



**Effet du réseau bocager sur l'organisation des sols.
Redistributions des sols et stockage en carbone
organique**

Stéphane Follain

► **To cite this version:**

Stéphane Follain. Effet du réseau bocager sur l'organisation des sols. Redistributions des sols et stockage en carbone organique. Sciences de la Terre. Agrocampus - Ecole nationale supérieure d'agronomie de rennes, 2005. Français. NNT: . tel-00130432

HAL Id: tel-00130432

<https://theses.hal.science/tel-00130432>

Submitted on 12 Feb 2007

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.

N° d'ordre :
N° de série :



THESE
présentée devant



L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE AGRONOMIQUE DE RENNES

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR DE L'ENSAR

Mention : Sciences de l'Environnement

par

Stéphane Follain

Effet du réseau bocager sur l'organisation des sols.

Redistributions des sols et stockage en carbone organique

Préparée à l'UMR SAS (Sol, Agronomie, Spatialisation) INRA/ Agrocampus Rennes
65, rue de Saint-Brieuc, 35 042, Rennes cedex

soutenue le 12 décembre 2005
devant le jury

MM.	F. Guillocheau	Professeur, Université de Rennes 1	Président du jury
	G. Govers	Professeur, Katholieke Universiteit Leuven	Rapporteur
	D. King	Directeur de recherche, INRA Orléans	Rapporteur
	P. Bonté	Chargé de recherche, CEA Gif-sur-Yvette	Examineur
	P. Lagacherie	Ingénieur de recherche, INRA Montpellier	Examineur
	D. Marguerie	Chargé de recherche, CNRS Rennes	Examineur
	C. Walter	Professeur, Agrocampus-Rennes	Directeur de thèse

Remerciements

Si ce travail existe, c'est grâce à tous ceux qui m'ont aidé à le réaliser. Merci à vous, merci pour tout. En ce moment, je garde un souvenir ému de Joseph.

En premier lieu, je tiens à remercier les membres du jury qui m'ont fait l'honneur de juger ce travail : Messieurs François Guillocheau, Gerard Govers, Philippe Lagacherie, ainsi que Philippe Bonté et Dominique Marguerie qui m'ont initié aux techniques isotopiques, et ont toujours pris le temps de m'accueillir pour me conseiller durant ces trois années.

Bien évidemment ces remerciements ne seraient pas complets sans citer Christian Walter. Merci de m'avoir donné ma chance, de m'avoir pris en thèse et de m'avoir formé. Avec vous, les choses sont simples : travail et exigence. Et c'est certainement ce dont j'avais besoin. Pour cela et pour le reste, merci Christian.

Je tiens à remercier Philippe Mérot et Chantal Gascuel, à l'écoute des doctorants du laboratoire et qui ont fait de l'UMR SAS un lieu de travail et d'échange agréable.

Cette thèse a nécessité un gros travail de terrain qui n'a été possible que grâce à la compréhension de Marcel Tuaux et de sa famille. Je profite donc de ces quelques lignes pour leurs adresser mes remerciements et mon amitié.

Mon amitié aussi à tous ceux qui n'ont pas hésité à retrousser leurs manches pour mettre la main à la pâte :

- Gilles Dutin dit « Gillou » et Sylvain Busnot « le Busnot » avec qui nous avons partagé la pluie, le froid et le poulet frites de la marmite. Je me souviendrai longtemps de ces journées de terrain pendant lesquelles nous ne sentions plus nos doigts ;
- Odile Quidu, Françoise Coquelle et Armelle Racape, mes drôles de dames ;
- Didier Michot, le « Michonator » de la Nièvre et Blandine Lemerrier ;
- Yannick Fauvel et Béatrice Trinkler pour les analyses à domicile ;
- Irène Lefèvre pour les analyses ^{137}Cs .

Et à tous ceux qui participent à la bonne ambiance qui règne à l'UMR SAS.



Je n'oublie pas mon séjour en Australie, qui fut pour moi une réelle aventure humaine et scientifique. Thank you very much Alex McBratney and Budiman, Raphaël, Guillermo, James, Craig, Magdelaine, Damien and Bret. It was really a f..... bloody good experience for me.

Une mention spéciale à ceux qui m'ont précédé à l'UMR SAS et ont su m'intégrer : Charlotte « chacha », Mathieu « le moustachu », Valérie « Val », Samuel « cuicui » et Marc « Marco ». Mais aussi à ceux qui suivront : Julie « la reine du kayak », Luc et Bruno ou plutôt « les Smorels » et Olivier « sans surnom », sans oublier Arnaud, Brice et Denis. Maintenant que Monseigneur est parti souvenez-vous de ses enseignements.

A mes deux amis : Florent Tortra dit « Tortravolta » avec qui j'ai partagé mon bureau durant 3 ans et bien d'autres choses, Cédric Legout dit « le piss'mic » avec qui j'ai partagé ma thèse, ma rédaction et de nombreux bons moments.

Mes derniers mots iront à ma famille.

A mes parents, merci pour votre amour et pour l'éducation que vous avez su nous donner.

Merci à mes frères et sœurs : Isabelle-Eric-Yann, Alexandre et Raphaël.

Merci à mes beaux-parents Annick et Rémi.

Et puis merci à toi Anne-Sophie sans qui je ne serais pas le même aujourd'hui.

Et n'oublions pas qu'en fonction des situations, parfois *"we roughly know"*, *"we could know"*, *"we know what we don't know"*, *"we don't know what we know"*, *"we don't know what we don't know yet"*, *"we cannot know"* et que peut-être *"we will never know"* (Van Asselt, 2000).

Table des matières

Introduction générale	1
------------------------------	----------

Chapitre I - Description du site d'étude	7
---	----------

I. CONTEXTE GÉOLOGIQUE.....	11
I.1. Cadre géologique régional.....	11
I.2. Géologie locale du secteur d'étude.....	13
I.3. Les processus de pédogenèse au cours du Quaternaire.....	13
II. GÉOMORPHOLOGIE.....	15
III. CLIMAT.....	17
IV. HISTOIRE ET PAYSAGE.....	17
IV.1. Description du bocage sur le site de Montours.....	17
IV.2. Origine et évolution ancienne du bocage de Montours.....	19
IV.3. Les évolutions récentes.....	21
V. SOLS ET OCCUPATION DU SOL.....	23
V.1. Contexte pédologique.....	23
V.2. Caractérisation granulométrique de la couverture limoneuse sur le site d'étude.....	25
V.3. Occupation du sol récente.....	25
VI. SYNTHÈSE.....	26

Chapitre II - Influence du système haie/talus sur l'organisation des sols le long des versants	29
---	-----------

I. INTRODUCTION.....	31
II. MATÉRIEL ET MÉTHODES.....	33
II.1. Le site d'étude et les facteurs de formation des sols.....	33
II.1.1. Le climat.....	33
II.1.2. Les matériaux.....	35
II.1.3. La topographie.....	35
II.1.4. Degrés d'anthropisation.....	35
II.2. Localisation des fosses pédologiques.....	37
II.3. Description de la géométrie des horizons pédologiques.....	37

II.3.1. Charge en éléments grossiers.....	39
II.3.2. Caractérisation des horizons de transition-mélange.....	39
III. RÉSULTATS.....	42
III.1. Organisation des sols liés à des systèmes haies/talus existants.....	42
III.1.1. Les toposéquences présentant de forts épaisissements d'horizons organo-minéraux.....	42
III.1.2. Les toposéquences présentant des épaisissements moins marqués.....	43
III.2. Organisations des sols liées à des systèmes de haies/talus aujourd'hui disparus.....	44
III.2.1. La toposéquence N3 sur pente forte.....	44
III.2.2. Les toposéquences W1.2 et W2.2.....	44
III.3. Teneurs en carbone des horizons.....	45
III.4. Analyse de l'épaisseur des horizons en fonction de la distance au système haie/talus.....	47
III.5. Analyse de la transition entre les horizons organo-minéraux et minéraux...49	
III.6. Charge en éléments grossiers.....	51
III.7. Extension spatiale de l'hydromorphie.....	51
IV. DISCUSSION.....	52
IV.1. Effet du système haie-talus sur l'organisation des sols.....	52
IV.1.1. L'organisation de surface est influencée par la haie.....	52
IV.1.2. L'organisation profonde est peu affectée par les haies.....	53
IV.2. Processus de formation.....	53
IV.2.1. Processus physique : épaisissement par érosion-sédimentation.....	54
IV.2.2. Processus biologiques.....	55
IV.2.3. L'hypothèse mixte.....	56
V. CONCLUSION.....	56

Chapitre III – Distribution spatiale et déterminants de l'épaisseur des horizons de sol à l'échelle d'un paysage bocage 59

I. INTRODUCTION.....	61
II. MATÉRIEL ET MÉTHODES.....	61
II.1. Le site d'étude.....	61
II.2. Acquisition des données.....	63
II.2.1. La topographie.....	63
II.2.2. La géométrie des horizons.....	63

II.3. Construction des modèles numériques d'altitude.....	65
II.4. Estimations spatiales sur le site d'étude.....	65
II.5. Bilans sédimentaires.....	67
III. RÉSULTATS.....	69
III.1. La topographie.....	69
III.1.1. Analyse des deux modèles numériques d'altitude MNA1 et MNA2.....	69
III.1.2. Estimation des volumes de terre déplacés de part et d'autre de la haie.....	71
III.1.3. Volumes globaux et bilans.....	71
III.2. L'épaisseur du matériau limoneux.....	71
III.2.1. Lien avec la topographie actuelle.....	71
III.2.2. Analyse de la structure spatiale et cartographie.....	73
III.3. L'épaisseur des horizons organo-minéraux A.....	75
III.3.1. Statistiques selon les deux plans d'échantillonnage.....	75
III.3.2. Corrélation entre l'épaisseur des horizons A et les paramètres topographiques et paysagers.....	75
III.3.3. Structure spatiale.....	77
III.3.4. Cartographies de l'épaisseur des horizons A.....	79
IV. DISCUSSION.....	79
IV.1. Effet du réseau bocager sur la topographie de surface.....	79
IV.2. Effet du réseau bocager sur l'épaisseur des limons.....	80
IV.3. Effet du réseau bocager sur l'épaisseur des horizons A.....	81
V. CONCLUSION.....	81

Chapitre IV – Stockage du carbone organique dans les sols d'un paysage agricole bocager **85**

I. INTRODUCTION.....	87
II. MATÉRIEL ET MÉTHODES.....	91
II.1. Le site d'étude.....	91
II.2. Constitution d'une base de données mesurées sur le site.....	93
II.2.1. Topographie et géométrie des horizons organo-minéraux.....	93
II.2.2. Les teneurs en carbone et azote organique total.....	94
II.2.3. Les masses volumiques.....	95
II.3. Constitution d'une base de données estimées.....	97
II.3.1. Reconstitution par interpolation des profils verticaux de teneur en carbone.....	97
II.3.2. Estimation des profils verticaux de masse volumique des sols.....	97

II.4. L'estimation spatiale des stocks de carbone à l'échelle des sites d'étude.....	98
II.4.1. Les stocks ponctuels.....	98
II.4.2. La méthode de spatialisation.....	98
III. RÉSULTATS.....	101
III.1. Teneurs en carbone.....	101
III.1.1. Les teneurs mesurées.....	101
III.1.2. Distribution des teneurs avec la profondeur.....	101
III.1.3. Caractérisation des teneurs pour différents types d'horizons pédologiques.....	101
III.2. Répartition spatiale des teneurs en carbone organique.....	103
III.2.1. Corrélations entre teneurs et paramètres.....	103
III.2.2. Cartes des teneurs par profondeur.....	105
III.2.3. Caractérisation des teneurs à l'approche des structures bocagères.....	105
III.3. Le rapport C/N.....	107
III.4. Les stocks de carbone.....	109
III.4.1. Répartition des stocks avec la profondeur.....	111
III.4.2. Corrélations entre les stocks totaux ponctuels et les paramètres pédologiques, topographiques et paysagers.....	111
III.5. Spatialisation des stocks.....	113
III.5.1. Répartition des stocks totaux ponctuels.....	113
III.5.2. Structure spatiale des stocks totaux ponctuels.....	115
III.5.3. Cartographie des stocks totaux.....	115
III.5.4. Bilan des stocks spatialisés à l'échelle du paysage.....	119
IV. DISCUSSION.....	120
IV.1. Variabilité des teneurs en carbone.....	120
IV.2. Variabilité des stocks de carbone.....	122
IV.3. Stockage du carbone à l'échelle du paysage.....	124
V. CONCLUSION.....	126

Chapitre V – Datation et dynamique des processus de formation des sols en contexte agricole bocager

129

I. INTRODUCTION.....	131
II. PRINCIPE DES MÉTHODES DE DATATION ISOTOPIQUES.....	132
II.1. Le Césium-137.....	132
II.1.1. Quantification de la redistribution en ¹³⁷ Cs.....	133

II.1.2. De la quantification en ^{137}Cs à la quantification de la redistribution en particules.....	133
II.1.3. Problèmes liés à l'utilisation du ^{137}Cs	134
II.2. Le carbone 14.....	135
II.2.1. Application à la datation des sols.....	136
II.2.2. La pédoanthracologie.....	136
III. MATÉRIEL ET MÉTHODES.....	137
III.1. Le site d'étude.....	137
III.2. Topographie.....	138
III.3. Datation relative.....	139
III.3.1. Descriptions pédologiques.....	139
III.3.2. Analyse de documents historiques.....	141
III.4. Datation absolue.....	141
III.4.1. Datation ^{14}C	141
III.4.2. ^{137}Cs et redistribution récente des sols.....	143
IV. RÉSULTATS.....	147
IV.1. Approches par datation relative.....	147
IV.1.1. Analyse historique du parcellaire et du réseau bocager.....	147
IV.1.2. Analyse géométrique des horizons.....	147
IV.2. Approche par datation absolue.....	151
IV.2.1. La datation au radiocarbone.....	151
IV.2.2. Césium-137.....	155
Distribution verticale des activités massiques.....	157
IV.2.3. Distribution spatiale des activités surfaciques.....	159
IV.2.4. Redistributions en sols.....	160
IV.3. Intégration des résultats.....	161
IV.3.1. Toposéquences en amont des talus très anciens.....	161
IV.3.2. Toposéquences en amont des talus antérieurs à 1833.....	163
IV.3.3. Toposéquences en amont de talus aujourd'hui disparus.....	164
V. DISCUSSION.....	165
V.1. Effet des structures bocagères sur la géométrie des horizons A.....	165
V.2. Datation des sols.....	167
V.3. Dynamique des processus de formation.....	168
V.4. Synthèse des éléments de datation.....	170
VI. CONCLUSION.....	171

Chapitre VI – Simulation of soil thickness evolution in a complex agricultural landscape at fine spatial and temporal scales 175

I.	MATERIALS AND METHODS.....	181
	I.1. The study area.....	181
	I.2. Field data.....	181
	I.2.1. Topography.....	181
	I.2.2. Soil horizon thickness.....	181
	I.3. The model.....	182
	I.4. Application of the model.....	187
II.	RESULTS and DISCUSSION.....	193
	II.1. Simulations on simple surfaces.....	193
	II.1.1. Pyramidal surface.....	193
	II.1.2. Planar surface.....	193
	II.2. Simulations on a uniform soil cover landscape.....	195
	II.2.1. Evolution of the topography.....	195
	II.2.2. Evolution of soil thickness.....	197
	II.2.3. Sediment budget analysis.....	197
	II.3. Simulations on real landscape.....	201
III.	CONCLUSION.....	202

Conclusion générale	205
----------------------------	------------

Bibliographie générale	217
-------------------------------	------------

Table des Figures	231
--------------------------	------------

Table des tableaux	239
---------------------------	------------

Introduction générale

Le sol est un compartiment essentiel du cycle du carbone, car il en constitue le principal réservoir en milieu continental, avec 1 500 Pg de carbone (Post *et al.*, 1982 ; Eswaran *et al.*, 1993 ; Batjes, 1996). Seuls les océans représentent un stock plus important (39 000 PgC) (IPCC, 1990). De par sa position d'interface, le sol est le lieu de flux de carbone élevés : les échanges entre le système sol-plante et l'atmosphère sont évalués à 120 PgC par an (Robert et Saugier, 2003). Aussi, connaître la dynamique du carbone dans le sol s'avère essentiel dans la problématique du changement climatique et celle de la maîtrise des émissions de gaz à effet de serre, car le sol constitue à la fois un puits et une source vis-à-vis du CO₂ atmosphérique (Lugo et Brown, 1993).

La dynamique du carbone organique des sols apparaît cependant complexe à cerner, car elle varie sous l'influence de divers facteurs naturels et anthropiques tels que le climat, l'hydrologie, la géologie, les types de sols, l'activité biologique ou bien encore l'utilisation des sols, et il est souvent impossible de tous les prendre en compte. Parmi eux, l'occupation des sols (types de culture, rotations) et les pratiques agricoles (travail de sol, fertilisation, gestion des résidus de culture, etc.) jouent un rôle important sur la dynamique de séquestration du carbone dans les sols (Arrouays *et al.*, 2002 ; Freibauer *et al.*, 2004). L'un de leurs effets est la modification de l'intensité des processus d'érosion. Les redistributions induites par ces processus ont un effet non négligeable sur les stocks de carbone, car ils modifient localement sa distribution, favorisent son transfert vers les hydrosystèmes, estimé au niveau mondial à 0,8 GtC par Robert et Saugier (2003), et accélèrent son transfert sous forme de CO₂ vers l'atmosphère (Lal, 1995). Ce constat positionne l'action humaine comme l'un des facteurs principaux d'évolution des stocks, car selon la carte mondiale des dégradations induites par l'homme (Oldeman *et al.*, 1990), 13 à 15% de la surface du globe terrestre sont soumis à des processus d'érosion d'origine anthropique.

Dans cette problématique de la compréhension de la dynamique du carbone organique des sols, un fait nous est apparu essentiel : mener notre étude à l'échelle paysagère. En effet, les sols et les paysages évoluent conjointement (Hall, 1983) sous l'action des processus de redistribution des sols (Hairsine et Rose, 1992a, 1992b ; Lindström *et al.*, 1992 ; Govers *et al.*, 1994 ; Govers *et al.*, 1996 ; Van Oost *et al.*, 2003) et sous l'effet de l'activité humaine. Lorsqu'elle s'exerce depuis longtemps, cette pression anthropique peut altérer de façon importante les propriétés physiques et chimiques des sols, voire leurs fonctionnements (Droogers et Bouma, 1997 ; Pulleman *et al.*, 2000).

Le choix du type de paysage fut conditionné par son potentiel de séquestration. Le site d'étude est localisé dans un paysage agricole bocager. Ce type de paysage est présent dans une grande partie de l'Europe de l'ouest. Il est défini comme un « paysage ayant pour caractéristique la présence de réseaux de structures linéaires de végétaux ligneux,

que ce soient des haies « traditionnelles », des rideaux brise-vent récents ou des haies spontanées issues de l'absence d'entretien des clôtures » (Baudry *et al.*, 2003). Dans ces paysages, Walter *et al.* (2003) estiment le potentiel des haies à la séquestration et soulignent la nécessité de prendre en compte l'organisation des horizons de sols, afin d'améliorer la quantification des stocks et l'appréhension des processus qui influencent le stockage du carbone en lien avec les haies. En effet, la présence des structures bocagères induit non seulement une modification locale des propriétés physico-chimiques du sol (pH, humidité, masse volumique, stocks en éléments, etc.), mais aussi une modification des sols à l'échelle des versants. L'effet le plus systématique est un épaississement des horizons organo-minéraux en amont des haies qui correspond à un effet anti-érosif observé dans différents contextes (Baffet, 1984 ; Pappendick et Miller, 1977 ; Carnet, 1978 ; Walter *et al.*, 2003 ; Salvador-Blanes *et al.*, 2005).

Le réseau bocager relève d'une importance particulière non seulement pour la quantification des stocks en carbone, mais aussi pour la compréhension des lois de distribution spatiale des sols à l'échelle du paysage et pour la caractérisation de l'effet des discontinuités du paysage sur les transferts physiques. Mais son effet sur les sols à l'échelle du paysage reste mal connu car la majorité des études qui ont caractérisé ces objets ont été menées en deux dimensions, dans des conditions topo-paysagères favorables à l'accumulation des sols, en se limitant souvent à des contextes de talus perpendiculaires à la ligne de plus grande pente. Aussi l'extrapolation des résultats obtenus dans ces études à l'ensemble du paysage conduit à une mésestimation de l'effet du réseau bocager à cette même échelle.

L'objectif de ce travail est de comprendre l'effet du réseau bocager sur les sols et les stocks de carbone associés. Il s'agit, dans le contexte des sols tempérés de l'ouest de l'Europe, d'identifier et de décrire la dynamique des processus spatiaux, qui ont conduit à l'organisation spécifique des sols observés dans les paysages bocagers. La démarche adoptée comporte trois approches complémentaires :

- une caractérisation spatiale de l'effet du réseau bocager ;

Cette analyse spatiale doit préciser le rôle du réseau bocager sur l'organisation des sols, et quantifier son effet sur le stockage en carbone organique des sols. Elle prend en compte l'action de l'homme et est menée en trois dimensions à l'échelle paysagère ;

- la mise en œuvre de techniques de datation des structures et des sols ;

La connaissance de la dimension temporelle est essentielle pour une analyse dynamique des processus à l'origine des modifications de l'organisation des sols. Cette partie s'appuie sur la mise en œuvre de techniques de datation absolue (carbone-14, césium-137,

documents historiques), associée à des approches de datation relative (géométrie des structures) ;

- une modélisation spatiale et temporelle ;

Elle doit intégrer les résultats précédemment acquis et constituer une base conceptuelle qui permette de simuler des évolutions du paysage bocager en fonction de différents scénarii d'occupation des sols.

L'organisation de ce mémoire n'est pas conventionnelle. Notre choix s'est porté sur une rédaction de chapitres écrits sous la forme d'articles scientifiques, indépendants les uns des autres, mais présentés dans un ordre logique traduisant la démarche d'ensemble du travail. Ce type de rédaction occasionne des répétitions, essentiellement dans la description du matériel et des méthodes, mais offre l'avantage de chapitres compréhensibles indépendamment de l'ensemble.

Six chapitres composent ce mémoire :

- *Chapitre I – Description du site d'étude*

Ce chapitre n'a pas la forme d'un article, et a pour objectif de présenter le secteur d'étude en détaillant les contextes géologique, topographique, pédologique et historique.

- *Chapitre II - Influence du système haie/talus sur l'organisation des sols le long de versants*

Il caractérise l'effet des structures bocagères anciennes sur l'organisation actuelle des sols à l'échelle de la pente et pose les hypothèses sur les processus de formation des sols.

- *Chapitre III - Distribution spatiale et déterminants de l'épaisseur des horizons de sol à l'échelle d'un paysage bocager*

Il identifie les déterminants spatiaux de la géométrie des horizons de sol et en propose une spatialisation à l'échelle du paysage.

- *Chapitre IV - Stockage du carbone organique dans les sols d'un paysage agricole bocager*

Il quantifie le stockage de carbone à l'échelle du paysage et identifie les principaux facteurs de variabilité.

- *Chapitre V - Datation des sols et dynamique des processus de formation en contexte agricole bocager*

Il contraint l'âge des sols et identifie les gammes de temps sur lesquelles les processus de formation opèrent.

- *Chapitre VI - Simulation of soil thickness evolution in a complex agricultural landscape at fine spatial and temporal scales*

Il pose les bases d'une simulation spatio-temporelle de l'évolution du paysage.

Chapitre I

Description du site d'étude

Ce chapitre a pour objectif de présenter le site d'étude localisé sur la commune de Montours (Ille-et-Vilaine, France) et de synthétiser l'information préexistante sur les facteurs susceptibles d'influencer les sols (climat, matériau, topographie). Il prête une attention particulière à l'historique de l'occupation des sols et en particulier à l'évolution du réseau bocager.

Le site d'étude est localisé sur la commune de Montours (Ille et Vilaine, France) (figure 1). Son choix résulte de la prise en compte de trois critères essentiels :

1. connaître le plus précisément possible l'historique d'occupation du sol et en particulier l'évolution du bocage ;
2. pouvoir décrire de façon détaillée l'organisation tridimensionnelle des sols en lien avec le bocage, sachant que des études préalables ont caractérisé l'organisation des sols par une approche bidimensionnelle selon des toposéquences (Carnet, 1978 ; Baffet, 1984 ; Walter *et al.*, 2003) ;
3. se situer dans un ensemble pédologique et géomorphologique homogène ; condition nécessaire pour caractériser l'effet du réseau bocager.

Montours a fait l'objet d'études préalables, car il fut l'un des sites atelier utilisés dans le projet « Bocages armoricains et sociétés : genèse, évolution et interactions » (2000-2002) (Marguerie *et al.*, 2001) dépendant du programme CNRS « Programme Environnement, Vie et Sociétés » (PEVS). Il fait partie du « site atelier » de Pleine-Fougères, appartenant à la « Zone Atelier Bretagne continentale » labellisée CNRS. Par la suite, il est devenu l'un des sites d'étude du programme de recherche de « De la parcelle au paysage : datation et changement d'échelle pour évaluer les stocks de carbone à l'échelle des paysages bocagers et forestiers. Cas des sites atelier de la région de Fougères en Bretagne » (Walter *et al.*, 2005), répondant à l'appel d'offres 2003-2005 du programme national ACI « ECCO-PNBC » de l'INSU. Notre travail s'inscrit dans le cadre de ce programme de recherche.

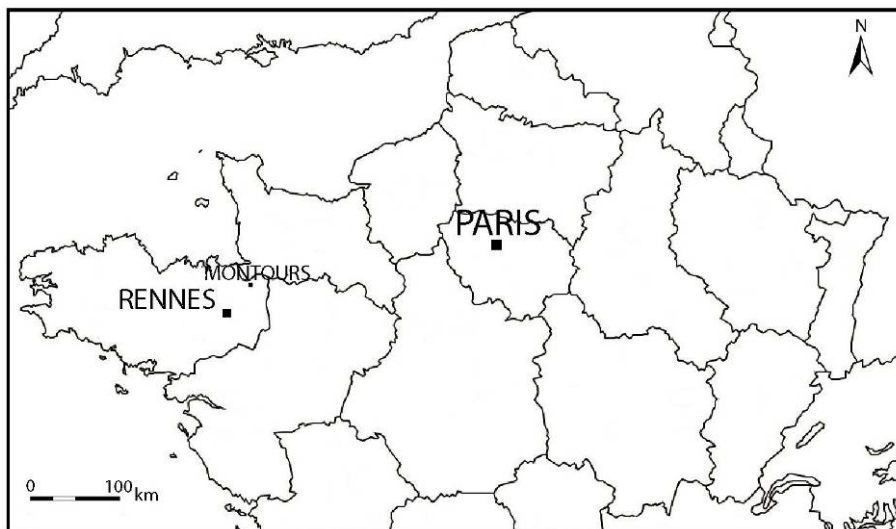


Figure 1. Localisation de la commune de Montours sur la carte de France.

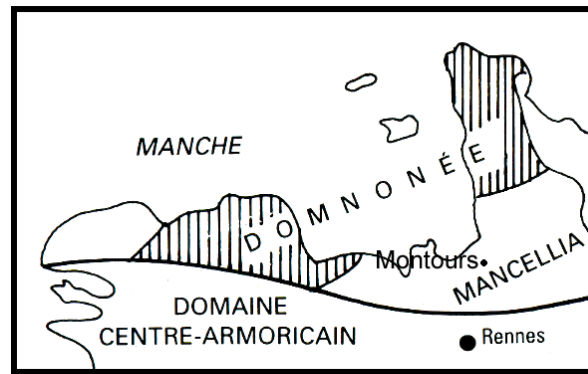


Figure 2. Schéma simplifié des limites du domaine mancellien (Mancellia), et localisation de la commune de Montours. Figure extraite de de Bagdanoff *et al.* (1996).

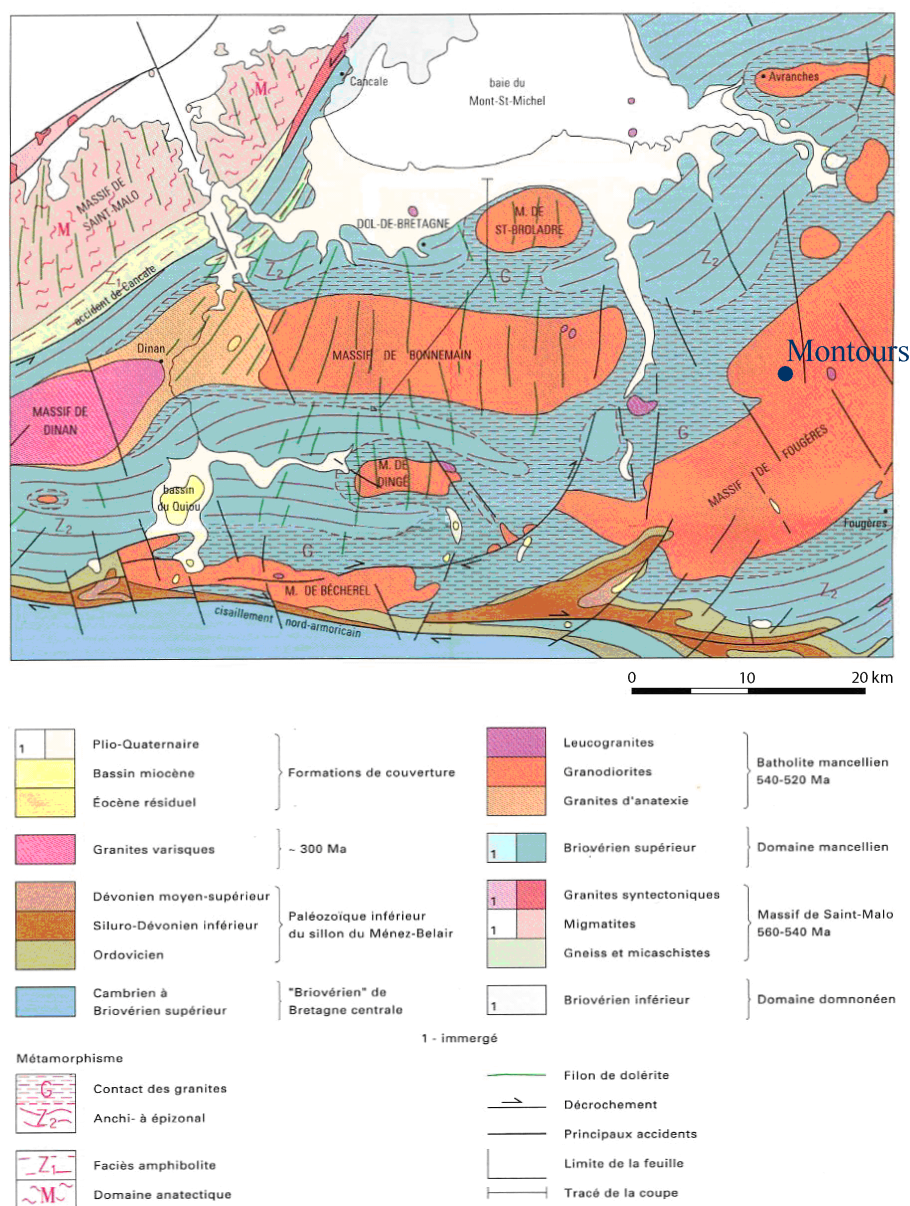


Figure 3. Schéma structural du domaine mancellien, extrait de la carte géologique de la France, feuille de Dol-de-Bretagne (246) (Bogdanoff *et al.*, 1997).

I. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

I.1. Cadre géologique régional

La région d'étude est localisée dans le domaine mancennien¹ du Massif armoricain, domaine situé au Nord du cisaillement nord armoricain et bordé au Nord-Ouest par la faille Granville-Cancale (figure 2).

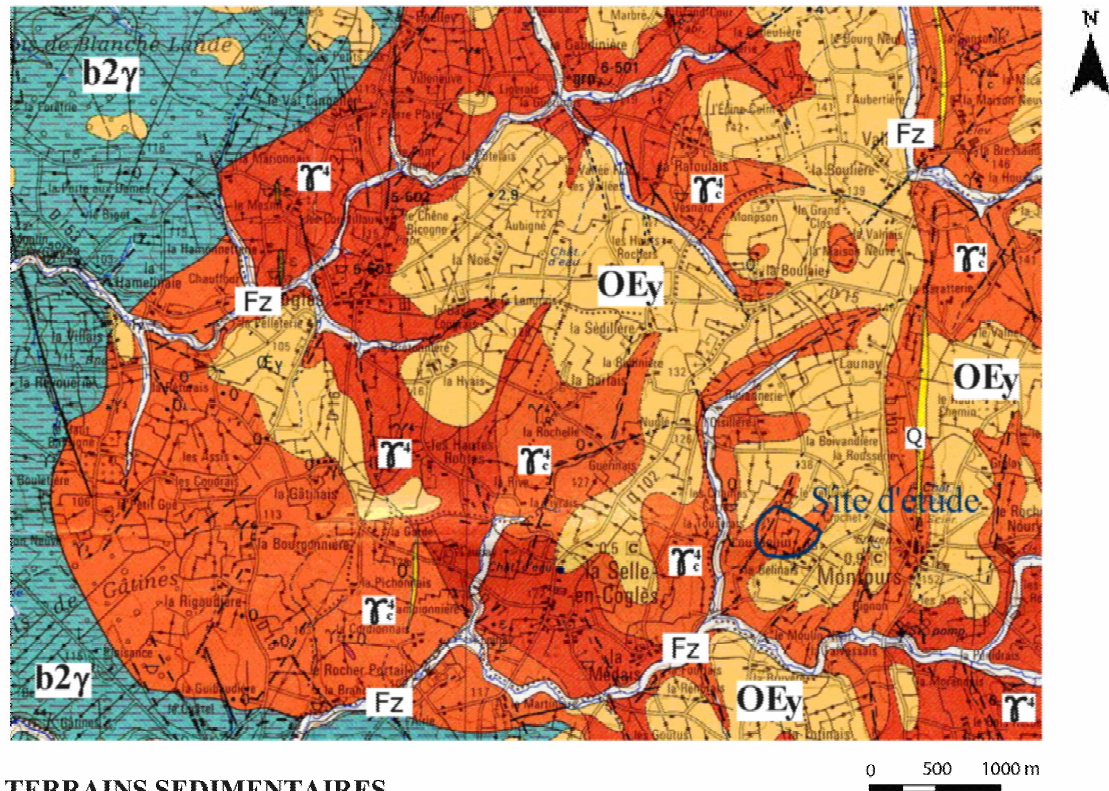
Sur le schéma structural du domaine mancennien (Bogdanoff *et al.*, 1997) (figure 3), on observe qu'il comprend essentiellement des formations briovériennes qui sont des dépôts détritiques terrigènes issus d'un socle cristallin précambrien. Ces sédiments furent déformés (schistosité Nord-Ouest) durant l'orogénèse cadomienne, en plis serrés orientés en moyenne selon N 45°E. Suite à cette déformation, des granodiorites puis des leucogranites se sont mis en place dans le socle, causant une métamorphisation thermique de l'encaissant briovérien. Tous ces matériaux ont ensuite subi une phase de pénépléation à la fin du cycle cadomien. Dans cette partie du Massif armoricain, l'orogénèse hercynienne s'est manifestée par une tectonique cassante de socle qui a produit des fractures et des fissures permettant la mise en place de grands filons de quartz et de dolérite (Lautridou *et al.*, 1984 ; Bagdanoff *et al.*, 1996).

Dans cette partie du Massif armoricain, le socle cadomien est resté émergé jusqu'au Quaternaire, alors que différentes transgressions marines affectaient les régions voisines. C'est à cette période que se sont déposés d'importants plaquages de loess weichseliens-wurmien², dans un environnement périglaciaire (Lautridou, 1985).

Selon Foucault et Raoult (1984), les loess peuvent être définis comme des dépôts sédimentaires détritiques meubles, non stratifiés, argilo-calcaires et silteux, à grains inférieurs à 62,5 µm, continentaux et d'origine éolienne. Ces dépôts aussi nommés « limons des plateaux » sont d'âge périglaciaire. Ces mêmes auteurs définissent de façon plus générale le limon comme un dépôt détritique meuble, argileux et silteux, à grain très fin, continental et d'origine fluviale, lagunaire ou encore éolienne (limons des plateaux, loess). À la différence des limons, les loess au sens strict sont carbonatés, ce qui n'est pas le cas sur le secteur d'étude. Nous préférons de ce fait retenir la définition de Lautridou (1969) : le loess est dominé par la fraction limon (2-50 µm) qui représente entre 65 et 70% de la fraction totale. Pour la France et la Belgique, différents auteurs (Jamagne, 1973 ; Lautridou, 1968) notent une valeur médiane de taille des particules comprise entre 25 et 30 µm.

