la zone inondable de la vallée du Quincampoix du versant.

Ainsi, les banquettes agricoles L1, L2 et L3 qui déterminent un premier ordre de fragmentation, sont associées à des bordures de parcelles pérennes et des voies de communication principalement localisées sur les limites majeures d'affleurement des formations géologiques. La banquette L4, quant à elle, est située en contexte de changement majeur de contexte naturel (transition versant crayeux – plaine alluviale inondable) en bas de versant.

Les autres bordures de parcelles (2nd ordre de fragmentation), moins pérennes et ayant évolué au sein des grands ensembles géologiques délimités par les banquettes,

correspondent parfois à des niveaux particuliers dans les différentes formations lithologiques. Au sein du site d'étude par exemple, les ondulations U4, U5 et U6 marquent d'anciennes bordures de parcelles qui longaient une forte variation géo-électrique dans le « tuffeau jaune » (Fig. IV-7b ; *§* IV.3.1.2.). Les ondulations U2 et U3 correspondent à des bordures de parcelles qui longaient en aval et en amont la zone Z.C-b dans le « tuffeau blanc », zone qui est apparue plus marneuse et humide dans la tranchée TL2. L'ondulation U1 ne correspond pas à un changement géo-électrique et géologique particulier, bien que les sondages à la tarière effectués dans cette figure morphologique aient montré que l'épaississement de sol n'expliquait pas entièrement la convexité de la figure, et que le toit de l'altérite devait donc être convexe à ce niveau, reflétant peut être un banc plus dur (*cf. §* 4.2. de l'article III.2.). Les bordures de parcelles associées aux ondulations les moins développées et identifiées par analyse des attributs morphométriques et de l'épaisseur de sol sur le site d'étude (U7 à U12 ; Fig. 9 de l'article III.2.), ne montrent pas de correspondance particulière avec des variations dans la lithologie. Une analyse fine de la morphologie du toit du substrat permettrait peut être de discerner des relations avec ces bordures de parcelles. En dehors du site d'étude, à l'échelle de la zone d'extrapolation (Fig. IV-1), certaines bordures (moins pérennes) correspondent en partie W du versant à la transition géo-électrique interne au « tuffeau jaune » déjà soulignée par les ondulations U4, U5 et U6. Quelques bordures de parcelles anciennes semblent longer parfois la zone conductrice Z.C-b. Bien que des correspondances apparaissent entre anciennes bordures de parcelles et variation géo-électriques / lithologiques, leur répartition spatiale ne montre pas de logique systématique.



a) **Cadastre napoléonien (1836)**

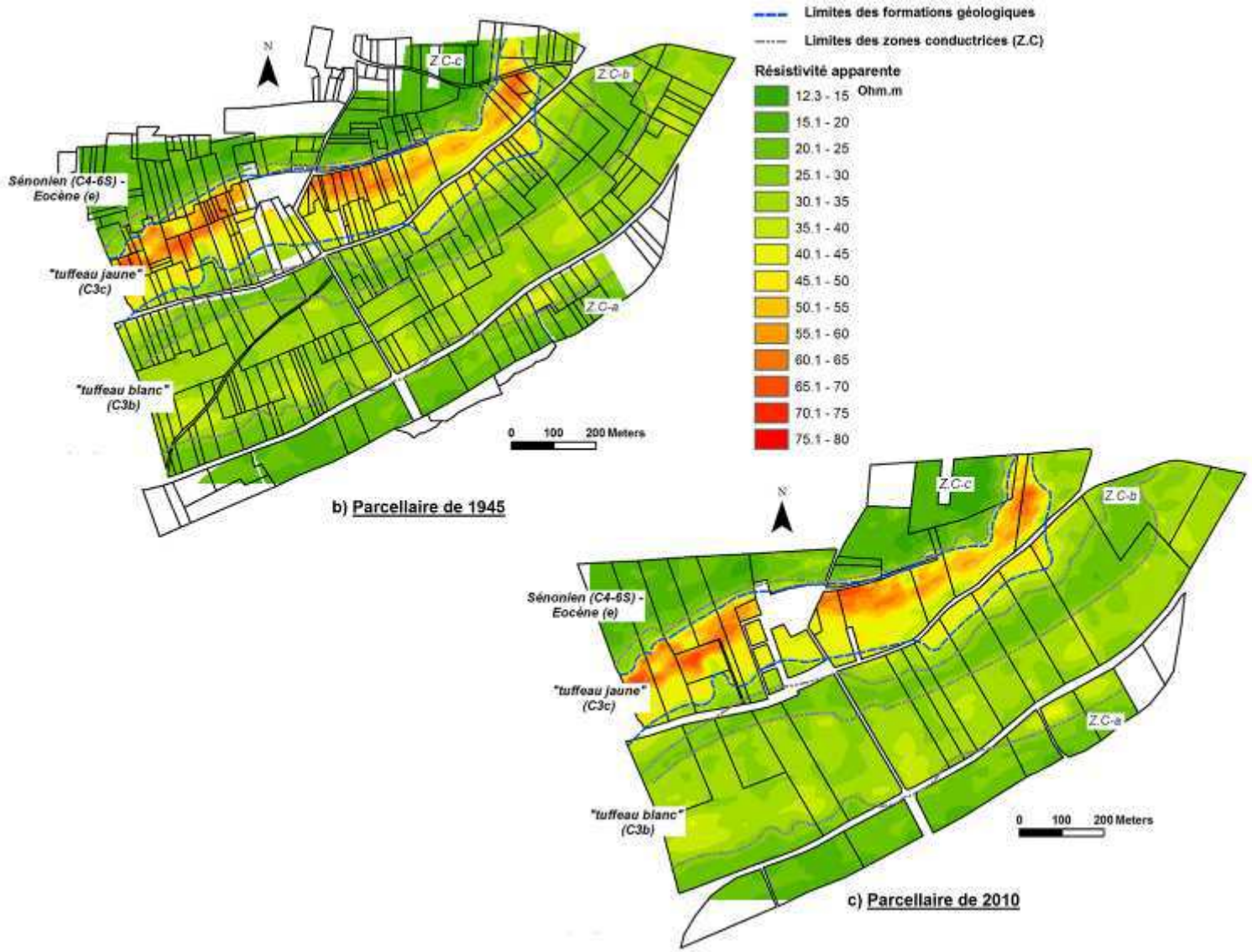


Figure VI-1. Parcellaires agricoles et délimitation des différentes formations géologiques à partir de leurs caractéristiques géo-électriques (Résistivité apparente, Ω.m). a) Cadastres napoléoniens (1836) ; b) Parcellaire de 1945 ; c) Parcellaire de 2010.

Ainsi, des liens apparaissent entre figures morphologiques, bordures de parcelles et limites lithologiques déterminées par prospection géo-électrique « profonde » (5 à 7 m). Il semble donc bien y avoir un déterminisme lithologique initial dans le positionnement des bordures de parcelles et des épaississements de sol ultérieurs. Les épaississements et formes les plus importantes correspondent aux limites les plus pérennes, où des voies de communication, peut-être anciennes (gauloises, romaines), ont été conservées. La lithologie des roches du substrat (minéralogie, granularité, fissuration, dureté) conditionne leur résistance à la désagrégation mécanique et à la dissolution chimique (Derruau, 1962; Campy et Macaire, 2003). Le passage d'une formation à une autre a pu se traduire par des ruptures de pente initiales sur lesquelles les bordures de parcelles ont pu s'appuyer. A ces formations correspondent d'ailleurs des caractéristiques morphologiques générales différentes, comme le montre la topographie du site d'étude (*cf.* Fig. 6 de l'article *§* III-2, Annexe 1). De plus, les sols sur ces formations ont des granularités différentes : l'évolution spatiale de granularité le long du versant en amont de L1 (D24) pourrait montrer l'effet de ces variations lithologiques, peut-être accentué par des redistributions par écoulement hydriques non-concentrées avant l'établissement d'un parcellaire (*cf.* V.3.2. et V.3.3.). La zone aval Z.C-, où la nappe d'eau de versant est moins profonde est aussi caractérisée par des propriétés pédologiques particulières. Donc, outre la morphologie qui a pu induire les bordures de parcelles, celles-ci peuvent avoir été localisées sur des zones à caractéristiques pédologiques différentes selon la roche-mère sous-jacente et le type de culture souhaité.

Le versant a été structuré selon un premier ordre de fragmentation en grandes zones caractérisées par des propriétés lithologiques, topographiques, pédologiques et hydrologiques différentes. L'occupation du sol a été adaptée au potentiel cultural de chacun de ces ensembles. On sait, par exemple, que de 1836 à 1915 les vignes étaient particulièrement bien représentées sur les sols sableux secs situés en partie amont du site d'étude, sur les formations sénoniennes-éocènes et sur le « tuffeau jaune » (Fig. II-12). Les fonds de vallée sableux et humides (par exemple, l'unité en aval de L1) étaient encore au siècle dernier utilisés pour l'élevage (pâturages), mais ont été reconvertis depuis pour la culture du maïs (*cf. §* II.6.1.). Au sein de chacun de ces grands ensembles, la structuration interne a pu être déterminée par des paramètres naturels liés à la variabilité du substrat, et donc des sols, mais également en fonction de paramètres humains comme des transactions entre propriétaires et exploitants. Depuis 1836, la fragmentation parcellaire a beaucoup évolué (Fig. IV-1), notamment dans la seconde moitié du siècle dernier où les nouvelles politiques et la mécanisation ont entraîné le regroupement

d'exploitations sur de grandes parcelles (campagne de remembrement, Baudry et Burel, 1984 ; Vitikainen, 2004), sur des critères prenant moins compte du déterminisme lithologique. Alors que les bordures du 1er ordre de fragmentation du paysage (banquettes) sont restées en place car souvent associées aux axes de communication, les bordures de parcelles internes aux grands ensembles lithologiques ont été supprimées ainsi que les haies et les arbustes associés (Fig. VI-1c). On note également qu'avec l'ouverture des paysages agricoles, s'est opérée une homogénéisation de l'occupation des sols sur le versant (*cf. §* II.6.2.) : la culture céréalière intensive est aujourd'hui dominante sur le versant où au siècle dernier viticulture, céréaliculture, maraîchage et élevage cohabitaient. Contrairement à nos ancêtres qui adaptaient leur production selon les nuances du sol et du relief, l'avènement des produits phytosanitaires, de divers intrants, et des engins puissants, a permis aux exploitants modernes de modifier le potentiel cultural naturel des sols et de les adapter à un type unique de production.

VI.2. Evolution des processus de redistribution de sols

Dans les chapitres précédents, les approches ont mis en évidence divers processus probables de redistribution des sols, à des échelles spatiales et temporelles différentes, sur le versant étudié. Les approches développées ont été basées sur des analyses granulométriques et minéralogiques, ainsi que sur l'étude de la variabilité spatiale de l'isotope ^{137}Cs dans les sols (*cf.* Ch. V). Les résultats obtenus soulignent l'influence de l'occupation humaine, notamment des pratiques agricoles, sur les processus érosifs dominants impliqués et sur leurs périmètres d'action.

Pour rappel, le site d'étude a probablement été le siège de **processus de solifluxion en contexte périglaciaire** comme en témoigne la présence d'EG siliceux résiduels sur l'ensemble du versant (*cf. §* V.3.1.3.). Ces processus (cryoturbation notamment) ont aussi pu affecter des couches plus profondes, comme les altérites, expliquant qu'elles contiennent parfois des éléments allochtones inattendus (rares cependant). **Durant l'Holocène, les conditions climatiques tempérées humides ont favorisé la pédogenèse et ont permis des redistributions de sols par des processus hydriques.** Cependant, sous couvert forestier, l'érosion a dû être très limitée et la pédogenèse *in-situ* marquée. Ces redistributions ont dû s'accentuer avec les grandes phases de défrichement (baisse du couvert végétal) ayant eu lieu progressivement en Europe de l'Ouest du Néolithique à l'Antiquité. Une campagne de

ramassage systématique des artéfacts archéologiques à la surface du sol (janvier 2008) a d'ailleurs permis de démontrer une occupation agraire continue depuis la Protohistoire sur le versant étudié (Poirier, 2008). Les zones cultivées changeaient alors de place tous les 1, 2 ou 3 ans et étaient localisée préférentiellement dans les fonds de vallée : il n'y avait pas de pérennisation d'une organisation spatiale quelconque (Ferdière *et al.*, 2006). Les processus hydriques dominants ont alors pu induire le vannage des particules fines des matériaux de solifluxion périglaciaire vers le bas du versant, et ce processus a pu accentuer le granoclassement initial des sols le long du versant (plus riches en argiles et limons vers le bas) : il a été vu en effet que les formations géologiques, roches-mères potentielles des sols, sont constituées de particules de plus en plus fines d'amont en aval du versant (*cf. §* II.2.). Ces processus auraient aussi été suffisamment énergiques pour déplacer des éléments de la fraction sableuse d'amont en aval du versant, par exemple la silice éocène ou les silex issus de formations sénoniennes (*cf. §* V.3.4.). Le modelé général du versant tel qu'on le connaît actuellement s'est progressivement façonné, avec sans doute de légères ruptures de pente dues à la variabilité lithologique du substrat. En parallèle, les eaux courantes de fond de vallée (aujourd'hui le ruisseau Quincampoix) ont évacué vers l'aval (Négron ; Fig. II-1) une partie des particules issues de l'érosion hydrique sur le versant. Des dépôts alluviaux grossiers (sableux) se sont mis en place en fond de vallée, avec façonnement d'une petite terrasse sableuse probable couvrant le bas du versant.

En Europe de l'Ouest, et notamment en Gaule, les pratiques agricoles « nomades » ont été progressivement abandonnées pour une **pérennisation des parcellaires agricoles à la période romaine**, sous forme d'un paysage d'openfields (Ferdière et al, 2006). Ces parcellaires avaient des limites immatérielles permettant la connectivité hydrologique et sédimentologique entre elles. Le sol était travaillé grâce à l'araire et la traction animale, engendrant certainement des déplacements de matière. Au Moyen-Age central, des paysages bocagers se sont mis en place (Zadora-Rio, 1991) avec des limites beaucoup plus pérennes. Sur notre site, la base de la banquette L1 a été datée du 11ème siècle. **La mise en place de haies le long des axes de circulation a pu déclencher des phénomènes de rétention de particules transportées par le ruissellement.** Les bordures de parcelles végétalisées ont ainsi limité des surfaces à fonctionnement quasi autarcique d'un point de vue hydrologique et sédimentologique. La charrue introduite vers cette période, avait un impact plus marqué sur le sol (labour plus profond). Le labour a pu devenir un agent actif de déplacement de sol.

Après la seconde guerre mondiale, la mécanisation du travail du sol a induit une augmentation de l'érosivité des engins agricoles (*cf. §* V.2.2.2.). Les engins actuels ont en effet un coefficient de transport de 400 à 800 $kg.m^{-1}.a^{-1}$ contre 70 à 260 $kg.m^{-1}.a^{-1}$ à chaque passage pour des engins non-mécanisés. Les pratiques agricoles ont donc évolué, comme les politiques qui ont instauré des **campagnes de remembrement** pour faciliter le travail des agriculteurs et améliorer les productions. **La fragmentation parcellaire a diminué, les paysages se sont ouverts**. Ainsi, les longueurs de pente et les aires de drainage ont augmenté sur des parcelles à culture homogène sur de plus grandes surfaces, permettant aux eaux de ruissellement un regain d'énergie. Sur notre site d'étude, les transferts de matériaux par l'eau ont été facilités au sein des unités correspondant aux grands ensembles lithologiques limités par les banquettes. Les sols de ces unités (voire unités 4, 3, et 2 sur la Fig. V-6,) montrent d'ailleurs des variations granulométriques internes indiquant des redistributions par des processus de ruissellement non-concentré (appauvrissement en particules fines en amont ; *cf. §* V.3.2.). Ces unités semblent alors avoir fonctionné en quasi autarcie. D'après les résultats de conversion (modélisation numérique) des activités de ^{137}Cs en taux de redistribution de sols, les processus aratoires auraient dominé à plus de 85% les redistributions au sein de la parcelle « test » depuis 1954 (taux d'érosion moyen dans les zones touchées de -2,78 $t.ha^{-1}.an^{-1}$; Tab. 3 de l'article *§* V.4.2.). Les ondulations convexes sont largement érodées et nivelées depuis 1954 : ce matériel vient alimenter le développement des banquettes agricoles en aval de parcelle. Quant à l'érosion hydrique, elle a été en moyenne de -0,42 $t.ha^{-1}.an^{-1}$ dans les zones érodées et le dépôt moyen a été de 0,25 $t.ha^{-1}.an^{-1}$ dans les zones de dépôts, ces 50 dernières années sur la parcelle « test » de l'unité 2. On peut alors imaginer que les redistributions de sols par vecteur hydrique devaient être, antérieurement au remembrement de 1967, moins intenses que celles-ci.

VI.3. Le paysage agricole actuel : un « palimpseste » morphologique

Un **« palimpseste »** définit à l'origine un parchemin déjà utilisé, dont les premières inscriptions ont été effacées afin de le réutiliser. Bien souvent, les traces des premières inscriptions ne disparaissaient pas totalement. Ainsi, plusieurs inscriptions avec différents degrés de lisibilité se côtoyaient sur un même parchemin. Par extension, ce terme est utilisé pour définir tout objet se reconstruisant par destruction progressive et successive de ses

anciennes formes tout en en gardant quelques traces. Ainsi, de nombreux paysages agricoles actuels occupés par l'homme de longue date apparaissent comme des « palimpsestes » où se côtoient dans leur modelé les traces volontaires ou involontaires d'anciennes occupations du sol, d'anciennes fragmentations spatiales et les occupations actuelles.

La Fig. VI-2 présente les zones d'ombrage de la pente sur la zone d'extrapolation. Ces données ont pu être obtenues récemment à partir de données LIDAR. Classiquement en cartographie cet ombrage correspond à une illumination de la surface du sol à partir d'une source lumineuse située par défaut au NW. Cette représentation permet de faire ressortir les convexités et concavités associées aux figures morphologiques linéaires (banquettes agricoles et ondulations) étudiées sur le versant (*cf.* Fig. 2.1.2. de l'article *§* III-2). On remarque notamment de nombreuses zones linéaires claires correspondant à des ondulations. On note également la présence d'un chemin traversant du SW au NE la partie W de la zone d'extrapolation et semblant avoir joué un rôle de barrière également au transfert de matériau. Les parcellaires de 1836, 1945 et 2010 y sont superposés. **Les banquettes sont associées aux limites les plus pérennes délimitant les grands ensembles géologiques sur le site (*cf.* Fig. VI-1). Les ondulations sont associées à des bordures aujourd'hui disparues en majeure partie durant les remembrements effectués à la fin des années 1960**, tout comme le chemin localisé à la partie W de la zone d'extrapolation entre L1 et L2. **On observe donc qu'à l'heure actuelle, le modelé du versant présente de nombreuses ondulations, et donc que le paysage actuel porte à travers son modelé de détail les traces bien visibles des anciens parcellaires.**

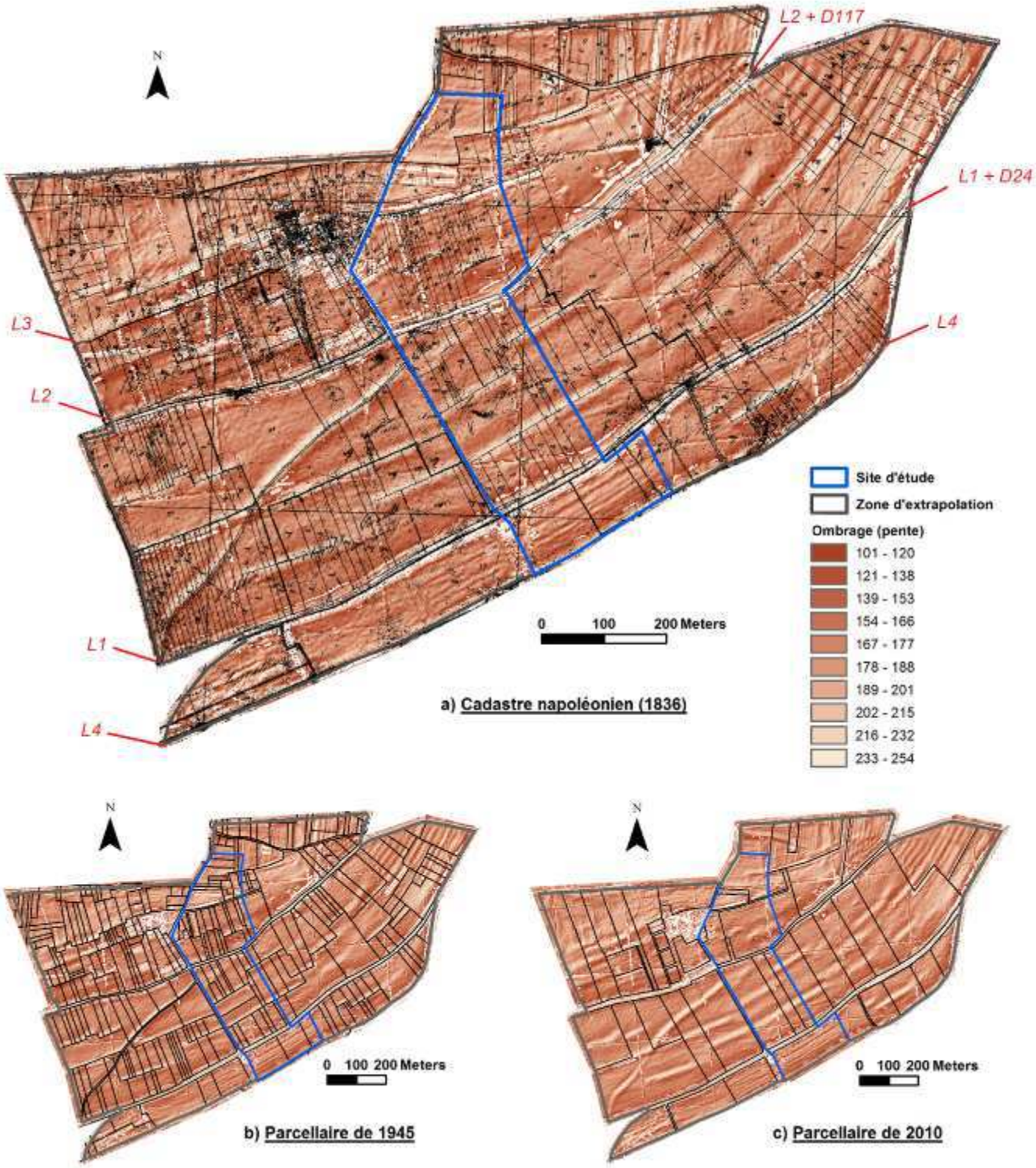


Figure VI-2. Ombrage cartographique de la pente sur la zone d'extrapolation et parcellaires successifs. a) Cadastre napoléonien (1836). b) Parcellaire de 1945. c) Parcellaire de 2010.

La Fig. VI-3 présente 3 schémas synthétiques caractérisant les grandes phases supposées de transferts de matériau et d'évolution morphologique sur le versant depuis le début de l'occupation humaine dans le secteur (Néolithique). En effet, une campagne de ramassage systématique des artéfacts archéologiques à la surface du sol (janvier 2008) a permis de révéler la présence d'artéfacts depuis le Néolithique. Les plus abondants sont ceux de la transition Bronze-Fer en bas de versant (10ème s. av. J-C – 5ème s. ; Fig. IV-4). Ces trois grandes phases sont les suivantes :

- de la Protohistoire au Moyen-Age central (Fig. VI-3a) : le versant a été défriché peu à peu. L'occupation humaine et la culture des terres sont apparues principalement en fond de vallée et ont remonté peu à peu sur les versants. Les parcellaires n'étaient pas stables dans l'espace jusqu'à la romanisation (à partir du 1er s.) où ils se sont stabilisés en un paysage d'openfields. Les voies de communication se sont mises en place entre les différentes villes. Durant cette période, les redistributions de sols par voie hydrique d'amont en aval du versant ont été accentuées par la baisse progressive du couvert végétal et la rareté de barrières végétales denses. Le sol était travaillé à l'araire ce qui a pu entraîner des transferts de sol au sein des parcellaires gallo-romains.

- du Moyen-Age central au remembrement de 1967 (Fig. VI-3b) : au début de cette période, les pratiques agricoles et les paysages associés se sont transformés. Les parcellaires ont été de plus en plus pérennes avec la mise en place de bocages. Ces barrières végétales ont permis de quasi autonomiser de petites surfaces d'un point de vue hydrologique et sédimentologique. L'augmentation des départs de matière sur le versant est confirmée par l'augmentation d'apports dans le marais de Taligny (Macaire *et al.*, 2006). Des départs de sol se sont effectués en amont de parcelle pour venir se déposer en aval le long des haies. Le travail répété du sol dans ces parcelles a provoqué localement le surcreusement du substrat en amont de parcelle (c'est-à-dire en aval de bordures végétalisées). En effet, l'observation de la morphologie des sols et du toit de l'altérite en coupes verticales (tranchées ; Ch. IV) a mis en évidence un surcreusement du substrat en aval de certaines banquettes agricoles, impliquant que les phénomènes d'érosion-dépôt liés à la présence de bordures de parcelles ne concernent pas uniquement les sols, mais le substrat également. Des figures morphologiques type banquettes agricoles, et localement crête de labour, se sont mises en place lentement dans le paysage.

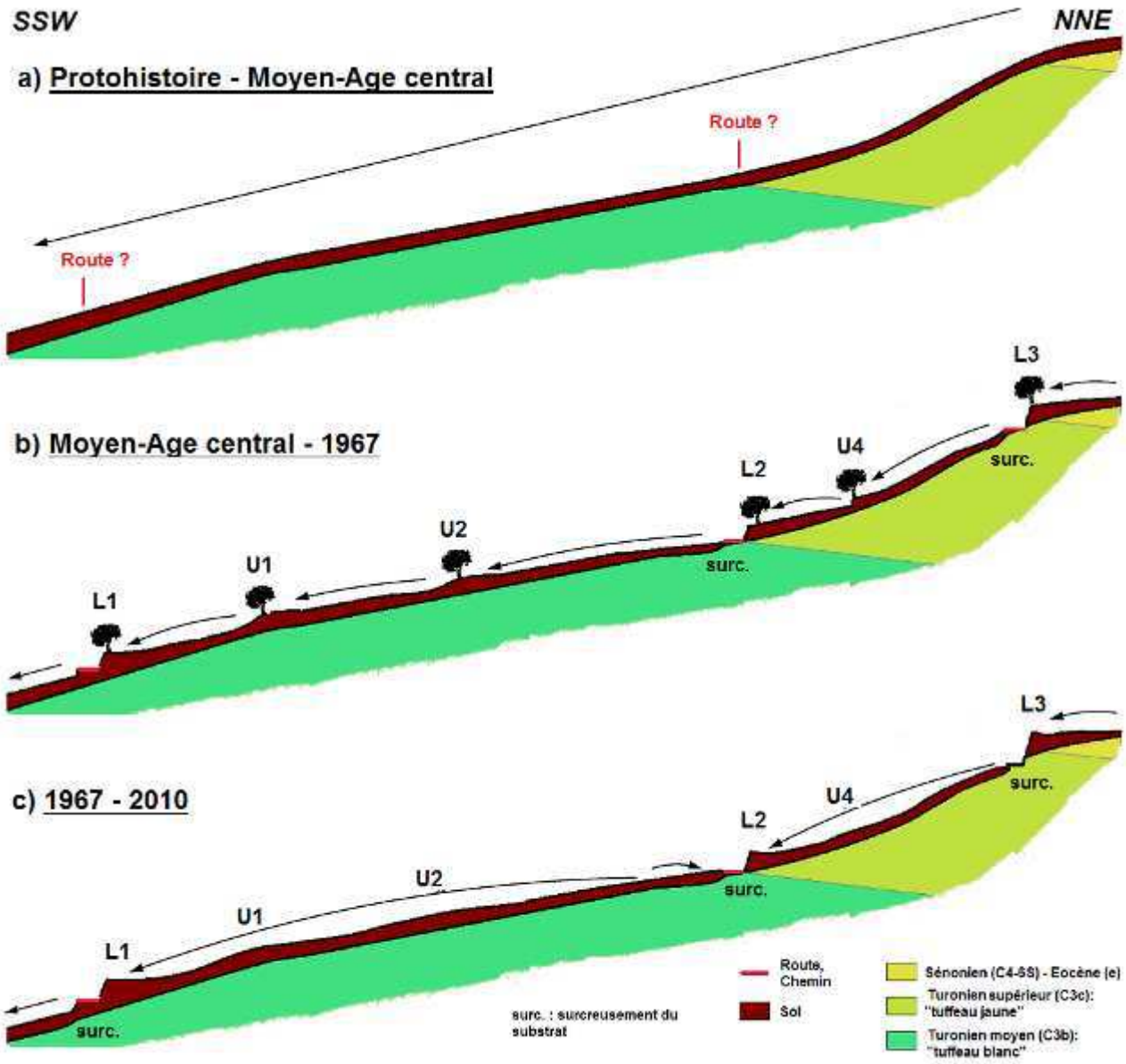


Figure VI-3 : Schèmas d'évolution du modelé du versant sous l'effet de l'évolution des parcellaires et des transferts de matériaux. a) Protohistoire – Moyen-Age central. b) Moyen-Age central – 1967. c) 1967 – 2010.