¹ de Mancennia : nom latin de la région du Maine.

² de Weichsel, nom allemand d'un fleuve de Pologne. Epoque glaciaire de la fin du Pleistocène qui est compris entre 1 600 000 et 10 000 ans, corrélée avec le Würm.



TERRAINS SEDIMENTAIRES

Formations quaternaires

Fz Alluvions récentes

OEy Loess weichséliens wurmiens

Formations du Protérozoïque Supérieur

b2 Briovérien supérieur épimétamorphique
Silstones, mudstones, wackes

Thermométamorphisme (Briovérien métamorphisé au contact des granitoïdes cadomiens)

b2γ Auréole de schistes tachetés
ou auréole de cornéennes

ROCHES PLUTONIQUES

Roches granitoïdes cadomiennes

T₂ Leucogranites, aplites

T₃ Granodiorite à biotite
et cordiérite

T₄ Granodiorite à biotite

Roches filonniennes post-cadomiennes

Q Quartz

ε Dolérite

Figure 4. Géologie locale du secteur d'étude. Extrait de la carte géologique de la France à 1/50 000ème, feuille de Saint-Hilaire-du-Harcouët (1316) (Dadot et al., 1984).

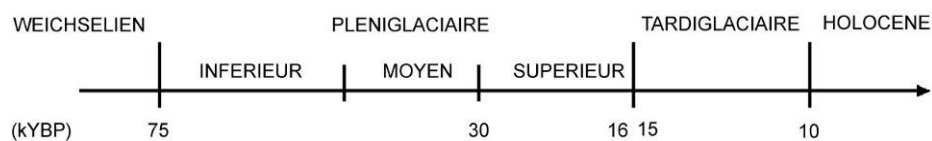


Figure 5. Echelle stratigraphique définissant la terminologie utilisée par Lautridou et al. (1985) et Van Vliet-Lanoë et al. (1995).

I.2. Géologie locale du secteur d'étude

Le secteur d'étude est localisé au niveau du Massif granodioritique de Fougères (figure 4), intrusif dans les formations du Briovérien supérieur. Le substrat du secteur d'étude (γ_c^4) est une granodiorite à biotite et à muscovite du type de celle de Vire (Jonin, 1973, 1981), datée par la méthode uranium-plomb à 540 ± 10 M.A. à (Pasteels *et al.*, 1982).

Cette granodiorite à 2 micas s'altère fortement (Lautridou *et al.*, 1984). Les structures généralement observées dans ces contextes limoneux sur granite, sont celles d'une arène à structure conservée qui présente une fragmentation importante des minéraux et une altération différentielle des micas et des plagioclases, conduisant à une néoformation de kaolinite essentiellement. Cette structure peut évoluer vers une arène à structure remaniée en relation essentiellement avec des transferts de matière (Curmi, 1979).

Sur ce substrat sont plaqués des loess weicheliens-wurmiens (Œy) d'une puissance fréquemment supérieure à 2 m qui s'intègrent aux loess du bocage normand (Lautridou, 1980) raccordée à la série sédimentaire type de Saint-Romain, Mesnil-Esnard (Haute-Normandie). Lorsque l'épaisseur des loess est importante (> 2 m), les limons sont de couleur 10 YR 6/6 à 10 YR 6/4, micacés, non carbonatés et lités. Dans ce cas, on les nomme « limons à doublets ». Mais la plupart du temps, il s'agit d'un limon brun présentant des taches grises plus ou moins grises et des concrétions ferromanganiques. Quel que soit leur type, ces limons sont caractérisés par :

1. une courbe granulométrique cumulative dominée par la fraction 10-50 μm ;
2. l'absence de carbonate de calcium ;
3. un stock quartzeux nettement dominant ;
4. des minéraux argileux où la kaolinite et la smectite sont dominantes dans le Massif armoricain (Lautridou, 1985).

I.3. Les processus de pédogenèse au cours du Quaternaire

Le contexte pédogénétique est très fortement influencé par le substrat géologique ainsi que par la couverture limoneuse. Lautridou (1985) décrit la succession typique des loess du bocage normand, en se référant à l'échelle stratigraphique de la figure 5. Il distingue au sein de la couverture limoneuse, depuis le bas vers le haut :

1. des limons argileux ou argilo-sableux du Weichsélien mélangés avec les altérites ;
2. un loess du Pléniglaciaire moyen ;

3. le sol de « Kesselt » défini comme un horizon pédologique cryoturbé (29000 B.P. environ) ;
4. un loess du Pléniglaciaire supérieur.

Dans le contexte de la région de Fougères, des modifications importantes sont à apporter à cette succession. En effet, la séquence y est ici incomplète (Lautridou, 1980) car le plus souvent, le loess du Pléniglaciaire est totalement érodé au niveau du sol de « Kesselt ». Van Vliet-Lanoë *et al.* (1995) ont défini la succession pour la région de Fougères, établie sur la base d'une étude pédostratigraphique comparative de différentes successions observées dans le domaine mancennien :

1. à la base de cette stratigraphie, un pergélisol discontinu du Pléniglaciaire supérieur ;
2. des loess sableux du Pléniglaciaire supérieur ;
3. un pergélisol du début du Tardiglaciaire avec formation de fragipan et présentant des incisions à sa surface.

Ce n'est qu'au début de l'Holocène que débute la pédogenèse actuelle, avec une pédogenèse illuviale de surface, suivie par une phase de stabilité permettant l'implantation d'un couvert forestier. A cette époque, le sol lessivé dégradé se comporte comme une roche mère. Une brunification et une aluminisation se mettent alors en place dans les anciens horizons éluviaux et les colluvions (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995).

Durant tout l'Holocène, l'évolution géomorphologique est très stable avec un bilan érosion-sédimentation très faible (Heulluin *et al.*, 1991). Ce n'est qu'à partir du XI^e siècle que des aménagements anthropiques sont responsables d'accumulations organiques et minérales de faibles importances localisées dans des vallons secondaires (Heulluin *et al.*, 1991).

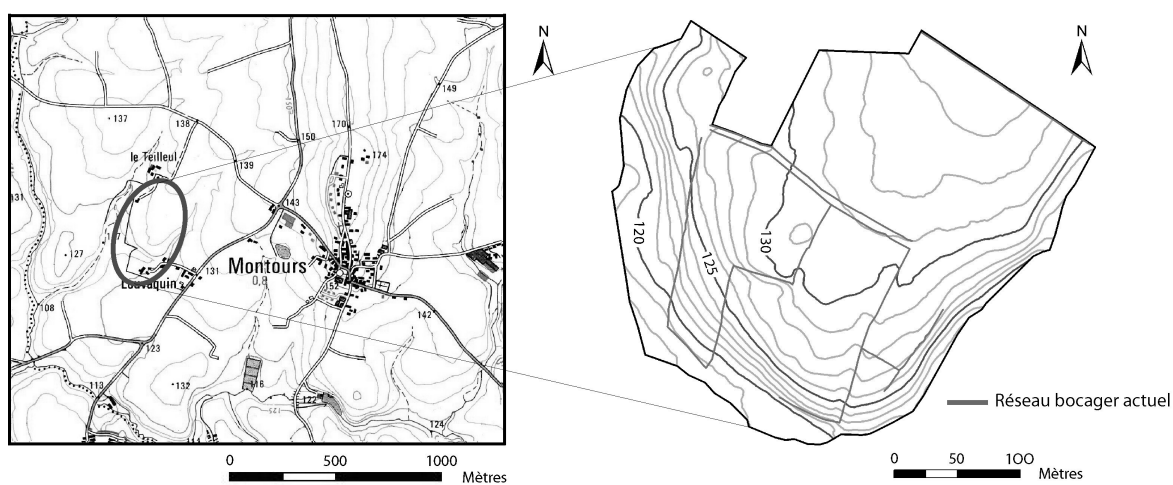


Figure 6. Topographie du secteur et du site d'étude. (Source I.G.N. (1990)).

II. GÉOMORPHOLOGIE

La topographie et le réseau hydrographique actuel sont fortement conditionnés par le type et l'histoire des formations sous-jacentes.

Le relief est la résultante d'une altération différentielle des granodiorites à biotite et à cordiérite qui sont présentes sur notre site d'étude (figure 4), et des granodiorites à biotites. Cela crée un paysage où s'opposent des reliefs abrupts formés par des boules d'altération de la granodiorite à biotite, aux reliefs plus mous issus de l'altération de la granodiorite à cordiérite (Lautridou *et al.*, 1984).

A la contrainte géologique s'ajoute celle des plaquages limoneux dont la distribution actuelle inégale tend à lisser les variations du relief par colmatage de la paléotopographie. L'hétérogénéité de l'épaisseur de la couverture limoneuse est due en premier lieu à la source d'alimentation. Les limons proviennent de la Manche et de la mer du Nord, et furent transportés par les vents dominants d'orientation ouest à O-NO (Lautridou, 1980). Ainsi les recouvrements ne furent pas homogènes et les versants reçurent les matériaux en relation à leur exposition. La seconde cause de variabilité est constituée par les redistributions post-dépôts qui ont donné au paysage son modelé actuel, avec une couverture limoneuse d'épaisseur généralement croissante d'amont en aval au sein d'un versant (Curmi *et al.*, 1979), et une distribution des sols en relation avec une paléotopographie des volumes arénisés (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995 ; Chaplot *et al.*, 2003).

Les dépôts limoneux n'ont eu que peu d'influence sur le tracé du réseau hydrographique, à la différence d'accidents tectoniques tardifs de l'Eocène-Oligocène qui localement ont orienté les cours d'eau (Lautridou *et al.*, 1984).

Les altitudes les plus élevées de la région de Montours (figure 6) sont localisées à l'emplacement du bourg même. Ceci est dû à sa position particulière, juste en continuité d'un filon de quartz d'orientation Nord-Sud (moins altérable que l'encaissant). Le site d'étude est situé en contre-bas de cette position entre le village du « Louvaquin » et celui du « Teilleul », à l'Est du bourg de Montours. Il s'agit d'un demi-dôme d'orientation nord/nord-est – Sud/sud-est (figure 6) comprenant un plateau et des versants délimités en position basse par deux ruisseaux d'ordre 1 (Strahler, 1964) qui se réunissaient au sud-ouest jusqu'en 1998, et dont l'un a été drainé.

Sur le secteur étudié, les altitudes vont de 133,8 m à 117,4 m (N.G.F.) pour une longueur de 335 m selon la direction nord-sud et de 382 m selon la direction est-ouest. Un des critères essentiels pour le choix de ce site d'étude, fut la diversité de l'intensité des pentes de 0 à plus de 25%, et de leur morphologie (figure 6), qui permet d'étudier l'effet de contextes géomorphologiques variés sur l'organisation des sols.

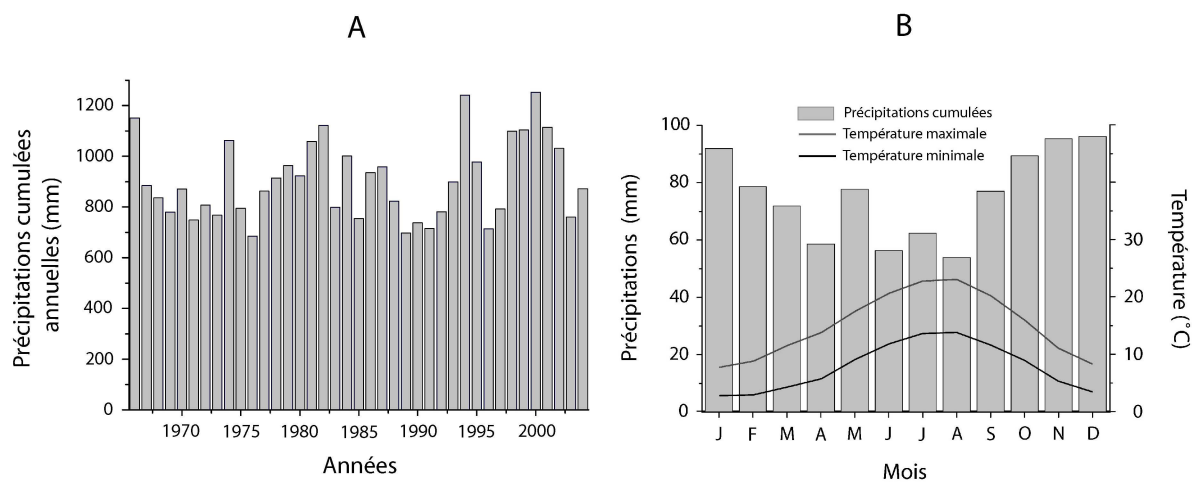


Figure 7. Précipitations cumulées annuelles (A) et diagramme ombrothermique (B) de la station de Fougères (Météo France) sur la période 1966-2004.



Cépée



Ragosse

Figure 8. Illustration des modes d'entretien des haies arborées : cépée et ragosse.

III. CLIMAT

En Bretagne, le climat est de type tempéré océanique, caractérisé par de faibles amplitudes thermiques, une forte humidité atmosphérique et des pluies fréquentes mais peu abondantes. De forts gradients climatiques existent et sont principalement déterminés par la distance à la côte et le relief.

Aucune donnée météorologique n'existe sur la commune de Montours, ou sur les communes avoisinantes. Nous avons donc choisi de présenter les données acquises entre 1966 et 2004 sur la commune de Fougères, à 13 km au Sud-Est de Montours (lat : 48°20'48"N, lon : 1°11'54"O, alt : 100 m). La pluviométrie cumulée annuelle moyenne sur les 38 dernières années (figure 7.A) est de 905 mm.an⁻¹ avec un écart-type de 156 mm.an⁻¹. Les précipitations sont réparties régulièrement sur l'année (figure 7.B) avec un maxima de novembre à janvier (entre 91,1 et 96,1 mm), un minima en août (53,9 mm) suivi d'une augmentation des volumes précipités en septembre. Les températures sont peu contrastées avec un minima hivernal de 2,7° C en janvier et un maxima de 22,94° C en août. L'analyse du diagramme ombrothermique (figure 7.B) ne met pas en évidence de saison sèche.

IV. HISTOIRE ET PAYSAGE

Le bocage « désigne des paysages ruraux verdoyants où les parcelles sont délimitées par des haies vives, souvent surmontées d'arbres [...]. On s'accorde à penser que le bocage n'est pas un paysage originel, mais qu'il a été créé partout par les paysans » (Encyclopaedia Universalis, 1973). Il peut aussi être défini plus largement comme un « paysage ayant pour caractéristique la présence de réseaux de structures linéaires de végétaux ligneux, que ce soit des haies « traditionnelles », des rideaux brise-vent récents ou des haies spontanées issues de l'absence d'entretien des clôtures » (Baudry *et al.*, 2003). Dans ces définitions, le bocage apparaît comme un espace structuré en entités délimitées par des structures linéaires à plantations ligneuses, d'origine anthropique et répondant à des objectifs fonctionnels.

IV.1. Description du bocage sur le site de Montours

La commune de Montours est localisée à la limite entre la Bretagne et la Normandie. Le réseau bocager y est structuré par des talus plantés de haies, essentiellement composées d'une strate arborescente dont les essences les plus représentées sont le châtaignier et le chêne pédonculé. La particularité de ce bocage est liée aux modes d'entretien de la strate arborescente en têtards ou ragoisse (émonde au sommet), cépées (émonde à la base) (figure 8) et en haut-jet ou belle-venue (bois d'œuvre).

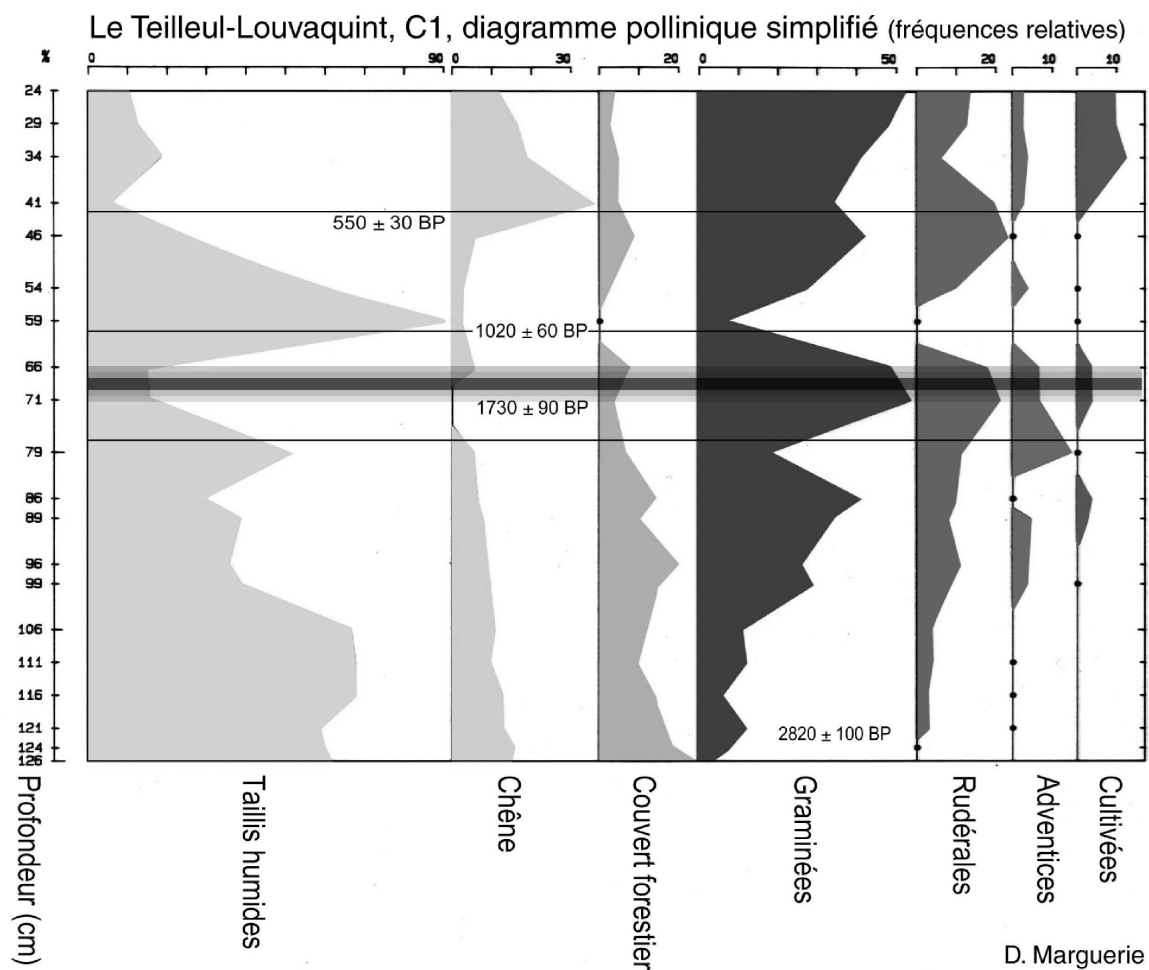


Figure 9. Diagramme pollinique simplifié représentant la fréquence relative de pollens d'origines différentes en fonction de la profondeur de prélèvement dans un matériau tourbeux. Diagramme réalisé par D. Marguerie (Marguerie, 2001).

IV.2. Origine et évolution ancienne du bocage de Montours

Le bocage est d'origine anthropique et son histoire est étroitement liée à l'occupation humaine et à ses progrès technologiques.

Dans le cadre de travaux d'archéologie préventive, Cattedu *et al.* (2001) ont précisé l'histoire de l'occupation humaine sur le site de Montours et l'origine du réseau bocager actuel. Les traces les plus anciennes datent du Néolithique, époque à laquelle apparaît l'implantation d'enclos. Par la suite l'occupation du site à la période gallo-romaine n'est pas richement documentée, et c'est à la fin de l'époque mérovingienne que les traces d'une implantation réelle apparaissent. Les éléments les plus importants sont des restes d'habitats carolingiens qui étaient répartis à l'intérieur d'un réseau fossoyé dense et complexe qui s'organisait avec rigueur. Ces traces témoignent de nombreux réaménagements et attestent d'une longue utilisation.

La comparaison du réseau fossoyé ancien avec le réseau bocager actuel a montré que les fossés qui structuraient le paysage à l'époque carolingienne, restent structurants jusqu'à nos jours, leur empreinte ayant persisté dans le bocage actuel. En effet, certains fossés anciens ont été repris ou doublés et des limites (talus, haies) anciennes sont toujours visibles. Ainsi par proximité spatiale, les archéologues ont pu dater une structure actuelle, qui se trouvait dans le prolongement immédiat d'une structure ancienne datée du Haut Moyen-Âge (l'an 800-1000 ap. J-C).

Le milieu apparaît défriché et mis en culture dès le V^e siècle. Il fut abandonné vers le début du X^e siècle, période de changements politiques et d'invasions normandes. Ce n'est qu'au XVI^e-XVII^e siècle que les diagrammes polliniques, établis dans une petite tourbière à proximité du site (figure 9), montrent un retour à un véritable paysage agraire avec un probable développement du bocage (Marguerie, 2001).

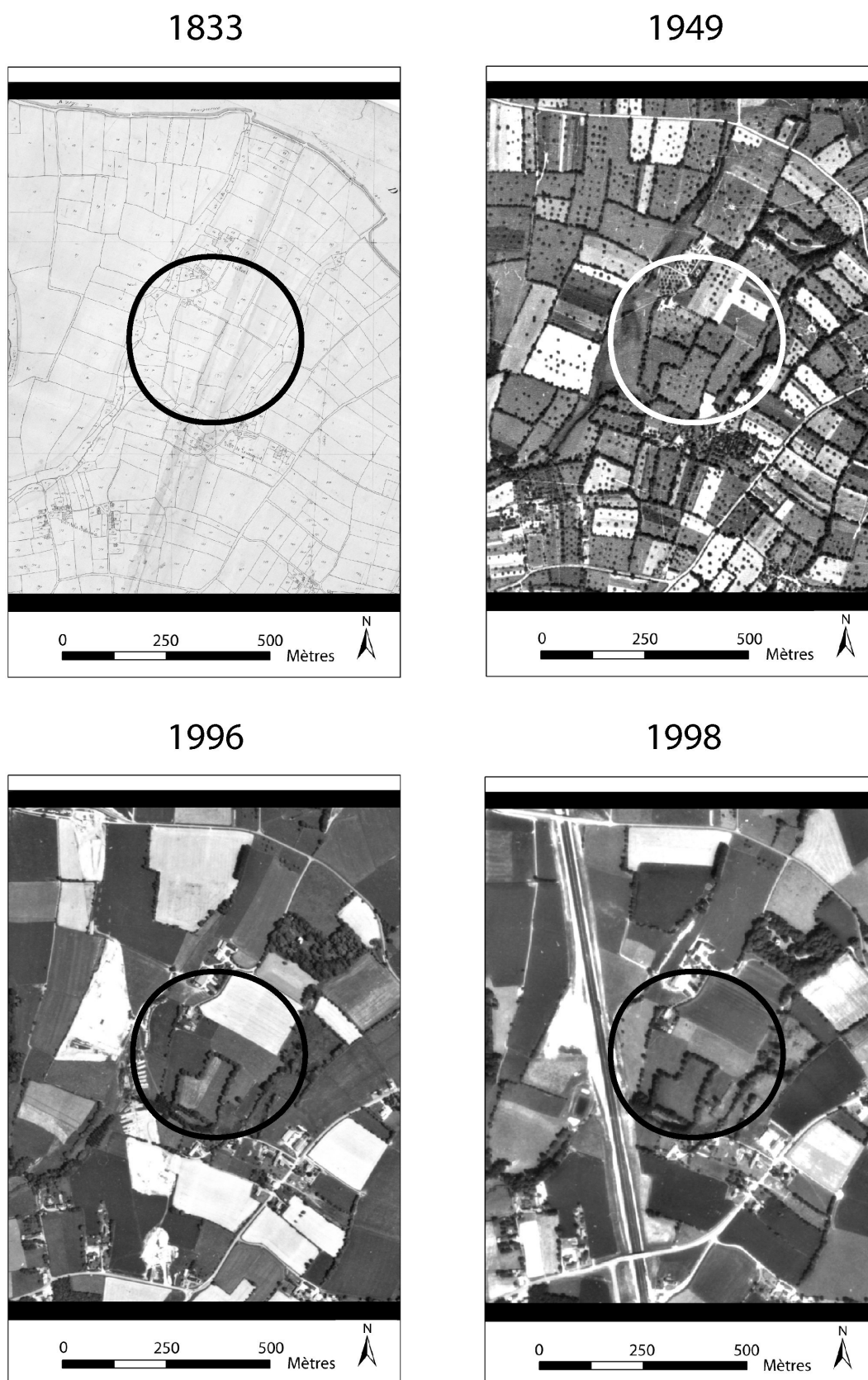


Figure 10. Parcellaire du secteur d'étude et présence de structures bocagères à différentes dates : 1833 (cadastre napoléonien), 1949, 1996 et 1998 (photographies aériennes I.G.N.).

IV.3. Les évolutions récentes

L'analyse des évolutions récentes du bocage sur le site d'étude s'est appuyée sur une analyse diachronique du linéaire de haies, pour contraindre l'âge d'apparition et/ou de disparition des structures haies-talus. La base documentaire de ce travail est constituée par les cadastres et photographies aériennes de différentes époques : 1833 (cadastre napoléonien), 1949, 1996 et 2001 (figure 10).

Le tableau 1 décrit l'évolution du réseau bocager depuis 1833. En 1833, la densité du linéaire sur le secteur d'étude était de 330 m.ha⁻¹, avec de nombreuses parcelles d'une surface moyenne de 2765 m². La densité chute en 1949 à 196 m.ha⁻¹, et s'accompagne d'une augmentation significative de la surface moyenne des parcelles à 6987 m². Cette disparition du réseau s'explique essentiellement par l'effort de modernisation de l'agriculture française après la seconde guerre mondiale. Une autre période de profonde mutation dans le grand ouest est associée aux programmes de remembrement. Sur les clichés aériens de 1996 et de 2001 (figure 10), la densité a encore chuté, pour atteindre 106 m.ha⁻¹, avec des surfaces moyennes de 16558 m². Cette perte progressive du réseau bocager, est due pour partie aux exigences du machinisme agricole, comme nous l'avons évoqué précédemment. Par ailleurs la diminution de l'indice de connectivité, ou nombre de nœuds traduit la perte de cette fonction de structuration du paysage.

Tableau 1. Evolution des caractéristiques du réseau bocager entre 1833 et 2005. Nœuds : nombre de connexions entre les structures.

Année	Longueur structures linéaires (m)	Surface parcellaire moyenne (m ²)	Densité des structures (m ha ⁻¹)	Nœuds
1833	2765	2718	330	37
1949	1641	6987	196	19
1996	1193	11986	142	12
2005	887	16558	106	9

En dehors de l'évolution du réseau bocager, les autres évolutions notables sur le secteur d'étude concernent essentiellement la disparition totale des arbres fruitiers pourtant très nombreux en 1949, et la construction de l'autoroute A84 en 1998.

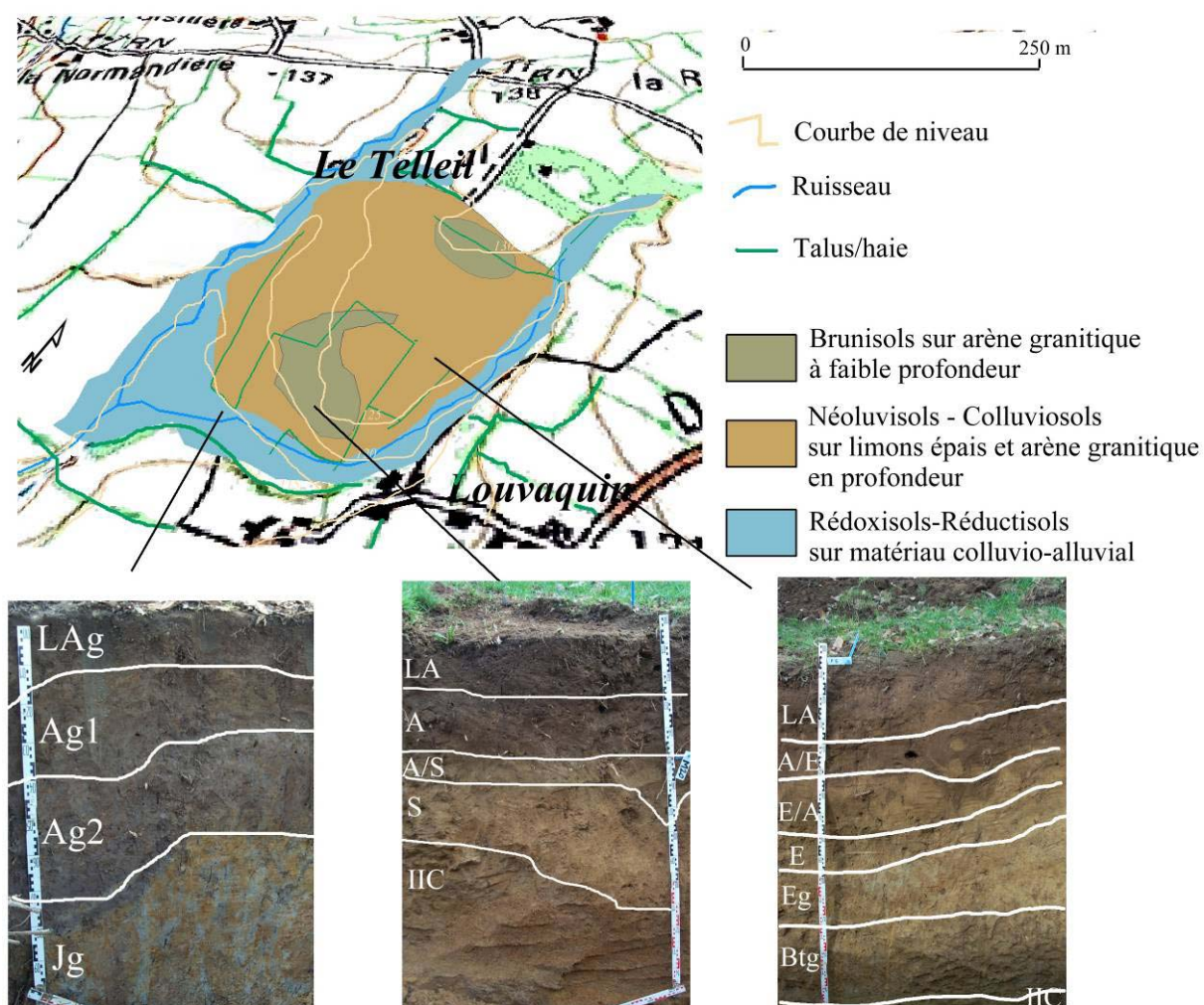


Figure 11. Délimitation schématique des grands ensembles de sol sur le site d'étude et exemples de profils pédologiques associés. Les horizons et les sols sont identifiés selon le référentiel pédologique (Baize et Girard, 1995).

V. SOLS ET OCCUPATION DU SOL

V.1. Contexte pédologique

Les sols ainsi que de leur organisation spatiale sont étudiés dans les chapitres 2 et 3. Cette section présente simplement le contexte pédologique d'ensemble du site d'étude.

Comme définie précédemment, la roche mère est une granodiorite altérée surmontée par de forts plaquages limoneux. La profondeur totale des horizons limoneux est très variable ; de 0,2 m en bordure de plateau à plus de 3 m en bas de pente et dans les fonds de vallée avec une valeur généralement supérieure à 1 m.

La figure 11 délimite sur le site d'étude les grands ensembles de sols définis selon la terminologie du Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 1995) : on distingue en position de plateau et de versants, des sols de type Néoluvisols développés dans la couverture limoneuse épaisse ; ils présentent localement des horizons épais d'origine supposée colluviale, les rattachant aux Colluviosols. En certaines zones, la couverture limoneuse est moins puissante et l'arène granitique apparaît à faible profondeur : les sols associés à ces zones sont alors de type Brunisols. Enfin, dans les deux vallons délimitant la zone d'étude, on distingue des associations de Rédoxisols et Réductisols développés dans des matériaux d'origine colluvio-alluviale.

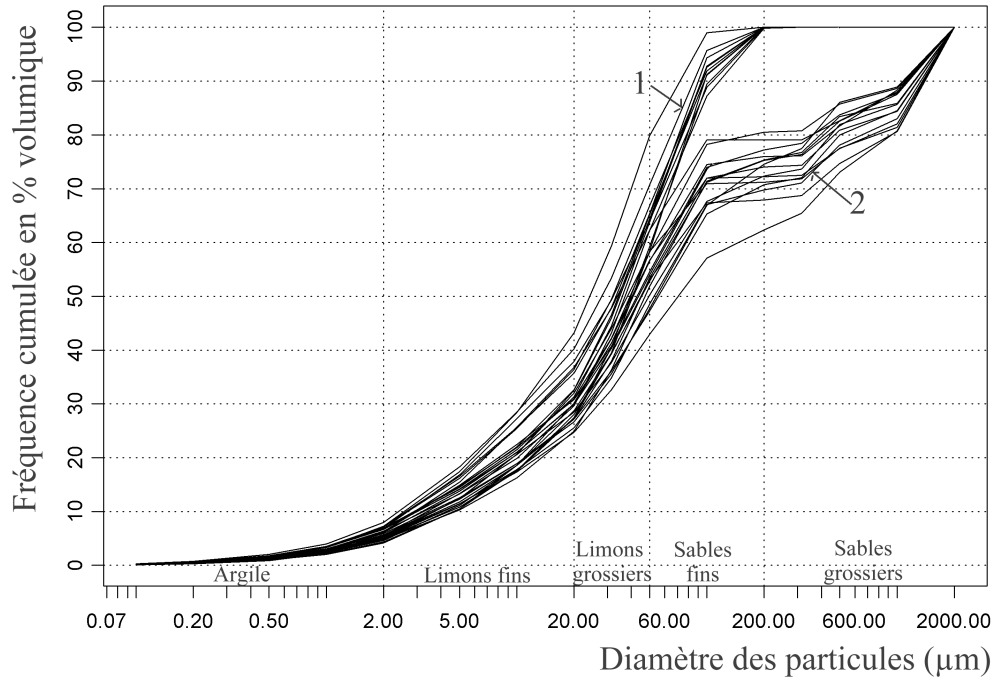


Figure 12. Fréquence cumulée de la taille des particules obtenue par granulométrie laser pour 28 échantillons prélevés entre 5 et 60 cm de profondeur et issus de 7 sites différents de la zone d'étude.

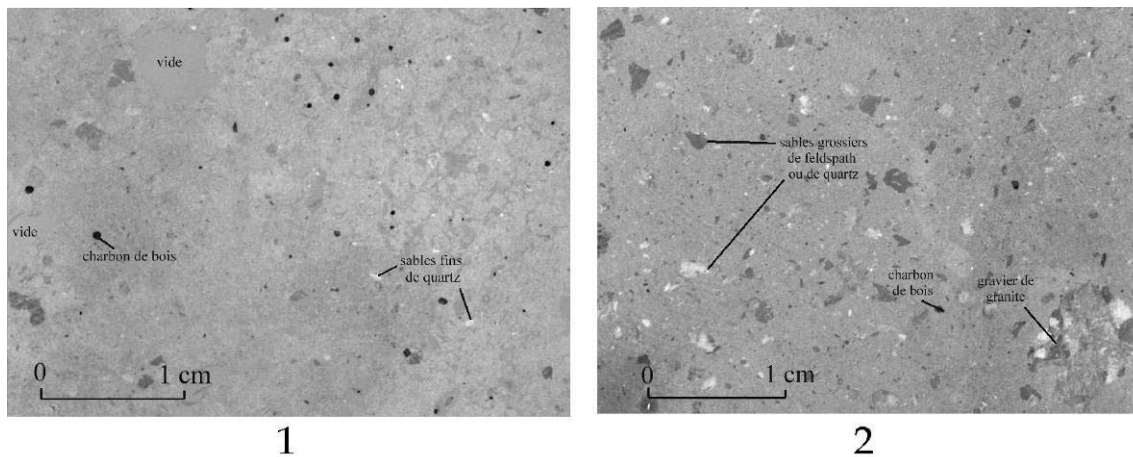


Figure 13. Photographies sous lumière naturelle de lames minces de deux échantillons représentatifs des deux familles de courbes granulométriques distinguées par granulométrie laser : 1. Absence de fractions sableuses > 200 µm ; 2. Fractions sableuses (> 200 µm) représentant plus de 20 % du volume.