- de 1967 à 2010 (Fig. VI-3c) : à la fin des années 1960, des campagnes de remembrement ont été effectuées. Les parcelles ont été regroupées, les haies détruites. Les connectivités hydrologiques et sédimentologiques entre parcelles ont été améliorées. La mécanisation s'est propagée depuis 1945, avec des engins de plus en plus puissants et donc de plus en plus érosifs. Les volumes de sols stockés dans les petites banquettes agricoles et crêtes de labour, associées aux bordures détruites, ont été

redistribués vers l'aval du versant venant alimenter les grandes banquettes associées aux bordures de parcelles encore présentes et délimitant les grands ensembles géologiques (L1, L2 et L3). En zone peu pentue, la puissance des engins a permis la remontée de matériau dans la parcelle comme montré par la forte proportion de ^{137}Cs en amont de la parcelle « test », au pied de la banquette L2 (*cf. §* 3.2. de l'article *§* V.4.2.). Ceci explique que surcreusement du substrat et indice d'allochtonie (apport de silex dans les sables) se côtoient dans le sol du forage F4 (*cf. §* IV-4).

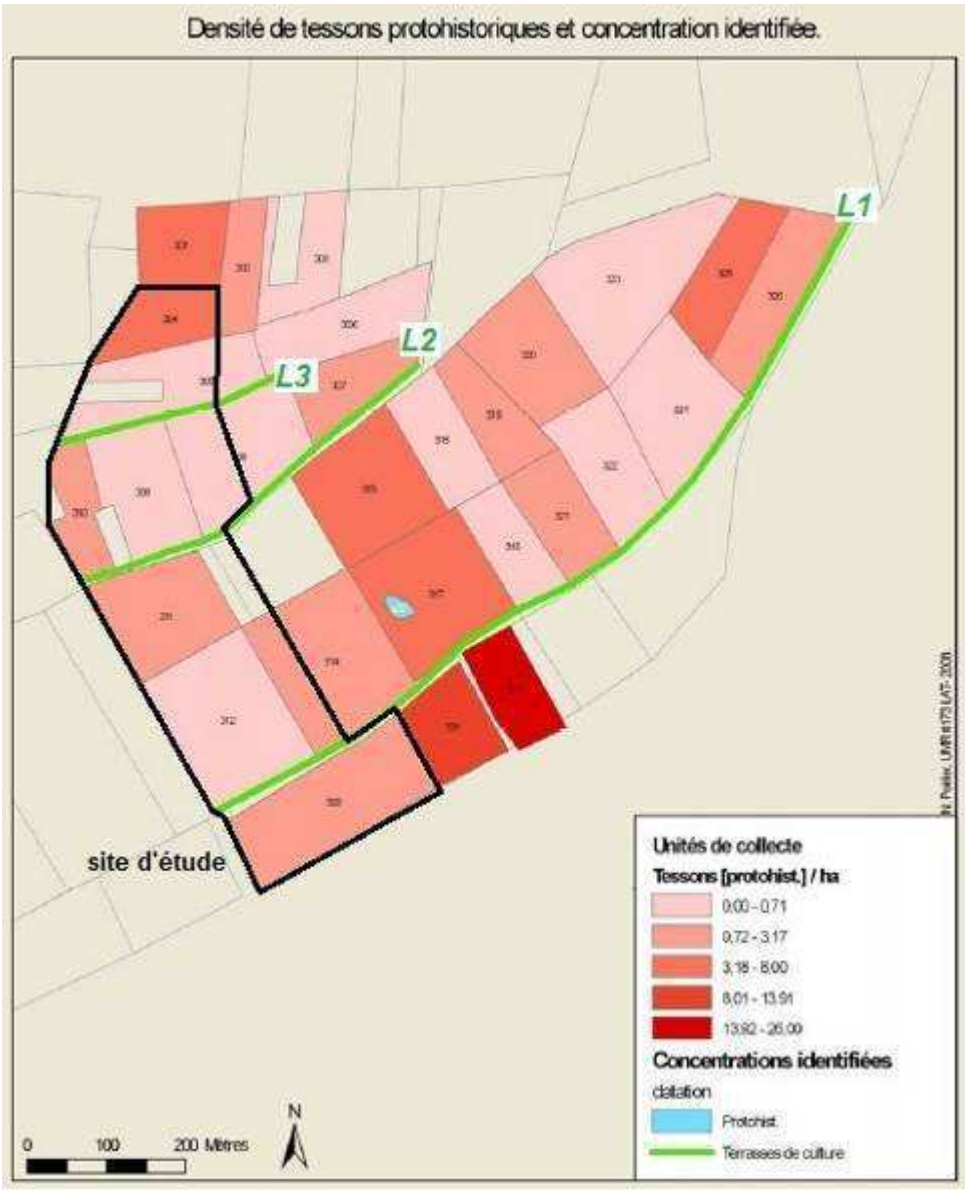


Figure VI-4. Densité de concentration des tessons protohistoriques et concentration identifiée sur le versant étudié (Source : Poirier, 2008)**.**

Conclusion

L'objectif de ce travail était de comprendre l'effet du parcellaire agricole et de son évolution dans le temps sur la distribution des sols et des formes de relief linéaires associées à l'échelle paysagère. Les relations entre l'histoire de l'occupation et l'état actuel des sols s'avèrent en effet encore mal connues. Or, dans un contexte de changement climatique et de l'évolution possible des pratiques agricoles qu'il peut engendrer, la compréhension de l'effet des structures paysagères sur la redistribution de sol apparaît essentielle afin d'envisager les configurations paysagères futures optimales pour la conservation des sols.

Afin d'atteindre cet objectif, quatre approches complémentaires ont été mises en œuvre pour identifier, décrire et modéliser les déplacements de matière (intensité, variation temporelle et spatiale, processus dynamiques) ayant conduit à l'état actuel des sols et au modelé d'un versant cultivé. Ce versant est localisé dans un contexte d'agriculture intensive en domaine carbonaté de l'Europe de l'Ouest (*cf.* Ch. II), contexte peu étudié compte tenu de la faible sensibilité des sols carbonatés à l'érosion hydique. Les approches proposées ont été les suivantes :

- une *caractérisation spatiale* de l'effet du parcellaire agricole sur l'épaisseur des sols et leur redistribution par érosion-dépôt, et les figures morphologiques linéaires associées ;
- une *approche des processus* de redistribution de sol et de l'évolution de leurs implications respectives dans les transferts de matériaux à l'échelle historique ;
- la *quantification* des redistributions de sols ;
- une *conceptualisation* dans le temps et l'espace des effets du parcellaire agricole sur les redistributions de sol.

Ces approches ont été basées essentiellement sur l'étude d'indicateurs d'érosion-dépôt de sols (SEDI) définis au cours de l'étude bibliographique présentée dans le Ch. I. L'étude de SEDI a permis de palier l'impossibilité d'effectuer une mesure des flux de matière représentative sur une durée de 3 ans (celle de la thèse), et également de palier le manque de

données concernant les redistributions passées de sol. Les principaux résultats ont été élaborés selon quatre approches différentes :

- Le **chapitre III** a consisté en une caractérisation de deux types de figures morphologiques linéaires, les banquettes agricoles et les ondulations, et de leurs relations aux variations d'épaisseur de sol. Une analyse statistique de classification (CT : Classification Tree) a permis de déterminer que ces deux types de figures possèdent des caractéristiques morphologiques propres, distingables les unes des autres mathématiquement. Ces figures morphologiques correspondent également à des épaississements de sols d'intensité différente liés à des processus d'érosion-dépôt induits par des bordures de parcelles. Ces bordures sont pérennes depuis de nombreux siècles pour les banquettes agricoles, et disparues depuis un remembrement (1967) pour les ondulations. Ces figures morphologiques constituent des SEDI morphologiques. La méthode développée a permis de cartographier ces figures morphologiques, et par conséquent de localiser les épaississements de sol associés, sur l'ensemble du site d'étude. Cet outil s'avère donc très utile pour l'aide à la cartographie des épaisseurs de sol et des propriétés dépendantes (par exemple, stocks de carbone, réserve utile).

- Dans le **chapitre IV**, les sols des figures morphologiques identifiées sur le site d'étude et les altérites sous-jacentes ont été caractérisés d'un point de vue granulométrique et minéralogique. Les caractéristiques des sols ont alors été comparées à celles des altérites et ont permis de confirmer que le développement de ces figures est essentiellement dû à des transferts latéraux de matière. L'observation de la morphologie des sols et du toit de l'altérite en coupes verticales (tranchées) a mis en évidence un surcreusement du substrat en aval de certaines banquettes agricoles, impliquant que les phénomènes d'érosion-dépôt liés à la présence de bordures de parcelles ne concernent pas uniquement les sols, mais le substrat également. Des SEDI essentiellement minéralogiques, spécifiques aux différentes formations lithologiques du versant, qui ont pu être cartographiées par mesures géo-électriques, ont été identifiés sur le site d'étude.

- Le **chapitre V** était consacré à l'étude des processus et à la quantification des redistributions de sols sur le site d'étude. Pour cela, la répartition spatiale le long du versant des SEDI minéralogiques précédemment identifiés, ainsi que la variabilité spatiale granulométrique des sols en surface, ont d'abord été étudiées. Trois phases majeures de

redistribution ont alors été mises en évidence : des redistributions par solifluxion au Périglaciaire et des transferts dominés par le ruissellement non-concentré sur l'essentiel de la période Holocène sur l'ensemble du versant, et pour terminer, des transferts de matière récents induits par les vecteurs hydriques et aratoires au sein de différentes unités spatiales fonctionnant en quasi autarcie. Cette première approche étant limitée quant à la quantification des redistributions de sol, la répartition spatiale du ^{137}Cs sur une parcelle « test » a été étudiée. Cette analyse a permis de déterminer l'implication relative des processus hydriques et aratoires sur une période récente (1954-2010) englobant un remembrement parcellaire. Les résultats de la modélisation de conversion montrent que les processus aratoires dominent à plus de 85% les redistributions au sein de la parcelle « test » depuis 1954. Le remembrement parcellaire de 1967 a entraîné une accélération localisée de l'érosion des sols en transformant des zones de rétention des sols en zones sources (ondulations).

- Dans le **chapitre VI,** les résultats des approches précédentes ont été croisés afin de poser les bases d'une conceptualisation de l'effet des parcellaires agricoles sur les redistributions de sol et la morphologie des versants cultivés. Trois points principaux ont été abordés : le déterminisme des parcellaires agricoles, l'évolution des processus de redistribution dans le temps, et le paysage agricole en tant que « palimpseste » morphologique. Ces croisements de résultats ont permis de mettre en évidence l'existence d'un déterminisme lithologique marqué du parcellaire agricole, déterminant des zones caractérisées par des propriétés lithologiques, topographiques, pédologiques et hydrologiques fortement différenciées. L'occupation du sol a été adaptée par le passé au potentiel cultural de chacun de ces ensembles, ce qui n'est plus le cas actuellement. L'étude des processus de redistribution a démontré l'influence importante de l'occupation humaine sur leur évolution spatiale et temporelle. Les grandes phases de défrichement ont permis de favoriser les processus hydriques de redistribution sur l'ensemble du versant. L'introduction de parcellaires de plus en plus pérennes, avec le passage d'un paysage d'openfield à un paysage bocager de la période romaine au Moyen-Age central, a cloisonné et restreint les redistributions de matière. Par ailleurs, le travail du sol a impliqué une augmentation de la redistribution de matière en lien avec l'avènement de la charrue. Récemment, la réouverture du paysage agricole suite à un remembrement parcellaire (1967) et la mécanisation ont, d'une part, permis de favoriser à nouveau les connectivités hydrologiques et sédimentologiques dans les différentes unités lithologiques

du versant et accentuer largement les redistributions aratoires de sols dominantes d'autre part. Pour finir, l'observation de la morphologie du versant démontre que les effets de l'occupation de sol passée sur les redistributions de matière est actuellement encore largement inscrite dans le paysage agricole, défini alors comme « palimpseste » morphologique.

En perspective, ces travaux mériteraient d'être complétés et améliorés à différents niveaux, entre autres :

- D'un point de vue spatial, le suivi des transferts de matériaux en surface pourrait être abordé en 2D. Les SEDI minéralogiques sont maintenant connus et leur zones sources cartographiées. Il serait par exemple intéressant de développer une approche de quantification de ces SEDI par analyse d'image sur lames minces de fractions sableuses afin de faciliter grandement l'étape chronophage de comptage des grains.

- D'un point de vue temporel, des analyses et méthodes complémentaires de datations pourraient être envisagées, afin de mieux contraindre dans le temps les redistributions de matière : nouvelles datation OSL dans les autres banquettes L2 et L3 du site, mais également datation des artéfacts archéologiques enfouis dans les profils d'accumulation.

- Dans une optique de modélisation spatio-temporelle des redistributions de matière, l'introduction des changements de parcellaire dans le modèle de conversion des activités de ^{137}Cs en taux de redistributions de sol serait à envisager afin d'améliorer l'évaluation de l'évolution de ces taux.

De plus, une extrapolation à de plus larges échelles spatiales des principaux résultats obtenus serait à envisager :

- L'analyse de sol sur tranchée et leur datation par la technique OSL pourraient être appliquées aux figures morphologiques situées dans différentes unités du site. Ceci permettrait de mieux définir l'influence des caractéristiques lithologiques et

topographiques de ces unités sur le développement des figures morphologiques associées à des bordures de parcelles.

- La méthode statistique de classification des figures morphologiques linéaires développée dans le Ch. III pourrait être appliquée à de plus grandes surfaces (zone d'extrapolation par exemple) via des données LIDAR.

- Les règles conceptuelles concernant l'effet des parcellaires sur les redistributions de sols et la morphologie du paysage (Ch. VI) établies au cours de ces travaux pourraient être comparées à celles établies sur d'autres sites (contextes géologiques, topographiques, climatiques et agricoles différents). Le projet LANDSOIL auquel participe l'ensemble des travaux présentés ici concerne également la zone atelier (ZA) de Pleine-Fougères (Ille-et-Vilaine) où l'élevage laitier prédomine dans un paysage de bocage, et le site de Roujan (Hérault) dominé par la vigne et un climat méditerranéen sub-humide.

Bibliographie (hors articles)

Alcaydé, G., Macaire, J.-J., Coubès, L., 1989. *Carte géologique de la France au 1:50 000. Feuille de Loudun n°513 et notice*. BRGM ed., Orléans.

Aldana-Jague, E, 2009. *Caractérisation géo-électrique du substrat par méthodes électriques et électromagnétiques.* Mémoire de Licence 3, Université de Tours, France, 29 pp.

Antrop, M, 2005. Why landscapes of the past are important for the future. *Landscape and urban planning* 70, 21-34.

BRGM, 1980. *Carte géologique de la France au 1: 1 000 000*. BRGM ed., Orléans.

Baize, D., Girard, M.-C., 2008. *Référentiel Pédologique*. INRA ed., 405 pp.

Baudry, J., Burel, F., 1984. "Remembrement": Landscape consolidation in France. *Landscape Planning* 11, 235-241.

Bellemlih, S., 1999. *Stocks particulaires holocènes et bilans de matières dans un bassin fluviatile en domaine sédimentaire - Le bassin du Négron, Sud-ouest du Bassin Parisien (France).* Thése de Doctorat, Université de Tours, France, 327 pp.

Bertrand, Y., 1967. La prospection électrique appliquée aux problèmes des ponts et chaussées. *Bulletin de liaisons des laboratoires routiers* 172.

Beuselinck, L., Govers, G., Poesen, J., Degraer, G., Froyen, L., 1998. Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with sieve-pipette method. *Catena* 32, 193-208.

Billant, J., 2009. *Etude de l'incertitude analytique sur l'analyse granulométrique des sols par diffraction laser et comparaison avec la méthode de la pipette d'Andreasen.* Mémoire de Licence 3, Université de Tours, France, 50 pp.

Boardman, J., Poesen, J., 2006. Soil erosion in Europe: major processes, causes and consequences. In: J. Boardman and J. Poesen (éd.), *Soil erosion in Europe*. Wiley, Chicester, 479-489.

Bollinne, A., 1971. Les rideaux en Hesbaye gembloutoise - Etude morphologique et sédimentologique. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 7, 61-67.

Boulet, R., Chauvel, A., Humbel, F.X., Lucas, Y., 1982a. Analyse stucturale: les cartographique en pédologie I - Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. *Cahier O.R.S.T.O.M. série pédologique* XIX (4), 309-321.

Boulet, R., Humbel, F.X., Lucas, Y., 1982b. Analyse structurale et cartographie en pédologie II - Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédolgiques. *Cahier O.R.S.T.O.M. série pédologique* XIX (4), 323-339.

Boutin, D., Froger, D., Rassineux, J., 1990. *Carte pédologique du département de la Vienne et de la Région Centre (1:50 000), feuille de Loudun*.

Brown, G, 1961. *Identification and crystal structures of clay minerals*. London, 575 pp.

Burwell, R.E., Allmaras, R.R., Amemiya, M, 1963. A. field measurement of total porosity and surface mircrorelief of soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 27, 697-700.

Caillère, S., Hénin, S., Rautureau, M., 1982. *Minéralogie des argiles - 1 - Structures et propriétés physico-chimiques* (2ème éd.). INRA ed. et Masson, Paris.

Callot, H.J., 1980. *La plaine d'Alsace. Modelé agraire et parcellaire.* Université de Nancy II, Thèse de doctorat, 1980.

Campy, M., Macaire, J.-J, 2003. *Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage continentaux* (2è éd.). Dunon, Paris, 440 pp.

Caubel, V., Grimaldi, C., Merot, P., Grimaldi, M., 2003. *Influence of a hedge surrounding bottomland on seasonal soil-water movement.* Hydrological Processes 17, 1811-1821.

Cerdan, O., 2001. *Analyse et modélisation du transfert de particules solides à l'échelle de petits bassins versants cultivés*. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, 186 pp.

Cerdan, O., Govers, G., Le Bissonnais, Y., Van Oost, K., Poesen, J., Saby, N., Gobin, A., Vacca, A., Quinton, J., Auerswald, K., Klik, A., Kwaad, F.J.P.M., Raclot, D., Ionita, I., Reijman, J., Rousseva, S., Muxart, T., Roxo, M.J., Dostal, J., 2010. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: a study based on erosion plot data. *Geomorphology* 122, 167-177.

Chaplot, V., Le Bissonnais, Y., 2000. Field measurements of interril erosion under different slopes and plot sizes. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 145-153.

Chilès, J.P., Delfiner, P., 1999. *Geostatistics modeling sapatial uncertainty*. Series in Probability and Statistics. Wiley, Chicester, 720 pp.

Cuquel, H, 2001. *Etude de la remobilisation de matière par des paramètres granulomériques et minéralogiques sur une parcelle cultivée.* Mémoire de Licence 3, Université de Tours, pp. 47.

Dabney, S.M., Liu, Z., lane, M., Douglas, J., Zhu, J., Flanagan, D.C., 1999. Landscape benching from tillage erosion between grass hedges. *Soil & Tillage Research* 51, 219-231.

Das, U.C., Verma, S.K., 1980. Digital linear filter for computing type curves for the two-electrode system of resistivity sounding. *Geophysical prospecting* 28(4), 610-619.

De Alba, S., 2003. Simulating long-term soil redistribution generated by different patterns of mouldboard ploughing in landscapes of complex topography. *Soil & Tillage Research* 71, 71-86.

Desmet, P., Govers, G., 1997. Two-dimensional modelling of the within-field variation in rill and gully geometry and location related to topography. *Catena* 29, 283-306.

Dupis, A., Bossuet, G., Choquier, A., De Luca, P., Macaire, J.-J., 1996. Contribution des méthodes électriques de la géophysique appliquée à l'évaluation des bilans sédimentaires – exemple du bassin du lac Chambon (Puy-de-Dôme). *Géologie de la France* 4, 79-87.

Egli, M., Mirabella, A., Sartori, G., Fitze, P., 2003. Weathering rates as a function of climate: results from a climosequence of the Val Genova (Trentino, Italian Alps). *Geoderma* 111(1-2), 99-121.

Famiglietti, J.S., Rudnicki, J.W., Rodell, M., 1998. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. *Journal of Hydrology* 210 (1-4), 259-281.

Ferdière, A., Matterne, V., Méniel, P., Jaubert, A.N., Pradat, B., 2006. *Histoire de l'agriculture en Gaule: 500 Avant J-C - 1000 après J-C.* Editions errance, Paris, 231 pp.

Follain, S., 2005. *Effet du réseau bocager sur l'organisation des sols. Redistributions des sols et stockage en carbone organique.* Thèse de Doctorat, Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie de Rennes, France, 240 pp.

Fourmont, A., 2001. *Analyse de l'évolution subactuelle des banquettes colluviales anthropiques par la méthode du Césium-137. Influence sur le bilan sédimentaire du bassin du Quincampoix (Sud-ouest du Bassin Parisien, France)*. Mémoire de DEA, Université de Tours, France, pp. 40.

Fox, D.M., Le Bissonnais, Y., 1998. A process-based analysis of the influence of aggregate stability on surface crusting, infiltration, and interrill erosion. *Soil Science Society of America Proceedings* 62(3), 712-724.

Gómez-Plaza, A., Martinez-Mena, M., Albaldejo, J., Castillo, V.M., 2001. Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments. *Journal of Hydrology* 253(1-4), 211-226.

Goovaerts, P., 1997. Geostatsistics for natural ressources evaluation. Oxford University Press, Oxford, 483 pp.

Gourry, J.-C., Vermeersch, F., Garcin, M., Giot, D., 2003. Contribution of geophysics to the study of alluvial deposits: a case study in the Val d'Avaray area of the River Loire, France. *Journal of Applied Geophysics* 54, 35-49.

Govers, G., Quine, T.A., Desmet, P.J.J., Walling, D.E., 1996. The relative contribution of soil tillage and overland flow erosion to soil redistribution on agricultural land. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 929-946.

Govers, G., Vandaele, K., Desmet, P.J.J., Poesen, J., Bunte, K., 1994. The role of tillage in soil redistribution on hillslopes. *Europeau Journal of Soil Science* 45, 469-478.

Hall, G.F, 1983. Pedology and geomorphology. In: L.P. Wilding, N.E. Smeck and G.F. Hall (Editors), *Pedogenesis and Soil Taxonomy: I. Concepts and Interaction*. Elsevier, New York, pp. 117-140.

Hewlett, J.D., Hibbert, R., 1967. *Factors affecting response of small watersheds to precipitation in humid areas, International Symposium of forest hydrology*. Pergamon Press, New York, pp. 275-290.

Horn, R., 1988. Compressibility of arable land. In: Dresher, J., Horn, R., DeBoodt, M. (Eds), Impact of water and external forces on soil structure. *Catena, Supp. Bd.* 11, 53-71,

Horn, R., Taubner, H., Wutke, M., Baumgartl, T., 1994. Soil physical properties in processes related to soil structure. *Soil & Tillage Research* 30, 187-216.

Horton, R., 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transactions of American Geophysical Union* 14, 446-460.

Huggett, R.J., 1975. Soil landscape systems: a model of soil genesis. *Geoderma* 13, 1-22.

I.G.N., 1988. *Carte topographique au 1: 25000, série bleue, feuille de Loudun (1724 O).*

I.G.N., 2005. *Carte topographique au 1: 25000, série bleue, feuille de Richelieu (1724 E).*

Jacob, E., 2010. *Etude des éléments grossiers du sol pour la mise en évidence de l'érosion des parcelles cultivées en grandes cultures.* Mémoire de Master 1, Université de Tours, France, pp. 51.

Jaffré, C., 2003. *Interactions solides-solutions dans une zone humide à tourbe: le marais de Taligny (France).* Thèse de Docteur, Université de Tours, France, 291 pp.

Jamagne, M., 1967. Bases et techniques d'une cartographie des sols. *Annales Agronomiques* 18, 142 pp.

Jebelean, S., 2001. *Modélisation de l'érosion dans un bassin versant en mileu agricole - le bassin du Quincampoix (Sud-ouest du bassin Parisien, France).* Mémoire de DIRS, Université de Tours, France, pp. 65.

Jenny, J., Borreguero, M., Burgisser, A., 1995. *Mode d'emploi WinSev5, logiciel d'interprétation des sondages électriques pour Windows.*, W-Geosofts®,

Jones, J.B., Segnit, E.R., 1971. *The nature of opal. I. Nomenclature and constituent phases*. Journal of Geological Society of Australia 18, 57-68.

Kastner, M., Keene, J.B., Gieskes, J.M., 1977. Diagnesis of siliceous oozes - I. Chemical controls on the rate of opale-A to opale-CT transformation - an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41(8), 1041-1051; 1053-1059.

Keller, G.V., Frischknecht, F.C., 1966. Electrical methods in Geophysical Prospecting. *International series in electromagnetic waves* 10, 523 pp.

Knapen, A., Poesen, J., Govers, G., De Baets, S., 2008. The effect of conservation tillage on runoff erosivity and soil erodibility during concentrated flow. *Hydrological Processes* 22, 1497-1508.

Konert, M., Vandenberghe, J., 1997. Comparison of laser grain size analysis with pipette and siev analysis: a solution to the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* 44(3), 525-535.

Lindstrom, M.J., Nelson, W.W., Schumacher, T.E., Lemme, G.D., 1990. Soil movement by tillage as affected by slope. *Soil & Tillage Research* 17, 255-264.

Lipiec, J., Kuś, J., Słowińska-Jurkiewicz, A., Nosalewicz, A., 2006. Soil porosity and water infiltration as influenced by tillage methods. *Soil & Tillage Research* 89, 210-220.

Macaire, J.-J., 1981. *Contribution à l'étude géologique et paléopédologique du Quaternaire dans le Sud-Ouest du Bassin Parisien (Touraine et ses abords).* Thèse de Doctorat, Université de Tours, France, 450 pp.

Macaire, J.-J., Bellemlih, S., Di Giovanni, C. De Luce, P., Visset, L., Bernard, J., 2002. Sediment yield and storage variations in the Negron river catchment (South western Parisian Basin, France) during the Holocne period. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 991-1009.

Macaire, J.-J., Bernard, J., Di Giovanni, C., Hinschberger, F., Limondin-Lozouet, N., Visset, L., 2006. Quantification and regulation of organic and mineral sedimentation in a late-Holocene flooplain as a result of climatic and human impacts (Taligny marsh, Parisian Basin, France). *The Holocene* 16(5), 647-660.