V.2. Caractérisation granulométrique de la couverture limoneuse sur le site d'étude

L'analyse granulométrique de 28 échantillons de sol, prélevés sur 7 sites entre 5 et 60 cm de profondeur sur le site de Montours, est présentée en figure 12. La technique utilisée est la granulométrie laser (Cilas 1180, INSA Rennes), après destruction de la matière organique de l'échantillon par attaque à l'eau oxygénée, puis dispersion des particules à l'hexamétaphosphate de sodium. Les résultats sont exprimés en rapport volumique. Les échantillons prélevés sont caractérisés par une faible proportion d'argile granulométrique toujours inférieure à 8% de la fraction totale à 2000 μm ³. Comprise entre 2 et 50 μm , la fraction limon apparaît dominante puisqu'elle représente entre 37 et 72% du volume total, avec une prédominance des limons grossiers.

L'analyse des courbes granulométriques distingue clairement deux familles (figure 12) : 1) l'une caractérisée par une faible proportion de sables fins et une absence totale de sables grossiers ; 2) l'autre présentant une proportion plus importante de sables grossiers, comprise entre 20 et 38%. Cette différence granulométrique est aisément visualisée sur des photographies de lames minces (figure 13) : dans le premier exemple, on note au sein de la matrice limoneuse quelques rares quartz de la taille des sables ; dans le second, on observe de nombreux sables grossiers de quartz et de feldspaths ainsi que des graviers de granite.

V.3. Occupation du sol récente

Les terres sont exploitées par Mr et Mme Tiaux qui dirigent une exploitation laitière toute herbe. Dans ce système, les parcelles d'étude proches de l'exploitation sont des prairies pâturées avec une rotation plus ou moins rapide en fonction des besoins en herbe. Le dernier labour (20/25 cm) a été effectué selon les parcelles entre 1990 et 1993. Depuis, seul un travail superficiel des 5 premiers centimètres de sol est effectué à l'aide d'une herse étrille entre deux prairies successives.

³ Cette proportion d'argile est nettement inférieure à celle habituellement mesurée par sédimentation : dans une synthèse sur le sujet, L. Duval (1994) indique une teneur en argile comprise entre 12 et 16 %. La différence observée ne semble pas devoir être attribuée à une particularité des limons de Montours, mais à la différence de méthodologie mise en œuvre, la granulométrie laser sous-estimant la proportion d'argile (O. Duval, INRA Orléans, com. Pers.)

VI. SYNTHESE

Le substrat géologique sur les sites d'étude est une granodiorite à biotite et muscovite daté à 540 ± 10 M.A. (Pasteels *et al.*, 1982), aujourd'hui fortement altérée en une arène grise à structure conservée. Sur ce matériau ont été plaqués des loess weichséliens de granulométrie dominée par la fraction limoneuse. L'arène et les limons sont à l'origine de la topographie actuelle : le premier a donné son modelé général au relief, l'autre a colmaté la paléotopographie. C'est sur ce limon que la pédogenèse actuelle a débuté à l'Holocène en concomitance avec l'implantation d'un couvert forestier. Dès le Néolithique, les premières traces d'occupation humaine apparaissent, mais c'est durant le Haut Moyen-Âge (l'an 800-1000) que l'homme va investir le site et structurer le paysage selon une trame qui définira les grandes orientations du réseau bocager actuel.

Chapitre II

Influence du système haie/talus sur l'organisation des sols le long de versants

I. INTRODUCTION

Dès les premiers travaux de Dokuchaev (1893, 1899), le sol a été reconnu comme une entité dont la variabilité spatiale est sous le contrôle de plusieurs facteurs. C'est avec l'équation des facteurs de formation des sols de Jenny (1941, 1961) qu'a émergé le concept de facteur de formation :

$$\text{Sol} = f(\text{climat, organismes, relief, matériau parental, temps})$$

Les travaux de cartographie des sols ont très tôt pris en compte ce concept pour préciser les limites des unités cartographiques et mieux caractériser les sols au sein du paysage (Soil Survey Staff, 1951 ; Girard, 1983 ; Legros, 1986 ; Bockeim *et al.*, 2005). L'essor des outils et méthodes numériques a permis de mieux expliciter et quantifier la démarche, ce qui a amené McBratney *et al.* (2003) à réactualiser l'équation de Jenny (1941), et à proposer une nouvelle méthodologie cartographique, qualifiée de « numérique », mettant à profit les nouvelles sources d'information numérique disponibles (télédétection, Modèles Numériques d'Altitude, etc.). Au delà des approches purement corrélatives, cette méthodologie est susceptible de prendre en compte la connaissance pédologique des facteurs et processus de formation dans les prédictions (Lagacherie, 1992 ; Lagacherie *et al.*, 2001 ; Walter *et al.*, 2005a ; Walter *et al.*, 2005b). Dans ce cadre, les études menées à l'échelle du paysage s'avèrent être pertinentes car les évolutions des sols et du paysage sont liées (Hall, 1983).

Notre étude a été menée à l'échelle d'un paysage bocager du Massif armoricain. De nombreux travaux antérieurs ont porté sur le déterminisme de la différenciation des horizons pédologiques profonds dans ce contexte (Curmi, 1979 ; Widiatmaka, 1993 ; Curmi et Widiatmaka, 1998 ; Walter et Curmi, 1998 ; Chaplot, 1998). La synthèse de ces travaux a donné lieu à une proposition de modèle conceptuel d'organisation des sols qui identifie un nombre limité d'horizons, dont la différenciation est issue de processus d'illuviation et d'oxydoréduction (Curmi *et al.*, 1998). L'intensité de ces processus dépend en premier lieu des conditions topographiques locales, mais d'autres facteurs les influencent, en particulier la nature des altérites (Chaplot *et al.*, 1999 ; Chaplot *et al.*, 2003).

Centrés sur les horizons profonds et sur les processus liés à l'hydromorphie des sols, ces travaux ont peu tenu compte des variations des horizons organo-minéraux de surface. De plus, ils ont généralement été menés sans tenir compte des structures anthropiques dont l'effet avait pourtant été identifié dès les travaux de Carnet (1978). Outre un effet local de modification des propriétés chimiques des sols, la haie induit une modification des sols à l'échelle des versants. Les sols des agro-paysages armoricains sont soumis à une double érosion : i) une érosion hydrique souvent forte

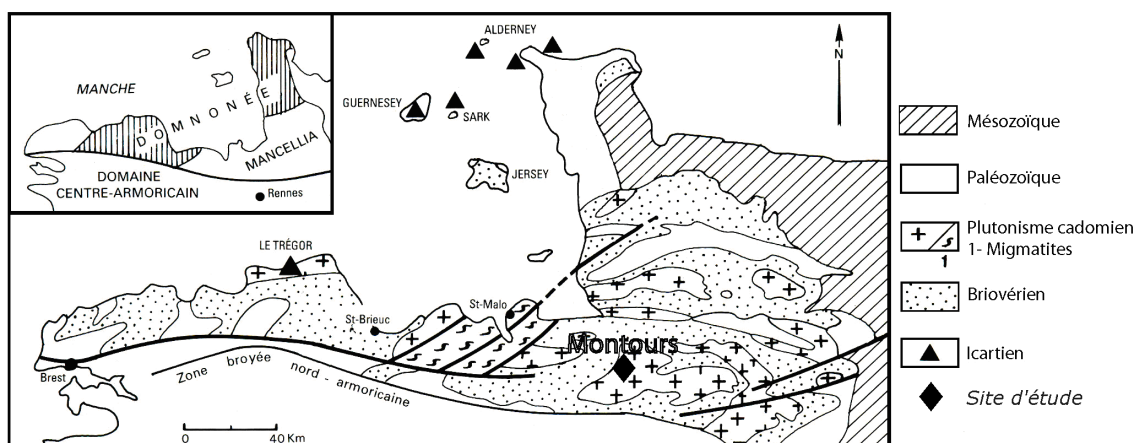


Figure 1. Schéma structural du domaine nord armoricain et localisation du site de Montours (Bretagne, France, 48°26'N, 1°19'O). Le schéma structural est un schéma simplifié de celui de Bogdanoff *et al.*, (1996).

sur ces sols limoneux acides (Pihan, 1979 ; Le Bissonnais *et al.*, 2001), ii) une érosion mécanique due au travail du sol. Aussi l'effet le plus systématique est celui d'un épaissement des horizons organo-minéraux en amont des haies correspondant à un effet anti-érosif, observé dans différents contextes (Carnet, 1978 ; Baffet, 1984 ; Walter *et al.*, 2003 ; Salvador-Blanes *et al.*, 2005). Ces épaissements peuvent être d'intensité variable en fonction de la topographie et de la position de la haie dans le versant (Baffet, 1984 ; Salvador, 2002), mais peu d'études ont caractérisé la variabilité des organisations de sols dans des situations autres que celle d'un talus perpendiculaire à la ligne de plus grande pente.

Cette étude a pour objectif de préciser l'effet du système haie/talus sur l'organisation des horizons pédologiques le long de versants. Pour cela, nous avons adopté une démarche en 2D selon des transects. Cette méthode doit nous permettre de décrire et d'analyser l'organisation des sols à l'échelle de la pente, dans différentes situations topo-paysagères. Nous cherchons en particulier à distinguer l'organisation des sols antérieure à la mise en place du bocage, de celle influencée par celui-ci. Cette distinction nous permettra de poser des hypothèses sur les processus récents de formation des sols.

II. MATÉRIEL ET MÉTHODES

II.1. Le site d'étude et les facteurs de formation des sols

Cette étude a été menée sur le site de Montours (Bretagne, France, 48°26'N, 1°19'O). D'une superficie de 8,4 ha, le site comprend une colline orientée SO-NE présentant un plateau en position sommitale. Le paysage est de type agricole bocager, structuré par des talus plantés de haies. Les limites de ce système sont naturelles (cours d'eau, bas fonds) et anthropiques (voies de communication). Cet ensemble offre des situations topo-paysagères contrastées (âge des structures et orientation vis à vis de la pente).

II.1.1. Le climat

Les données météorologiques ont été acquises entre 1966 et 2004 sur la commune de Fougères, à 13 km au sud-est de Montours (lat : 48°20'48''N, lon : 1°11'54''O, alt : 100 m). Le climat est de type tempéré océanique, caractérisé par de faibles amplitudes thermiques (minima = 2,7° C ; maxima = 22,9° C), une forte humidité atmosphérique, des pluies régulières et peu abondantes avec un maxima mensuel de l'ordre de 95 mm (novembre à janvier) et un minima de 54 mm en août, et l'absence de saison sèche. Le cumul annuel des précipitations sur les 38 dernières années est de 905 mm.an⁻¹ avec un écart-type de 155,6 mm.

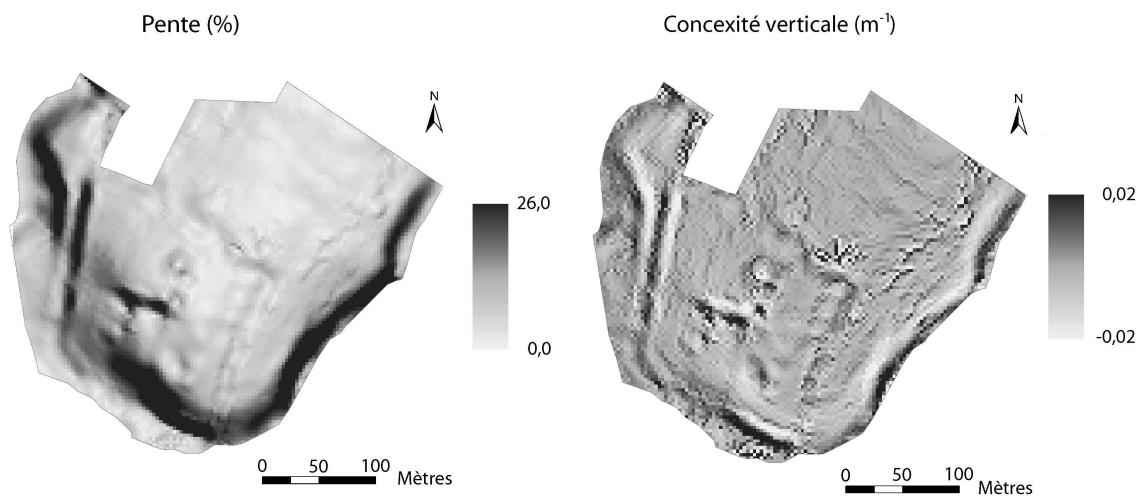


Figure 2. Cartes des pentes et de la convexité verticale sur le site de Montours, calculées sur la base du Modèle Numérique d'Altitude hors talus à la maille d'1 m. Maille de calcul d'1 m pour la pente et de 2 m pour la convexité verticale.

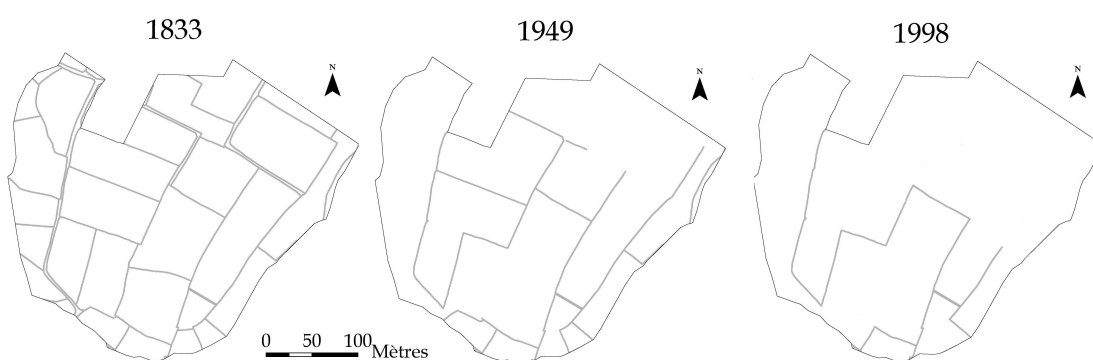


Figure 3. Évolution du réseau bocager de 1833 à 1998.

II.1.2. Les matériaux

Le secteur d'étude est localisé au niveau du batholite granodioritique de Fougères (figure 1), intrusif dans le Briovérien supérieur. Le substrat du secteur d'étude est une granodiorite à biotite et à muscovite du type Vire (Jonin, 1973), datée par Pasteels (1982) à 540 ± 10 M.A. par la méthode U/Pb. Sur le substrat géologique arénisé sont plaquées de fortes épaisseurs de limons éolien d'âge weichsélien, qui ont pour source d'alimentation la Manche et la Mer du Nord (Lautridou, 1985).

Dans ce contexte, la pédogenèse a débuté au Dryas par une illuviation de surface, et s'est poursuivie à l'Holocène par une brunification et une aluminisation des horizons éluviaux (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995). À cette époque, l'évolution géomorphologique est très stable avec un bilan érosion-sédimentation très faible (Heulluin *et al.*, 1991). Mais à partir du XI^e siècle après J-C, les aménagements anthropiques sont responsables d'accumulations organiques et minérales de faible importance localisées dans des vallons secondaires (Heulluin *et al.*, 1991). Les sols dominants sur le site d'étude sont de type Brunisols et Néoluvisols (Baize et Girard, 1995).

II.1.3. La topographie

Les altitudes varient de 117,4 m à 133,8 m (N.G.F.) pour une étendue spatiale de 335 m selon la direction nord-sud et de 382 m selon la direction est-ouest. Un des critères essentiels pour le choix du site d'étude a été l'étendue de l'intensité des pentes de 0 à plus de 25%, et la variabilité de la morphologie des versants (figure 2).

II.1.4. Degrés d'anthropisation

Des études archéologiques (Cattedu *et al.*, 2001 ; Marguerie *et al.*, 2001) ont permis de mettre en évidence une parcellisation précoce du réseau bocager depuis le haut Moyen-Âge. La plus ancienne des structures a été datée par corrélation spatiale à plus de 1200 ans par Cattedu *et al.* (2001), soit une implantation vers l'an 800-1000 après J-C. En 1833, la densité du parcellaire était maximale avec 330 m de structures linéaires par ha. Par la suite, elle n'a cessé de diminuer pour atteindre 106 m.ha⁻¹ en 2005.

Le paysage hérité de cette longue occupation humaine est de type agricole bocager structuré par des talus plantés de haies composées d'une strate arborescente dont les essences les plus représentées sont le châtaignier et le chêne pédonculé. L'occupation des sols de ces dernières décennies a été de type prairie temporaire pâturée. Le dernier labour (20/25 cm) a été effectué selon les parcelles entre 1990 et 1993 (Tuaux, com. person.). Depuis, seul un travail superficiel des 5 premiers centimètres de sol est effectué à l'aide d'une herse étrille entre deux pâtures successives.

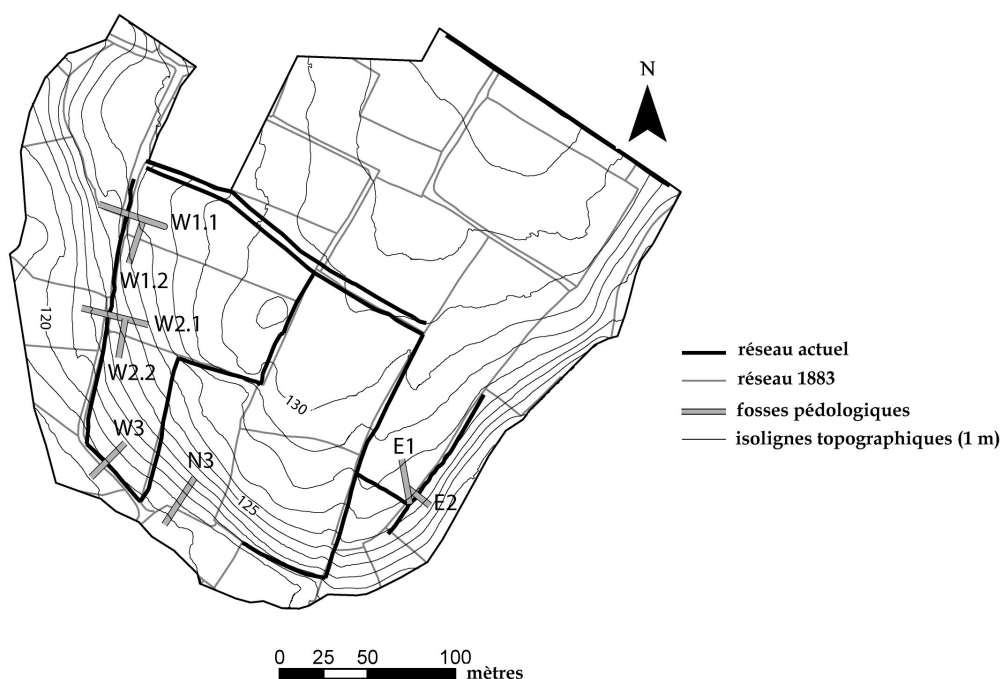


Figure 4. Localisation des fosses pédologiques, positionnées dans différentes situations topo-paysagères, permettant la description précise de la géométrie des horizons pédologiques.

Tableau 1. Caractéristiques topo-paysagères de chacune des toposéquences. Les paramètres topographiques sont définis en figure 5.

Fosse	Présence talus	Âge structure *	Longueur amont (m)	Longueur aval (m)	Pente amont (%)	Denivelée topo. (m)	Orientation **	
							talus (°)	fosse (°)
W1	oui	1000	27,4	13,6	6,0	1,8	52	45
W1.2	non	ante 1833 - ante 1949	13,0	7,0	5,2	0,0	2	48
W2	oui	1000	18,6	5,4	10,9	0,8	0	57
W2.2	non	ante 1833 - post 1949	9,0	7,0	7,9	0,0	40	57
W3	oui	1000	16,1	5,9	10,6	0,5	90	0
N3	non	ante 1833 - post 1949	18,7	9,9	17,2	0,0	75	0
E1	oui	ante 1833	17,0	n.d.	5,6	n.d.	76	30
E2	oui	ante 1833	7,4	14,9	n.d.	0,3	76	15

* date d'implantation - date d'arasement

** orientation vis à vis de la plus grande pente (0 à 90°)

n.d. : non déterminée

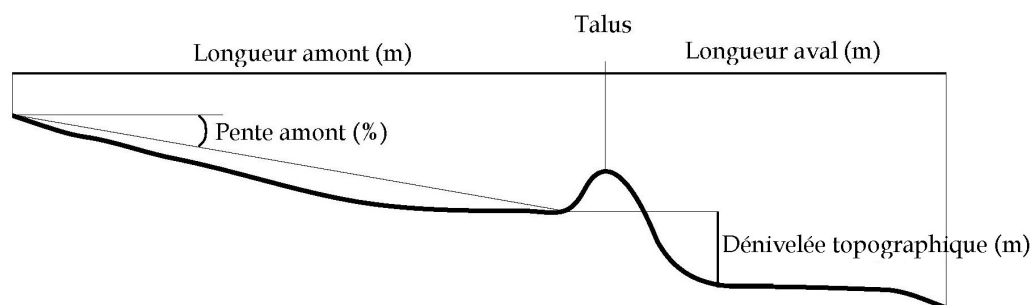


Figure 5. Schématisation des paramètres topographiques retenus pour décrire les toposéquences.

II.2. Localisation des fosses pédologiques

Les descriptions de sol ont été faites sur des fosses pédologiques. Ce mode d'observation offre une vision continue du solum, en relation à la topographie de surface, au toit de l'altérite et aux structures bocagères. De plus, il permet une étude fine de la géométrie des horizons de sol et de leurs relations génétiques à l'échelle de la pente. Les fosses de 2 x 25 m minimum (largeur x longueur) et ont été creusées jusqu'à l'arène lorsque cela était possible. Pour mettre en évidence l'organisation à l'approche des structures bocagères, elles ont été disposées selon des lignes amont-aval sécantes aux talus. Désormais les positions amont et aval indiqueront la localisation par rapport aux talus existants, ou si le talus a été arasé, par rapport à sa position estimée. Le choix des emplacements a été fait après analyse des documents historiques et du relevé topographique : huit emplacements ont ainsi été sélectionnées (figure 4).

Chaque fosse a été positionnée dans des conditions « topo-paysagères » contrastées (Tableau 1), résumées comme suit :

- *les fosses W1.1 et W2.1* : caractériser l'organisation liée à une structure anthropique très ancienne (implantée depuis l'an 800-1000) dans une situation de haut de versant et de pente faible ;
- *la fosse E1 et E2* : caractériser l'organisation sur une parcelle du versant à l'est du site d'étude où l'aire de drainage amont et les structures sont inchangées depuis 1833 ;
- *les fosses W1.2 et W2.2* : améliorer la description des organisations de W1.1 et W2.1 par l'ajout d'une dimension spatiale supplémentaire, et caractériser l'organisation des sols induite par des structures paysagères disparues ;
- *Les fosses W3 et N3* : caractériser l'organisation dans une condition de plus grande pente avec la présence ou non d'un talus perpendiculaire.

Les critères topographiques retenus pour décrire ces toposéquences sont explicités sur la figure 5.

II.3. Description de la géométrie des horizons pédologiques

Pour chaque fosse, la face décrite a été rafraîchie manuellement sur une vingtaine de centimètres pour exclure les structures liées au terrassement mécanique et à la compaction : arrachements, fentes et structures lamellaires. Les faces dégagées ont fait l'objet d'un relevé topographique précis établi au théodolite, puis ont été jalonnées tous les mètres. Les limites et contenus sémantiques de chacun des horizons pédologiques ont été relevés à l'aplomb de chaque jalon. Dans le cas de variations latérales ou

Tableau 2. Caractéristiques des principaux horizons pédologiques identifiés sur le site d'étude et dénommés selon le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 1995). Les horizons de transitions-mélange ne sont pas détaillés car leurs caractéristiques fluctuent entre celles des horizons A et des horizons B.

Type d'horizon (Baize et Girard, 1995)	Couleur matrice (Munsell, 1923)	Couleur taches (si hydromorphe)	Texture (Jamagne, 1967)	Structure
LA	10YR3/2 - 10YR4/4	5YR3/4 - 7,5YR5/8	LM-LMS	Polyédrique anguleuse / G
A	10YR4/2 - 10YR4/4	5YR3/4 - 10YR5/8	LM-LMS	Polyédrique anguleuse / G
S	10YR4/6 - 10YR5/6	7,5YR4/6 - 10YR6/4	LM	Polyédrique
E	10YR5/4 - 10YR6/2	2,5YR4/8 - 10YR6/6	LL	Polyédrique
BT	10YR5/6 - 10YR6/4	2,5YR4/8 - 10YR6/6	LA	Polyédrique - prismatique
IIC	7,5YR5/6 - 10YR5/8		SL - S	

X/G : structure X à sous-structure grumeleuse

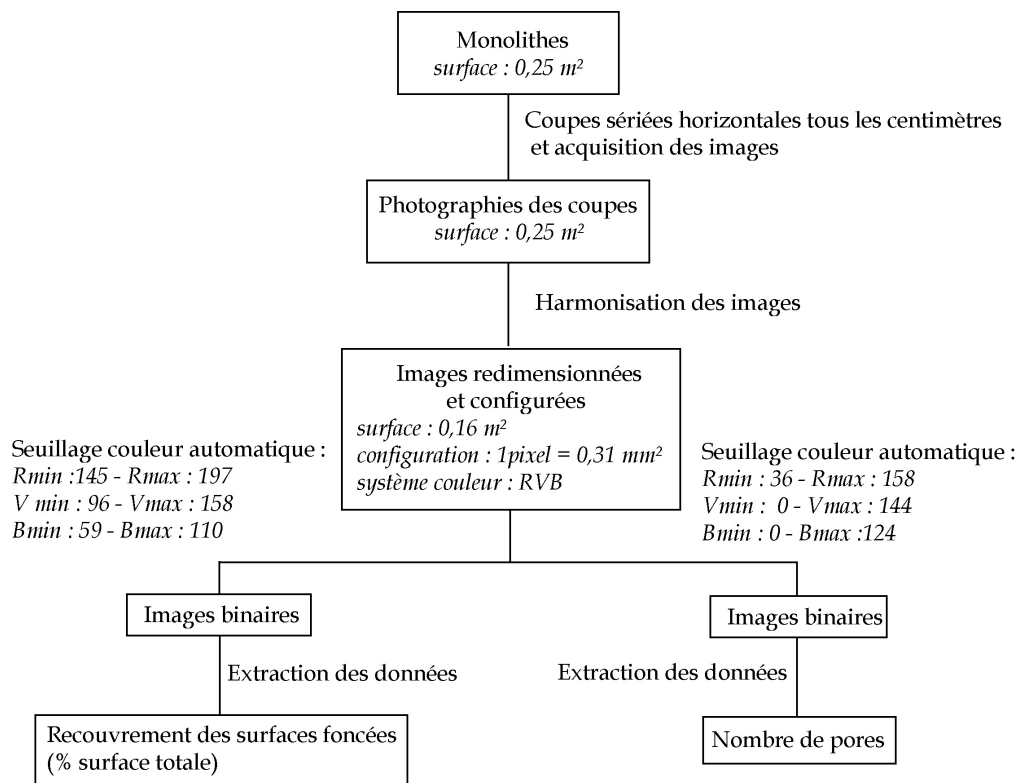


Figure 6. Protocole d'acquisition et de traitement des images pour l'obtention des paramètres de surface foncée et du nombre de pores. L'acquisition des images a été faite avec un appareil photographique numérique, l'harmonisation des images utilise le logiciel Stereophotomaker®, et le seuillage utilise le logiciel d'analyse d'image Optimass® 6.5.

verticales brutales de la géométrie des horizons entre deux jalons, des relevés intermédiaires ont été effectués. Cette procédure s'inspire de la méthode d'analyse structurale décrite par Boulet *et al.* (1982a, 1982b, 1982c), et adaptée au Massif armoricain par Curmi *et al.*, (1992) et Chaplot (1998). La dénomination des horizons a été faite sur le terrain selon la terminologie française (Baize et Girard, 1995).

Le tableau 2 présente les principales caractéristiques des grands types d'horizons identifiés sur le site de Montours. Les couleurs ont été définies sur la base de la codification couleur Munsell (Baize et Girard, 1995). La détermination des classes de textures sur le terrain a pour référence le diagramme de classification détaillée des textures de Jamagne (1967). Ce diagramme a été préféré au diagramme GEPPA (1963), car dans notre contexte textural fortement dominé par les limons, il permet une caractérisation plus fine des variations. Les limites entre les horizons A et les horizons B sous-jacents n'étaient pas nettes : elles étaient diffuses ou digitées. Comme la surface de ces limites était importante, nous avons décidé de les individualiser en horizons que nous appelons horizons de transition. Deux types d'horizons de transition ont été définis sur la base de la proportion des couleurs les composant : les horizons A/B dans lesquels la couleur dominante est foncée (à l'état humide, clareté et pureté Munsell inférieures à 5), et les horizons B/A dans lesquels la couleur dominante est plus claire (clareté et pureté Munsell supérieures à 4). Nous avons donc une diminution du caractère organo-minéral dans la suite A, A/B, B/A et B.

II.3.1. Charge en éléments grossiers

La charge en éléments grossiers a été déterminée par prélèvement d'échantillons de sol non remaniés de forme cylindrique, de 5 cm de haut et 8 cm de diamètre, soit un volume de 251,3 ml par cylindre. Après séchage à l'air et tamisage à 2 mm, la charge en éléments grossiers (EG) a été calculée selon l'expression suivante :

$$EG (\%) = \frac{\text{masse du refus sur tamis de 2 mm de diamètre}}{\text{masse initiale séchée à l'air}} \times 100$$

La charge a été interprétée comme un indice de la proximité de la roche mère, et/ou comme l'indice de contamination par colluvionnement (Baize et Jabiol, 1995). Les prélèvements ont été effectués en sommet de toposéquence puis à 1 m en amont et en aval des talus.

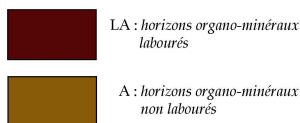
II.3.2. Caractérisation des horizons de transition-mélange

Afin de caractériser avec précision la nature des horizons de transition, deux monolithes de sols superposés, de dimensions (50cm x 50cm x 50 cm) ont été collectés sur la toposéquence W1.1, à l'aplomb d'un site présentant une forte épaisseur des horizons organo-minéraux de type A et des horizons de transition A/B et B/A.

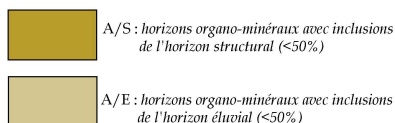
Légende :

1. Horizons organo-minéraux

- Horizons purs

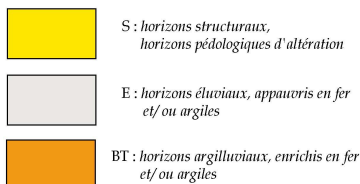


- Horizons de mélange

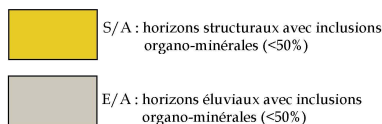


2. Horizons minéraux

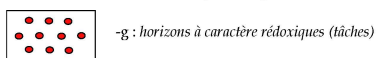
- Horizons purs



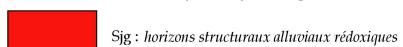
- Horizons de mélange



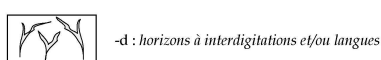
- Horizons à caractère hydromorphe



- Horizons alluviaux jeunes hydromorphes



- Horizons à dégradations morphologiques



S_g (horizons structuraux alluviaux réductiques) en bleu.

3. Matériaux

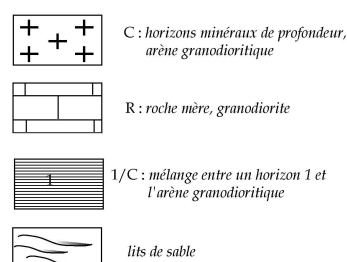


Figure 7. Légende détaillée des horizons identifiés selon le référentiel pédologique (Baize et Girard, 1995).

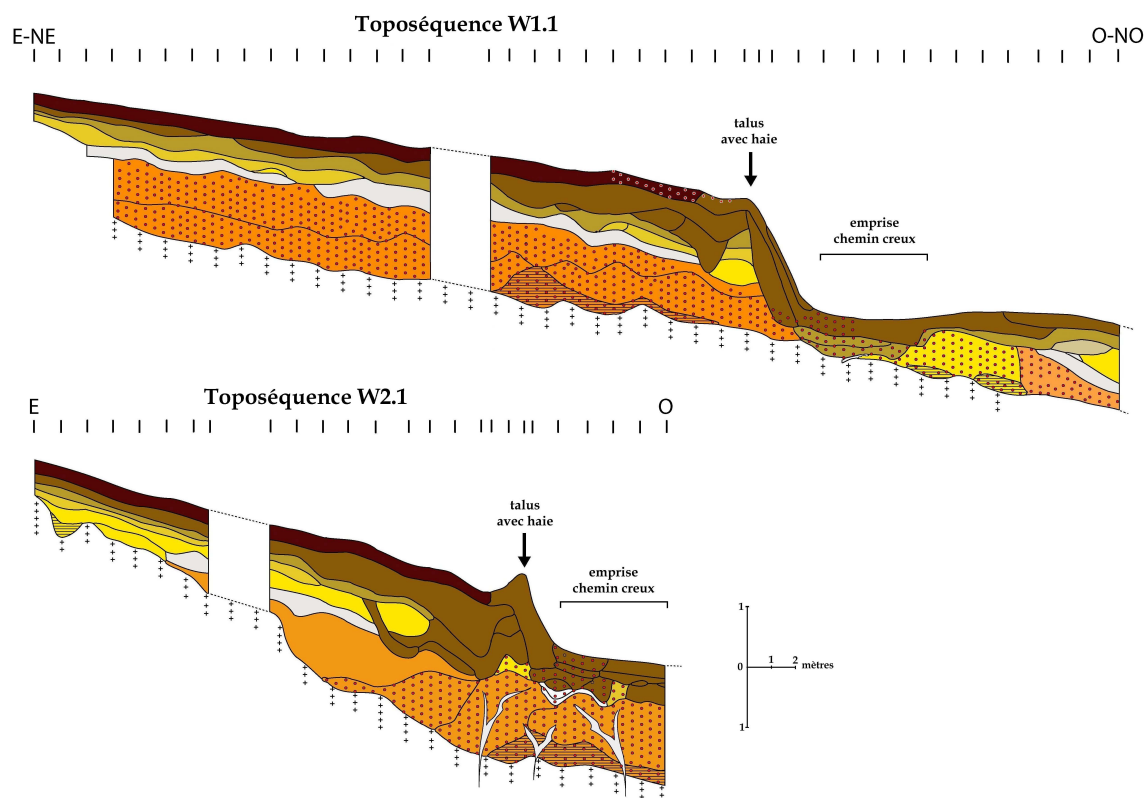


Figure 8. Géométrie des horizons pour les toposéquences W1.1 et W2.1 présentant des épaissements importants des horizons organo-minéraux, en amont d'un système haies/talus existant.