Macaire, J.-J., Esteoule-Choux, J., Estoule, J., 1977. MINERALOGIE – Sur la présence de zéolites détritiques dans les alluvions quaternaires de la Creuse et de la Claise. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences* 285(Série D), 949-952.

McNeal, B.L., Oster, J.D., Hatcher, J.T., 1970. Calculation of electrical conductivity from solution composition data as an aid to in-situ estimation of soil salinity. *Soil Science* 110, 405-414.

McNeill, J.-D., 1980. *Electromagnetic conductivity of soils and rocks*. Technical Note TN-5, Geonics Limited®, pp. 22.

Newman, A.C.D., Brown, G., 1987. The chemical constitution of clays. In: A.C.D. Newman (Editor), *Chemistry of clays and clay minerals.* London : Longman scientific & Technical, Mineralogical Society.

Oubelkasse, M., 1998. *Bilan des exportations de matière dissoute d'uncours d'eau sous influence agricole: le Négron, sud-ouest du Bassin Parisien, France*. Thèse de Docteur, Université de Tours, France, 147 pp.

Papendick, R.I., Miller, D.E., 1977. Conservation tillage in Pacific Northwest. *Journal of Soil and Water Conservation* 32, 49-56.

Poirier, N., 2008. *Rapport de prospection - inventaire sur les communes de Cinais et Seuilly (37)*. Université de Tours, France, pp. 24.

Probst, J.L., Bazerbachi, A., 1986. Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Géol. Bull.* 39(1): 79-98.

Reid, I., 1973. The influence of slope orientation upon the soil moisture regime and its hydrogeomophological significance. *Journal of Hydrology* 19, 309-321.

Robert, M., 1996. Le sol: interface pour l'environnement, ressource pour le développement. Masson Ed., Paris, 244 pp.

Roy, S., 1996. *Utilisation des isotopes du Pb et du Sr comme traceurs des apports anthropiques et naturels dans les précipitations et les rivières du Bassin de Paris*. Thèse de Docteur, Université Paris 7 et Institut Physique du Globe, France, 316 pp.

Rydin, H., Jeglum, J., 2006. *Peat and organic soil, The Biology of Peatlands*. Oxford University Press, Oxford, pp. 138-163.

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)*. Thèse de Docteur, Université de Tours, France, 298 pp.

Salvador-Blanes, S., Cornu, S., Couturier, A., King, D., Macaire, J.-J., 2006. Morphological and geochemical properties of soil accumulated in hedge-induced terraces in the Massif Central, France. *Soil & Tillage Research* 8, 62-77.

Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., Richard, G., 2005. Electrical resistivity survey in soil: a review. *Soil & Tillage Research* 83(2), 173-193.

Snoussi, M., 1986. *Nature, estimation et comparaison des flux de matières issus des bassins versants de l'Adour (France), du Sebou, de l'Oum-Er-Rbia et du Souss (Maroc). Impact du climat sur les apports fluviatiles à l'océan*. Thèse de Docteur, Université de Bordeaux I, France, 409 pp.

Tabbagh, A., Cosenza, P., 2006. Effect of microstructure on the electrical conductivity of clay-rich systems. *Physics and Chemistry of the Earth* 32, 154-160.

Truman, C.C., Wauchope, R.D., Sumner, H.R., Davis, J.G., Gascho, G.J., Hook, J.E., Chandler, L.D., Johnson, A.W., 2001. Slope lenght effects on runoff and sediment delivery. *Journal of Soil and Water Conservation* 56(3), 249-256.

Turner, G.D., Zachara, J.M., McKinley, J.P., Smith, C.S., 1996. Surface charge properties and UO22+ adsorption of a subsurface smectite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(18), 3399-3414.

Van Dijk, P.M., Kwaad, F.F.P.M., Klapwijk, M., 1996. Retention of water and sediment by grass strips. *Hydrological Processes* 10, 1069-1080.

Van Oost, K., Govers, G., De Alba, S., Quine, T.A., 2006. Tillage erosion: a review of controlling factors and implications for soil quality. *Progress in Physical Geography* 30(4): 443-466.

Van Oost, K., Govers, G., Desmet, P.J.J., 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landscape Ecology* 15, 577-589.

Van Oost, K., Van Muysen, W., Govers, G., Deckers, J., Quine, T.A., 2005. From water to tillage erosion dominated landform evolution. *Geomorphology* 72, 193-203.

Vandekerckhove, L., Poesen, J., Oostwoud Wijdenes, D., de Figueiredo, T., 1998. Topographical thresholds for ephemeral gully initiation in intensively cultivated areas of the Mediterranean. *Catena* 33, 271-292.

Verheijen, F.G.A., Jones, R.J.A., Rickson, R.J., Smith, C.J., 2009 Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. Earth-Science Reviews 94, 23-38.

Visset, L., Cyprien, A.L., Carcaud, N., Bernard, J., Ouguerram, A., 2005. Paysage végétal dans le bassin de la Loire moyenne du Tardiglaciaire à l'Actuel. *J. Bot. Soc. France* 29, 41-51.

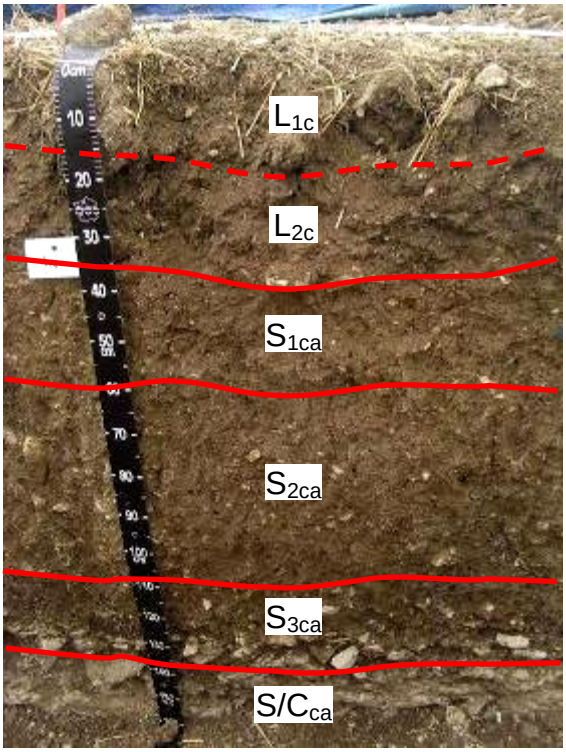
Vitikainen, A., 2004. An overview of land consolidation in Europe. *Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research* 1, 25-44.

White, A.F., Blum, A.E., 1995. Effects of climate on chemical weathering in watersheds. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(9), 1729-1747.

Zadora-Rio, E., 1991. *Les terroirs médiévaux dans le Nord-Ouest de l'Europe, Pour une Archéologie agraire*. J. Guilaine, Paris, pp. 165-192.

Annexe 1. Description des profils pédologiques TL104, TL116 et TL126 de la tranchée TL1, et TU2-14, TU200 et TU212 de la tranchée TU2.

TL104 - COLLUVIOSOL carbonaté sur craie du Turonien moyen



0-15cm – Horizon L_{1ca} (104-1) – sec – brun-gris foncé (10YR4/2) – effervescence forte et généralisée, 15,9% de carbonates – – cailloux de craie allongés ou irréguliers, émoussés assez nombreux et quelques silex – texture argileuse à 32,4% d'argile – structure polyédrique sub-anguleuse grossière assez nette – meuble – non fragile – absence de taches – aucun revêtement – 3,6% de matière organique – absence de conduits de vers de terre – très nombreux résidus de récolte enfouis – très nombreuses racines dans la masse, saines et fines – transition régulière, limite inférieure abrupte.

15-34cm – Horizon L_{2ca} (104-2) – frais – brun-gris foncé (10YR4/2) – effervescence forte et généralisée, 15,5% de carbonates – cailloux de craie allongés ou irréguliers, émoussés assez nombreux et quelques silex – texture argileuse à 32,1% d'argile – structure polyédrique sub-anguleuse moyenne, peu nette – peu compact – friable – absence de taches – aucun revêtement – 2,7% de matière organique – nombreux conduits de vers orientés verticalement, colmatés –nombreuses krotovines – nombreuses racines dans la masse, saines et fines – transition régulière, limite inférieure distincte.

34-60cm – Horizon S_{1ca} (104-3) – frais – brun gris (2.5Y5/2) – effervescence forte et généralisée, 12,8% de carbonates – graviers de craie allongés ou irréguliers, émoussés assez nombreux et quelques silex – texture argileuse à 32,3% d'argile – structure polyédrique sub-anguleuse moyenne, peu nette – très peu compact – très friable – absence de taches – aucun revêtement – 1,1% de matière organique – nombreux conduits de vers orientés verticalement, colmatés – nombreuses krotovines – nombreuses racines dans la masse, saines et fines en forme d'arrête de poisson – transition régulière, limite inférieure distincte.

60-109cm – Horizon S_{2ca} (104-4) – frais – brun gris (2.5Y5/2) – effervescence forte et généralisée, 8,6% de carbonates – cailloux de craie allongés ou irréguliers, émoussés

nombreux, plus abondants que dans les horizons précédents et quelques silex – texture argileuse à 30,3% d'argile – structure prismatique grossière, moyennement développée – peu compact – très friable – absence de taches – nombreux revêtements de calcite sur les faces verticales et associés aux vides – 0,8% de matière organique – nombreux conduits de vers orientés verticalement, colmatés – peu de traces d'activité, quelques krotovines – peu de racines, dans les agrégats, très fines et saines, en forme d'arrête de poisson – transition régulière, limite inférieure diffuse.

109-127/140cm – Horizon S_{3ca} (104-5) – frais – brun gris foncé (2.5Y4/3) – effervescence forte et généralisée, 2,8% de carbonates – nombreux cailloux de craie allongés, émoussés et quelques silex, et un galet de quartz rouge à la base (allochtone) – texture argileuse à 32,7% d'argile – structure polyédrique anguleuse moyenne, peu nette – compact – peu friable – absence de taches – revêtements de calcite peu nombreux associés aux vides – 0,7% de matière organique – conduits de vers peu nombreux, orientés verticalement, colmatés – peu de racines, dans les agrégats, très fines et saines, en forme d'arrête de poisson – transition ondulée, limite inférieure distincte.

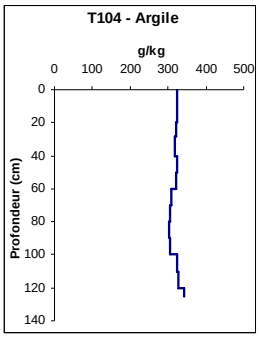
127/140-160-165cm – Horizon S/C_{ca} (104-6) – poches d'altération de la craie – frais – brun gris foncé (2.5Y4/3) – effervescence nulle à faible localisée aux éléments secondaires – très nombreuses pierres de craie aplatis, émoussés, orientés verticalement – texture argileuse – structure continue – peu compact – friable – absence de taches – absence de revêtements – transition ondulée, limite inférieure distincte.

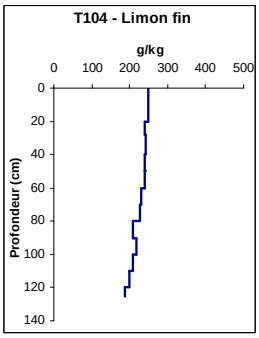
>160-165cm – Horizon C_{ca} (104-7) – Craie du Turonien moyen blanchâtre, résistante, à litage horizontal.

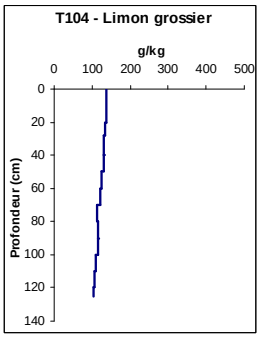
(Description : S. Salvador-Blanes, 09/09/09)

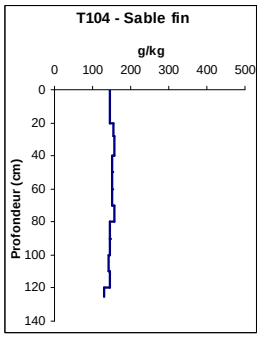
Données analytiques – Profil TL104

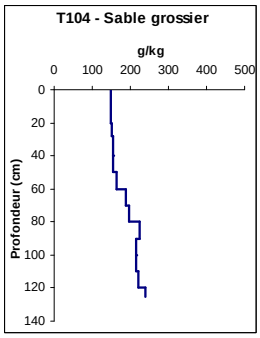
Profondeur (cm)	A ($g.kg^{-1}$)	LF ($g.kg^{-1}$)	LG ($g.kg^{-1}$)	SF ($g.kg^{-1}$)	SG ($g.kg^{-1}$)	Texture	Corg ($g.kg^{-1}$)	CaCO3 ($g.kg^{-1}$)
0-20	324	247	136	144	149	A	20.6	159
20-28	321	239	134	155	151	A	15.9	155
28-40	317	241	130	158	154	A	11.1	128
40-50	323	238	130	153	156	A	6.5	128
50-60	321	239	126	151	163	A	5.6	114
60-70	309	229	122	152	188	A	6.0	91
70-80	305	226	113	158	198	A	4.8	95
80-90	303	210	117	145	225	A	4.9	86
90-100	305	219	115	146	215	A	4.3	68
100-110	324	208	111	141	216	A	3.8	36
110-120	327	200	108	144	221	A	4.2	28
120-125	342	187	103	129	239	A	4.4	40

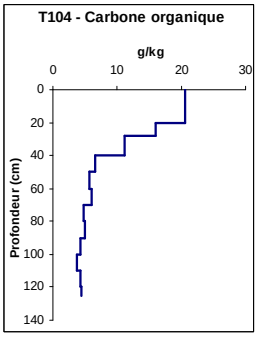


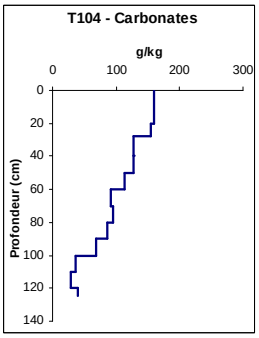




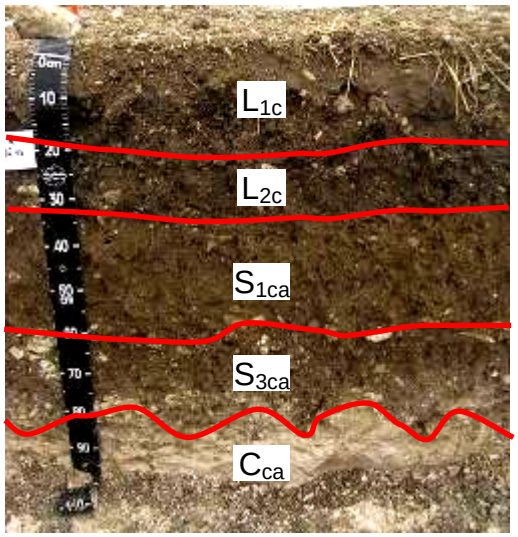








TL116 - COLLUVIOSOL carbonaté sur craie tendre du Turonien moyen



0-18/22cm – Horizon L_{1ca} (116-1) – frais – couleur ? – effervescence forte et généralisée, 17,4% de carbonates – assez nombreux graviers, cailloux et pierres calcaires de formes irrégulières émoussées ainsi que quelques rares tuiles et ardoises – texture argileuse à 33,5% d'argile – structure polyédrique sub-anguleuse grossière très nette – meuble – friable – absence de taches – absence de revêtements – 3,1% de matière organique – très nombreux conduits de vers de terre, revêtus – très nombreux résidus de récolte enfouis – très nombreuses racines dans la masse, saines et très fines – transition régulière, limite inférieure abrupte.

18/22-31/32cm – Horizon L_{2ca} (116-2) – frais – couleur ? - effervescence forte et généralisée, 16,8% de carbonates – assez nombreux graviers, cailloux et pierres calcaires de formes irrégulières émoussées ainsi que de rares tuiles et ardoises – texture argileuse à 33,5% d'argile – structure polyédrique sub-anguleuse moyenne, moyennement développée – compact – friable – absence de taches – absence de revêtements – 2,8% de matière organique – nombreux conduits de vers à orientation quelconque – nombreuses racines dans la masse, saines et très fines – transition régulière, limite inférieure abrupte.

31/32-59/65cm – Horizon S_{1ca} (116-3) – frais – couleur ? – effervescence forte et généralisée, 10,5% de carbonates – nombreux graviers émoussés de calcaire – texture argileuse à 31,7% d'argile – structure prismatique moyenne, très nette – peu compact – très friable – absence de taches – revêtements de calcite très peu nombreux associés aux vides – 1,1% de matière organique – nombreux conduits de vers à orientation quelconque – présence de quelques turricules – radicelles peu denses dans la masse, saines, à orientation verticale – transition ondulée, limite diffuse.

59/65-75/85cm – Horizon S_{2ca} (116-4) – frais – couleur ? – effervescence forte et généralisée, 7,3% de carbonates – très nombreux graviers de calcaire émoussés – texture argileuse à 33,8% d'argile – structure polyédrique anguleuse moyenne, très nette – compacité ? – friable

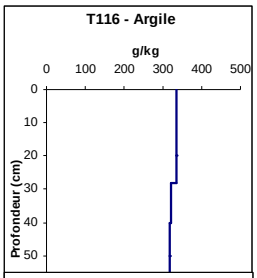
– absence de taches – nombreux revêtements de calcite associés aux agrégats – 1% de matière organique – conduits de vers peu nombreux, à orientation quelconque – quelques radicelles peu denses dans la masse, fines – transition irrégulière, abrupte.

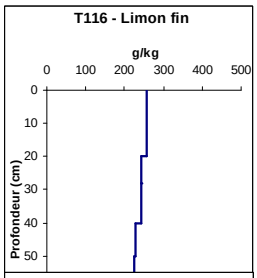
>75/85cm – Horizon C_{ca} (116-5) - Craie du Turonien moyen blanchâtre, peu résistante, à litage horizontal.

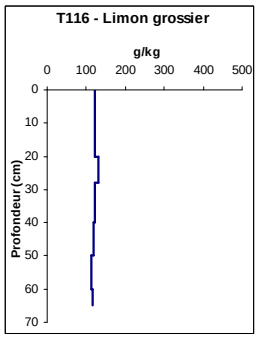
(Description : C. Chartin, 09/09/09)

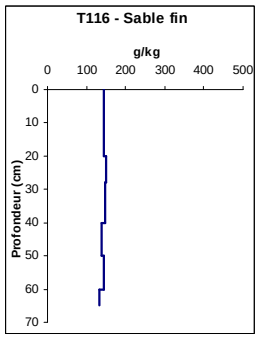
Données analytiques – Profil TL116

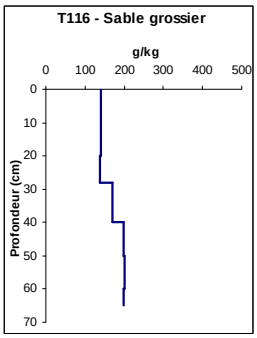
Profondeur (cm)	A ($g.kg^{-1}$)	LF ($g.kg^{-1}$)	LG ($g.kg^{-1}$)	SF ($g.kg^{-1}$)	SG ($g.kg^{-1}$)	Texture	Corg ($g.kg^{-1}$)	CaCO3 ($g.kg^{-1}$)
0-20	335	257	123	145	140	A	18.1	174
20-28	335	244	132	150	139	A	16.4	168
28-40	320	242	122	147	169	A	8.3	128
40-50	317	227	119	139	198	A	6.2	105
50-60	317	224	112	145	202	A	5.6	84
60-65	338	217	115	132	198	A	5.8	73

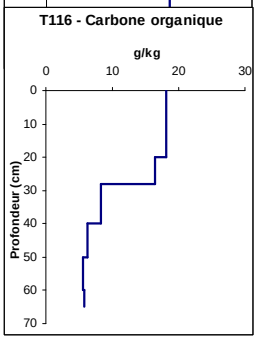


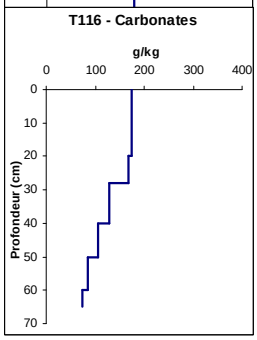






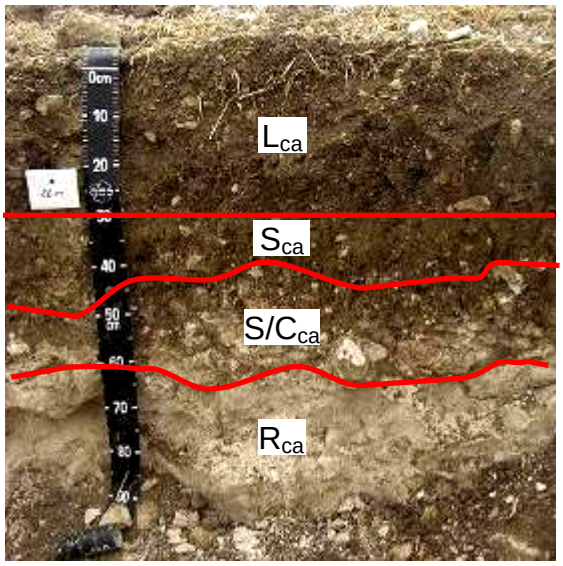






TL126 - CALCOSOL

issu de craie dure du Turonien moyen



0-30cm – Horizon L_{ca} (126-1) – frais – brun-gris foncé (10YR4/2) – effervescence forte et généralisée, 19,3% de carbonates – assez nombreux cailloux et graviers de craie de formes diverses – texture argileuse à 34% d'argile – structure polyédrique sub-anguleuse grossière (déchaumage) à moyenne, très nette à moyennement développée – compact – absence de taches – absence de revêtements – 3% de matière organique – très nombreux conduits de vers de terre, revêtus – nombreuses radicelles dans la masse, saine, à orientation quelconque – transition régulière, limite inférieure abrupte.

30-38/43cm – Horizon S_{ca} (126-2) – frais – brun gris (2.5Y5/3) – effervescence forte et généralisée, 15% de carbonates - très nombreuses pierres et cailloux crayeux allongés émoussés et orientés horizontalement – texture argileuse à 36,7% d'argile – structure prismatique moyenne, moyennement développée – peu compact – rares et fins revêtements de calcite associés aux vides – 1,6% de matière organique – nombreux conduits de vers revêtus – quelques turricules – quelques radicelles peu denses dans la masse, en forme d'arrête de poisson – transition ondulée, limite inférieure distincte.

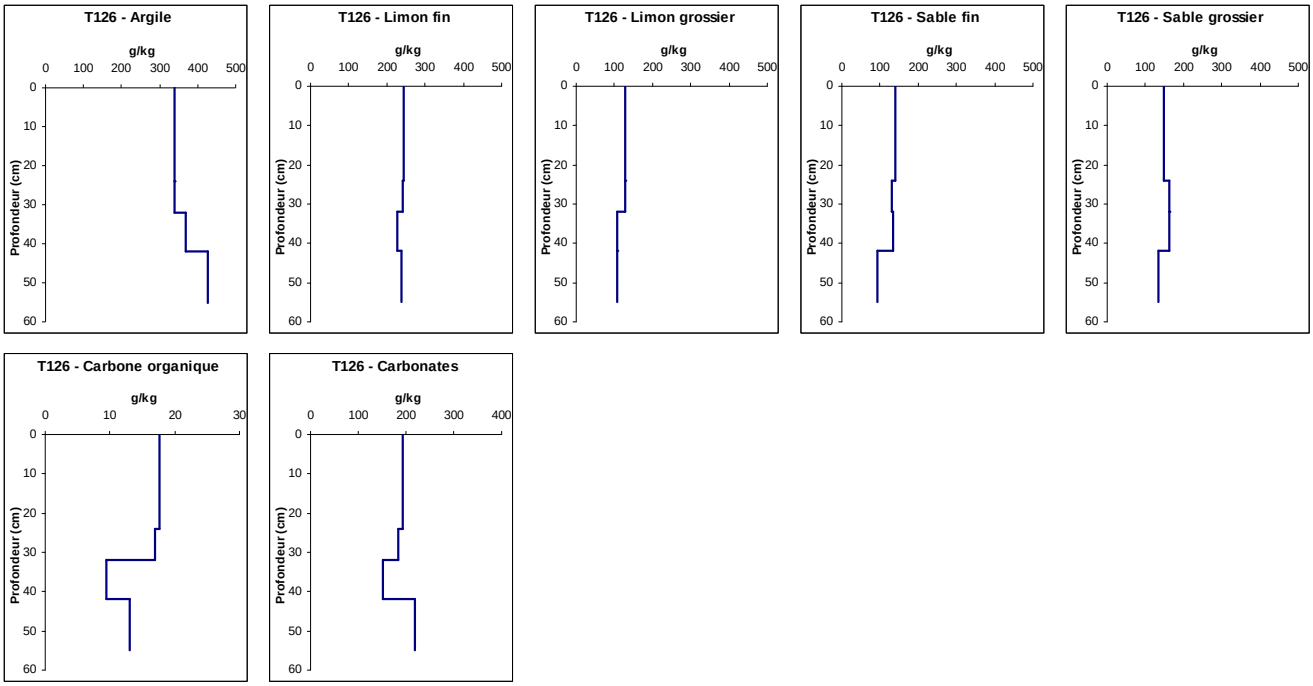
38/43-60/65cm – Horizon S/C_{ca} (126-3) – horizon de transition, craie progressivement majoritaire – frais – brun gris (2.5Y5/3) – effervescence forte et généralisée, 21,9% de carbonates – pierres et cailloux crayeux majoritaires, allongés, émoussés et orientés horizontalement – texture argileuse à 42,6% d'argile – structure polyédrique anguleuse fine, moyennement développée – compact – absence de taches - fins revêtements de calcite associés aux agrégats, peu nombreux – 2,2% de matière organique – nombreux conduits de vers revêtus – quelques radicelles entre les agrégats, en forme de fil de fer.

>60-65cm – Horizon R_{ca} (126-4) – Craie du Turonien moyen blanchâtre, très résistante, à litage horizontal.

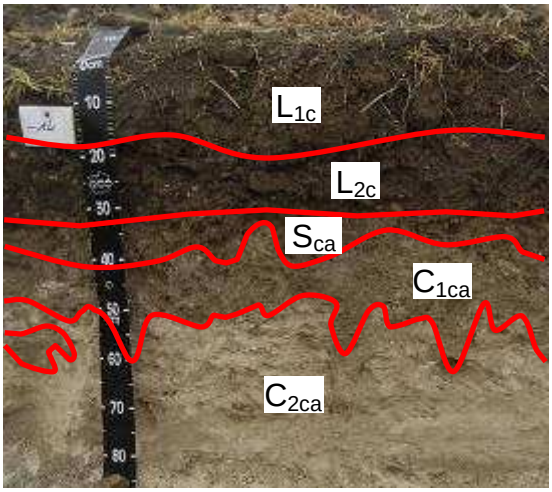
(Description : S. Salvador-Blanes, 09/09/09)

Données analytiques – Profil TL126

Profondeur (cm)	A ($g.kg^{-1}$)	LF ($g.kg^{-1}$)	LG ($g.kg^{-1}$)	SF ($g.kg^{-1}$)	SG ($g.kg^{-1}$)	Texture	Corg ($g.kg^{-1}$)	CaCO3 ($g.kg^{-1}$)
0-24	340	245	127	139	149	A	17.6	193
24-32	339	240	128	130	163	A	16.9	184
32-42	367	228	109	133	163	A	9.5	150
42-55	426	238	109	94	133	A	13	219



TU2-14 - CALCOSOL sur Craie du Turonien moyen



0-17/22cm – Horizon L_{1ca} (214-1) de déchaumage – frais – brun-gris foncé (10 YR 4/2) – effervescence forte et généralisée, 15,7% de carbonates – éléments grossiers peu nombreux : cailloux et graviers de craie de formes diverses à orientation quelconque – texture argileuse à 31,3% d'argile – structure polyédrique sub-anguleuse grossière, moyennement développée à sous-structure polyédrique sub-anguleuse moyenne, moyennement développée – peu friable – meuble – absence de taches – absence de revêtements – 3,2% de matière organique – conduits de vers de terre très nombreux, à orientation oblique, revêtus – très nombreux coprolithes – nombreuses racines saines et très fines, dans la masse, à orientation quelconque – transition abrupte, limite inférieure régulière.