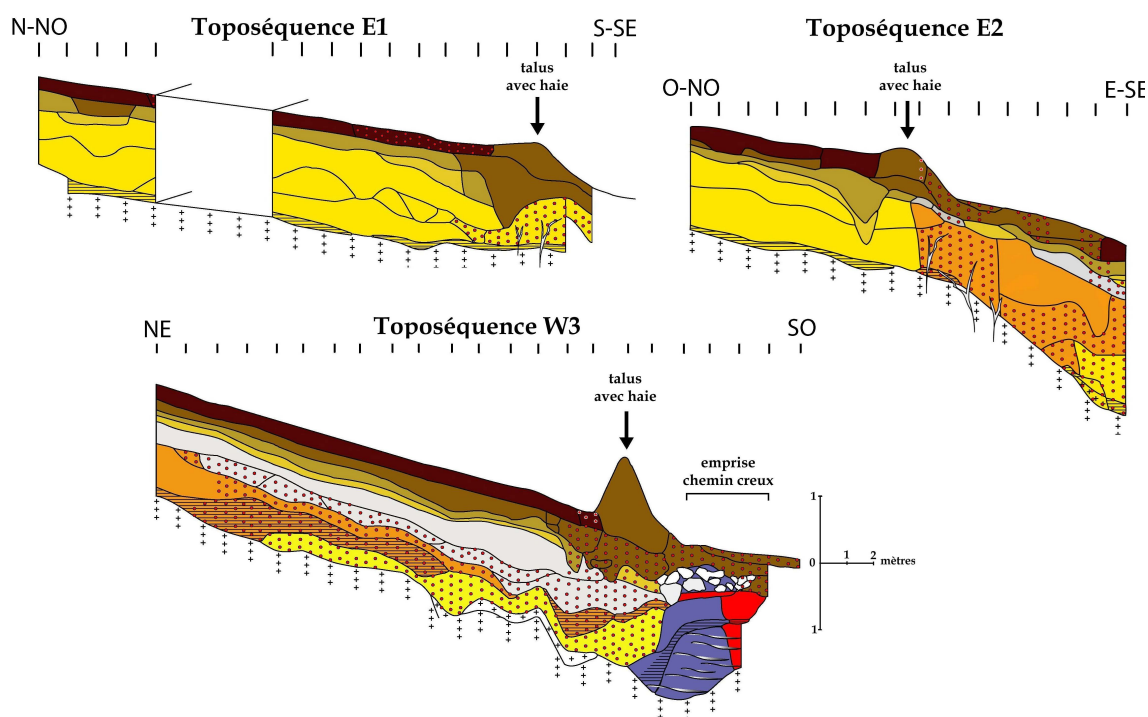


Figure 9. Géométrie des horizons pour les toposéquences E1, E2 et W3 présentant des épaissements peu marqués des horizons organo-minéraux, en amont d'un système haies/talus existant.

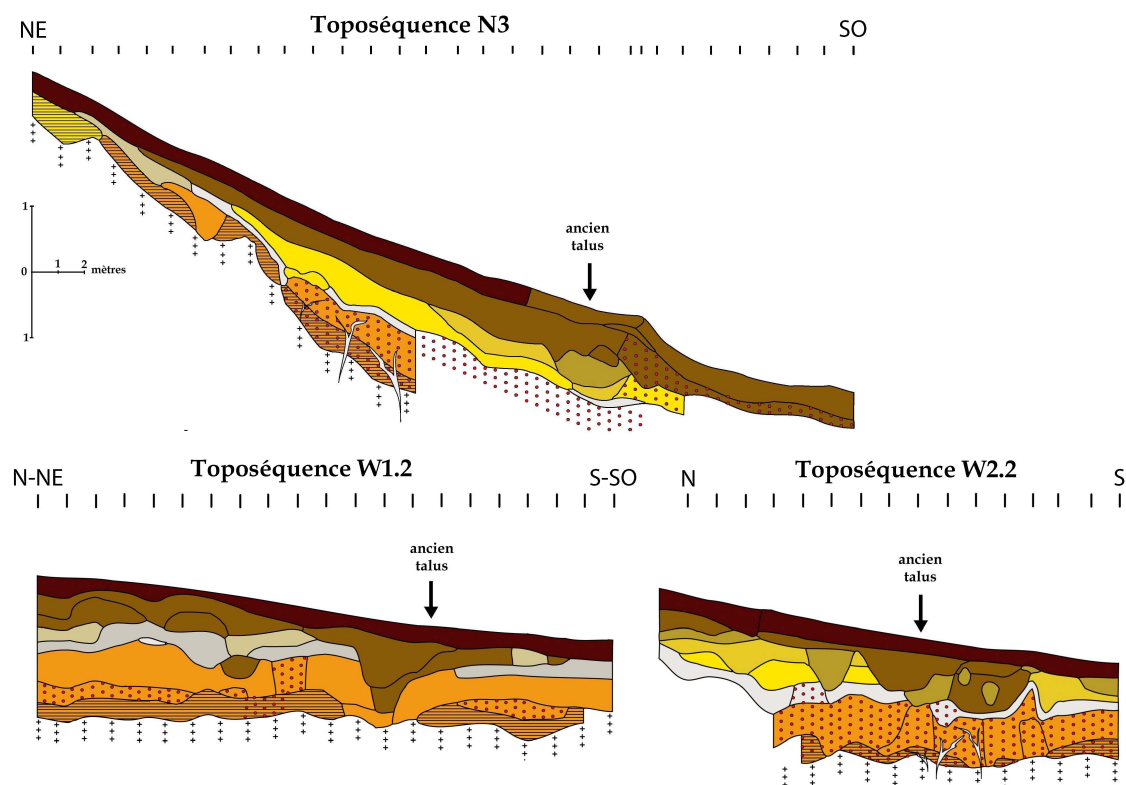


Figure 10. Géométrie des horizons pour les toposéquences N3, W1.2 et W2.2 intersectant d'anciens systèmes de haies/talus aujourd'hui disparus.

La figure 6 présente le protocole utilisé pour l'acquisition et le traitement des images (DeLong, 2005). Les monolithes ont été tranchés en coupes sériées d'1 cm d'épaisseur. Pour chaque surface dégagée, une photographie a été acquise avec un appareil photographique numérique avec une résolution de 24 pixels par cm. Les images ont ensuite été harmonisées et configurées, étape préalable pour un traitement de l'image. Les seuillages sur la base de la couleur nous ont permis d'extraire deux paramètres pour chaque coupe : le recouvrement des couleurs foncées exprimées en pourcentage de la surface des coupes, et le nombre de pores.

III. RÉSULTATS

Les figures 7 à 10 regroupent les représentations détaillées de l'organisation des horizons le long des 8 toposéquences étudiées : les figures 8 et 9 correspondent à des toposéquences avec un système de haie/tales présent encore actuellement, alors que la figure 10 regroupe des situations de haie ayant été arasée.

III.1. Organisation des sols liés à des systèmes haies/tales existants

III.1.1. Les toposéquences présentant de forts épaisissements d'horizons organo-minéraux

La toposéquence W1.1

La topographie générale de cette toposéquence est caractérisée par une pente rectiligne de 6% en amont du talus, plane en aval, et une dénivelée topographique d'1,8 m de part et d'autre du talus (figure 8). La limite entre les horizons limoneux et l'arène granodioritique est très claire et suit un niveau rectiligne d'amont en aval. L'épaisseur de ces horizons limoneux est régulière et toujours supérieure à 1,5 m en amont du talus. En amont du talus, les horizons limoneux sont différenciés de la surface vers la profondeur en horizons organo-minéraux de type A (horizon de labour LA et horizons A) d'une épaisseur minimale de 20 cm, en horizons de transition de type A/S et S/A bien différenciés puis en horizons d'éluviation notés E d'épaisseur comprise entre 10 et 30 cm, et d'illuviation notés BT à caractère hydromorphe, d'épaisseur supérieure au mètre. A l'aval, nous retrouvons cette même succession en prolongement direct, au delà de 10 m de la haie. À l'approche du système haie/tales, nous observons un épaisissement progressif des horizons organo-minéraux depuis une valeur de 30 cm à 25 m du talus jusqu'à une épaisseur de 60 cm à 5 m. C'est à cette distance de 5 m qu'apparaît un épaisissement brutal de ces horizons, qui atteint une valeur maximale de 1,4 m, avec une disparition locale de l'horizon éluvial. Le talus ne présente ni horizons de transition (horizons A/S et S/A), ni horizon éluvial. En aval immédiat du

talus, nous avons des horizons A et de transition au contact direct avec l'arène granodioritique.

La toposéquence W2.1

La morphologie des pentes sur la toposéquence W2.1 est semblable à celle de W1.1, mais la pente amont est plus forte (11%) et la dénivelée topographique (0,8 m) plus faible qu'en W1.1 (figure 8). La limite entre les horizons limoneux et l'arène est claire : cette limite plonge brutalement en profondeur à mi-longueur. L'épaisseur des horizons limoneux croît depuis le sommet de pente (0,6 m) vers l'aval, avec une épaisseur maximale de 2,4 m à l'amont immédiat du talus. En amont, la succession verticale des horizons de la surface vers la profondeur est identique à la succession décrite sur la toposéquence W1.1, exceptée la présence d'un horizon minéral structuré (horizon S), épais d'environ 30 cm, intercalé entre les horizons de transition et l'horizon éluvial, et celle d'un horizon BT non hydromorphe. A l'approche du talus, l'épaississement des horizons organo-minéraux est plus prononcé qu'en W1.1 avec une épaisseur moyenne de ces horizons supérieure à 1 m à 5 m du talus. En aval immédiat du talus, les horizons A sont au contact direct avec les horizons BT hydromorphes présentant des langues de dégradation morphologique (Baize et Girard, 1995).

III.1.2. Les toposéquences présentant des épaississements moins marqués

La toposéquence W3 en situation de pente forte

Cette toposéquence est positionnée sur une forte pente amont de 11%, dont l'intensité s'infléchit à l'aplomb du talus pour devenir très faible en aval (figure 9). La dénivelée topographique de part et d'autre du talus est de 0,5 m. La limite entre les horizons limoneux et l'arène est variable avec une limite supérieure oscillante à l'approche du talus, et la présence en amont d'un horizon de mélange entre l'horizon BT et l'arène (IIC) ; cet horizon de mélange noté BT/IIC est intercalé entre des horizons BT et S. En amont de talus, l'épaisseur des horizons limoneux est constante (1,7 m) et la succession verticale des horizons comprend des horizons A de 50 cm d'épaisseur cumulée, puis des horizons de transition peu épais (10 cm), ensuite une succession E/BT/S avec apparition de l'hydromorphie à la base de l'horizon éluvial. À l'approche du système haie/talus, aucun épaississement significatif des horizons organo-minéraux ne peut être mis en évidence à la simple lecture de cette représentation. À l'amont immédiat du talus, nous observons tout de même une faible augmentation des horizons A, associée à une disparition des horizons de transition. Sous le talus, les horizons profonds précédemment décrits laissent place à des horizons structuraux marqués par les processus d'oxydo-réduction (horizons S_{lg} et S_{jG}).

Les toposéquences E1 et E2 en situation de pente faible

Les toposéquences E1 et E2 présentent une topographie semblable (figure 9) : une pente amont rectiligne comprise entre 5 et 6%, un talus peu marqué et une dénivelée topographique faible de 30 cm pour la toposéquence E2. La limite entre les horizons

limoneux et l'arène est claire. Elle suit une pente parallèle à la topographie de surface en amont de talus (E1 et E2), mais s'en déconnecte en position aval, avec une pente qui devient plus intense (E2). L'épaisseur des horizons limoneux est régulière (1,5 m) en amont de talus et augmente vers l'aval où elle est supérieure à 2,6 m. En amont, la succession verticale des horizons est la suivante : horizons LA peu épais (20 cm) ; horizons de transition A/S (20 cm) ; horizons S non hydromorphes (>1 m). A l'approche du talus, l'épaisseur des horizons organo-minéraux est régulière, puis augmente brutalement à moins de 2 m du talus, dans le cas de la toposéquence E2. Sous le talus, on note la présence d'horizons organo-minéraux jusqu'à 80 cm, puis des horizons S qui deviennent progressivement hydromorphes ou évoluent vers des horizons E et BT hydromorphes et localement dégradés. En aval, les horizons A, d'abord peu épais, s'épaississent à nouveau avec l'éloignement au talus.

III.2. Organisations des sols liées à des systèmes de haies/talus aujourd'hui disparus

III.2.1. La toposéquence N3 sur pente forte

N3 est une toposéquence localisée sur la pente amont la plus forte (17%). Sa topographie générale est caractérisée par une succession de deux pentes concaves, séparées par une dénivelée topographique d'environ 0,5 m à 2 m en aval d'un ancien talus (figure 10). Le contact entre les horizons limoneux et l'arène granodioritique n'a pas été décrit à l'aval, mais des sondages nous ont montré que les limons s'épaississaient d'amont en aval. L'épaisseur des horizons limoneux est faible (0,6 m) en sommet de pente et augmente rapidement vers l'aval pour atteindre une épaisseur maximale supérieure à 2 m. En sommet de pente, l'horizon LA surmonte un horizon S mélangé à l'arène granodioritique. Ce sol peu épais (60 cm) se différencie vers l'aval où la succession verticale est composée d'horizons de type A d'épaisseur importante, d'un horizon S (50 cm), d'un horizon E mince et d'un BT hydromorphe et dégradé. A l'approche de l'ancien talus, les horizons organo-minéraux s'épaississent graduellement pour atteindre une épaisseur maximale d'1 mètre à l'amont immédiat de l'ancienne structure. Ce n'est qu'au niveau de ces épaississements maximaux, que les horizons de transition sont observés. Plus en aval, la géométrie des horizons organo-minéraux suit le niveau de la topographie de surface et leur épaisseur devient régulière (50 cm).

III.2.2. Les toposéquences W1.2 et W2.2

Les toposéquences W1.2 et W2.2 sont positionnées selon la ligne de plus grande générale et ont une pente en amont d'un ancien talus de 5 et 8% (figure 10). La limite entre les horizons limoneux et l'arène est plane et progressive. Elle prend la forme d'un mélange entre un horizon BT et l'arène sur une trentaine de centimètres de profondeur. Sur ces toposéquences, l'épaisseur des horizons limoneux décroît d'amont en aval. En amont des anciens talus, les successions d'horizons sont différentes sur les deux

toposéquences. E1 présente des horizons organo-minéraux d'environ 60 cm d'épaisseur, des horizons de transition de type A/E et E/A, puis des horizons BT hydromorphes au contact du mélange avec l'arène. E2 présente des horizons organo-minéraux sensiblement moins épais, puis une succession A/S - S/A - S surmontant un horizon E d'une trentaine de centimètres d'épaisseur et un horizon BT hydromorphe. A l'approche de l'ancien talus, l'épaisseur des horizons organo-minéraux diminue sur les deux toposéquences puis cette tendance s'inverse à 4 m du talus, où l'épaississement est brutal. En aval, l'épaisseur décroît rapidement pour E1, alors que les organisations sont perturbées pour E2.

III.3. Teneurs en carbone des horizons

Les horizons organo-minéraux ont une épaisseur qui varie entre 0,2 et 1,5 m sur l'ensemble du site d'étude. Ils sont de fait rarement limités à la seule épaisseur de l'horizon labouré (LA), cette situation n'étant observée que dans la partie amont des toposéquences E1 et E2 (figure 10). Une autre particularité de ces horizons concerne leur limite inférieure qui est très progressive avec la profondeur : excepté la situation de très faible épaisseur évoquée précédemment, il n'existe pas de limite nette entre les horizons A et les horizons minéraux sous-jacents. Cette observation systématique nous a conduits à distinguer des horizons de transition. La pertinence de cette distinction au regard des teneurs en carbone a été testée par l'analyse de 1162 échantillons prélevés sur l'ensemble du site d'étude (figure 11). La classe des horizons de transition distingués sur le terrain présente une teneur médiane de l'ordre de 1 % de carbone, statistiquement différente de celles estimées pour les horizons A (médiane de 2,8 %) et les horizons minéraux profonds (médiane de 0,5 %).

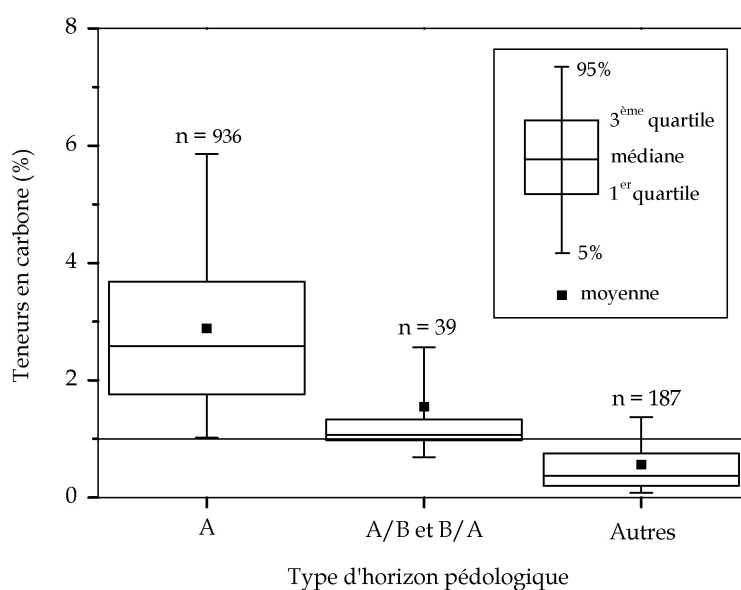


Figure 11. Statistiques des teneurs en carbone pour 1162 échantillons prélevés au sein de trois classes d'horizons pédologiques identifiés sur site de Montours. Test de normalité de Shapiro-Wilk rejeté ($p < 0,001$) ; tests de comparaison de Wilcoxon rejetés ($p < 0,001$).

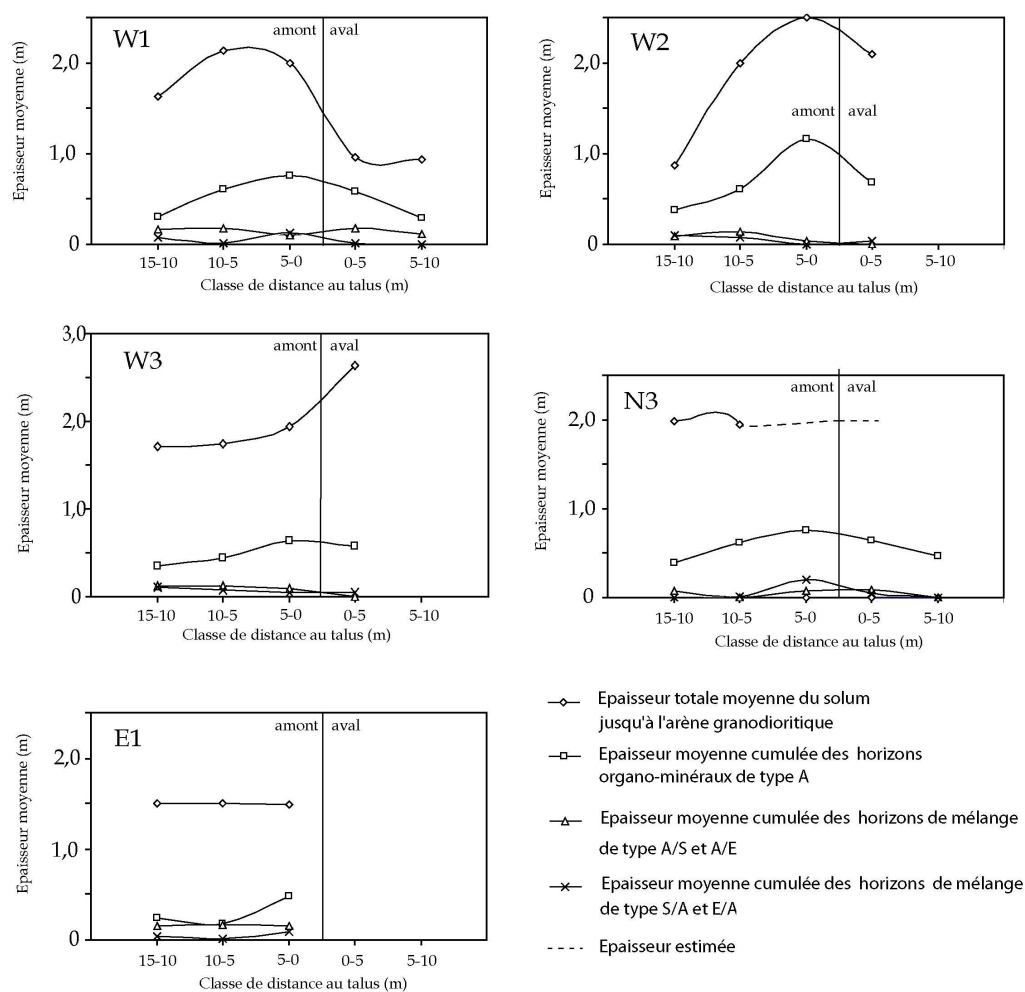


Figure 12. Épaisseurs moyennes des horizons organo-minéraux et du solum jusqu'à l'arène granitique pour différentes classes de distance au talus.

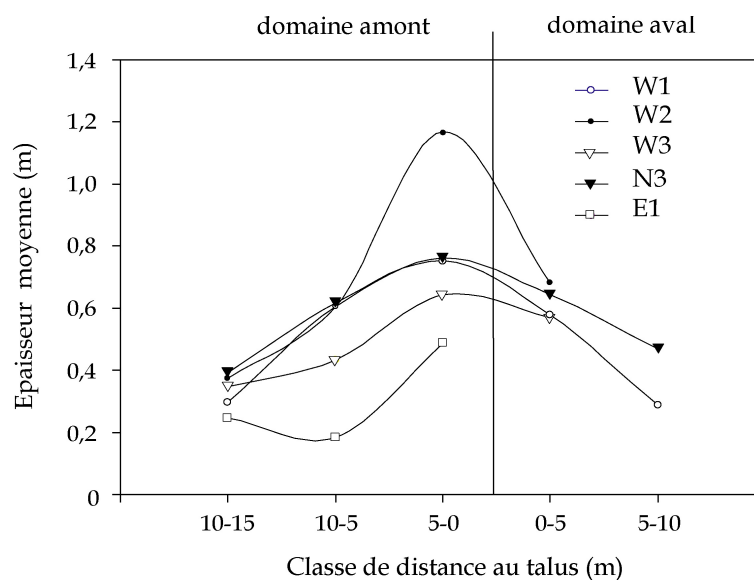


Figure 13. Moyenne, par toposéquence et par classe de distance au talus, de l'épaisseur cumulée des horizons organo-minéraux de type A.

III.4. Analyse de l'épaisseur des horizons en fonction de la distance au système haie/talus

La figure 12 représente, pour 5 toposéquences, les épaisseurs des différents horizons organo-minéraux et du solum entier jusqu'à l'arène granitique. L'épaisseur moyenne des horizons a été estimée à partir du dessin de la géométrie des horizons, par classes de distance de 5 m en amont et en aval de la haie : cette épaisseur moyenne est définie comme la surface 2D (m²) couverte par un horizon sur la toposéquence, divisée par la longueur considérée (5 m). Ce calcul permet de tenir compte des fluctuations parfois rapides des épaisseurs d'horizon à une distance plus courte que la distance élémentaire de description qui est de 1 m.

Trois tendances majeures peuvent être déduites de cette analyse de l'évolution de l'épaisseur en fonction de la distance à la haie (figure 12) :

1. l'épaisseur totale du solum varie de 1 à 2,8 m d'épaisseur sur le site d'étude ; les variations de cette épaisseur au sein d'une même toposéquence, sont du même ordre de grandeur, puisqu'on note des étendues de 1,2 m, 1,5 m et 1 m pour les toposéquences W1.1, W2.1, W3. L'épaisseur totale de sol ou épaisseur des horizons limoneux croît du sommet de pente jusqu'à la haie ; elle est maximale au niveau de la haie en W1.1 et W2.1 et juste en aval de la haie en W3.
2. L'épaisseur des horizons A augmente systématiquement du sommet de pente jusqu'à la haie. L'épaisseur maximale est toujours observée dans la zone 0-5m amont de la haie. A l'aval de la haie, leur épaisseur varie peu et est de l'ordre de 60 cm. L'épaisseur des horizons A est corrélée positivement à celle de l'épaisseur totale du solum en situation amont ; ces deux épaisseurs semblent au contraire peu liées à l'aval où des variations importantes du solum ont peu d'incidences sur l'épaisseur des horizons A.
3. Les horizons de transition présentent systématiquement une épaisseur faible comprise entre 0 et 20 cm. Celle-ci apparaît indépendante de la distance à la haie, exceptée pour les toposéquences W2.1 et W3, où ces horizons ont une épaisseur très faible à proximité immédiate de la haie.

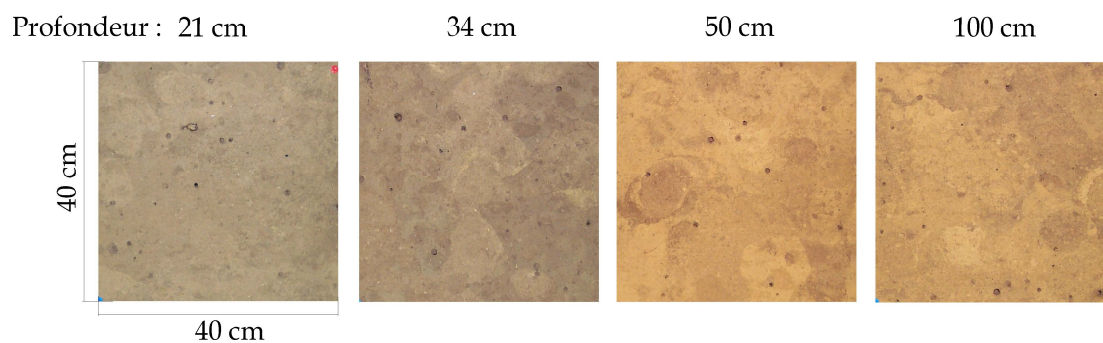


Figure 14. Photographies des coupes sériées horizontales à différentes profondeurs de sol.

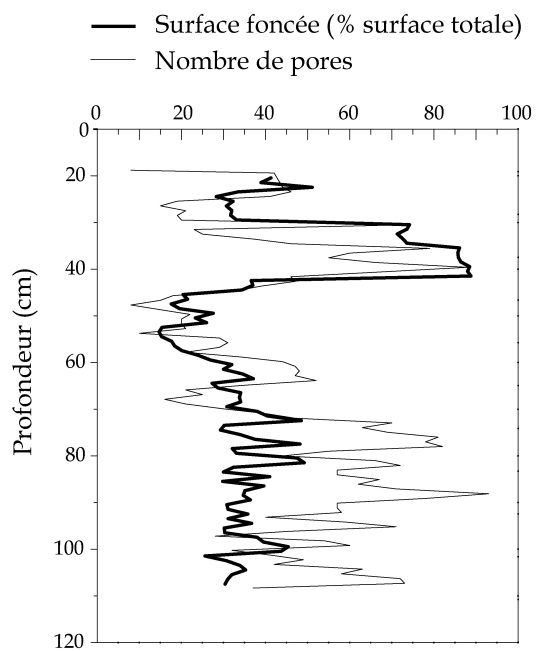


Figure 15. Evolution de la surface brun foncée et du nombre de pores, calculés pour des coupes sériées horizontales à différentes profondeurs de sol.

III.5. Analyse de la transition entre les horizons organo-minéraux et minéraux

La figure 14 expose les photographies de 4 coupes sériées horizontales des monolithes de sol, pour des profondeurs croissantes (21, 34, 50 et 100 cm) : la photographie à 21 cm, à la base d'un ancien labour, montre une couleur dominante brune (avec de nombreuses nuances) et permet également de visualiser la présence de galeries tubulaires de l'ordre de 5 mm de diamètre, ainsi que des formes arrondies de plus grande taille. Les photographies suivantes permettent de visualiser l'apparition d'une couleur brun-jaune, qui devient progressivement dominante. De même, on observe toujours la présence de galeries et celle de formes arrondies de taille pluricentimétrique.

La figure 15 quantifie l'évolution avec la profondeur, de la proportion de surface brun foncée, identifiée sur la base d'un seuillage des couleurs (figure 6), et celle du nombre de pores. La surface brun foncée représente en fonction de la profondeur entre 15 et 90% de la surface d'une coupe. Dans les premiers centimètres, la proportion est comprise entre 30 et 40%, puis à 30 cm de profondeur, elle augmente brutalement jusqu'à une valeur maximale de 90%. Ces fortes valeurs persistent jusqu'à 40 cm de profondeur, puis diminuent pour atteindre une valeur minimale de 15% à près de 50 cm de profondeur. Elles croissent ensuite à nouveau pour atteindre une valeur de l'ordre de 35% au-delà de 65 cm de profondeur.

Le nombre de pores détecté par coupe, d'une surface minimale de 0,01 cm², varie de 8 à 93 (figure 15). Malgré sa variabilité, on remarque que ce paramètre suit l'évolution générale du recouvrement de surface brun foncée. Minimum dans les premiers centimètres analysés, le nombre de pores évolue rapidement vers de fortes valeurs à 40 cm de profondeur. Ensuite il diminue à 8 pour 47 cm de profondeur, avant une augmentation jusqu'à une valeur moyenne de 60 au-delà de 70 cm.

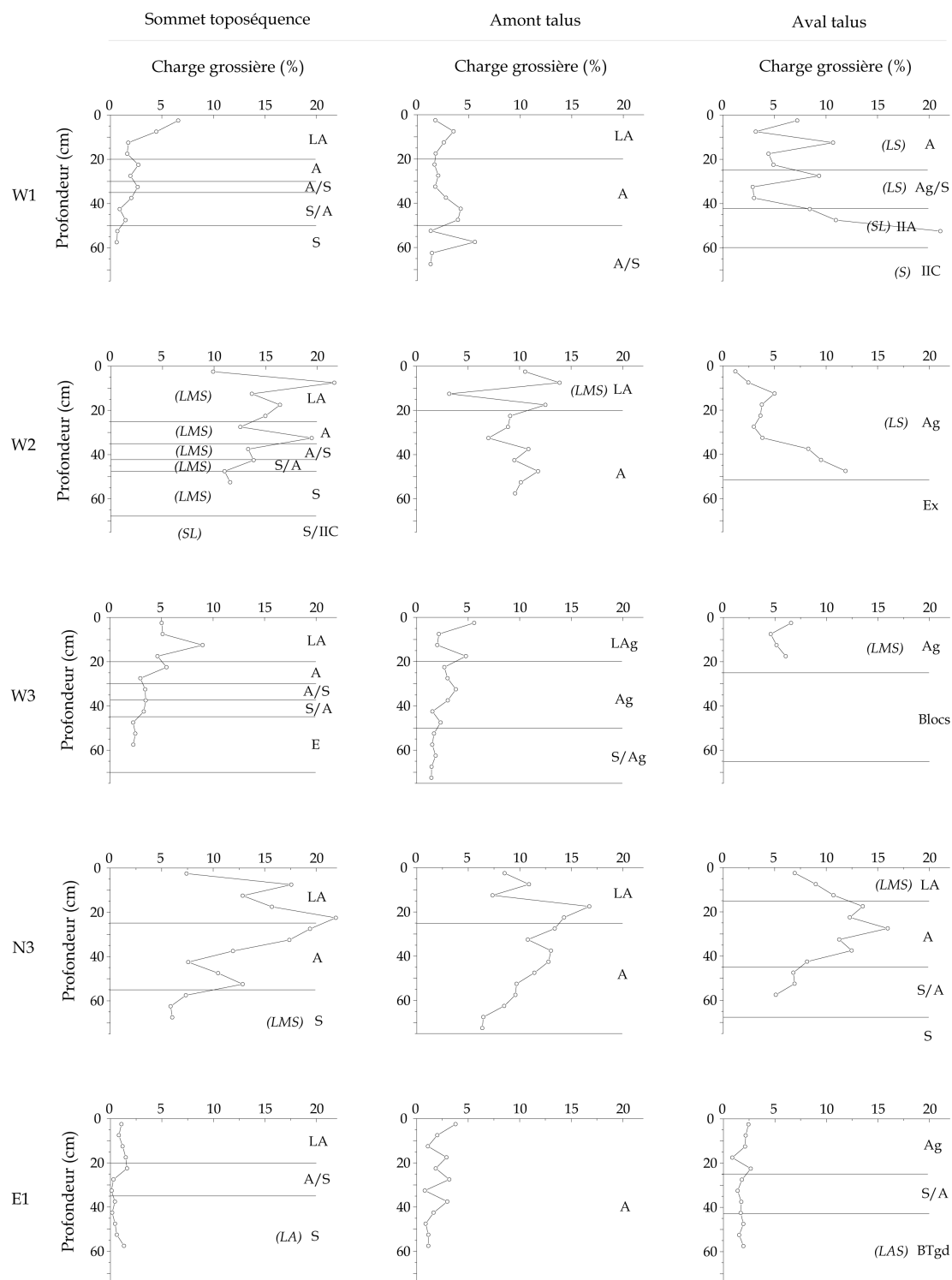


Figure 16. Profils verticaux des charges en éléments grossiers en trois points des toposéquences. Les textures selon le diagramme des textures de l'Aisne (Jamagne, 1967) sont en italique. Les textures dominantes LL (limon légers) et LM (limons moyens) ne sont pas mentionnées. Le type d'horizon pédologique identifié selon le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 1995) est précisé sur la droite des profils.

III.6. Charge en éléments grossiers

La figure 16 représente les profils verticaux de la charge en éléments grossiers *EG* pour différentes positions topographiques : en sommet de toposéquence et à 1 m en amont et en aval des talus.

Parmi ces toposéquences, certaines présentent de fortes charges en éléments grossiers en amont du talus (W2.1 et N3). Ces toposéquences ont une faible épaisseur des horizons limoneux en leur sommet, sont positionnées sur de fortes pentes et présentent de forts épaisissements des horizons organo-minéraux. D'autres ont des charges faibles en éléments grossiers (W1.1, W3 et E1) pour les positions en amont du talus. Ces toposéquences ont toutes des épaisseurs des horizons limoneux supérieures à 1,5 m à l'échelle de la pente. Aucun contraste fort amont/aval n'est remarqué, excepté sur les toposéquences W1.1, W2.1 et W3 où il est moins prononcé. Les prélèvements en aval de ces toposéquences ont été effectués dans la zone d'emprise d'un ancien chemin creux.

III.7. Extension spatiale de l'hydromorphie

Deux types d'hydromorphie, identifiés par la présence de taches d'oxydoréduction ou de nodules, ont été distingués selon leur niveau d'apparition. Une hydromorphie dite « de profondeur » est observée sur l'ensemble des toposéquences (figures 8, 9 et 10). Sa limite inférieure est toujours limitée au toit de l'arène granodioritique, qu'elle affecte aux zones de contact et sa limite d'apparition supérieur est rectiligne, excepté sur la toposéquence E2. Cette limite peut-être soit parallèle à la limite supérieure de l'arène (W1.1 et W3), soit prolonger le niveau de l'arène lorsque celui-ci varie brutalement (W2.1, E2 et N3). L'hydromorphie de profondeur n'affecte pas les horizons organo-minéraux en amont des talus. Une hydromorphie dite « de surface » est observée uniquement dans les horizons LA à l'amont immédiat des talus des toposéquences .

La topographie du toit de l'arène semble avoir un contrôle sur l'hydromorphie de profondeur. Alors que l'hydromorphie de surface paraît liée à la présence des structures bocagères.

IV. DISCUSSION

La description des organisations de sol sur des fosses pédologiques positionnées dans différents contextes topo-paysagers, met en évidence l'effet des structures bocagères sur l'organisation des sols à l'échelle des versants. Bien que les effets apparaissent variables en fonction des toposéquences, il est avéré que les variations de l'épaisseur des horizons limoneux au sein d'une même toposéquence sont du même ordre de grandeur. A l'aval des systèmes haie/talus la géométrie de ces horizons de surface semble déconnectée de la géométrie à l'amont. En amont des talus, les horizons A s'épaississent systématiquement à l'approche des structures bocagères. Par ailleurs, nous avons mis en évidence des horizons de transition-mélange d'épaisseur globale faible traduisant un mélange des horizons organo-minéraux et des horizons sous-jacents.

IV.1. Effet du système haie-talus sur l'organisation des sols

L'organisation des sols appréhendée le long de toposéquences est influencée par la présence des structures haie-talus. Cet effet est variable en fonction du type d'horizon pédologique considéré, organo-minéral ou minéral.

IV.1.1. L'organisation de surface est influencée par la haie

La géométrie des horizons organo-minéraux est influencée par les structures bocagères, qu'elles soient actuelles ou anciennes.