17/22-32/34cm – Horizon L_{2ca} (214-2) – frais – brun-gris foncé (10 YR 4/2) – effervescence forte et généralisée, 15,1% de carbonates – éléments grossiers peu nombreux : pierres et graviers de craie de formes diverses à orientation quelconque – texture argileuse à 34,2% d'argile – structure polyédrique sub-anguleuse moyenne, moyennement développée à sous-structure polyédrique sub-anguleuse fine, moyennement développée –friable – compact – 2,3% de matière organique – conduits de vers de terre très nombreux, à orientation oblique, revêtus – très nombreux coprolithes et résidus de récolte enfouis – nombreuses racines saines et très fines, dans la masse, à orientation quelconque – transition abrupte, limite inférieure régulière.

32/34-36/42cm – Horizon S_{ca} (214-3) – frais – brun-gris (2.5 Y 5/3) – effervescence forte et généralisée, 22,1% de carbonates – éléments grossiers peu nombreux : graviers de craie de formes diverses à orientation quelconque – texture argileuse à 35,8% d'argile – structure polyédrique sub-anguleuse moyenne, moyennement développée à sous-structure polyédrique sub-anguleuse fine, moyennement développée– friable – peu compact –rares et fins revêtements de calcite associés aux vides (mycélium) – 1,5% de matière organique – conduits de vers de terre nombreux, à orientation oblique, revêtus – nombreux coprolithes – racines

saines et très fines peu nombreuses, entre les agrégats, à orientation quelconque – transition abrupte, limite inférieure glossique.

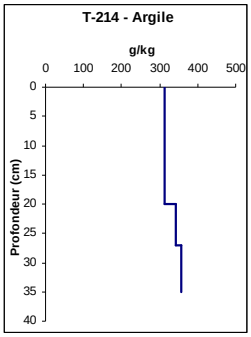
36/42-48/71cm – Horizon C_{1ca} (214-4) parfois en poches dans l'horizon C_{2ca} – Craie du Turonien moyen peu résistante, altérée – frais – gris-brun clair (2.5 Y 7/2) (couleur 'gris sale') – effervescence extrêmement forte et généralisée – pierres et cailloux de craie de formes diverses, assez nombreux, orientés horizontalement – structure lithique – friable – peu compact – conduits de vers de terre peu nombreux, à orientation oblique, revêtus –coprolithes peu nombreux – racines saines et très fines très peu nombreuses, dans les chenaux, à orientation quelconque – transition abrupte, limite inférieure glossique.

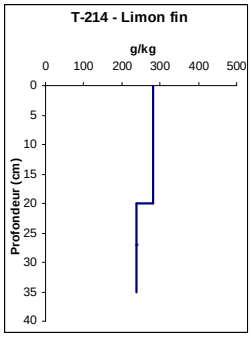
>48/71cm – Horizon C_{2ca} (214-5) – Craie du Turonien moyen blanchâtre, peu résistante, à litage horizontal – frais – beige (2.5 Y 8/2) – effervescence extrêmement forte et généralisée – pierres de craie aplaties, émoussées, assez nombreuses, orientées horizontalement – structure lithique – friable – peu compact – conduits de vers de terre peu nombreux, à orientation oblique, revêtus –coprolithes peu nombreux – racines saines et très fines très peu nombreuses, dans les chenaux, à orientation quelconque.

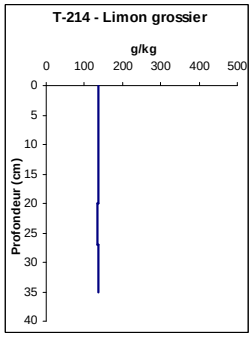
(Description : S. Salvador-Blanes, 09/09/09)

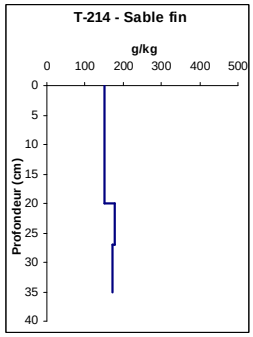
Données analytiques – Profil TU2-14

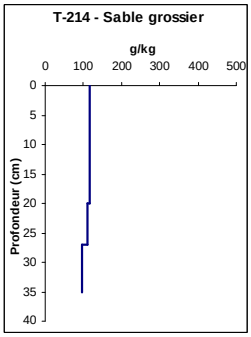
Profondeur (cm)	A ($g.kg^{-1}$)	LF ($g.kg^{-1}$)	LG ($g.kg^{-1}$)	SF ($g.kg^{-1}$)	SG ($g.kg^{-1}$)	Texture	Corg ($g.kg^{-1}$)	CaCO3 ($g.kg^{-1}$)
0-20	313	283	138	150	116	A	18.8	157
20-27	342	238	133	177	110	A	13.4	151
27-35	358	237	138	171	96	A	8.6	221

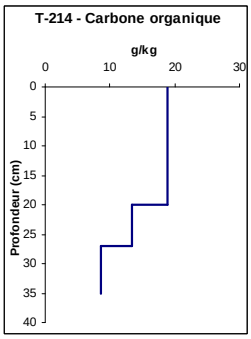


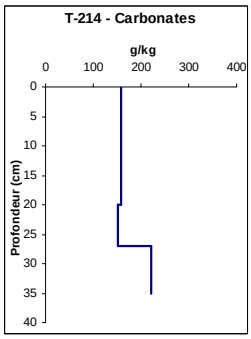




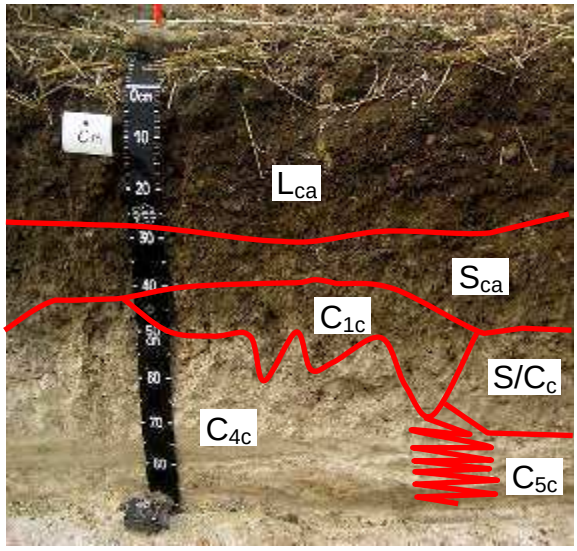








TU200 - CALCOSOL sur craie tendre du Turonien moyen



0-28/30cm – Horizon L_{ca} (200-1) – frais – brun-gris foncé (10 YR 4/2) – effervescence forte et généralisée, 16,1% de carbonates – graviers et cailloux de craie peu nombreux – texture argileuse à 31,2% d'argile – structure polyédrique sub-anguleuse grossière assez nette à sous-structure polyédrique sub-anguleuse moyenne, moyennement développée – friable – absence de taches – absence de revêtements – 2,7% de matière organique – nombreux conduits de vers d'orientation quelconque – très nombreux turricules – nombreuses racines dans la masse, saines et très fines – transition difficile à voir au sein de l'horizon entre partie supérieure déchaumée, et partie inférieure labourée. Transition régulière, limite inférieure abrupte.

28/30-40/55cm – Horizon Sca (200-2) – frais – brun gris (2.5 Y 5/3) – effervescence forte et généralisée, 15% de carbonates – graviers et cailloux de craie peu nombreux – texture argileuse à 33,3% d'argile – structure prismatique grossière nette à sous-structure prismatique moyenne, nette – friable – absence de taches – nombreux et fins revêtements de calcite associés aux vides (mycélium) – 1% de matière organique – nombreux conduits de vers d'orientation quelconque – nombreux turricules – nombreuses racines saines et fines – transition diffuse, limite inférieure irrégulière à glossique.

40-80cm – Horizon S/C_{ca} (200-3) discontinu – frais – gris pâle verdâtre (5 Y 7/2) – effervescence modérée, 31,8% de carbonates – rares éléments grossiers siliceux dans la masse (cherts ?) colorés par le fer (orange), à orientation horizontale – texture argileuse à 44,5% d'argile – structure prismatique grossière nette à sous-structure prismatique moyenne, nette – friable – absence de taches – nombreux et fins revêtements de calcite associés aux agrégats – 1,3% de matière organique – conduits de vers peu nombreux d'orientation quelconque, revêtus – présence de quelques turricules – nombreuses racines saines et fines – transition nette, limite irrégulière.

40/55-40/75cm – Horizon C_{1ca} (200-4) discontinu – Craie du Turonien moyen peu résistante, altérée (couleur 'gris sale'). Présence d'un élément grossier de quartz à 55 cm de profondeur (allochtonie de C_1 ?). Transition nette vers C_{4ca}.

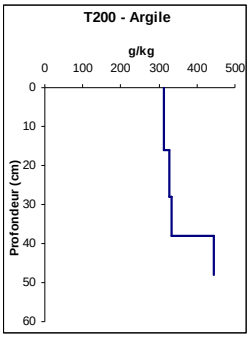
>40 cm – Horizon C_{4ca} (200-5) discontinu - Craie du Turonien moyen blanchâtre, peu résistante. Rares éléments grossiers siliceux dans la masse (cherts ?) colorés par le fer (orange), à orientation horizontale. Transition nette horizontalement vers l'amont vers C_{5ca}, sous forme de 'langues' horizontales.

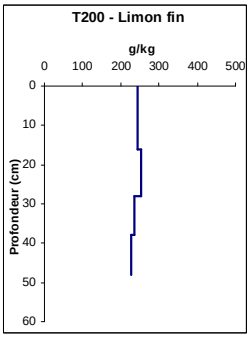
>80 cm – Horizon C_{5ca} (200-6) discontinu – Craie (marne ?) du Turonien moyen majoritairement vert amande avec passées blanchâtres, tendre. Rares éléments grossiers siliceux dans la masse (cherts ?) colorés par le fer (orange), à orientation horizontale. Probablement à l'origine de l'horizon S/C_{ca}.

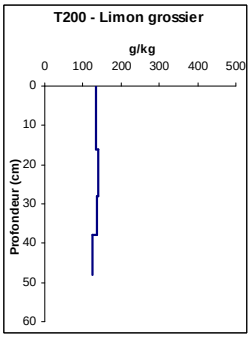
(Description : S. Salvador-Blanes, 09/09/09)

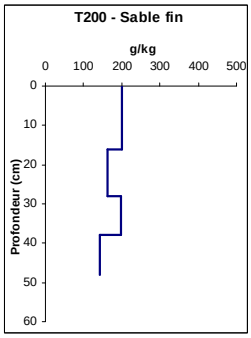
Données analytiques – Profil T200

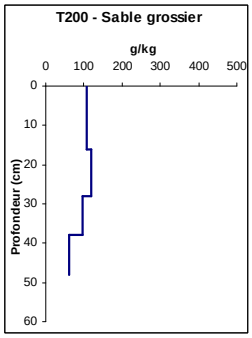
Profondeur (cm)	A ($g.kg^{-1}$)	LF ($g.kg^{-1}$)	LG ($g.kg^{-1}$)	SF ($g.kg^{-1}$)	SG ($g.kg^{-1}$)	Texture	Corg ($g.kg^{-1}$)	CaCO3 ($g.kg^{-1}$)
0-16	312	243	135	201	109	A	15.4	161
16-28	327	253	140	1623	118	A	13.9	150
28-38	333	236	136	199	96	A	6	123
38-48	445	227	124	143	61	A	7.3	318

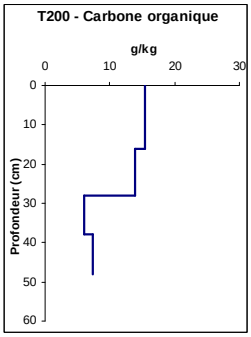


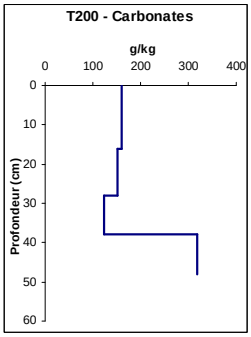




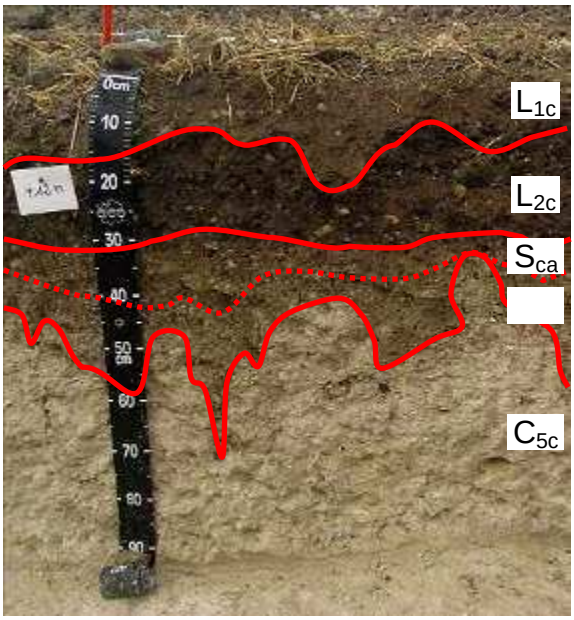








TU212 – CALCOSOL sur craie tendre du Turonien moyen



0-18/22cm – Horizon L_{ca} (212-1) – frais – brun-gris foncé (10 YR 4/2) – effervescence forte et généralisée, 22,4% de carbonates – graviers et cailloux de craie peu nombreux – texture limono-argilo-sableuse à 29,7% d'argile – structure polyédrique sub-anguleuse grossière assez nette à sous-structure polyédrique sub-anguleuse moyenne, moyennement développée – friabilité ? – meuble – absence de taches – absence de revêtements – 3% de matière organique - nombreux conduits de vers d'orientation quelconque – très nombreux turricules – nombreuses racines dans la masse, saines et très fines – transition ondulée, limite inférieure abrupte.