Dans l'ensemble des situations topo-paysagères étudiées (figure 8, 9 et 10), excepté pour W1.2 et W2.1, l'épaisseur des horizons organo-minéraux croît à l'approche des structures bocagères (figure 13), même si cet épaississement n'est pas perceptible à la lecture des toposéquences comme pour la toposéquence W3 (figure 9). Cet épaississement peut se produire à l'échelle de la pente : progressif du sommet de la pente à l'amont du talus, il devient brutal pour une courte distance inférieure à 5 m au talus (W1.1, W2.1 et N3) ou bien être peu marqué comme pour les toposéquences E1, E2 et W3 et se limiter à un épaississement très local (figure 9).

En aval du talus, la géométrie des horizons organo-minéraux est différente : elle est déconnectée des épaississements amont (figure 8, 9 et 10). Pour ces positions aval, la tendance est à une diminution de l'épaisseur des horizons organo-minéraux (figure 13). Le talus constitue une discontinuité dans l'épaississement des horizons organo-minéraux de surface à l'échelle de la toposéquence.

L'effet du talus sur les horizons organo-minéraux est également perceptible lorsque les structures bocagères ont disparues (figure 10). Sur les toposéquences W1.2 et W2.2, l'épaisseur des horizons organo-minéraux diminue du sommet de pente jusqu'à une distance de 2 à 5 m au talus. Au-delà de cette distance nous observons un épaississement à très courte distance des talus anciens, de géométrie similaire à celles

associées aux talus actuels. L'identification de ces structures comme d'anciens épaissements en amont du talus est corroborée par le positionnement du parcellaire de 1833 sur la carte de localisation des toposéquences (figure 4). Le constat est identique pour la toposéquence N3, l'épaississement maximal des horizons organo-minéraux est localisé en amont d'une ancienne structure bocagère. À la seule différence que pour cette toposéquence, l'épaississement des horizons organo-minéraux est général à l'échelle de la pente amont et devient brutal pour une courte distance à la structure. Le dernier effet notable est celui occasionné par les aménagements anthropiques. Ces aménagements type « chemins creux » modifient profondément l'organisation des sols. Mais ici l'effet est double : une désorganisation des horizons liée à l'implantation (creusement et comblement) de la structure qui explique sur la toposéquence W1.1 des horizons organo-minéraux au contact direct de l'arène granodioritique et la présence de blocs à l'aval de la toposéquence W3, ainsi qu'un effet indirect lié à son utilisation (tassements).

IV.1.2. L'organisation profonde est peu affectée par les haies

L'organisation des horizons minéraux semble moins affectée par le réseau bocager. Le niveau supérieur des horizons BT est continu et parallèle au niveau du toit de l'altérite. Si l'épaisseur de ces horizons varie (E2 et W2.1), c'est toujours en relation à une variation brutale du toit de l'altérite. Dans ce cas, la géométrie des horizons BT tend à compenser la paléo-dépression définie par le niveau supérieur de l'arène. Par ailleurs, la présence des talus ne rompt pas la géométrie de ces horizons avec des organisations à l'aval en lien direct avec les organisations amont (W2.1, W3...), ou bien dans leur prolongement direct (W1.1). Les horizons minéraux sont tout de même affectés par la présence des structures bocagères. En effet les épaissements maximaux des horizons organo-minéraux sont toujours associés à une diminution, voir une disparition des horizons S ou E qui laisserait penser que les épaissements se sont formés au dépend de ces derniers, par exemple par comblement avec des matériaux organiques d'un ancien fossé creusé dans les horizons S et E. en position amont du talus.

IV.2. Processus de formation

Les processus pédogénétiques dits de « cycles longs » ou « longue période » (Duchaufour, 1983) comme l'éluviation, l'acidification, l'aluminisation et l'oxydo-réduction sont à l'origine de la différenciation des horizons minéraux. Ils ont opéré ou opèrent depuis longtemps. Aussi les changements induits sur une courte période sont difficiles à mettre en évidence. Il n'en est pas de même pour les processus « courte période ». Comme nous l'avons évoqué précédemment, le réseau bocager a un effet sur l'organisation des horizons organo-minéraux. L'âge estimé de la plus ancienne structure sur le site d'étude est de 1200 ans. Les processus mis en cause sont donc de

courte période. Pour autant leurs effets sur l'épaississement des horizons organo-minéraux sont notables. Deux types de processus peuvent être à l'origine des organisations observées : des processus physiques et des processus biologiques.

IV.2.1. Processus physique : épaississement par érosion-sédimentation

L'hypothèse physique est classiquement retenue pour interpréter le rôle des haies sur l'organisation des sols : les épaississements (ou accumulations) en amont des haies perpendiculaires à la ligne de plus grande pente seraient liés à un effet anti-érosif de la haie ; l'épaississement étant proportionnel à l'aire drainée en amont du système haie-talus (Baffet, 1984 ; Pappendick et Miller, 1977 ; Carnet, 1978 ; Walter *et al.* 2003 ; Salvador-Blanes *et al.*, 2005). Cette hypothèse est celle d'un épaississement par érosion-sédimentation.

Dans cette étude, un grand nombre d'éléments tendent à confirmer cette hypothèse :

- 1) la géométrie des épaississements des horizons organo-minéraux du sommet de pente à l'amont des talus. Ces épaississements sont réguliers et toujours plus importants à l'amont du talus (figure 8, 9 et 10) ;
- 2) la géométrie des épaississements à une courte distance du talus qui peuvent être interprétés comme des structures de comblement d'un ancien fossé à l'amont des talus ;
- 3) la discontinuité engendrée par les talus dans les épaississements des horizons organo-minéraux (figure 13) ;
- 4) la charge en éléments grossiers (figure 16) importante sur les toposéquences W2.1 et N3. Ces toposéquences ont une faible épaisseur des horizons limoneux en leur sommet, sont positionnées sur de fortes pentes et présentent de forts épaississements des horizons organo-minéraux. Les éléments grossiers provenant de l'arène (source d'alimentation proche de la surface en sommet de toposéquence) peuvent comme le sol avoir été redistribués par colluvionnement en amont de talus positionnés sur de fortes pentes ;
- 5) la présence d'épaississements conséquents sur les toposéquences W1.1 et W2.1 qui ne sont pas positionnées en exutoire de parcelles actuelles mais qui l'étaient jusqu'en 1833 au moins ;
- 6) la diminution des épaisseurs en aval en accord avec une reprise de l'érosion. Ce contraste entre une accumulation en amont et une érosion en aval serait à l'origine des dénivelés observés de part et d'autre des talus (Govers *et al.*, 1996) ;
- 7) la mise en évidence sur l'analyse photographique d'un bloc de sol prélevé dans l'épaississement maximal sur W1.1 (figure 15), d'un niveau plus sombre entre

30 et 40 cm de profondeur aux transitions brutales. Ce niveau pourrait être un ancien niveau de surface couvert par apport de matériaux.

Mais de nombreux faits ne peuvent pas être expliqués par cette hypothèse physique :

- 1) La présence d'horizons organo-minéraux toujours plus épais que l'horizon de labour ;
- 2) La présence d'horizons de transition-mélange de type A/S, A/E, S/A et E/A et le caractère progressif de ces transitions ;
- 3) l'observation sur le terrain de nombreux traits biologiques visibles ;
- 4) L'absence de structures de dépôts dans les épaissements ou de structures lamellaires.

Tous ces éléments nous font penser à l'action de processus de mélange qui pourraient être liés à un effet de la bioturbation.

IV.2.2. *Processus biologiques*

L'hypothèse de l'action de processus biologiques n'a jamais été évoquée pour expliquer les épaissements en amont des talus. Parmi ces processus, nous devons séparer ceux liés à l'effet des plantes de ceux liés à l'effet des animaux.

L'effet des plantes a été résumé par Gabet *et al.* (2003). Pour ces auteurs, l'effet des plantes est celui d'un mélange du sol faisant intervenir différents processus :

- 1) L'expansion des racines durant leur croissance ;
- 1) La mort et le remplissage d'anciens conduits de racines ;
- 2) Le tri granulométrique dû à une extraction de l'eau du sol par les racines ;
- 3) L'agitation des plantes lors de tempêtes provoquant un mouvement des racines ;
- 4) Le déracinement (Schaetzl *et al.*, 1989).

L'effet des animaux est quant à lui décrit par Müller-Lemans *et al.* (1996). Outre l'effet des rongeurs, l'auteur met en avant celui des lombriciens qui ont trois effets significatifs sur les déplacements de sol :

- 1) Un transport de sol frais de la profondeur vers la surface, compensé dans des conditions d'équilibre par des processus comme la compaction ;
- 2) Le transport de matières fraîches comprises dans les turricules à la surface du sol ;
- 3) Un turn-over de la matière fraîche ingérée et redéposée.

Parmi tous ces processus d'origine biologique, nous supposons que ceux qui sont liés à l'activité de la pédofaune (lombrics, rongeurs) jouent un rôle important sur le site de Montours. Aussi, l'activité lombricienne pourrait être à l'origine des horizons de transition-mélange observés et à l'origine de l'absence de structures lamellaires. Dans ce cadre, une étude menée conjointement à la nôtre sur le même site (Piron *et al.*, soumis), montre que les signes de bioturbation d'origine biologique représentent une proportion importante de la surface des horizons organo-minéraux décrits sur les fosses pédologiques. Le rôle de la végétation reste quant à lui mal estimé.

IV.2.3. L'hypothèse mixte

L'hypothèse mixte d'une action combinée de processus érosifs et biologiques pourrait expliquer la géométrie actuelle des horizons organo-minéraux et des horizons de transition en lien avec le réseau bocager. L'effet des processus physiques est un épaissement amont aval des horizons à l'échelle de la pente lié à l'effet anti-érosif du talus. Dans ce cas nous obtenons une augmentation du volume organo-minéral entre le temps T0 et T2 en amont du talus. L'effet de l'activité biologique est celui d'un remaniement du volume de sol entre T0 et T2. Dans ce cas nous obtenons un mélange à volume constant. Si l'on combine les processus physiques et biologiques nous obtenons dans les zones d'atterrissement un mélange à volume croissant.

V. CONCLUSION

L'objectif de cette étude était de préciser l'effet du système haie/talus sur l'organisation des horizons de sol le long de versants. Pour cela nous avons mené une description des organisations pédologiques adoptant une démarche en 2D selon des transects sur des fosses pédologiques. L'analyse de la géométrie et de l'épaisseur des horizons en fonction de la distance au système haie/talus pour différentes situations topo-paysagères a mis en évidence l'effet des structures bocagères sur l'organisation des sols à l'échelle des versants. Cet effet est variable en fonction du type d'horizon pédologique considéré, organo-minéral ou minéral :

- l'organisation de surface est influencée par la haie. L'effet est celui d'un épaissement systématique des horizons organo-minéraux à l'amont du talus observé par de nombreux auteurs (Baffet, 1984 ; Pappendick et Miller, 1977 ; Carnet, 1978 ; Walter *et al.* 2003 ; Salvador-Blanes *et al.*, 2005). Néanmoins, il apparaît que l'épaissement peut être général à l'échelle de la pente ou de courte distance. Dans ce cas, l'épaissement est localisé à moins de 5 m du talus. Par ailleurs, l'effet des système haies/talus est également perceptible lorsque les structures bocagères ont disparues ;

- l'organisation profonde est peu affectée par les haies avec des organisations en aval du talus en lien direct ou dans le prolongement des organisations en amont.

Les processus à l'origine des organisations observées restent cependant mal identifiés. Bien que l'hypothèse physique d'un épaissement par érosion-sédimentation soit en accord avec de nombreux éléments comme la discontinuité engendrée par les talus dans les épaissements des horizons organo-minéraux, cette hypothèse ne permet pas d'expliquer par exemple la présence d'horizons de transition-mélange entre les horizons organo-minéraux les horizons sous-jacents. L'hypothèse d'une action de processus biologique est donc avancée. L'effet est celui d'un mélange du sol (Schaetzl *et al.*, 1989 ; Müller-Lemans *et al.*, 1996 ; Gabet *et al.*, 2003).

Néanmoins, au terme de cette étude nous ne sommes pas en mesure de préciser l'effet de cette activité biologique sur la pédogenèse des horizons organo-minéraux de surface. Il nous appartient donc de mieux quantifier cet effet si l'on veut appréhender l'effet réel du réseau bocager sur l'organisation des sols, et décorrélérer ce qui relève de processus physique ou de processus biologique. Par ailleurs cette étude menée en 2D, doit être complétée par une caractérisation en 3D de la géométrie des horizons de sol qui constitue la seule démarche permettant de prendre en compte la nature tridimensionnelle de la couverture pédologique, ainsi que la complexité des situations topo-paysagères.

Chapitre III

Distribution spatiale et déterminants de l'épaisseur des horizons de sol à l'échelle d'un paysage bocager

I. INTRODUCTION

Les paysages bocagers de l'ouest de l'Europe possèdent une organisation complexe des sols, qui est en étroite relation avec le réseau bocager. L'effet de ce bocage est celui d'un épaissement systématique des horizons organo-minéraux à l'amont du talus, observé par de nombreux auteurs (Pappendick et Miller, 1977 ; Carnet, 1979 ; Baffet, 1984 ; Walter *et al.* 2003 ; Salvador-Blanes *et al.*, 2005). Cet effet est lié à un rôle anti-érosif des talus, qui sur des terres en pente, constituent autant de barrières à la redistribution des sols et favorisent l'accumulation en amont des talus (Govers *et al.*, 1996, 1999).

Cette étude a été menée à l'échelle d'un paysage bocager du Massif armoricain. Les objectifs de ce travail sont doubles. D'une part, cartographier de façon précise les variations de la topographie de surface ainsi que l'épaisseur des sols à l'échelle de notre site d'étude. D'autre part, identifier les déterminants majeurs de la variabilité observée, en particulier l'effet des conditions topographiques et la présence des systèmes haies/talus.

II. MATÉRIEL ET MÉTHODES

II.1. Le site d'étude

Cette étude a été menée sur le site de Montours (Bretagne, France, 48°26'N, 1°19'W). D'une superficie de 8,4 ha, le site comprend une colline orientée SO-NE présentant un plateau sommital. Les limites de ce système sont naturelles (cours d'eau, fonds de vallées) et anthropiques (voies de communication). Cet ensemble offre des situations topo-paysagères contrastées (âge des structures et orientation vis à vis de la pente). Le substrat géologique est une granodiorite, dont seules les structures arénisées ont été observées et sur lesquelles sont plaqués des limons éoliens de faciès normand (Lautridou, 1985).

Le paysage est de type agricole bocager structuré par des talus en terre. Leur hauteur va de quelques centimètres à près d'1,5 m. Une dénivelée importante est observée de part et d'autre de ces structures, qui peut être localement supérieure à 2 m. Ces talus sont plantés de haies essentiellement composées d'une strate arborescente dont les essences les plus représentées sont le châtaignier et le chêne pédonculé. L'intérêt majeur de ce site est qu'il a fait l'objet de nombreuses études paysagères, écologiques et archéologiques (Cattedu *et al.*, 2001 ; Marguerie *et al.*, 2001), qui ont permis de mettre en évidence une parcellisation précoce du réseau bocager depuis le haut Moyen-Âge. Par ailleurs, l'analyse de documents anciens nous a permis d'estimer l'âge du réseau ainsi que son évolution depuis cette date jusqu'à nos jours (figure 1).

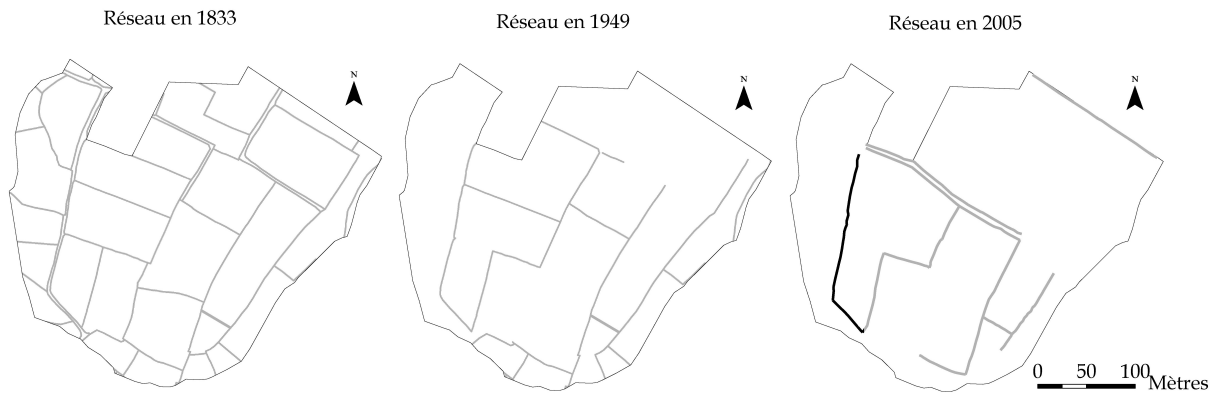


Figure 1. Evolution du réseau bocager sur le site de Montours depuis 1833. La ligne en noir sur le réseau 2005 symbolise une haie datée du haut Moyen-Âge (Cattedu *et al.*, 2001).

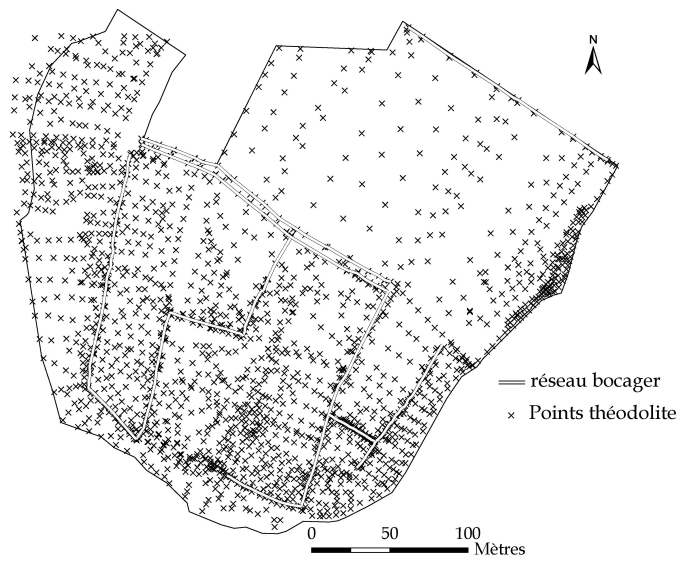


Figure 2. Plan d'échantillonnage de la topographie de surface à densité variable.

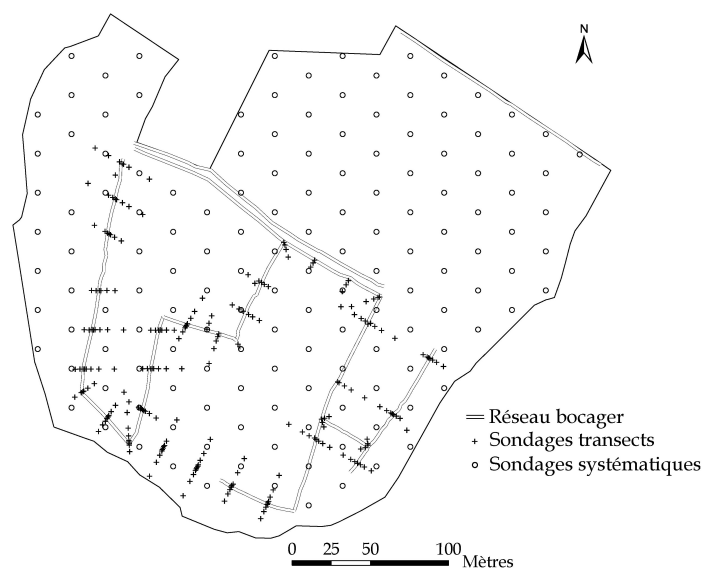


Figure 3. Plans d'échantillonnage de la couverture pédologique.

L'occupation des sols de ces dernières décennies a été de type prairie temporaire pâturée. Le dernier labour (20/25 cm) a été effectué selon les parcelles entre 1990 et 1993 (Tuaux, M., com. Person.). Depuis, seul un travail superficiel des premiers centimètres de sol est effectué à l'aide d'une herse étrille entre deux pâtures successives.

II.2. Acquisition des données

II.2.1. La topographie

Un levé topographique détaillé de plein champ et des structures bocagères a été réalisé à l'aide d'un théodolite. Lors de cette campagne, l'altitude relative de 2025 positions géographiques du secteur d'étude a été mesurée, ce qui correspond à une résolution moyenne de 40 m. Pour optimiser la collecte, nous avons opéré selon une densité d'échantillonnage variable (figure 2) : les densités d'échantillonnage les plus élevées ont été appliquées aux endroits ayant les plus fortes variations de pente comme le suggèrent Bishop et McBratney (2001). Pour assurer une bonne représentation des talus, les positions amont/aval et la crête de ces structures ont été mesurées.

II.2.2. La géométrie des horizons

Pour prendre en compte la nature tridimensionnelle de la couverture pédologique et sa variabilité à courte distance, nous avons réalisé une cartographie de haute résolution basée sur un double échantillonnage (figure 3) :

- un échantillonnage systématique pour décrire l'organisation générale des sols à l'échelle du paysage. Il a été mené sur la totalité du secteur d'étude selon une grille triangulaire de 25 m de côté, soit 146 sondages à la tarière creusés jusqu'à l'arène. Chacun des sondages a fait l'objet d'une description pédologique détaillée et les horizons identifiés ont été référencés en utilisant la nomenclature du référentiel pédologique (Baize et Girard, 1995) ;
- un échantillonnage selon des transects pour décrire l'organisation des horizons organo-minéraux et la variabilité à courte distance au voisinage des talus. Trente-six transects sécants aux structures bocagères ont été définis pour caractériser l'organisation des sols dans différentes situations topo-paysagères (figure 4). Au terme de cet échantillonnage, 232 sondages ont été creusés à la tarière à distances fixes à l'aval (-2, -5 et -10 m) et à l'amont (0, 2, 5, 10 et 20 m) du talus. Les sondages ont été faits dans la limite des horizons organo-minéraux, à l'exception des sondages à -10 m, 0 et 10 m des talus qui ont été faits jusqu'à l'arène. Les descriptions pédologiques suivent la même procédure que celle adoptée lors de l'échantillonnage systématique.

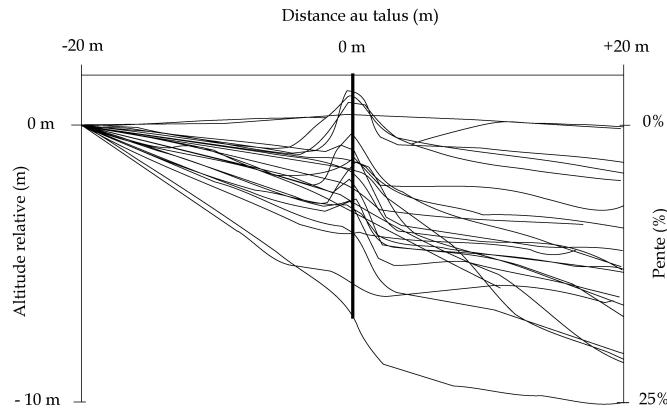


Figure 4. Topographie des 36 transects sécants aux talus. L'axe des ordonnées à gauche indique la pente moyenne des transects sur une distance de 40 m à son intersection.

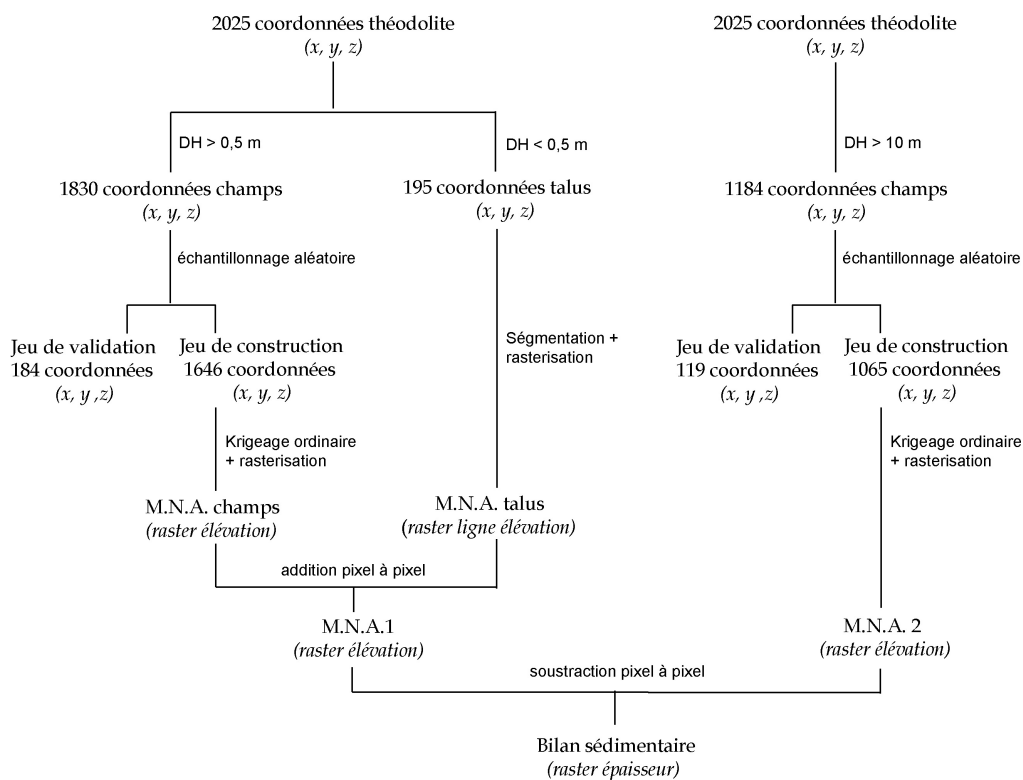


Figure 5. Procédure de construction des deux modèles numérique d'altitude considérés : MNA 1, tenant compte des talus présents ; MNA 2, hors influence des talus.

Plus d'une dizaine d'horizons ont été identifiés sur le terrain, les principaux critères de différenciation étant la couleur de la matrice, la présence de taches d'oxydo-réduction, la texture et la structure. Dans ce travail, nous considérons d'une part l'ensemble des horizons A définis comme la somme des horizons à caractère organo-minéral (horizons de type LA, Lag, A et Ag), d'autre part, l'épaisseur de limons définie comme l'épaisseur comprise entre la surface topographique et le toit de l'arène. La transition entre les horizons limoneux et l'arène granitique de texture sableuse est toujours très nette sur le site d'étude.

II.3. Construction des modèles numériques d'altitude

Deux modèles numériques d'altitude (M.N.A.) ont été construits sur la base des levés topographiques. Les estimations ont été menées sur une grille à mailles carrées de 1 m de côté par interpolation géostatistique avec les extensions Geostatistical Analyst® et 3D Analyst® du logiciel ArcGis 8.3®. Le premier est le M.N.A. de la topographie actuelle (*MNA1*) tenant compte de l'ensemble des structures bocagères. La procédure adoptée pour la construction de ce modèle (figure 5) se décompose en deux temps et s'inspire des travaux de Salvador-Blanes (2002) : i) création d'un M.N.A. « champs », à partir des levés topographiques distants de plus de 0,5 m de la crête des talus ($DH > 0,5$ m), ii) création d'un M.N.A. « talus » à partir des levés distants de moins de 0,5 m ($DH < 0,5$ m). Les deux grilles sont ensuite additionnées pixel à pixel pour obtenir le M.N.A. final. Le second M.N.A. (*MNA2*) est celui de la topographie hors influence des talus. Pour filtrer l'effet local occasionné par les structures bocagères sur la topographie de surface, la construction de ce M.N.A. ne prend pas en compte les points distants de moins de 10 m de ces structures. Les M.N.A. créés ont une maille élémentaire carrée d'1 m de côté. Les calculs de pente (%) et de convexité verticale (m^{-1}) ont été effectués sur le logiciel Surfer® et utilisent les algorithmes de Moore *et al.* (1993) et Mitsova *et al.* (1993). Compte tenu de l'instabilité de la convexité verticale sur une grille de 1 m, elle a été recalculée sur une grille de 2 m.

II.4. Estimations spatiales sur le site d'étude

Les épaisseurs ont été spatialisées à l'échelle du paysage par des méthodes d'interpolation géostatistique. Héritées de la théorie des variables régionalisées développée par Matheron (1965, 1971), ces méthodes mettent à profit la connaissance d'une propriété Z de sol en un nombre N de sites géoréférencés par un vecteur géographique x , et utilisent les variogrammes pour analyser la structure spatiale de cette propriété. La technique d'estimation spatiale que nous avons choisie est celle du krigeage ordinaire. Il donne une estimation $\hat{z}(x_0)$ de la valeur d'une propriété z au

point x_0 , à partir des N points x_i où la valeur de cette propriété est connue et notée $z(x_i)$. Cette estimation (équation 1) est la somme pondérée des valeurs de la propriété des points i de poids λ_i .

$$\hat{z}(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i z(x_i) \quad (1)$$

Sous l'hypothèse intrinsèque, les poids λ_i peuvent être déduits de l'ajustement du variogramme expérimental, en imposant deux contraintes d'optimalité :

$$E[\hat{z}(x_0) - z(x_0)] = 0 \quad (2)$$

$$\text{var}[\hat{z}(x_0)] = E[\{\hat{z}(x_0) - z(x_0)\}^2] \quad (3)$$

Les variogrammes moyens ont été établis par l'intermédiaire du logiciel VarioWin (Panatier, 1996). La spatialisation a été effectuée sur le logiciel ArcGis 8.3® et son extension Geostatistical Analyst®. La qualité des estimations a été testée par une procédure de validation croisée et par une validation externe menée sur un jeu de validation indépendant représentant 10% des populations initiales. Les résultats de ces procédures sont exprimés par l'erreur moyenne (E.M.) et la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (R.E.Q.M.).

$$E.M. = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\hat{z}(x_0) - z(x_0)] \quad (5)$$

$$R.E.Q.M. = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\hat{z}(x_0) - z(x_0)]^2} \quad (6)$$

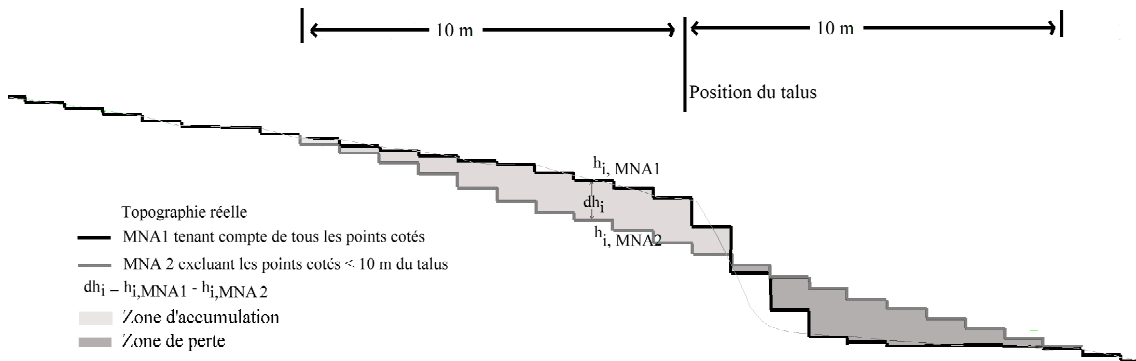


Figure 6. Illustration le long d'un profil topographique du calcul de bilan sédimentaire dans une bande de 10 m centrée sur le talus.

II.5. Bilans sédimentaires

L'effet des structures bocagères sur l'épaisseur des sols a été abordé par l'analyse des volumes de sol compris entre les deux M.N.A. de la topographie de surface (M.N.A.1 et M.N.A.2) afin d'établir des bilans sédimentaires (Dabney *et al.*, 1999 ; Ramos et Martinez-Casanovas, 2003 ; Salvador-Blanes *et al.*, 2005). Le volume est appréhendé à deux échelles :

- à l'échelle locale : l'estimation des volumes de sol déplacé noté Vl (m^3) est calculée, en chaque cellule i de surface S_i ($1 m^2$), par la différence d'altitude entre les deux M.N.A. (équation 7 ; figure 6) ;

$$Vl_i = (h_{i,MNA1} - h_{i,MNA2}) \times S_i \quad (7)$$

- à l'échelle du linéaire bocager : les volumes de sol déplacés sont cumulés, au sein d'une bande de 20 m de largeur centrée sur la haie, en tenant compte des n pixels élémentaires inclus dans cette bande. Ce cumul est noté Vg (m^3) et VgL (m^3/m) s'il est rapporté à la longueur totale L de haies (Belemlih, 1999 ; Salvador-Blanes *et al.*, 2005) (équation 8).

$$Vg = \sum_{i=1}^n Vl_i \quad ; \quad VgL = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n Vl_i \quad (8)$$

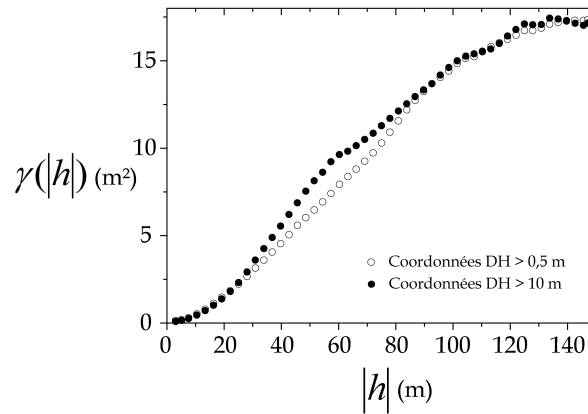


Figure 7. Variogrammes moyens des altitudes, établis à partir des points distants de plus de 0,5 m des talus (M.N.A.1) ou à partir des points distants de plus de 10 m des talus (M.N.A.2).

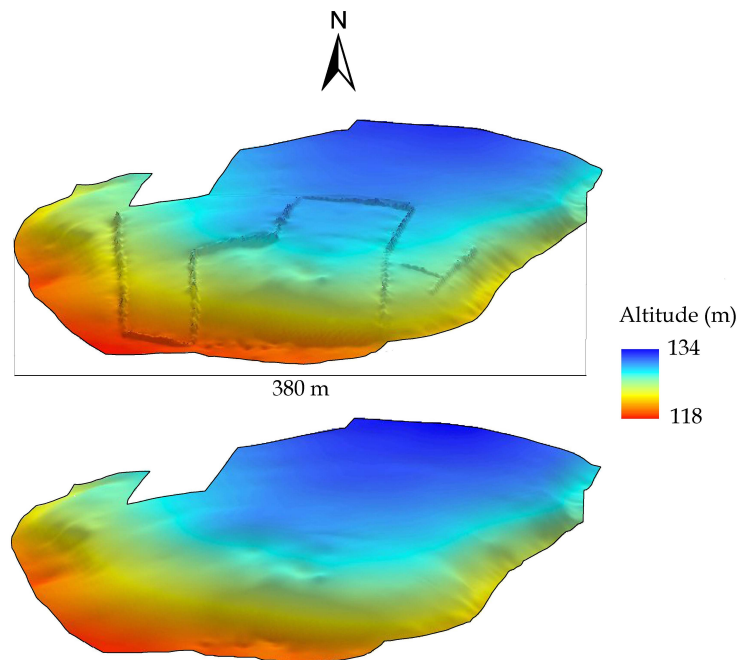


Figure 8. Blocs 3D des surfaces topographiques estimées par krigeage ordinaire à partir de points cotés par théodolite (en haut : M.N.A.1. ; en bas : M.N.A.2.).

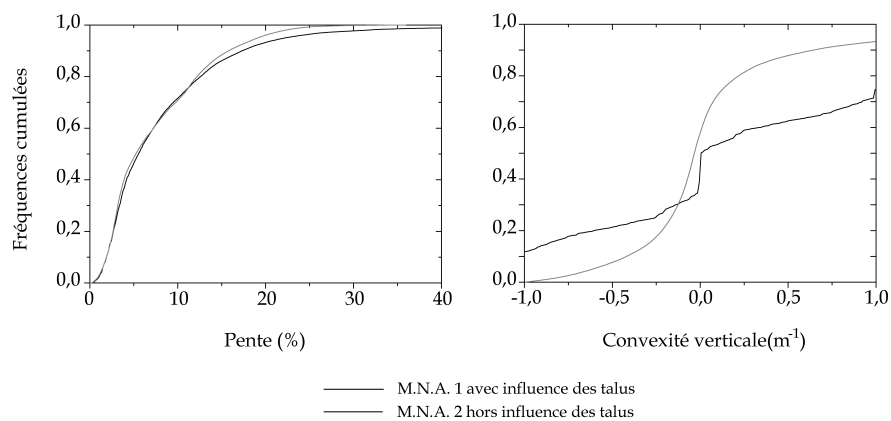


Figure 9. Fréquences cumulées des critères de pente et de convexité verticale pour MNA1 et MNA2.

III. RÉSULTATS

III.1. La topographie

III.1.1. Analyse des deux modèles numériques d'altitude MNA1 et MNA2

La figure 7 présente les variogrammes moyens de l'altitude, établis à partir des 1646 et 1065 points cotés respectivement retenus pour la construction de MNA1 et MNA2. Dans les deux cas, nous avons une structure spatiale analogue avec un très faible effet pépité, une portée de l'ordre de 120 m et un palier à 18 m². Les semi-variances sont plus élevées entre 30 et 80 m de distance dans le cas où tous les points à moins de 10 m ont été exclus.

Les deux M.N.A. obtenus sont présentés en figure 8. Leurs différences majeures se situent aux abords des talus. La figure 9 permet de caractériser ces différences par comparaison des fréquences cumulées de la pente et de la convexité verticale, établies sur l'ensemble des cellules des deux grilles. Les fréquences cumulées de pente sont peu différentes pour les deux surfaces : MNA2 présente une proportion moindre de cellules avec une pente de plus de 25%, ces pentes très fortes n'étant observées qu'en présence de talus.

La différence entre les deux surfaces est plus marquée pour le critère de convexité vertical (figure 9), qui est positif pour une forme concave et négatif pour une forme convexe. Environ 40% de la surface de MNA1 possèdent des valeurs de convexité hors de l'intervalle [-1 ;1]. Par ailleurs, de l'ordre de 20% de la surface ont une convexité quasi-nulle. Pour MNA2, la distribution des valeurs est beaucoup plus lisse et ramassée. Les valeurs sont mieux bornées dans l'intervalle [-1 ;1], et plus de cellules ont des valeurs comprises entre -0,25 et 0,25 m⁻¹.

L'erreur moyenne des procédures de validation croisée ou externe mises en œuvre (tableau 1) apparaît très proche de 0, montrant que les deux MNT estiment de façon non biaisée l'altitude à l'échelle du site d'étude. Le critère REQm est plus élevé dans le cas de MNA1 prenant en compte les talus, en raison des variations d'altitude très rapides sur des distances courtes.

Tableau 1. Résultats des approches de validation croisée et externe pour l'estimation de l'altitude à partir des 2 MNT considérés.

Estimation	méthode	Validation croisée			Validation externe		
		Effectif	E.M.(m)	R.E.Q.M.(m)	Effectif	E.M. (m)	R.E.Q.M. (m)
M.N.A.1	K.O.	1646	-0,001	0,16	184	0,005	0,13
M.N.A.2	K.O.	1065	-0,001	0,10	119	0,007	0,10

K.O. : krigeage ordinaire

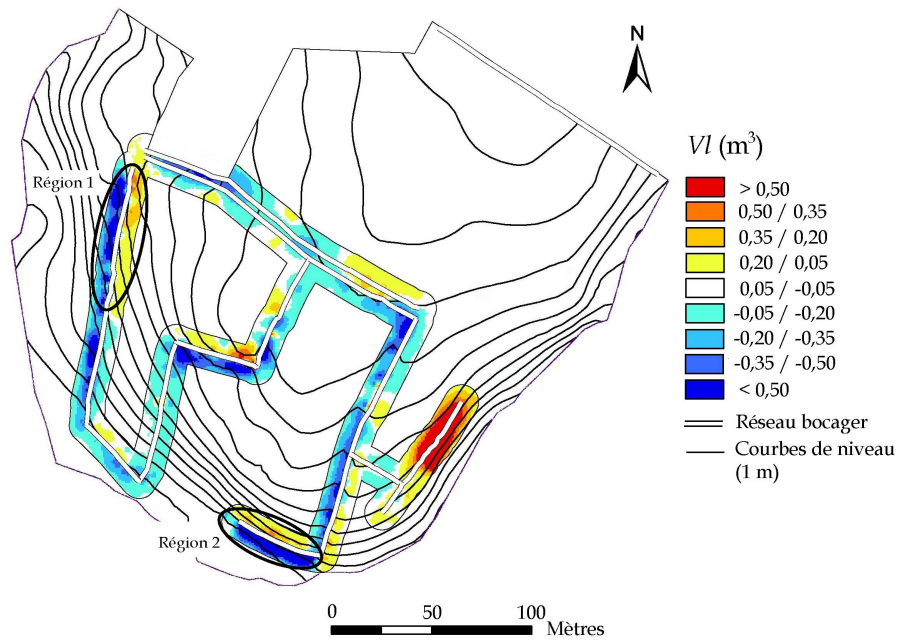


Figure 10. Carte de volumes locaux déplacés (VI) dans une bande de 10 m de part et d'autre des talus.

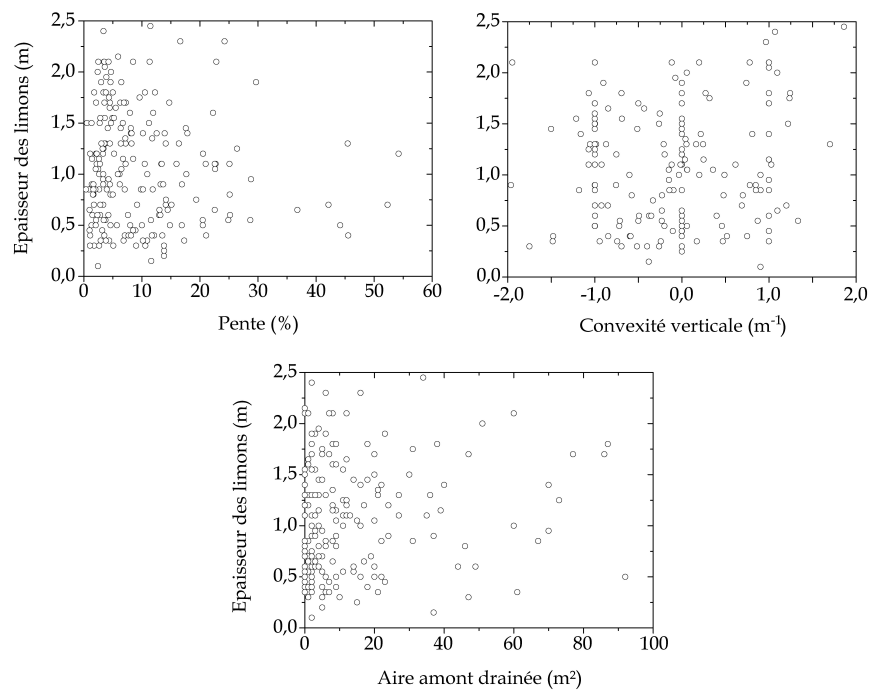


Figure 11. Représentations de l'épaisseur des horizons limoneux mesurée en 224 sites en fonction des paramètres topographiques (pente, convexité, aire drainée amont) dérivés du Modèle Numérique d'Altitude MNA1.

III.1.2. Estimation des volumes de terre déplacés de part et d'autre de la haie

La figure 10 illustre la répartition spatiale des volumes locaux VI dans une bande de 10 m de part et d'autre des talus, estimés par la différence d'altitude entre MNA1 et MNA2 (équation 7). Peu de cellules ont un volume proche de 0. La majorité d'entre elles ont un VI négatif qui traduit une diminution des volumes de sol suite à l'implantation des talus. Le volume de sol est très variable en fonction de l'orientation topographique des talus. Excepté sur le versant est où des positions à l'aval de talus sont caractérisées par un VI positif, la majorité des VI positifs sont rencontrés en position amont de talus.

III.1.3. Volumes globaux et bilans

Le tableau 2 présente les volumes globaux (Vg) et dresse un bilan volumique dans la zone d'influence des structures bocagères et pour deux régions 1 et 2, choisies pour l'importance des épaissements en amont des talus (figure 10). Le volume global, estimé dans la bande des 10 m centrée sur la haie, indique une diminution de 1001 m³ du volume de sol en condition de talus. Cette diminution représente une perte effective de 1 m³ de sol par mètre linéaire de talus à l'échelle du paysage. Ce bilan est encore plus déficitaire pour les régions 1 et 2. Bien qu'elles soient caractérisées par des accumulations en amont de talus de 2,1 et 1,4 m³.m⁻¹, le bilan amont /aval y très nettement négatif avec des VgL totaux de -2,0 et -5,0 m³.m⁻¹.

Tableau 2. Bilan des volumes de sol à l'approche des talus.

	Bande des 10 m				Région 1			Région 2		
	$VI > 0$	$VI < 0$	$VI = 0$	Total	VI amont	VI aval	Total	VI amont	VI aval	Total
Surface (m ²)	6710	11567	327	18604	788	793	1587	370	449	820
Vg (m ³)	1567	-2568	0	-1001	167	-324	-157	58	-263	-206
VgL (m ³ .m ⁻¹)	1,6	-2,6	0,0	-1,0	2,1	-4,1	-2,0	1,4	-6,4	-5,0

III.2. L'épaisseur du matériau limoneux

III.2.1. Lien avec la topographie actuelle

Les graphiques de la figure 11 présentent les relations entre l'épaisseur des horizons limoneux relevée sur le terrain, et des paramètres topographiques dérivés de MNA1. Il apparaît difficile de mettre en évidence des corrélations avec ces différents paramètres. L'épaisseur des limons semble non corrélée aux paramètres topographiques actuels. Par ailleurs, l'utilisation des paramètres topographiques comme co-variables du co-krigeage ordinaire ne permet pas d'affiner l'estimation de l'épaisseur de limons.

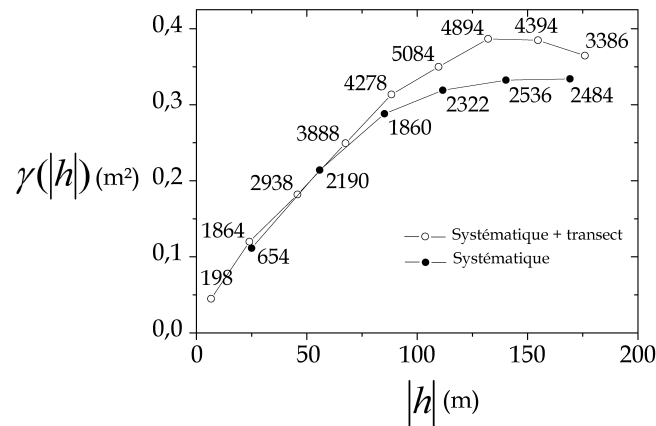


Figure 12. Variogrammes moyens de l'épaisseur des horizons limoneux en tenant compte des seuls points de mesure de l'échantillonnage systématique ou en intégrant les mesures effectuées sur les transects.

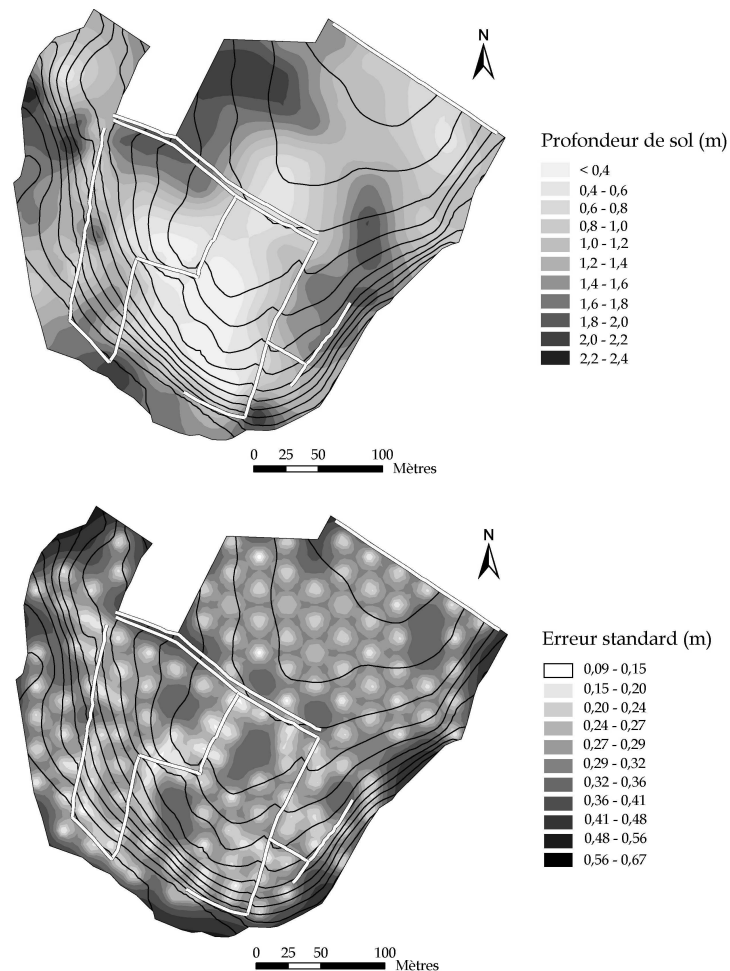


Figure 13. Cartes de l'épaisseur de limon obtenues par krigeage ordinaire et de l'erreur standard des estimations (variogramme de type exponentiel , pépite = 0,004 m², portée = 150 m, palier = 0,35 m² ; 16 voisins pris en compte).

III.2.2. Analyse de la structure spatiale et cartographie

Les variogrammes moyens de l'épaisseur de sol (figure 12) ont été établis sur la base des sondages systématiques seuls, mais aussi sur la base de l'ensemble des sondages pour lesquels l'information était disponible. Cette dernière population de sondages inclut des mesures de l'échantillonnage selon les transects, à proximité des talus. Les deux variogrammes ont des portées identiques de 150 m, mais leurs paliers sont différents. L'ajout des points à proximité des talus augmente le palier de 0,3 m² en systématique à 0,4 m².

La cartographie de l'épaisseur du matériau limoneux a été établie par krigeage ordinaire à partir de l'ensemble des points de sondage (16 voisins). Le modèle d'ajustement global est de type exponentiel (pépite = 0,004 m² ; palier = 0,35 m² ; pas = 27 m ; portée = 150 m). Les épaisseurs estimées varient de moins de 0,4 m à plus de 2,4 m.

Les résultats de la validation de l'estimation des épaisseurs de limon sont regroupés dans le tableau 3. Comme pour l'altitude, les estimations apparaissent peu biaisées (erreur moyenne < 5 cm). Par contre, le critère R.E.Q.M. est nettement plus élevé (de l'ordre de 0,35 m pour l'épaisseur contre 0,16 m pour l'altitude), ce qui est lié à une plus faible densité d'échantillonnage, l'épaisseur n'étant mesurée qu'à l'emplacement des sondages pédologiques.

Tableau 3. Résultats des procédures de validation croisée et de validation externe pour l'estimation par krigeage ordinaire de l'épaisseur du matériau limoneux et des horizons organo-minéraux A.

Estimation	méthode	Validation croisée			Validation externe		
		Effectif	E.M. (m)	R.E.Q.M. (m)	Effectif	E.M. (m)	R.E.Q.M. (m)
M.N.A.1	K.O.	1646	-0,001	0,16	184	0,005	0,13
M.N.A.2	K.O.	1065	-0,001	0,10	119	0,007	0,10
Ep. limons	K.O.	185	-0,014	0,35	21	-0,052	0,32
Ep. A sys.	K.O.	131	-0,011	0,29	15	0,078	0,14
Ep. A transect	K.O.	181	0,012	0,25	21	-0,068	0,21

K.O. : krigeage ordinaire

La cartographie de l'épaisseur totale de matériau limoneux ne présente aucune structure spatiale pouvant être reliée au réseau bocager actuel (figure 13) : les faibles épaisseurs (<60 cm) sont localisées au centre du secteur d'étude autour de la ligne de crête et sur les zones de pente forte ; les épaisseurs élevées sont situées à proximité des fonds de vallée et des zones de fortes variations en profondeur du toit de l'arène. L'ajout des points issus de l'échantillonnage systématique, disposés sur des lignes sécantes aux talus n'améliore pas de façon significative les erreurs standard d'estimation. Cette observation renforce l'idée que le réseau bocager ne constitue pas la source principale de variabilité de la distribution spatiale des limons à l'échelle du réseau bocager.

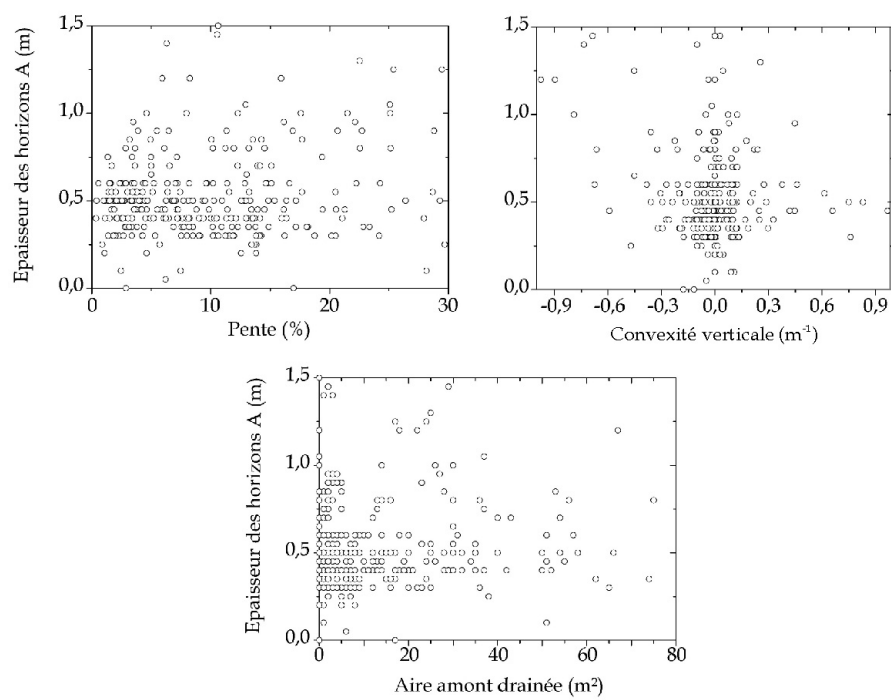


Figure 14. Epaisseur des horizons A mesurée en 378 sites en fonction des paramètres topographiques (pente, convexité, aire drainée amont) dérivés du Modèle Numérique d'Altitude M.N.A.1.

III.3. L'épaisseur des horizons organo-minéraux A

III.3.1. Statistiques selon les deux plans d'échantillonnage

Les statistiques descriptives de l'épaisseur des horizons A ont été établies pour chaque plan d'échantillonnage (tableau 4). Dans le cas de l'échantillonnage selon des transects, les statistiques ont été catégorisées sur la position par rapport à la haie : amont de talus, talus, aval de talus et position de plateau au centre du site d'étude. L'épaisseur des horizons varie de 5 cm à 220 cm, avec une moyenne de 60 cm sur l'ensemble des sondages. Les sondages sur le talus ont une épaisseur moyenne élevée de 110 cm, composée de l'épaisseur de sol et de l'épaisseur de la levée de terre constituant le talus. Hors talus, les épaisseurs les plus faibles sont observées en position de plateau topographique. Ici, la localisation en amont ou en aval de talus ne joue pas. Le constat est différent en condition de pente. Les épaisseurs en amont de talus sont plus élevées que celles relevées en aval. L'intégration du plan d'échantillonnage par transects permet une meilleure représentation de la variabilité spatiale de l'épaisseur des horizons A.

Tableau 4. Statistiques de l'épaisseur des horizons A en fonction des plans d'échantillonnage.

	Epaisseur des horizons A (cm)						
	Sys. + transect	Sys.	Transect				
			Tout	Amont	Aval	Plats	Talus
Minimum :	5	10	5	10	20	5	10
Maximum :	220	220	200	145	150	90	200
Moyenne :	60	54	63	60	52	46	110
Ecart-type :	33	31	34	32	23	17	39
1 ^{er} quartile :	40	40	40	40	35	40	90
Médiane	50	50	50	50	45	45	110
3 ^{ème} quartile :	70	60	80	80	60	55	130
Effectif :	378	147	231	107	92	28	29

Sys. : échantillonnage systématique

Transect : échantillonnage transect

III.3.2. Corrélation entre l'épaisseur des horizons A et les paramètres topographiques et paysagers.

La figure 14 présente les relations entre les épaisseurs des horizons A et les paramètres topographiques calculés sur M.N.A.1. Les épaisseurs supérieures à 1,5 m ne figurent pas dans ces graphiques, car elles sont liées aux atterrissements dans les fonds de vallées. Dans la relation avec la pente et l'aire amont drainée, aucune tendance ne peut être mise en évidence. Seul le graphique avec la convexité verticale présente une tendance intéressante, avec des épaisseurs supérieures à 0,5 m plus nombreuses en contexte de convexité négative (convexes), ce qui n'est pas courant.

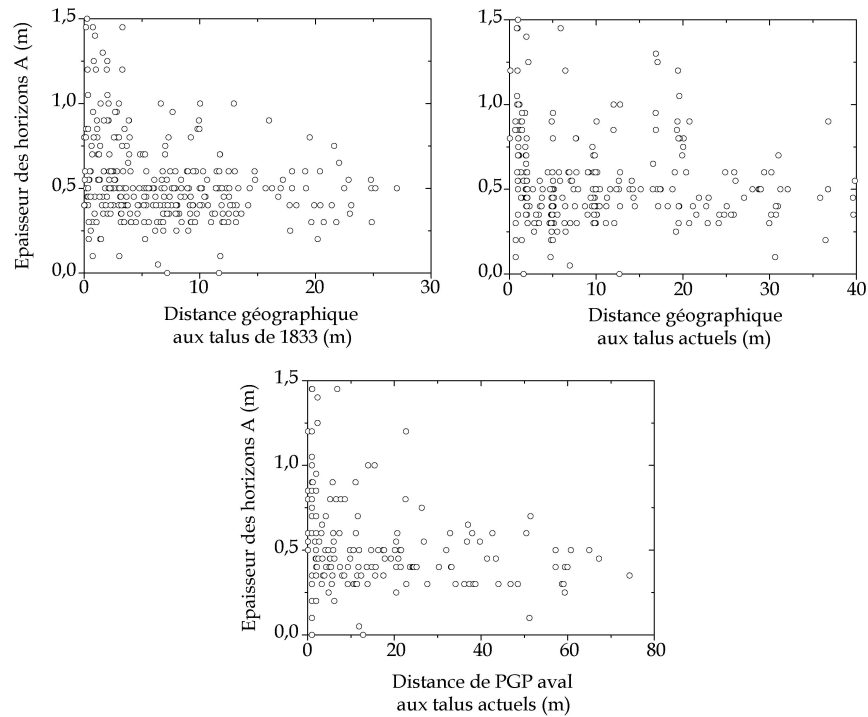


Figure 15. Représentations de l'épaisseur des horizons A en fonction de la distance aux talus anciens présents en 1833 et actuels, selon un critère de distance géographique ou de distance selon la plus grande pente vers l'aval dérivée de MNA1.

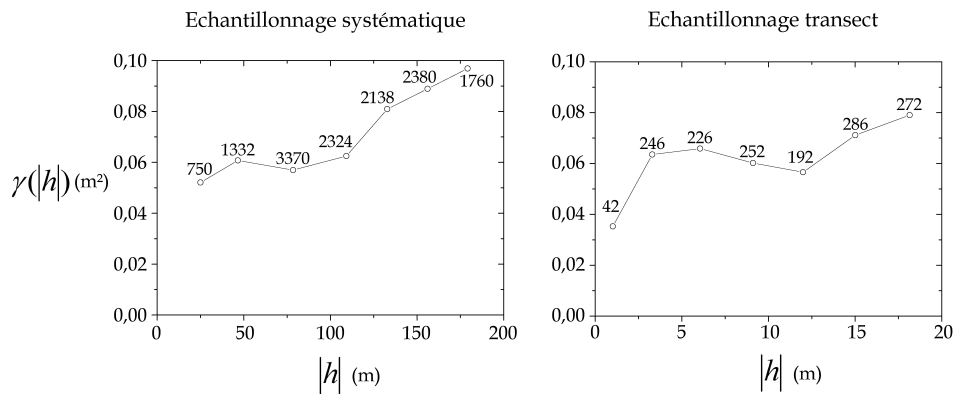


Figure 16. Variogrammes moyens de l'épaisseur des horizons organo-minéraux A estimés à partir d'un échantillonnage systématique de maille 20 m ou selon des transects perpendiculaires aux haies.

Dans la relation aux paramètres topo-paysagers (figure 15), les distances géographiques dévoilent une meilleure corrélation de l'épaisseur des horizons A aux talus anciens (1833) qu'actuels, avec des horizons qui s'épaississent à l'approche des talus. Ils s'épaississent également avec la diminution de la distance de plus grande pente aux talus actuels. Ces observations mettent en relief l'effet combiné des structures bocagères anciennes et des processus érosifs sur la géométrie des horizons de surface.

III.3.3. Structure spatiale

Les variogrammes moyens de l'épaisseur des horizons A (figure 16) ont été estimés séparément selon les deux plans d'échantillonnage, systématique ou par transects. La structure spatiale est très différente selon les deux échantillonnages. Dans le cas de l'échantillonnage systématique simple, nous avons un variogramme avec une pépite proche de 0,04 m², une portée d'une centaine de mètre et un palier à 0,06 m². Alors qu'avec l'échantillonnage transect, nous observons une portée de 6 m et une pépite d'environ 0,02 m². Les pépites sont très proches dans les deux échantillonnages. Néanmoins, la comparaison des variogrammes disjoints met en évidence l'existence d'une variabilité à courte distance à l'approche des talus d'ordre supérieure à celle observée à l'échelle du terrain d'étude.

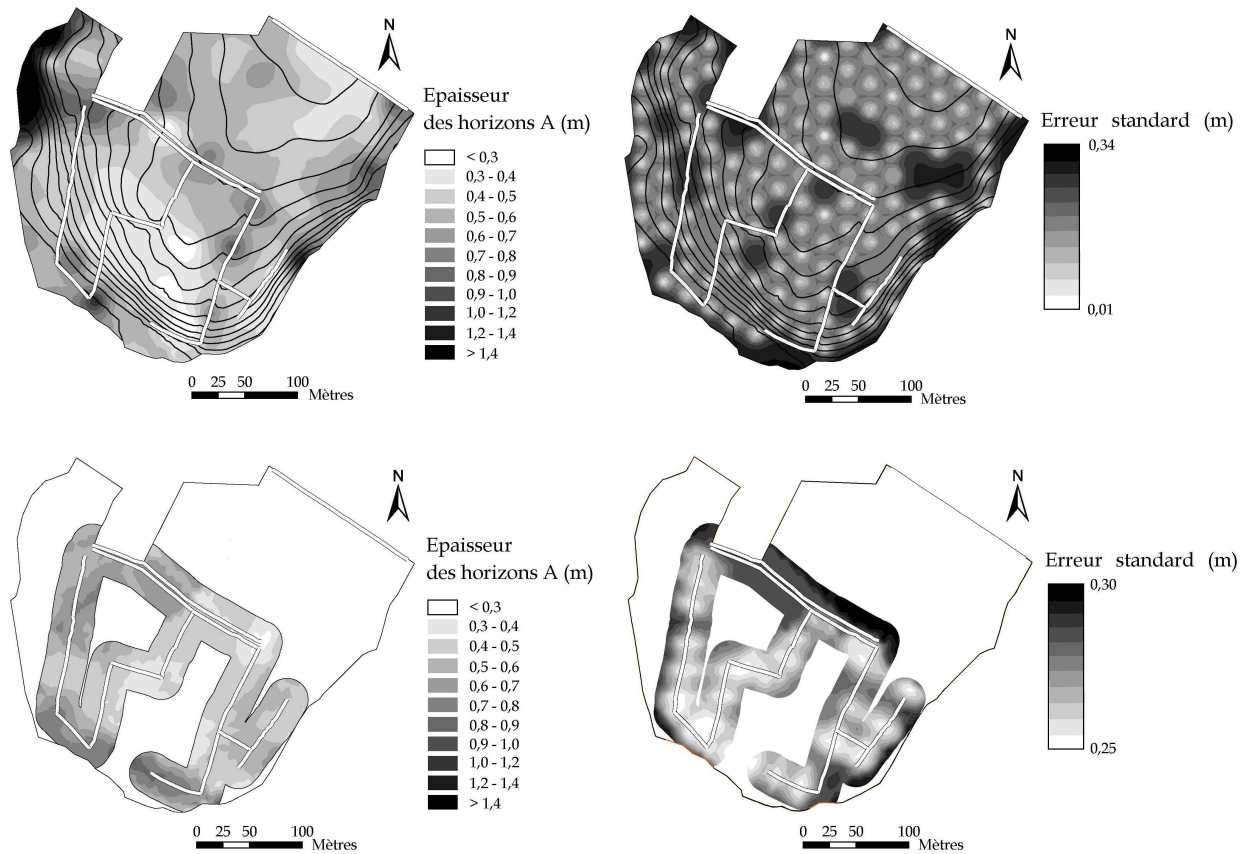


Figure 17. Cartes d'estimation de l'épaisseur des horizons A et des erreurs standard associées, obtenues par krigeage ordinaire sur un échantillonnage systématique (cartes du haut) et un échantillonnage selon des transects (cartes du bas). Systématique : variogramme de type sphérique, pépite = 0,03 m, portée = 50 m, palier = 0,04 m ; 12 voisins pris en compte. Transect : variogramme de type sphérique, pépite = 0,057 m, portée = 20 m, palier = 0,012 m ; 14 voisins pris en compte.

III.3.4. Cartographies de l'épaisseur des horizons A

L'utilisation des paramètres topo-paysagers comme co-variables d'estimation ne permet pas d'affiner significativement l'estimation de l'épaisseur des horizons A. La spatialisation de l'épaisseur des horizons A à l'échelle du paysage a donc été développée sur la base des variogrammes disjoints selon le mode d'échantillonnage.

La première carte (figure 17) a été établie sur la base des sondages de l'échantillonnage systématique. La validation croisée sur les estimations donne une E.M. de -0,011 m et une R.E.Q.M. de 0,29 m (tableau 3). Cette représentation offre une estimation de la distribution générale de la couverture des horizons A à l'échelle du paysage. Sur cette carte, la répartition spatiale de l'épaisseur des horizons A est très fortement lissée. Les faibles épaisseurs sont localisées au centre du secteur d'étude alors que les épaisseurs élevées sont rencontrées dans les fonds de vallées et aux abords de certains talus.

Sur la deuxième carte (figure 17), les estimations ont été menées par un krigeage ordinaire basé sur un variogramme qui prend en compte les sondages transect. Les estimations ont été menées dans une bande de 20 m de part et d'autre des structures bocagères. Ce mode d'estimation nous permet d'affiner les estimations aux abords des structures bocagères, qui paraissent plus variables qu'auparavant. L'apport essentiel réside dans la localisation des épaissements. Des accumulations sont observées sur les talus perpendiculaires aux lignes de plus grande pente (au sud), ainsi qu'au nord-ouest en accord avec l'ancien réseau de 1833 (figure 1). Excepté les structures précédemment citées, les talus ne sont pas associés à un épaissement systématique des horizons A.

IV. DISCUSSION

IV.1. Effet du réseau bocager sur la topographie de surface

La comparaison des attributs topographiques de *M.N.A.1.* et de *M.N.A.2* (figure 9) traduit l'effet du talus sur la topographie de surface. *M.N.A.2* possède des convexités verticales plus contrastées mais aussi une plus forte proportion de surfaces planes. Ce constat est en accord avec une redistribution des sols sous l'influence de processus érosifs. Lors des redistributions, les talus constituent autant d'obstacles au transfert de matériaux. Aussi, l'accumulation en amont des talus des matériaux érodés sur les versants tend à diminuer l'intensité des pentes moyennes de part et d'autre des talus dans les contextes bocagers. Mais cet effet n'est pas systématique. La carte des volumes déplacés de sol VI (figure 10) montre clairement que la variabilité spatiale des accumulations et des pertes de sol dépend non seulement de la présence de structures, mais aussi de leurs situations topo-paysagères. Par ailleurs, le bilan global des volumes

déplacés est négatif. Ceci peut signifier que nous avons une perte de sol à l'échelle du système, ou bien encore la présence d'accumulation en dehors de la bande de 10 m. Néanmoins, il est certain que nous avons une perte de sol au sein de la bande considérée de 20 m centrée sur la haie : les accumulations en amont du talus ne suffisent pas à expliquer les différences observées entre les deux MNA sur les paramètres de pente et de convexité verticale. Sur la figure 10, les $VI > 0$ en amont de talus sont systématiquement liés à des $VI < 0$ à l'aval des structures. Nous sommes en présence d'augmentation du volume de sol en position amont et d'une diminution du volume en position aval. Ce bilan contrasté de part et d'autre des structures concorde avec la dénivelée topographique, souvent supérieure à 1 m, observée sur le terrain de part et d'autre des talus. Quelqu'en soit l'origine, la diminution de volume de sol aplanit la topographie en aval du talus. Nous avons donc une situation où les pentes diminuent de part et d'autre des talus et dans laquelle les transitions sont accentuées. Alors qu'en absence de talus, les pentes sont en moyenne plus fortes et les transitions sont graduelles (figure 9).

IV.2. Effet du réseau bocager sur l'épaisseur des limons

Compte tenu de son effet sur la topographie de surface, le réseau bocager possède un effet sur l'épaisseur de la couverture limoneuse. Cet effet est confirmé par l'élévation du palier du variogramme moyen (figure 12) consécutif à l'addition des points localisés à proximité des talus. L'ajout de ces points augmente la variabilité à l'échelle du paysage. L'hypothèse érosive avancée pour expliquer l'évolution de la topographie suite à l'implantation du réseau bocager ne semble néanmoins pas à avoir un effet majeur sur l'épaisseur totale des horizons limoneux. Il n'existe en effet pas de relation marquée entre ce paramètre et les dérivées topographiques, ni avec la proximité des talus (figure 11). Deux raisons essentielles peuvent expliquer cette faible corrélation : (i) les processus à l'origine de la variabilité de la couverture limoneuse s'appliquent aux seuls horizons de surface. Ces horizons ne représentent qu'une partie de l'épaisseur totale de sol et toute variation de leur épaisseur se trouve diminuée, voire masquée à l'échelle du solum ;

(ii) l'épaisseur totale dépend en premier lieu de la géométrie du toit de l'arène qui n'est pas uniforme sur le site d'étude et reste cartographiée avec imprécision. La figure 13 montre certes les grandes tendances de répartition de cette géométrie (faibles épaisseurs sur la ligne de crête, fortes épaisseurs dans les fonds de vallées et les paléo-talwegs, mais il s'agit d'une représentation très lissée de la variabilité spatiale. En effet, la validation des estimations par krigeage indiquent des R.E.Q.M. de l'ordre de 0,35 m, c'est à dire des ordres de grandeur proches des différences d'altitude observées entre MNA1 et MNA2. Malgré la densité d'échantillonnage déjà forte de mesure de la

profondeur de l'arène (plus de 25 sondages/ha), son estimation spatiale reste imprécise pour quantifier l'effet des processus de surface sur l'épaisseur totale de matériau limoneux¹.

IV.3. Effet du réseau bocager sur l'épaisseur des horizons A

La corrélation spatiale entre le réseau bocager et l'épaisseur des horizons A s'observe premièrement dans les statistiques du tableau 3 : l'épaisseur moyenne constatée en position amont de talus est supérieure à celles des positions aval. Mais la distribution spatiale de ces horizons est complexe. Les variogrammes disjoints (figure 16) mettent en évidence une double structure spatiale : l'une générale à l'échelle du paysage, et l'autre à courte distance liée aux structures bocagères. L'effet des structures bocagères sur l'épaisseur des horizons A est local. Cet effet semble résulter d'une dynamique de long terme, car seule la connaissance du parcellaire de 1833 permet d'expliquer la présence d'accumulations au nord-ouest du secteur d'étude. Cet effet des structures anciennes est d'ailleurs corroboré par une meilleure corrélation des épaisseurs au réseau ancien qu'actuel (figure 15). L'effet constaté du réseau bocager (actuel ou ancien) sur l'épaisseur des horizons A est lié aux redistributions de sols par les processus érosifs. L'occurrence spatiale élevée entre les épaissements des horizons A dans la bande de 20 m (figure 17), et la carte des VI (figure 10) confirme le rôle combiné du bocage et de l'érosion sur les épaissements amont talus. Mais le rôle du bocage n'est pas systématique. Les épaissements ne sont observés qu'en amont des talus étant ou ayant été en position d'exutoire de parcelles.