18/22-31cm – Horizon L2ca (212-2) – frais – brun-gris foncé (10 YR 4/2) – effervescence forte et généralisée, 22,7% de carbonates – graviers et cailloux de craie, moins nombreux que dans l'horizon précédent – texture limono-argilo-sableuse à 29,7% d'argile – structure polyédrique sub-anguleuse grossière assez nette à sous-structure polyédrique sub-anguleuse moyenne, moyennement développée – friabilité ? – compact – absence de taches – absence de revêtements – 2,7% de matière organique – nombreux conduits de vers d'orientation quelconque – très nombreux turricules – nombreuses racines dans la masse, saines et très fines – transition abrupte, limite inférieure régulière.

31-38/46cm – Horizon Sca (212-3) – frais – brun-gris (2.5 Y 5/3) – effervescence forte et généralisée, 27,8% de carbonates – abondance de graviers de craie très tendre – texture argileuse à 32,5% d'argile – structure polyédrique sub-anguleuse moyenne peu nette – friabilité ? – compact – absence de taches – revêtements de calcite fin et très peu nombreux associés aux vides, sous forme de mycélium – 1,7% de matière organique – nombreux conduits de vers revêtus, d'orientation quelconque – turricules peu nombreux – racines dans la masse peu nombreuses, saines et très fines – transition diffuse et difficile à voir, limite inférieure irrégulière.

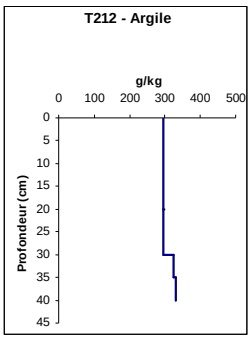
38/46-60cm – Horizon C_{1ca} (212-4) discontinu – Craie du Turonien moyen peu résistante, altérée (couleur ‘gris sale’) à 37% de carbonates. Transition nette vers $C5_{ca}$, limite inférieure glossique.

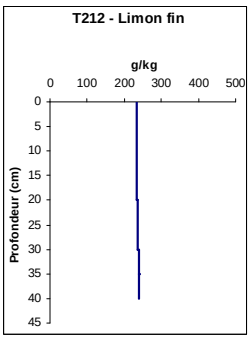
>60cm – Horizon C_{5ca} (212-5) – Craie (marne ?) du Turonien moyen majoritairement vert amande, tendre. Rares cailloux de craie aplatis, émoussés, à orientation horizontale, dans la masse.

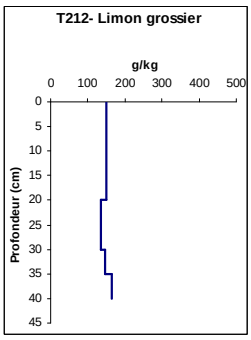
(Description : S. Salvador-Blanes, 09/09/09)

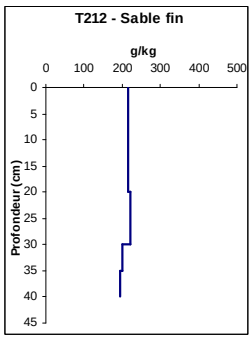
Données analytiques – Profil TU212

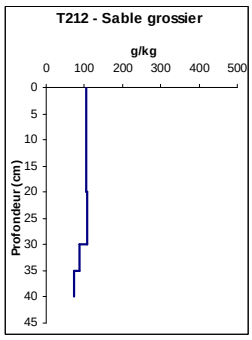
Profondeur (cm)	A ($g.kg^{-1}$)	LF ($g.kg^{-1}$)	LG ($g.kg^{-1}$)	SF ($g.kg^{-1}$)	SG ($g.kg^{-1}$)	Texture	Corg ($g.kg^{-1}$)	CaCO3 ($g.kg^{-1}$)
0.20	297	233	149	216	105	LAS	17.2	224
20-30	297	236	136	222	109	LAS	15.6	227
30-35	325	239	147	201	88	A	9.7	278
35-40	330	240	164	194	72	A	9	370

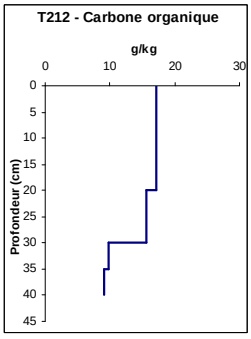


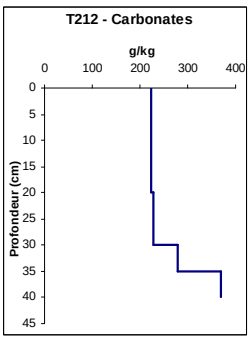












Annexe 2. Activité surfacique ($Bq.m^{-2}$) en ^{137}Cs des échantillons prélevés par forage sur la parcelle « test ».

Transect	Forage	Coordonnées (Lambert Zone II) X	Y	Profondeur (cm)	Activité surfacique (Bq/m²)
I	1	436661,37	239686,80	0-40	351,91
	2	436654,53	239699,29	0-40	1772,29
				40-50	20,41
	3	436639,41	239725,20	0-40	336,38
	4	436624,40	239751,19	0-40	1773,03
	5	436616,41	239764,72	0-40	1037,88
				40-50	24,49
	6	436608,45	239778,54	0-40	1773,01
				40-50	47,18
	7	436593,31	239804,48	0-40	1669,26
				40-50	15,51
	8	436578,21	239830,44	0-40	1661,25
				40-45	13,96
	9	436569,81	239845,09	0-40	1274,65
				40-50	20,15
	10	436562,0,6	239858,95	0-41,5	1621,62
				41,5-50	22,14
	11	436542,12	239892,91	0-40	1795,64
	12	436522,03	239927,15	0-40	1376,36
	13	436504,27	239957,63	0-40	1802,33
				40-50	42,25
II	1	436683,43	239698,76	0-40	568,43
	2	436676,31	239710,98	0-40	1830,11
	3	436661,12	239736,89	0-30	1001,00
	4	436646,55	239762,09	0-30	1418,25
	5	436682,77	239750,61	0-40	1234,21
				40-50	23,34
	6	436630,56	239789,92	0-40	1548,73
				40-50	42,52
	7	436615,08	239817,26	0-40	1299,14
	8	436600,01	239843,04	0-40	1806,73
	9	436591,94	239856,94	0-40	1324,01
				40-50	24,11
	10	436583,90	239870,76	0-40	1664,61
				40-50	28,41
	11	436563,87	239905,30	0-40	1612,44
	12	436543,76	239939,80	0-40	1334,59
	13	436528,75	239965,71	0-40	1847,86
				40-50	46,77

Transect	Forage	Coordonnées (Lambert Zone II) X	Y	Profondeur (cm)	Activité surfacique (Bq/m²)
III	1	436705,52	239710,56	0-40	440,42
	2	436697,88	239724,49	0-40	1782,95
				40-50	24,51
	3	436638,53	239775,98	0-30	1230,00
				30-40	25,08
	4	436667,74	239776,39	0-30	1373,62
				30-40	27,32
	5	436659,79	239790,12	0-40	1322,19
	6	436651,83	239803,88	0-30	1136,66
				30-41	285,64
	7	436636,78	239629,84	0-30	1391,79
				30-40	33,23
	8	436621,51	23969,51	0-40	1752,98
				40-50	46,26
	9	436621,51	239869,51	0-40	1411,67
	10	436605,44	239883,33	0-40	1585,00
	11	436585,4	239918,04	0-40	1637,60
	12	436565,29	239952,37	0-40	1630,28
				40-50	34,62
	13	436552,88	239973,67	0-40	2019,22
IV	1	436727,67	239722,27	0-40	1120,61
	1a	436726,37	239724,34	0-5	155,42
				5-10	218,21
				10-15	296,79
				15-20	210,35
				20-25	89,33
	1b	436725,86	239725,27	0-20	1156,07
				20-30	430,14
				30-40	36,33
	1c	436723,04	239730,08	0-20	901,73
				20-40	1134,39
				40-50	309,81
	2	436719,42	239737,09	0-40	1907,16
				40-50	21,97
	3	436704,37	239763,04	0-40	1916,60
				40-47	11,13
	4	436689,33	239788,89	0-30	2038,20
				30-40	80,20
	5	436681,38	239802,52	0-40	1203,05
	6	436673,42	239816,38	0-35	1865,13
	7	436658,27	239842,32	0-30	1226,90
	8	436643,21	239868,05	0-20	899,96
				20-30	636,28
				30-40	357,78
	9	436635,15	239882,12	0-20	873,20
				20-30	173,43
	10	436627,09	239895,96	0-20	1027,16
				20-30	605,22
				30-40	110,63
	11	436606,99	239930,14	0-30	1591,14
				30-40	103,34
	12	436586,99	239964,97	0-40	1413,72
	13	436577,16	239981,52	0-35	1949,91
				35-45	70,52

Transect	Forage	Coordonnées (Lambert Zone II) X	Y	Profondeur (cm)	Activité surfacique (Bq/m²)
V	1	436748,19	239736,92	0-40	2023,03
				40-50	143,59
	2	436741,22	239749,56	0-40	1784,53
				40-50	27,73
	3	436726,16	239775,61	0-35	1463,61
	4	436710,98	239801,5	0-35	1746,15
	5	436702,97	239815,14	0-40	1072,87
	6	436695,02	239828,99	0-40	1585,17
				40-50	37,32
	7	436679,97	239854,83	0-40	1288,62
	8	436664,78	239880,76	0-5	209,70
				5-10	272,29
				10-15	278,50
				15-20	294,43
				20-25	383,88
				25-30	268,29
				30-35	78,81
	9	436656,74	239894,72	0-40	1133,02
	10	436648,79	239908,67	0-40	1567,72
	11	436628,58	239942,83	0-5	0,00
				5-10	270,16
				10-15	347,07
				15-20	395,55
				20-25	265,91
				25-30	328,59
				30-35	53,40
	12	436608,54	239977,57	0-30	1152,01
	13	436601,5	239989,68	0-40	2073,01
				40-50	96,68

Caroline CHARTIN

EFFET DE L'ÉVOLUTION DU PARCELLAIRE AGRICOLE SUR LA REDISTRIBUTION DES SOLS ET LA MORPHOLOGIE DES VERSANTS CULTIVÉS – EXEMPLE DU SUD-OUEST DU BASSIN PARISIEN

Résumé

L'évolution historique des types et techniques de production agricole a causé celle de l'organisation paysagère, via les parcellaires notamment. Les bordures de parcelles créent des discontinuités dans les processus d'érosion-dépôt de sol. L'objectif est ici de comprendre l'effet du parcellaire et de son évolution sur la distribution actuelle des sols et la morphologie des versants. Un versant cultivé (16 ha) dans le SW du Bassin Parisien a été étudié. La distribution spatiale de figures morphologiques linéaires et de l'épaisseur des sols a été analysée. Les deux types de figures identifiés correspondent à des épaississements de sols (dépôts) induits par des bordures de parcelles, pérennes depuis plusieurs siècles pour les premières, et disparues en 1967 (remembrement) pour les secondes. Ces épaississements ont été cartographiés grâce à une analyse statistique (CART) de la morphologie du versant. L'étude de traceurs granulométriques et minéralogiques (SEDI) a permis d'identifier les processus d'érosion-dépôt impliqués. La solifluxion périglaciaire puis le ruissellement auraient affecté l'ensemble du versant avant la pérennisation d'un parcellaire. Puis, des processus hydriques et aratoires ont agi dans des unités (parcelles) fixées par des bordures : les plus pérennes (1000 ans) montrent les dépôts les plus marqués (banquettes). La distribution spatiale du ^{137}Cs et sa conversion en taux d'érosion (modélisation numérique) ont permis d'évaluer l'implication relative des processus hydriques (15%) et aratoires (85%) depuis 1954. Le remembrement parcellaire de 1967 s'avère avoir favorisé l'érosion des sols, convertissant des zones de rétention en zones sources (ondulations).

Mots-clés : Paysage agricole ; Erosion des sols ; Parcellaire ; Analyse statistique ; Modélisation numérique ; ^{137}Cs ; Géophysique

Résumé en anglais

The historical evolution of agricultural practices is associated with a concomitent evolution of landscape spatial organisation, especially through field-border networks. Field borders create discontinuities of soil erosion-deposition processes. The aim of this PhD is to understand the effects of field-border networks and their evolution on the present spatial distribution of soils and hillslope morphology. A cultivated hillslope (16 ha) of the SW Parisian Basin was studied. The spatial distribution of linear landforms and soil thickness was analyzed. The two types of identified landforms correspond to soil thickenings (deposition) induced by field borders, that have existed for several centuries in the case of the first ones, and disappeared during a land consolidation (1967) in the case of the second ones. These soil thickenings were mapped through a statistical analysis (CART) of the hillslope morphology. The study of granulometric and mineralogical tracers (SEDI) led to identify the involved soil redistribution processes. Periglacial solifluxion, followed by runoff, probably occured over the whole hillslope before the establishment of perennial field borders. Then, water and tillage processes occured within areas delimited by field borders. The more developed soil depositions (lynchets) are linked with the most perennial borders (i.e., 1000 yrs). The spatial distribution of ^{137}Cs and its conversion into erosion rates (numerical modeling) allowed to assess the relative implication of water (15%) and tillage processes (85%) since 1954. The land consolidation that occured in 1967 rised soil erosion when converting soil retention areas to sources (undulations).

Keywords: Agricultural landscape ; Soil erosion ; Field-border network; Statistical analysis ; Numerical modeling ; ^{137}Cs ; Geophysics