V. CONCLUSION

La cartographie 3D de la topographie et de l'épaisseur totale des sols permet de mettre en évidence des corrélations spatiales entre l'organisation des sols et la structure du bocage, qu'une approche 2D par toposéquences perpendiculaires aux haies (Carnet *et al.*, 1979 ; Walter *et al.*, 2003 ; chapitre 2) ne dévoile pas. Ce constat, déjà souligné par Salvador (2002), s'avère particulièrement manifeste dans un contexte topographique et bocager complexe, avec des haies actuelles ou disparues positionnées dans différentes configurations au sein des versants.

La cartographie montre clairement que l'effet du système bocager ne peut se raisonner simplement par la seule prise en compte de la position topographique de la haie, selon

¹ Une campagne géophysique de cartographie de la résistivité électrique par un dispositif multi-électrode va être entreprise pour préciser la géométrie du toit de l'arène.

un schéma d'accumulation maximale dans le cas de haies perpendiculaires à la pente en bas de versant : par exemple, des accumulations sont observées sur le site d'étude en situation de haut de versant ou au contraire elles sont absentes en amont de haies situées au bas de versants très pentus.

Trois éléments d'explication supplémentaires doivent être introduits pour aboutir à une meilleure compréhension de l'effet des haies dans notre cas d'étude : (i) une bonne connaissance des variations d'épaisseur du matériau initial limoneux, dont le déterminant principal (hétérogénéité des apports) est clairement antérieur à l'installation du réseau bocager ; (ii) une localisation du réseau bocager ancien qui apparaît mieux liée que le réseau actuel aux organisations pédologiques observées ; (iii) une modélisation de l'effet du réseau bocager dans son ensemble sur la topographie et sur les facteurs topographiques liés aux processus d'érosion/sédimentation. L'estimation des bilans de volumes mis en œuvre par comparaison des deux MNA fournit une première approche des zones d'accumulation ou de départ potentiel et permet à ce titre d'orienter une cartographie plus fine.

Chapitre IV

Stockage du carbone organique dans les sols d'un paysage agricole bocager

I. INTRODUCTION

Le sol est un compartiment essentiel du cycle du carbone, car il en constitue le principal réservoir en milieu continental, avec 1 500 Pg de carbone (Post *et al.*, 1982 ; Eswaran *et al.*, 1993 ; Batjes, 1996), seuls les océans représentent un stock plus important (39 000 PgC) (IPCC, 1990). De par sa position d'interface, le sol est le lieu de flux de carbone élevés : les échanges entre le système sol-plante et l'atmosphère sont évalués à 120 PgC par an qui résultent des processus de photosynthèse et de respiration autotrophe ou hétérotrophe (Robert et Saugier, 2003). Aussi, connaître la dynamique du carbone dans le sol apparaît essentiel dans la problématique du changement climatique et celle de la maîtrise des gaz à effet de serre, car le sol constitue à la fois un puits et une source vis à vis du CO₂ atmosphérique (Lugo et Brown, 1993).

Mais cette dynamique apparaît complexe à cerner pour deux raisons essentielles. D'une part, caractériser une évolution nécessite une connaissance précise de l'état initial, ou au moins de pouvoir évaluer les incertitudes liées aux estimations. La plupart des études qui caractérisent les stocks en carbone organique des sols sont menées à petite échelle sur des territoires étendus (Arrouays *et al.*, 2001 ; Rodriguez-Murillo, 2001 ; Batjes, 2002 ; Krogh *et al.*, 2003 ; Tan *et al.*, 2004 ; Leifeld *et al.*, 2005 ; Lettens *et al.*, 2005). Elles intègrent de ce fait des mesures directes des stocks ou des estimations, souvent variables d'une étude à l'autre, et aboutissent souvent à des résultats dont l'erreur est difficilement quantifiable. De plus, indépendamment de l'échelle d'étude, il n'existe pas encore de méthode standardisée pour l'évaluation des stocks, en particulier dans la végétation, qui permettrait une détermination simple des incertitudes et une comparaison entre études.

D'autre part, la dynamique du carbone des sols varie sous l'influence de divers facteurs naturels et anthropiques tels que le climat, l'hydrologie, la géologie, la fertilité des sols, l'activité biologique ou bien encore l'utilisation des sols, et il est souvent impossible de tous les prendre en compte. Parmi eux, l'occupation des sols (types de culture, rotations) et les pratiques agricoles (travail de sol, fertilisation, gestion des résidus de culture, etc.) jouent un rôle important sur la dynamique de séquestration du carbone dans les sols. En effet, elles influencent le bilan local de carbone en modulant l'importance des restitutions organiques (résidus de culture, système racinaire, effluents organiques), la dynamique de minéralisation et le volume de sol mélangé.

L'occupation du sol et les pratiques agricoles jouent également un rôle important vis à vis de l'intensité des processus d'érosion diffuse et concentrée. Les redistributions induites par ces processus ont un effet non négligeable sur les stocks de carbone puisqu'ils modifient localement sa distribution, favorisent son transfert vers les

hydrosystèmes, estimé au niveau mondial à 0,8 GtC par Robert et Saugier (2003), et accélèrent son transfert sous forme de CO₂ vers l'atmosphère (Lal, 1995). Ce constat positionne l'action humaine comme un des facteurs principaux d'évolution des stocks car selon la carte mondiale des dégradations induites par l'homme (Oldeman *et al.*, 1990), 13 à 15% de la surface du globe terrestre sont soumis à des processus d'érosion d'origine anthropique.

Plusieurs mécanismes sont proposés pour expliquer l'évolution des stocks de carbone dans des contextes érosifs :

- une minéralisation consécutive à la désagrégation des agrégats de sol sous l'action de la pluie qui, par une mobilisation sélective des particules de sol les plus fines, libérerait la fraction la plus labile du carbone auparavant protégée (Tiessen et Stewart, 1983) ;
- une transformation de la matière organique du sol en un « pool » plus stable suite à l'activation de la minéralisation, son transport sous contrôle topographique et son stockage à l'échelle du versant dans des dépressions (Gregorich *et al.*, 1998) ou en bas de pente (Bergstrom *et al.*, 2001), ce qui favoriserait le stockage du carbone de façon temporaire ou selon Gregorich *et al.* (1998) à plus long terme ;
- un enfouissement de la matière organique par arrivée successive de sédiments, qui favoriserait sa séquestration (Yoo *et al.*, 2005) ;
- une perte par exportation de la matière organique sous forme particulaire ou dissoute hors des limites du système étudié.

L'effet global de ces mécanismes tendrait vers une diminution des concentrations en carbone organique des sols à l'échelle du versant (Gregorich *et al.*, 1998 ; Lal, 2003), avec des variations locales fortes (Yoo *et al.*, 2005).

Nous avons mené notre étude dans un paysage bocager. Ce type de paysage communément appelé bocage est présent dans une grande partie de l'Europe de l'ouest (Baudry *et al.*, 2000). Il peut être défini comme un « paysage ayant pour caractéristique la présence de réseaux de structures linéaires de végétaux ligneux, que ce soient des haies « traditionnelles », des rideaux brise-vent récents ou des haies spontanées issues de l'absence d'entretien des clôtures » (Baudry *et al.*, 2003).

La dynamique des stocks en carbone organique des sols dans ces paysages reste mal connue. Les premières modifications de la dynamique du carbone consécutives à l'installation d'une haie sont celles que l'on peut attendre d'un boisement, à savoir : une augmentation des restitutions carbonées au sol et une augmentation du temps de résidence du carbone en raison de l'absence de travail du sol. Walter *et al.* (2003) soulignent qu'une quantification des stocks et qu'une meilleure appréhension des

processus influençant le stockage du carbone en lien avec les haies doit prendre en compte l'organisation des horizons du sol. En effet, la présence des structures bocagères induit deux types de modifications des sols.

Tout d'abord, les haies provoquent une modification locale des propriétés du sol variable selon les contextes pédo-climatiques et leurs caractéristiques. En milieu tropical, les auteurs notent généralement des teneurs en matière organique des sols plus élevées associées à une richesse chimique plus forte (Lal, 1989a ; Kang *et al.*, 1998 ; Hien, 2001), une meilleure stabilité structurale du sol et une infiltrabilité accrue (Lal, 1989b ; Leblay, 2000). D'autres études, conduites dans des contextes agricoles intensifs en milieu tempéré, différent des précédentes et notent une acidité des sols plus marquée (De Jong *et al.*, 1995), ainsi que des teneurs en éléments majeurs moins fortes sous la haie (Carnet, 1978 ; Caubel, 2001). Cette modification des propriétés chimiques semble s'accompagner d'une modification des propriétés physiques du sol à l'approche des talus (Baffet, 1984 ; De Jong *et al.*, 1995).

Ensuite, plusieurs études mettent en évidence une modification des sols à l'échelle des versants avec comme effet le plus systématique, un épaissement des horizons organo-minéraux en amont des haies qui correspond à un effet anti-érosif observé dans différents contextes (Baffet, 1984 ; Pappendick et Miller, 1977 ; Carnet, 1978 ; Walter *et al.*, 2003 ; Salvador-Blanes *et al.*, 2005).

L'accroissement potentiel de carbone dans les sols à l'approche des haies a été estimé à $5 \text{ kgC.m}^{-2} \pm 2 \text{ kgC.m}^{-2}$ en considérant une bande de 5 m de part et d'autre de la haie (Arrouays *et al.*, 2002). Mais peu d'études ont quantifié ce stockage en relation avec le réseau bocager. Seuls Walter *et al.* (2003) ont évalué que le stockage de carbone dans les banquettes pouvait représenter de 15 à 40% du carbone stocké dans les sols à l'échelle d'un paysage, et que ce stock pouvait être très variable d'un site d'étude à l'autre. Mais cette étude a été menée en deux dimensions et dans des conditions topo-paysagères favorables à l'accumulation des sols, en se limitant à des contextes de talus perpendiculaires à la ligne de plus grande pente. Les situations observées correspondent donc selon toute vraisemblance à des situations de dépôt maximal en amont des haies pour lesquelles le stockage de carbone dans des horizons profonds est important. L'extrapolation de ces situations à l'ensemble du paysage, sur la base du seul critère de densité de haies risque de ce fait de conduire à une surestimation des stocks de carbone.

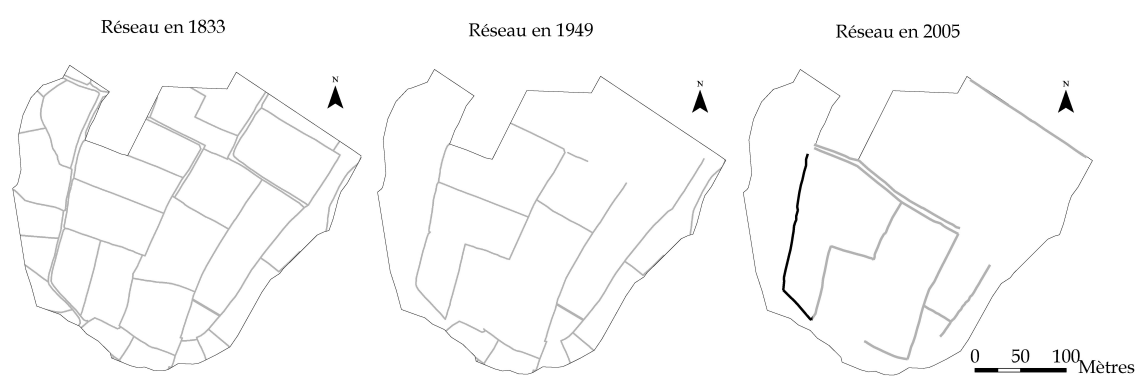


Figure 1. Etat du réseau bocager sur le site de Montours depuis 1833. La ligne en noir sur le réseau 2005 symbolise une haie datée du haut Moyen-Âge (Cattedu *et al.*, 2001).

Les objectifs de cette étude sont de deux ordres :

- quantifier les stocks de carbone dans les sols d'un paysage bocager et en décrire la variabilité spatiale dans les 3 dimensions de l'espace géographique ;
- identifier les principaux déterminants de cette variabilité, en particulier le rôle des variations topographiques reliées à l'orientation du réseau bocager.

Nous avons mené une étude de terrain détaillée basée sur un double échantillonnage prenant en compte la nature tri-dimensionnelle de la couverture de sol et les structures paysagères. Puis nous avons analysé la distribution spatiale (verticale et latérale) des teneurs en carbone en les reliant aux paramètres pédologiques et topo-paysagers. Enfin, nous avons calculé des stocks ponctuels qui ont été spatialisés par l'emploi de méthodes géostatistiques, et dont nous avons analysé les corrélations spatiales avec le réseau bocager.

II. MATÉRIEL ET MÉTHODES

II.1. Le site d'étude

Cette étude a été menée sur le site de Montours (Bretagne, France, 48°26'N, 1°19'O). D'une superficie de 8,4 ha, le site comprend une colline orientée SO-NE surmontée d'un plateau. Les limites de ce système sont naturelles (cours d'eau, bas fonds) et anthropiques (voies de communication). Cet ensemble offre des situations topo-paysagères contrastées (âge des structures et orientation vis à vis de la pente). Le substrat géologique est une granodiorite, dont seules les structures arénisées ont été observées et sur lesquelles sont plaqués des limons éoliens de faciès normand (Lautridou, 1985).

Le paysage est de type agricole bocager structuré par des talus en terre. Leur hauteur varie de quelques centimètres à près d'1,5 m. Une dénivelée importante est observée de part et d'autre de ces structures, qui peut être localement supérieure à 2 m. Ces talus sont plantés de haies essentiellement composées d'une strate arborescente dont les essences les plus représentées sont le châtaignier et le chêne pédonculé. L'intérêt majeur de ce site est qu'il a fait l'objet de nombreuses études paysagères, écologiques et archéologiques (Cattedu *et al.*, 2001 ; Marguerie *et al.*, 2001) qui ont permis de mettre en évidence une parcellisation précoce du réseau bocager depuis le haut Moyen-Âge. Par ailleurs, l'analyse de documents anciens nous a permis d'estimer l'âge du réseau ainsi que son évolution depuis cette date jusqu'à nos jours (figure 1). Cette évolution depuis 1833 avec une densité de haies déclinant de 330 à 196 m.ha⁻¹ en 1949 pour n'être aujourd'hui que de 106 m.ha⁻¹, est représentative de l'évolution du bocage breton pour

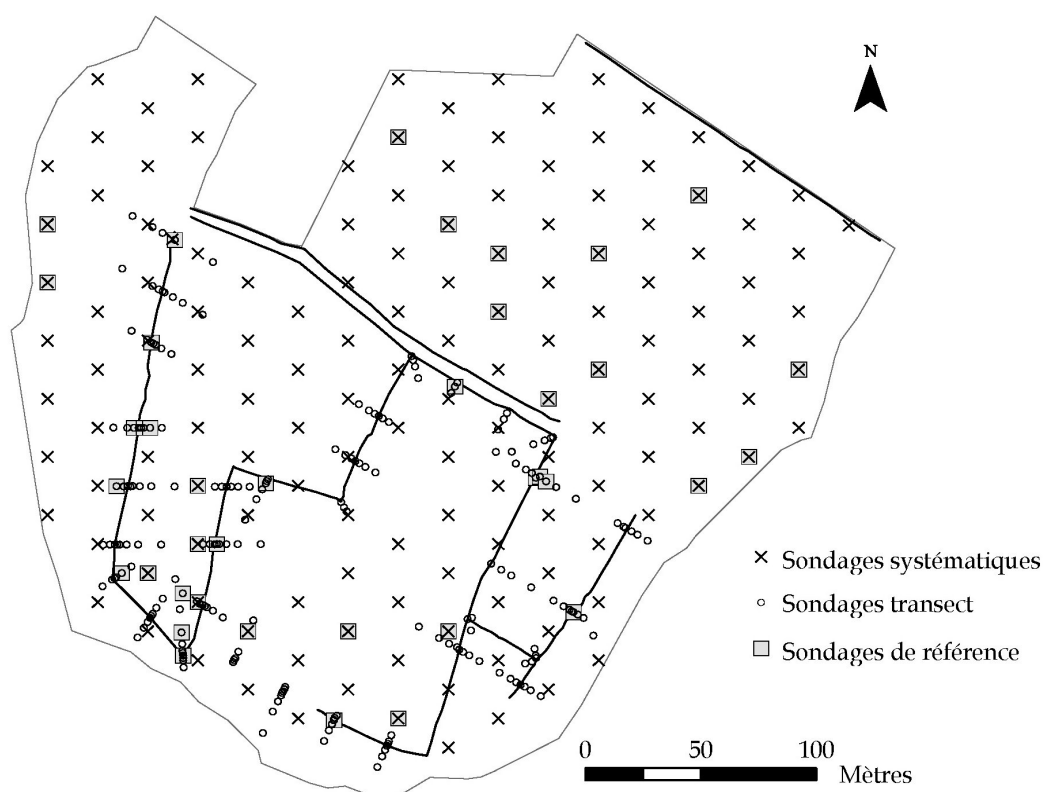


Figure 2. Localisation des sondages sur le parcellaire du site d'étude.

lequel on estime que plus de 50% du linéaire de haies a disparu depuis 1950, passant de 500 000 à 250 000 km (DRAF, 1997).

L'occupation des sols de ces dernières décennies a été de type prairie temporaire pâturée. Le dernier labour (20/25 cm) a été effectué selon les parcelles entre 1990 et 1993 (Tuaux, com. person.). Depuis, seul un travail superficiel des 5 premiers centimètres de sol est effectué à l'aide d'une herse étrille entre deux pâtures successives.

II.2. Constitution d'une base de données mesurées sur le site

L'établissement des stocks en carbone organique des sols à l'échelle du paysage a nécessité la détermination de différents paramètres d'intérêts (teneurs en carbone, volumes et masses volumiques des horizons organo-minéraux), et la prise en compte de leur variabilité spatiale.

II.2.1. Topographie et géométrie des horizons organo-minéraux

Un levé topographique détaillé de plein champ et des structures bocagères a été réalisé à l'aide d'un théodolite. Lors de cette campagne, l'altitude relative de 2025 positions géographiques du secteur d'étude a été mesurée, ce qui correspond à une résolution moyenne de 40 m. Pour optimiser la collecte, nous avons opéré selon une densité d'échantillonnage variable : les densités d'échantillonnage les plus élevées ont été appliquées aux endroits ayant les plus fortes variations de pente comme le suggèrent Bishop et McBratney (1999).

Un modèle numérique d'altitude a été construit sur la base des positions géographiques renseignées. Les estimations ont été menées sur une grille à mailles carrées de 1 m de côté par interpolation géostatistique avec les extensions Geostatistical Analyst® et 3D Analyst® du logiciel ArcGis 8.3®. Les calculs de pente (%) et de convexité verticale (m^{-1}) ont été effectuées sur le logiciel Surfer® et utilisent les algorithmes de Moore *et al.* (1993) et Mitasova *et al.* (1993). Compte tenu de l'instabilité de la convexité verticale sur une grille de 1 m, elle a été recalculée sur une grille de 2 m.

Pour prendre en compte la nature tridimensionnelle de la couverture pédologique et sa variabilité à courte distance, nous avons réalisé une cartographie de haute résolution basée sur un double échantillonnage (figure 2) :

- un échantillonnage systématique pour décrire l'organisation générale des sols à l'échelle du paysage. Il a été mené sur la totalité du secteur d'étude selon une grille triangulaire de 25 m de côté, soit 146 sondages à la tarière creusés jusqu'à l'arène. Chacun des sondages a fait l'objet d'une description pédologique détaillée et les

horizons identifiés ont été référencés en utilisant la nomenclature du référentiel pédologique (Baize et Girard, 1995) ;

- un échantillonnage selon des transects pour décrire l'organisation des horizons organo-minéraux et la variabilité à courte distance au voisinage des talus. Trente-six transects sécants aux structures bocagères ont été définis pour caractériser l'organisation des sols dans différentes situations topo-paysagères. Au terme de cet échantillonnage, 232 sondages ont été creusés à la tarière à distances fixes à l'aval (-2, -5 et -10 m) et à l'amont (0, 2, 5, 10 et 20 m) du talus. Les descriptions pédologiques suivent la même procédure que celle adoptée lors de l'échantillonnage systématique.

II.2.2. Les teneurs en carbone et azote organique total

Les échantillons de sol ont été prélevés sur les sondages qui ont servi aux descriptions pédologiques. Ces sondages ont été échantillonnés selon deux stratégies (figure 2) :

- 39 sondages dits « sondages de référence » ont été sélectionnés de façon aléatoire au sein de situations topo-paysagères prédéfinies, à savoir : plateau, versant, amont de talus, talus et aval de talus. Chacun de ces sondages a été échantillonné de manière systématique aux profondeurs suivantes : 0-5, 10-15, 20-25, 30-35, 40-45 et 50-55 cm. Au delà de 55 cm, un échantillon composite a été prélevé pour chaque horizon, distingué sur la base de critères morphologiques (couleur, texture, charges en cailloux), jusqu'à l'arène : ce composite est obtenu par mélange des prélèvements d'un même horizon.

Une résolution verticale aussi fine ne pouvait être assurée pour des raisons de coût analytique sur l'ensemble des sondages envisagés sur le site d'étude. Une étude préalable à une nouvelle campagne de terrain a donc tenté d'identifier des profondeurs optimales de prélèvements, le choix ayant été effectué au préalable d'analyser trois profondeurs par sondage. Pour ce faire, les profils verticaux des teneurs de carbone ont été construits pour chacun de ces 39 sondages. Une analyse itérative a été menée sur ces profils pour identifier 3 profondeurs permettant au mieux d'estimer la décroissance des teneurs en carbone entre 0 et 55 cm : l'ensemble des 120 arrangements possibles de 3 profondeurs parmi les 6 disponibles a été testé successivement, en estimant par interpolation linéaire les teneurs en carbone aux profondeurs non prises en compte ; la moyenne quadratique des erreurs d'estimation a été calculée pour chaque arrangement. Au terme de cette analyse dont les résultats ne sont pas détaillés, l'arrangement retenu (R.E.Q.M. de 0,22%) est composé des trois profondeurs suivantes (figure 3) : i) la profondeur 0-5 cm pour laquelle les teneurs sont toujours maximales, ii) la profondeur 10-15 cm à laquelle les teneurs chutent brutalement. C'est d'ailleurs entre 0-5 et 10-15 cm de profondeur qu'existe la plus grande variabilité entre deux

profondeurs successives, et iii) la profondeur 40-45 cm qui permet un bon ajustement des courbes de régression en profondeur.

- 339 sondages supplémentaires ont été prélevés aux trois profondeurs précédemment identifiées : 0-5, 10-15 et 40-45 cm.

L'ensemble des échantillons prélevés a été séché à l'étuve (48 heures à 40°C), tamisé si nécessaire à 2 mm, puis broyé à l'aide d'un broyeur. Cette action permet la réduction de la granulométrie moyenne de l'échantillon et son homogénéisation. Cette étape est indispensable à une bonne répétitivité de la mesure de teneur en carbone (C.V. < 1%), compte tenu des masses faibles analysées, comprises entre 40 et 70 mg de sol par analyse.

A l'issue de cette préparation, les teneurs en carbone organique total et en azote total ont été déterminées par combustion sèche sur un analyseur par pyrolyse conformément aux normes internationales ISO 13878:1998 et ISO 10694:1995 (AFNOR, 1999). Ce type d'analyseur permet une détermination conjointe des teneurs en carbone et en azote. Les résultats ont ensuite été corrigés de l'humidité résiduelle (séchage pendant 4 heures à 105°C). Les teneurs sont exprimées en pourcentage de la masse sèche.

II.2.3. Les masses volumiques

La masse volumique des horizons du sol a été mesurée en 73 sites jusqu'à une profondeur maximale de 90 cm, par prélèvements d'échantillons non remaniés de forme cylindrique : les niveaux 0-5 cm et 5-15 cm ont été séparés pour tenir compte des variations rapides de masse volumique en surface. Les sites de mesure ont été sélectionnés sur le domaine d'étude selon la procédure suivante :

- choix aléatoire de 23 sites parmi les 146 points de la grille systématique d'échantillonnage (103 échantillons) ;
- choix aléatoire de 22 sites parmi les 232 points de prélèvement de l'échantillonnage par transects (111 échantillons) ;
- prélèvement de cylindres sur 28 sites de description des fosses pédologiques (332 échantillons).

Les masses volumiques sèches ont ainsi été calculées pour un ensemble de 546 échantillons, après séchage à l'étuve (56 heures à 105°C).

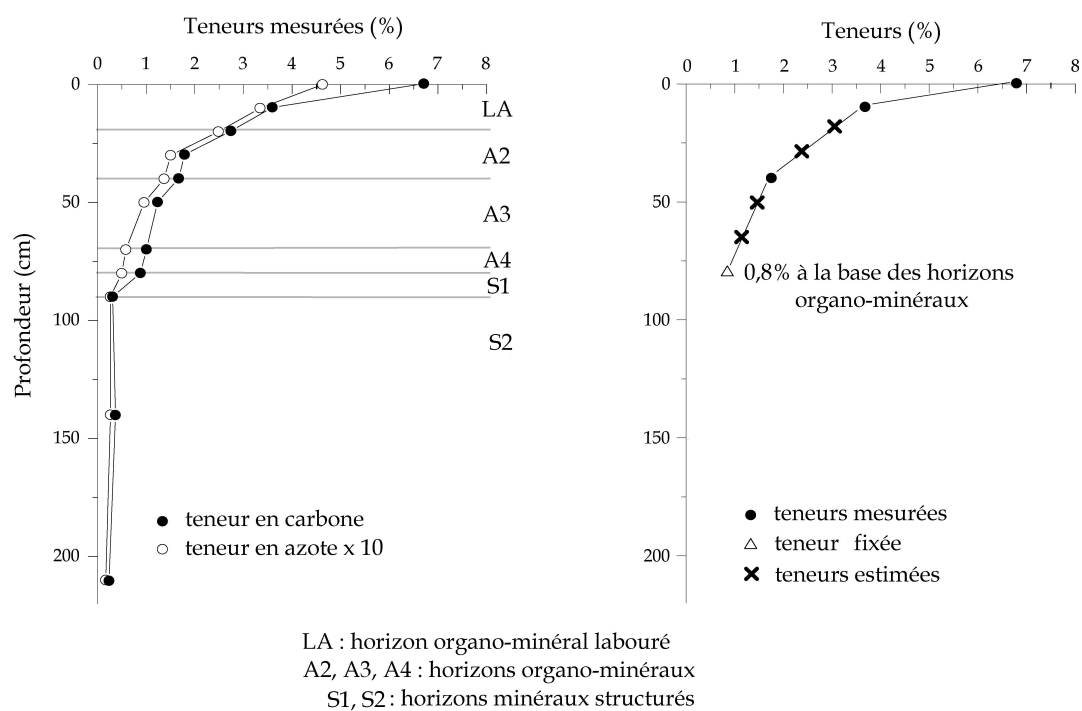


Figure 3. Illustration du mode d'estimation des profils de teneurs en carbone : (profil de gauche) exemple de profil de référence avec 11 niveaux analysés entre 0 et 220 cm ; (profil de droite) reconstitution du profil de carbone par interpolation linéaire à partir de l'analyse de 3 niveaux (0-5cm, 10-15cm, 40-45 cm) et une valeur fixée à 0,8% de carbone à la base des horizons A.

II.3. Constitution d'une base de données estimées

Les stocks de carbone (SC) ont été calculés pour chacun des 378 sondages échantillonnés (sondages de référence et sondages supplémentaires) dans la limite des horizons organo-minéraux par incrément de 5 cm. Ce mode de calcul a nécessité l'estimation des teneurs en carbone et des masses volumiques pour chaque incrément.

II.3.1. Reconstitution par interpolation des profils verticaux de teneur en carbone

Les profils verticaux de teneur en carbone ont été établis selon la procédure illustrée par la figure 3 : à partir des teneurs mesurées, les teneurs aux profondeurs intermédiaires sont estimées par interpolation linéaire point à point jusqu'à la limite inférieure des horizons A en intégrant une teneur de référence de 0,8% pour cette limite : cette profondeur a été mesurée sur le terrain à partir de l'observation morphologique. La teneur de 0,8% de carbone organique correspond à la moyenne des mesures effectuées à ce niveau sur les 39 sondages de référence.

Les erreurs d'estimations calculées pour 201 teneurs n'ayant pas servi à la reconstruction des profils sont de 0,006% de carbone pour l'erreur moyenne et de 0,63% de carbone pour la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne.

II.3.2. Estimation des profils verticaux de masse volumique des sols

Pour estimer la masse volumique des horizons en fonction de la profondeur pour tous les sites, nous avons comparé trois modèles d'estimation :

- le modèle de Belkacem *et al.* (1998) : construit par régression multiple, il a été établi pour évaluer la masse volumique des sols forestiers à partir des teneurs en carbone, du taux de sable et du taux d'éléments grossiers. Nous avons simplifié ce modèle en négligeant l'influence du taux de sable, peu variable sur le site d'étude, et celui des éléments grossiers, quasi-absents. Les paramètres de ce modèle ont été réajustés par une minimisation des moindres carrés en tenant compte de 98 échantillons pour lesquels des mesures conjointes de la masse volumique et de la teneur en carbone sont disponibles. Ce réajustement est assorti d'une erreur moyenne de 0,013 g.cm⁻³ et d'une racine carrée de l'erreur quadratique moyenne de 0,17 g.cm⁻³ sur les estimations. La masse volumique ρ est ainsi estimée à toute profondeur z par :

$$\rho(z) = \exp(0.417 - 0.166 \times (C^*(z))^{1/2}) \quad (1)$$

où :

$\rho(z)$ est la masse volumique en g.cm⁻³ ;

$C^*(z)$ est la teneur (%) en carbone organique du sol estimée à la profondeur z ;

- deux modèles d'interpolation polynomiale d'ordre 1 (équation 2) et 3 (équation 3) en fonction de la profondeur. Ces modèles ont été ajustés sur l'ensemble des 546 mesures de masse volumique :

$$\rho(z) = 2,4 \cdot 10^3 \times z + 1,121338 \quad (2)$$

$$\rho(z) = 4,2 \cdot 10^{-7} \times z^3 - 1,03 \cdot 10^{-4} \times z^2 + 7,2 \cdot 10^{-3} \times z + 1,087 \quad (3)$$

Avec :

ρ : la masse volumique (g. cm⁻³) ;

z : la profondeur d'estimation en cm.

II.4. L'estimation spatiale des stocks de carbone à l'échelle des sites d'étude

II.4.1. Les stocks ponctuels

Les stocks de carbone dans le sol ont été estimés en tout point par sommation verticale dans la limite des horizons organo-minéraux :

$$SC(z) = \sum_{i=1}^k \rho_i \times C_i \times h_i \quad (4)$$

où :

$SC(z)$ est le stock total de carbone en kg.m⁻² jusqu'à la profondeur z ;

k est le nombre de tranches de sol considérées ;

ρ_i est la masse volumique estimée de la couche i (g.cm⁻³) ;

C_i est la teneur en carbone estimée de la couche i (%) ;

h_i est l'épaisseur de la couche i (cm).

II.4.2. La méthode de spatialisation

Les stocks ponctuels ont été spatialisés à l'échelle du paysage par des méthodes d'interpolation géostatistiques. Héritées de la théorie des variables régionalisées développée par Matheron (1963, 1965), ces méthodes mettent à profit la connaissance d'une propriété z de sol en un nombre N de sites géoréférencés x , et utilisent les variogrammes pour analyser la structure spatiale de cette propriété. La technique d'estimation spatiale que nous avons choisie est celle du krigeage ordinaire. Cette méthode donne une estimation $\hat{z}(x_0)$ de la valeur d'une propriété z au point x_0 , à partir des N points x_i où la valeur de cette propriété est connue et notée $z(x_i)$. Cette

estimation (équation 5) est la somme pondérée des valeurs de la propriété des points i de poids λ_i .

$$\hat{z}(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i z(x_i) \quad (5)$$

Sous l'hypothèse intrinsèque, les poids λ_i peuvent être déduits de l'ajustement du variogramme expérimental, en imposant deux contraintes d'optimalité :

$$E[\hat{z}(x_0) - z(x_0)] = 0 \quad (6)$$

$$\text{var}[\hat{z}(x_0)] = E[\{\hat{z}(x_0) - z(x_0)\}^2] \quad (7)$$

Les variogrammes moyens ont été établis sur le logiciel VarioWin®. La spatialisation a été effectuée sur le logiciel ArcGis 8.3® et son extension Geostatistical Analyst®. La qualité des estimations a été testée par une procédure de validation croisée dont les résultats sont exprimés par l'erreur moyenne (E.M.) et la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (R.E.Q.M.). De plus chaque carte d'estimation est accompagnée de sa carte des erreurs standards.

$$E.M. = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\hat{z}(x_0) - z(x_0)] \quad (8)$$

$$R.E.Q.M. = \sqrt{\left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\hat{z}(x_0) - z(x_0)]^2 \right]} \quad (9)$$

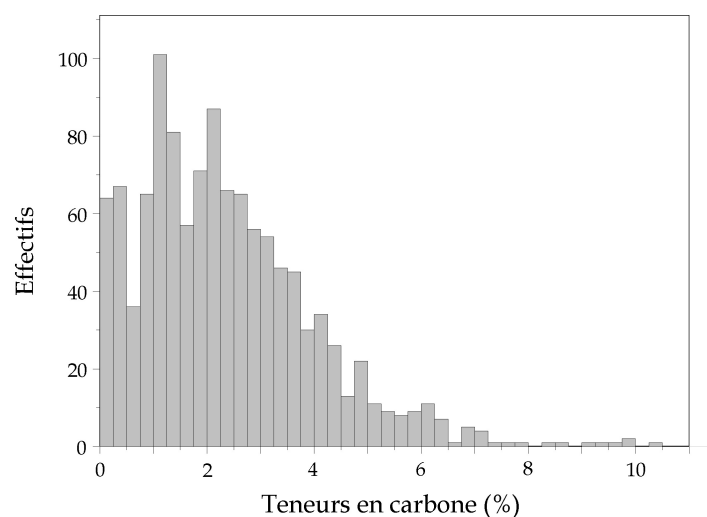


Figure 4. Distribution des 1162 teneurs en carbone mesurées. Test de normalité de Shapiro-Wilk rejeté ($p < 0,001$).

Tableau 1. Statistiques descriptives des teneurs en carbone en fonction de la profondeur.

Profondeur (cm) :	Teneurs en carbone mesuré (%)								
	toutes	0-5	10-15	20-25	30-35	40-45	50-55	60-100	>100
Minimum :	0,1	1,6	1,3	1,0	0,7	0,2	0,2	0,1	0,1
Maximum :	10,3	10,3	9,9	4,1	2,8	3,2	6,1	5,7	2,6
Moyenne :	2,4	4,0	2,8	2,2	1,6	1,2	1,0	0,9	0,5
Ecart-type :	1,6	1,5	1,0	0,7	0,4	0,5	0,7	0,9	0,6
1 ^{er} quartile :	1,1	3,0	2,1	1,8	1,3	1,0	0,5	0,2	0,1
Médiane :	2,1	3,7	2,6	2,0	1,5	1,1	1,0	0,6	0,2
3 ^{ème} quartile :	3,3	4,8	3,3	2,3	1,7	1,4	1,4	1,3	0,9
Effectif :	1162	313	315	34	38	137	214	50	61

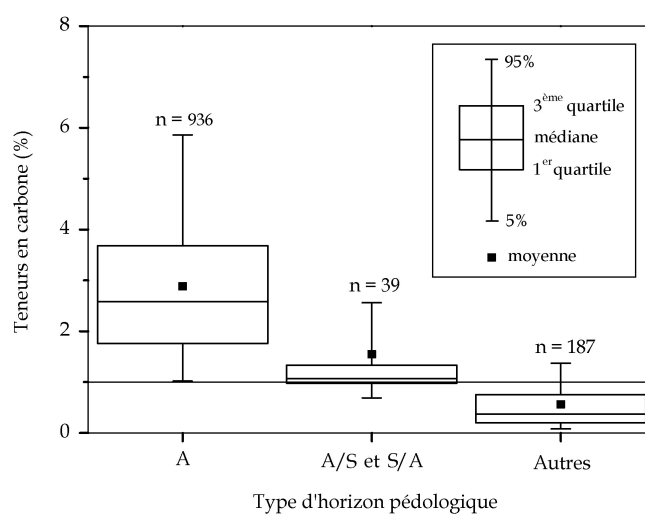


Figure 5. Statistiques des teneurs en carbone pour différentes classes d'horizons pédologiques. Tests de normalité de Shapiro-Wilk rejetés ($p < 0,001$) ; tests de comparaison de Wilcoxon rejetés ($p < 0,001$).

III. RÉSULTATS

III.1. Teneurs en carbone

III.1.1. Les teneurs mesurées

La distribution des teneurs en carbone organique total du sol des 1162 échantillons collectés sur le site d'étude est présentée sur la figure 4. Les valeurs s'étalent de 0,1% de carbone pour la valeur minimale à 10,3% de carbone pour la valeur maximale ; ces valeurs sont observées respectivement à plus de 60 cm de profondeur et dans les cinq premiers centimètres de sol (tableau 1). La distribution est caractérisée par une répartition dissymétrique des teneurs autour d'une médiane à 2,1% de carbone pour un inter-quartile de 2,2%.

III.1.2. Distribution des teneurs avec la profondeur

Les statistiques catégorisées par classes de profondeur montrent une décroissance des moyennes de 4,0% à 0,5% avec la profondeur (tableau 1). Cette diminution est associée à une décroissance des écart-types jusqu'à 40-45 cm de profondeur, puis à nouveau leur accroissement pour les profondeurs supérieures à 50 cm. Les statistiques non paramétriques indiquent la même évolution que celle de la moyenne et de l'écart type, avec une valeur de la médiane qui décroît avec la profondeur de 3,7% à 0,2% de carbone, et un inter-quartile décroissant de 1,8% à 0,4% de carbone jusqu'à 40-45 cm de profondeur.

III.1.3. Caractérisation des teneurs pour différents types d'horizons pédologiques

Les échantillons de sol proviennent de différents types d'horizons pédologiques. La figure 5 présente la répartition des valeurs de carbone de ces échantillons pour trois types d'horizons identifiés sur le terrain selon la terminologie française (Baize et Girard, 1995) : la classe des horizons organo-minéraux de type A (n = 936), la classe des horizons minéraux de type S (n = 187) et la classe intermédiaire A/S des horizons reconnus de transition. Les teneurs moyennes sont significativement différentes et décroissent de 2,9 à 0,6% entre les horizons A et S. Cette évolution est la même pour la médiane qui décroît de 2,6 à 0,4% avec une valeur de 1,1% de carbone pour les horizons A/S. Par ailleurs, la dispersion des valeurs est beaucoup plus élevée au sein des horizons A (inter-quartile de 2,1%) que dans les horizons A/S et S (inter-quartiles respectivement de 0,4 et 0,1%).

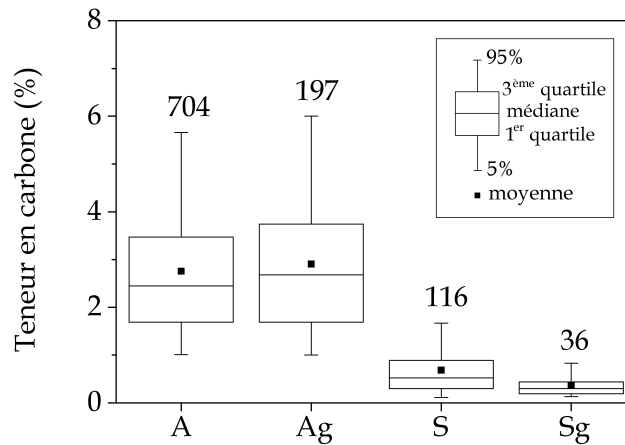


Figure 6. Statistiques des teneurs en carbone mesuré classées selon le caractère hydromorphe (noté -g) de l'horizon de prélèvement : horizon organo-minéral (A) ou minéral structuré (S). Tests appliqués aux horizons A et Ag : test de normalité de Shapiro-Wilk rejeté ($p < 0,001$) ; test de comparaison de Wilcoxon accepté ($p > 0,05$).

Tableau 2. Corrélations entre les teneurs en carbone à différentes profondeurs et les paramètres pédologiques et paysagers.

Profondeur (cm) :	Teneurs en carbone mesuré (%)		
	0-5	10-15	40-55
Epaisseur organo-minérale (m) :	n.s.	0,26	0,64
Epaisseur de sol (m) :	-0,26	n.s.	0,14
Pente (%) :	n.s.	n.s.	n.s.
Convexité verticale (m^{-1}) :	n.s.	n.s.	n.s.
Aire de drainage amont (m^2) :	n.s.	n.s.	n.s.
Distance aux talus 2004 (m) :	0,17	n.s.	0,15
Distance aux talus 1833 (m) :	-0,15	-0,12	n.s.
Distance PGP aval (m) :	n.s.	-0,15	-0,11
Distance PGP amont (m) :	n.s.	-0,11	-0,12

n.s. valeur non significativement différente de 0

Les statistiques catégorisées de la figure 6 illustrent la répartition des teneurs en carbone des horizons A et S classés selon leur caractère hydromorphe noté g. Ce caractère a été déterminé sur le terrain par la présence de taches d'hydromorphie dans la matrice de sol. Les teneurs moyennes observées sont nettement supérieures pour les horizons A en comparaison à celles des horizons S. Dans le cas des horizons A (n = 704) et Ag (n = 197), les teneurs moyennes observées ne sont pas significativement différentes selon le test de Wilcoxon accepté au seuil $p > 0,001$, bien que la moyenne des teneurs pour la classe Ag soit supérieure à celle de la classe A ($p = 0,86$) selon l'hypothèse alternative du même test. La classe Ag, avec un écart-type de 1,6% et une valeur médiane de 2,7% de carbone, présente une variabilité plus importante que la classe A pour laquelle les valeurs sont respectivement de 1,5 et 2,2% de carbone.

III.2. Répartition spatiale des teneurs en carbone organique

III.2.1. Corrélations entre teneurs et paramètres

Les corrélations entre les teneurs en carbone et plusieurs paramètres pédologiques et paysagers ont été étudiées pour différentes profondeurs (tableau 2). Les paramètres choisis sont les suivants :

- l'épaisseur des horizons A et l'épaisseur totale de sol jusqu'à l'arène granitique ;
- la pente, la convexité verticale et l'aire de drainage amont calculées à partir du modèle numérique d'altitude (M.N.A.) ;
- les distances géographiques les plus proches entre les sondages et les talus actuels (2005) et anciens (1833) ;
- les distances de plus grande pente (PGP) entre les sondages et les talus en position aval et amont.

Les coefficients de corrélation sont pour la plupart non significativement différents de 0,0. Pour les deux niveaux de surface (0-5 et 10-15 cm), aucun coefficient absolu n'est supérieur à 0,30. Le seul coefficient d'intérêt (0,64) est celui calculé avec l'épaisseur des horizons A pour la profondeur 40-55 cm. Toutes profondeurs confondues, les teneurs ne sont pas corrélées aux paramètres topographiques de pente, de convexité verticale ou l'aire de drainage amont. La seule évolution notable (tableau 2) est celle d'une augmentation des coefficients de corrélation entre les teneurs en carbone mesuré et l'épaisseur des horizons A pour des profondeurs de prélèvement croissantes.

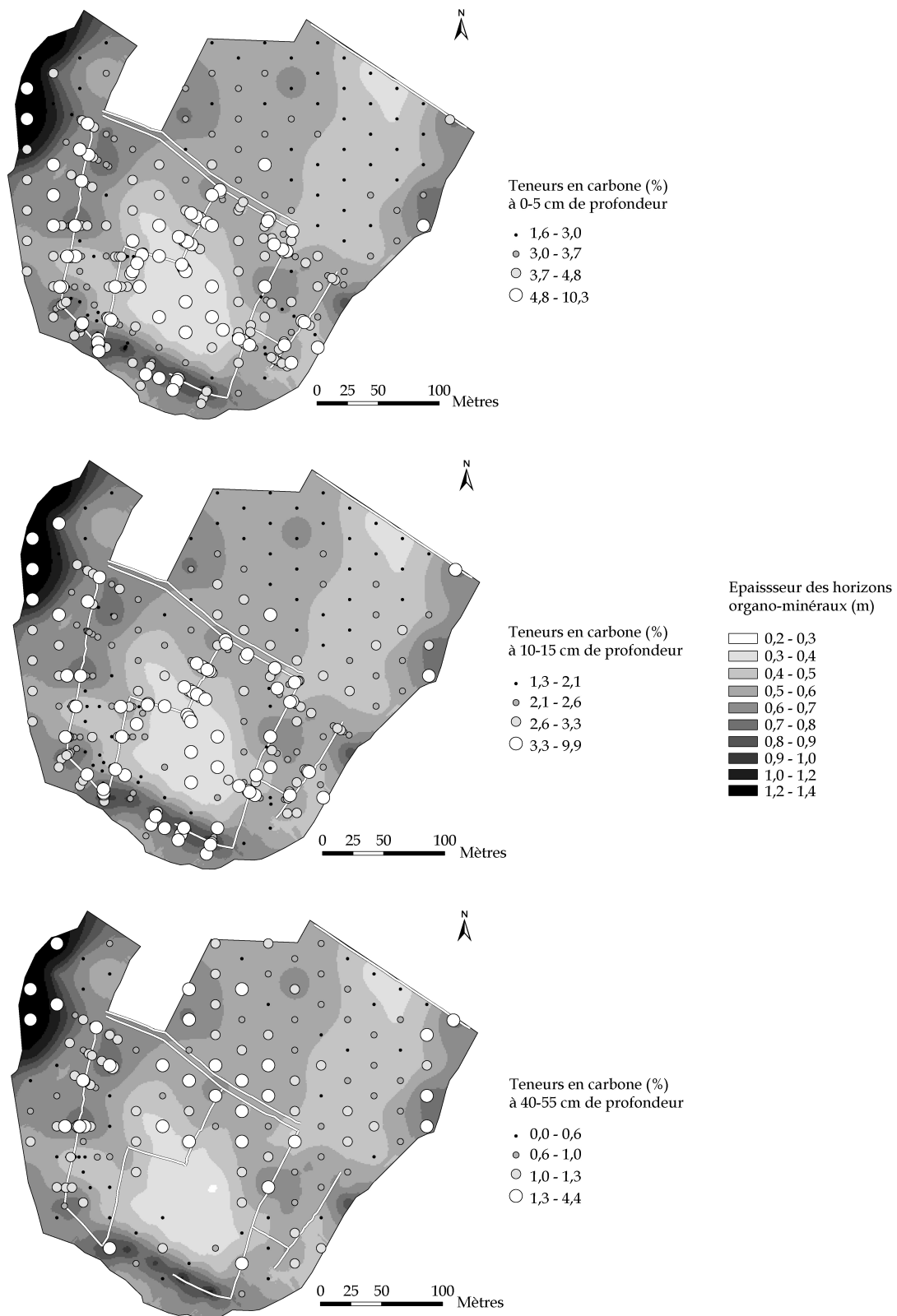


Figure 7. Représentation conjointe des teneurs en carbone à différentes profondeurs, de l'épaisseur des horizons organo-minéraux et de la position des haies. Les teneurs mesurées en 378 sondages sont symbolisées par calage sur les paramètres statistiques (min-max, quartiles, médiane) estimés par profondeur (tableau 2).

III.2.2. Cartes des teneurs par profondeur

Les teneurs ponctuelles de carbone pour différentes profondeurs de sol ont été localisées sur le site d'étude (figure 7). Pour la profondeur 0-5 cm, les teneurs minimales (< 3%) sont essentiellement localisées au nord-est du site d'étude en position de plateau. Les teneurs les plus fortes, supérieures à 4,8% de carbone, sont observées dans 4 types de situation : (i) dans le talus proprement dit, (ii) à proximité des talus (<15 m) ; (iii) à plus de 20 m d'un talus actuel dans des situations de sols très peu épais (<40 cm) ; (iv) en position de fonds de vallée présentant des sols très hydromorphes au nord-ouest de la zone. Au niveau 10-15 cm, une diminution générale des teneurs et de la variabilité est observée avec un inter-quartile qui passe de 1,8 à 1,2% de carbone. Néanmoins, la répartition spatiale des teneurs relatives reste similaire à celle de la surface (0-5 cm). Des changements s'opèrent au niveau 40-55 cm : les teneurs deviennent relativement plus variables sur la position de plateau, les teneurs au sud du secteur d'étude semblent chuter plus rapidement que celles de la moitié nord, et les talus ne sont plus systématiquement associés à de fortes teneurs. C'est aussi à cette profondeur que disparaissent les horizons A dans un nombre important de sondages.

III.2.3. Caractérisation des teneurs à l'approche des structures bocagères

L'effet des structures paysagères sur la distribution des teneurs en carbone a été abordé par comparaison des teneurs pour différentes profondeurs de prélèvements classées en fonction de leur éloignement géographique aux structures (tableau 3). La classe 10-20 m représente la classe la plus distante. Compte tenu de la faible surface des parcelles étudiées, cette analyse n'a pas porté sur les teneurs au-delà de 20 m pour éviter un effet multipolaire engendré par des structures géographiquement proches.

Tableau 3. Statistiques descriptives des teneurs en carbone pour trois profondeurs de prélèvements, classées en fonction de la distance géographique au talus.

Profondeur (cm)	Teneurs en carbone mesuré (%)								
	0-5			10-15			40-55		
Classe de distance (m) :	0-5	5-10	10-20 ^b	0-5 ^a	5-10	10-20 ^b	0-5 ^a	5-10 ^a	10-20 ^a
Minimum :	1,7	1,6	2,1	1,3	1,5	1,7	0,4	0,4	0,8
Maximum:	10,3	7,5	5,9	6,3	4,9	6,1	3,3	2,1	2,2
Moyenne :	4,4	3,8	3,6	3,0	2,6	2,6	1,5	1,1	1,2
Ecart-type:	1,5	1,1	0,9	1,0	0,8	0,8	0,5	0,3	0,3
1 ^{er} quartile :	3,5	3,1	3,0	2,3	2,0	2,1	1,1	1,0	1,0
Médiane :	4,1	3,8	3,3	2,8	2,4	2,4	1,4	1,1	1,2
3 ^{ème} quartile:	5,1	4,4	4,2	3,6	3,0	2,9	1,7	1,2	1,4
Effectif:	174	51	46	154	46	44	95	22	26

^a test de Wilcoxon entre 2 classes de distance voisines rejeté ($p < 0,05$)

^b test de Wilcoxon entre 2 classes de distance extrêmes rejeté ($p < 0,05$)

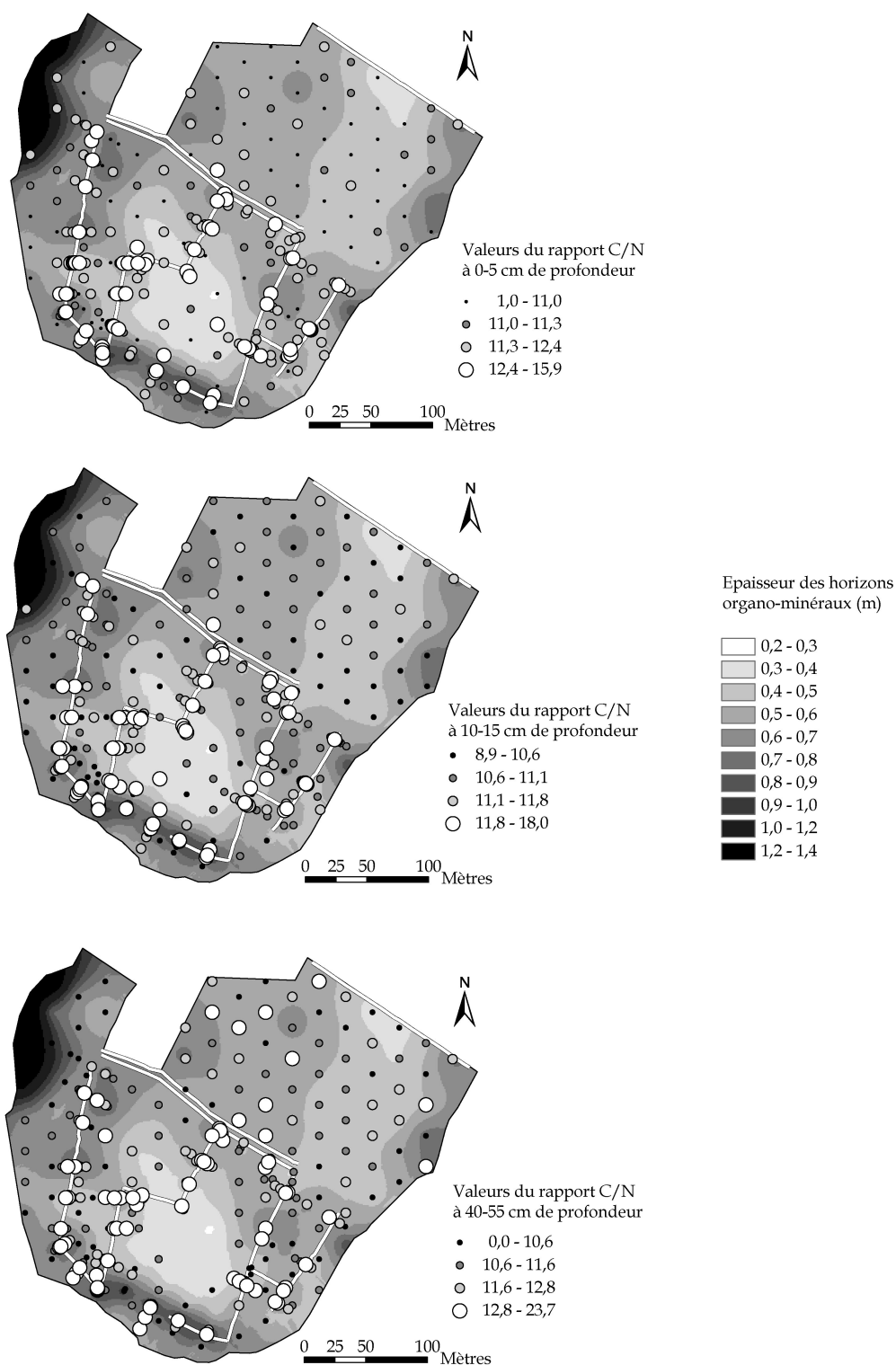


Figure 8. Représentation conjointe des valeurs du rapport C/N à différentes profondeurs, de l'épaisseur des horizons organo-minéraux et de la position des haies. Les teneurs mesurées en 378 sondages sont symbolisées par calage sur les paramètres statistiques (min-max, quartiles, médiane).

En surface (0-5 cm), les teneurs moyennes en carbone diminuent de 4,4 à 3,6% avec l'éloignement aux structures bocagères. Toutefois, les moyennes ne sont pas significativement différentes entre les deux premières classes de distance (0-5 et 10-15 cm) en raison d'une forte variabilité des teneurs à proximité immédiate des haies ; seules les classes extrêmes (0-5 m et 10-20 m) le sont. La situation est différente pour la profondeur 10-15 cm ; bien que les valeurs moyennes et la variabilité diminuent comme c'est le cas en surface, ici la teneur moyenne dans la bande des 5 m au talus (3,0%) est significativement supérieure à celles des autres classes de distance (2,6%). À la profondeur la plus élevée (40-45 cm), la diminution des teneurs moyennes n'est observée qu'entre les deux premières classes de distance.

III.3. Le rapport C/N

Le rapport des teneurs en carbone organique et en azote total (C/N) est interprété comme un indicateur de qualité des matières organiques du sol. Baize (2000) rapporte qu'en sols agricoles, ce rapport dans les horizons de surface labourés est de l'ordre de 9 lorsque l'humification est bonne, et qu'il évolue pour des horizons profonds à moins de 12, sauf pour les horizons podzoliques où il est constamment compris entre 25 et 45. Le rapport a été calculé pour les échantillons prélevés aux trois profondeurs : 0-5, 10-15 et 40-55 cm. Les cartes de la figure 8 illustrent la répartition spatiale du rapport. En surface (0-5 cm), nous observons une nette frontière entre la zone de plateau au nord-est et le reste du secteur d'étude à forte densité de haies. Le rapport C/N dans le domaine de plateau apparaît plus faible et moins variable (moyenne = 10,9 ; écart-type = 0,62), que dans la zone bocagère (moyenne = 11,9 ; écart-type = 1,36). Au sein de celle-ci, le C/N croît à proximité de la haie avec un rapport moyen de 12,6 dans la bande des 5 m.

À la profondeur 10-15 cm, le contraste entre le plateau et le reste du site semble s'estomper. Cet effet est renforcé par la diminution du rapport médian global pour cette profondeur à 11,1. Les fortes valeurs restent toujours localisées à proximité des haies, seules les zones ayant les plus faibles rapports ont changé et se localisent maintenant à proximité des zones de bas fonds en limite du secteur d'étude.

En profondeur (40-55 cm), la répartition des valeurs semble moins conditionnée par le réseau bocager, même la zone à forte valeur du rapport se situe au centre du secteur d'étude de part et d'autre des haies. La distribution du rapport dans les zones de bas fonds est très contrastée car ce sont ces régions qui regroupent à la fois les plus forts rapports au sud, et aussi les plus faibles en limite de secteur. Le rapport élevé au sud peut s'expliquer par la proximité géographique des talus boisés dans ce secteur.

Tableau 4. Comparaison des erreurs d'estimation de la masse volumique, selon trois méthodes tenant compte la teneur en carbone (Belkacem ajusté) ou de la profondeur (modèles polynomial d'ordre 3 et modèle linéaire).

Profondeur (cm)	Modèle Belkacem ajusté			Modèle polynomial			Modèle linéaire		
	Effectif	E.M.*	R.E.Q.M*	Effectif	E.M.*	R.E.Q.M*	Effectif	E.M.*	R.E.Q.M*
0-10	58	0,08	0,23	67	0,06	0,24	67	0,05	0,24
10-30	32	-0,02	0,26	35	-0,01	0,25	35	0,01	0,25
30-50	55	0,00	0,18	59	0,03	0,23	59	0,05	0,23
50-80	20	-0,08	0,23	22	0,02	0,26	22	-0,03	0,26
80-150	2	-0,14	0,23	2	-0,08	0,19	2	-0,21	0,27

* en g.cm⁻³

E.M. : erreur moyenne

R.E.Q.M. : racine carré de l'erreur quadratique moyenne

Tableau 5. Statistiques descriptives des stocks en carbone totaux par sondage, obtenus selon différents modèles d'estimation des masses volumiques.

Modèle :	Stocks de carbone (kg.m ⁻²)		
	Belkacem*	polynômial *	linéaire *
Minimum :	3,9	4,2	4,3
Maximum :	71,3	87,3	89,0
Moyenne :	15,5	15,9	15,9
Ecart-type :	7,7	8,6	8,9
1er quartile :	10,5	10,5	10,4
Médiane :	13,3	13,4	13,4
3ème quartile :	18,5	19,0	19,0
Effectif :	348	348	348

* test de normalité de Shapiro-Wilk rejeté (p < 0,001)

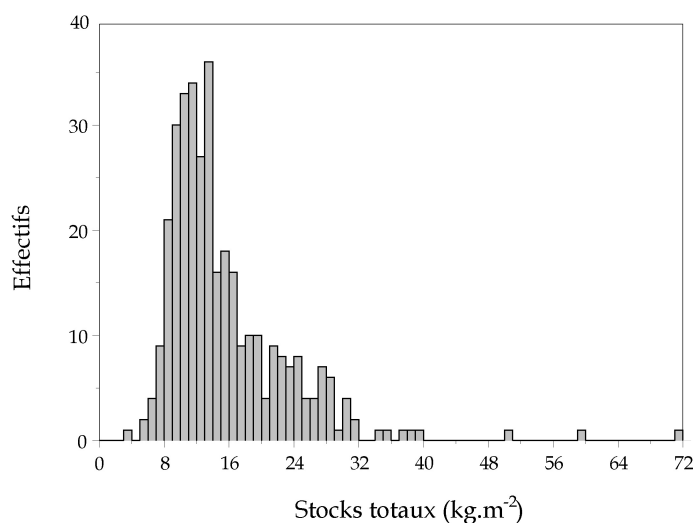


Figure 9. Distribution des stocks de carbone ponctuels totaux, calculés selon la méthode Belkacem.

III.4. Les stocks de carbone

Trois méthodes d'estimation des masses volumiques ont été comparées pour le calcul des stocks. Les erreurs d'estimation pour chacune d'entre elles sont regroupées dans le tableau 4, où elles sont catégorisées par classes de profondeur. Ces erreurs ont été calculées sur un jeu de données indépendant pour lesquels nous disposions conjointement des teneurs de carbone et des masses volumiques mesurées. Pour l'ensemble des modèles, les erreurs moyennes et quadratiques sont faibles et comparables dans les horizons supérieurs de sol (< 30 cm). Le modèle adapté de Belkacem *et al.* (1998) induit des erreurs minimales pour les niveaux 30-50 et 50-80 cm, là où les masses volumiques sont les plus élevées.

Les stocks de carbone (SC) calculés pour chaque sondage dans la limite des horizons organo-minéraux, à partir des trois méthodes sont reportés dans le tableau 5. Les stocks moyens varient de 15,5 à 15,9 kgC.m⁻² et ne sont pas significativement différents (test de Kruskal-Wallis à $p > 0,5$). Aucune différence n'est observée sur les coefficients de corrélation entre méthodes d'estimation qui sont tous supérieurs à 0,99. Le modèle Belkacem a été retenu dans la suite de cette étude. Bien que les stocks calculés ne soient pas significativement différents des autres, cette méthode présente les erreurs aux estimations les plus faibles. Par ailleurs, il a déjà été validé dans d'autres contextes (Belkacem *et al.*, 1998) et son utilisation apparaît conceptuellement plus satisfaisante que l'application de vecteurs « masses volumiques » identiques pour l'ensemble des sondages.

Les stocks de carbone varient de 3,9 à 71,3 kgC.m⁻² pour un stock moyen de 15,5 kgC.m⁻². Ces stocks sont très variables avec une valeur médiane de 13,3 kgC.m⁻² et un inter-quartile de 8,0 kgC.m⁻². Comme pour les teneurs en carbone, la distribution des stocks (figure 9) apparaît nettement dissymétrique avec des valeurs supérieures au dernier quartile éparses et très étalées.

Tableau 6. Répartition des stocks de carbone (SC) par sondage (méthode Belkacem) à différentes profondeurs. Les stocks sont calculés dans la limite des horizons A, les valeurs nulles sont attribuées aux horizons B.

Profondeur (cm) :	Stocks de carbone (kg.m ⁻³)					
	0-10	10-30	30-50	50-80	80-150	150-200
Minimum :	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Maximum :	8,9	19,3	15,4	14,3	15,3	1,5
Moyenne :	4,1	5,7	3,1	1,7	0,9	0,0
Moyenne ^A :	41,2	96,7	77,0	5,6	1,3	0,1
Ecart-type :	1,2	1,8	1,9	2,4	2,3	0,2
1 ^{er} quartile :	3,3	4,5	1,9	0,0	0,0	0,0
Médiane :	4,0	5,2	3,1	0,0	0,0	0,0
3 ^{ème} quartile :	4,7	6,4	4,1	3,3	0,0	0,0
Effectif :	348	348	348	348	348	348

^A en kg.m⁻³

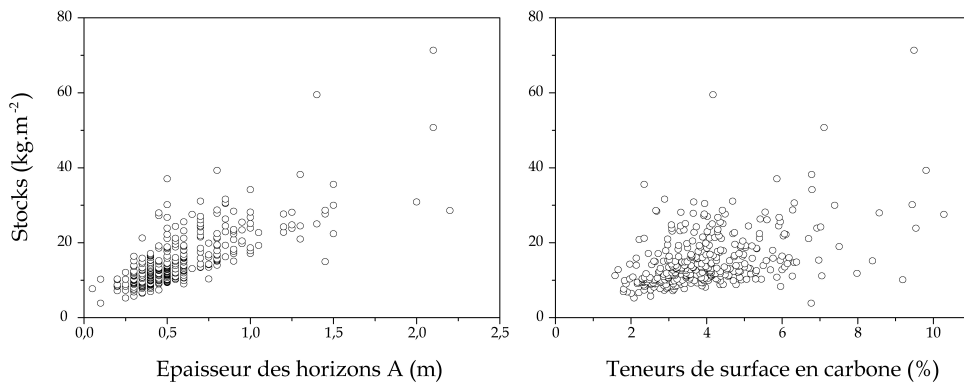


Figure 10. Corrélations entre les stocks en carbone (SC), l'épaisseur des horizons A et les teneurs de carbone en surface (n = 348).

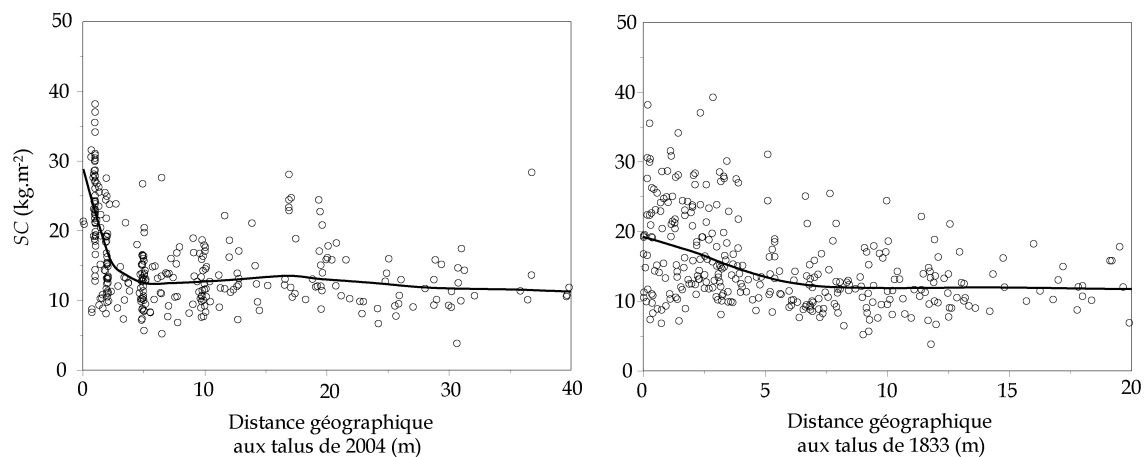


Figure 11. Corrélations entre les stocks en carbone par sondage et leurs distances géographiques aux talus actuels (2004) ou anciens (1833). Coefficients de corrélation : -0,10 pour la distance géographique aux talus de 2004, -0,27 pour la distance géographique aux talus de 1833. Les courbes sont des ajustements locaux calculés à chaque pas sur une fenêtre glissante de 30 valeurs.

III.4.1. Répartition des stocks avec la profondeur

Les stocks de carbone pour différents volumes de sol peuvent être très variables (tableau 6). Le stock le plus important, en moyenne de 5,7 kgC.m⁻², est observé pour la tranche 10-30 cm. Cette tranche de sol possède aussi la plus forte médiane à 5,2 kgC.m⁻². À partir de 30 cm, la tendance est à une diminution des stocks. Cette évolution avec la profondeur est associée à une augmentation de la dispersion des valeurs caractérisée par les écart-types qui augmentent de 1,8 kgC.m⁻² pour la tranche 10-30 cm à 2,3 kgC.m⁻² pour la tranche 80-150 cm. Cette augmentation de la variabilité des stocks avec la profondeur n'est pas aussi nette sur les inter-quartiles qui diminuent de 1,9 (10-30 cm) à 2,2 kgC.m⁻² (30-50 cm). Les stocks sont très faibles à partir de 50-80 cm avec des stocks médians nuls, et insignifiants pour la tranche la plus profonde (150-200 cm) avec un stock maximal observé de 1,5 kgC.m⁻². Ces observations sont toujours vraies si l'on compare les stocks à volume de sol égal : le stock moyen en surface est de 41,2 kgC.m⁻³, maximal à 10-30 cm (96,7 kgC.m⁻³) puis il décroît lentement à 77,0 kgC.m⁻³ pour la tranche 30-50 cm avant de chuter au-delà de 50 cm.

III.4.2. Corrélations entre les stocks totaux ponctuels et les paramètres pédologiques, topographiques et paysagers

Comme pour les teneurs en carbone, nous avons cherché à établir les corrélations entre les stocks de carbone et différents paramètres.

Les stocks de carbone (SC) sont corrélés positivement à l'épaisseur des horizons A et aux teneurs de surface (figure 10) avec néanmoins une forte dispersion des valeurs. Les stocks apparaissent mieux corrélés à l'épaisseur des horizons A, avec un coefficient de corrélation de 0,68, qu'avec les teneurs de surface.

La figure 11 présente les relations entre les stocks (SC) et les paramètres de distance géographique aux talus actuels ou passés. Les distances plus faibles, dans le cas du relevé parcellaire de 1833, s'expliquent par la plus grande densité de structures bocagères à l'époque. À l'approche des talus, la variabilité des stocks augmente. Mais malgré cette dispersion, dans les deux cas, les stocks moyens paraissent plus importants à proximité des structures.

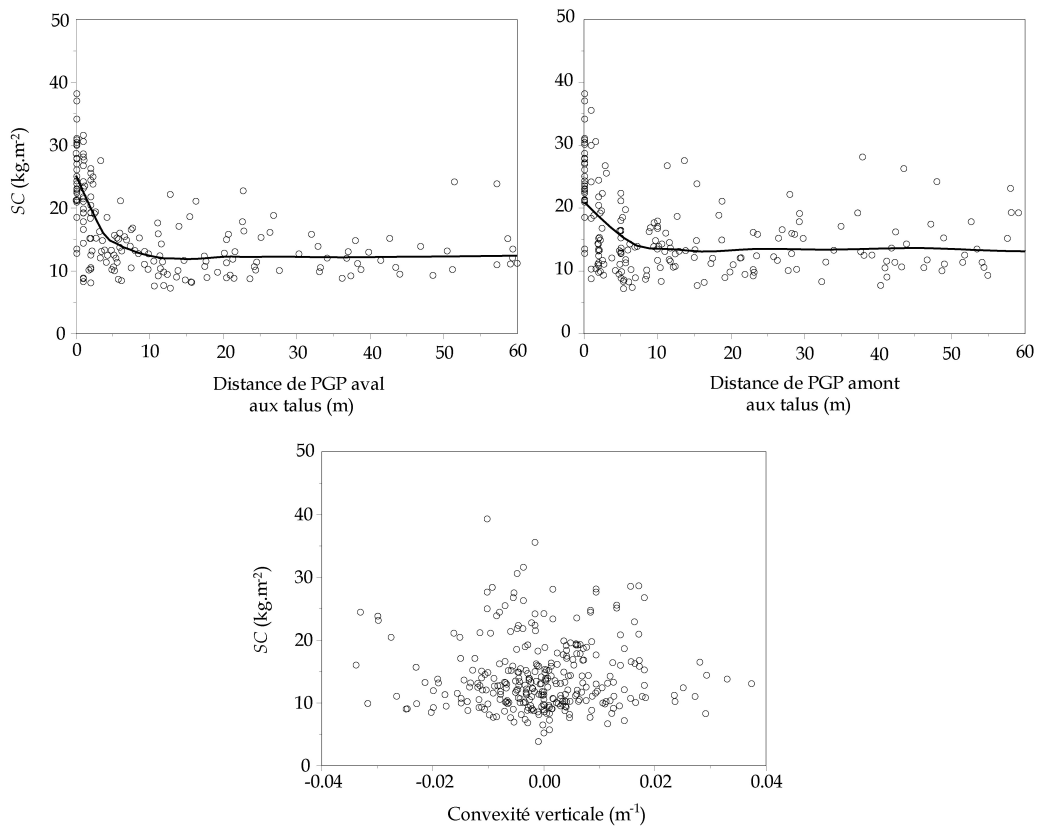


Figure 12. Corrélations entre les stocks totaux ponctuels, les distances de plus grande pente (PGP) aux talus actuels et la convexité verticale. Coefficients de corrélation : -0,35 pour la distance PGP aval, non significatifs pour la distance PGP amont et la convexité verticale. Les courbes sont des ajustements locaux calculés à chaque pas sur une fenêtre glissante de 30 valeurs.

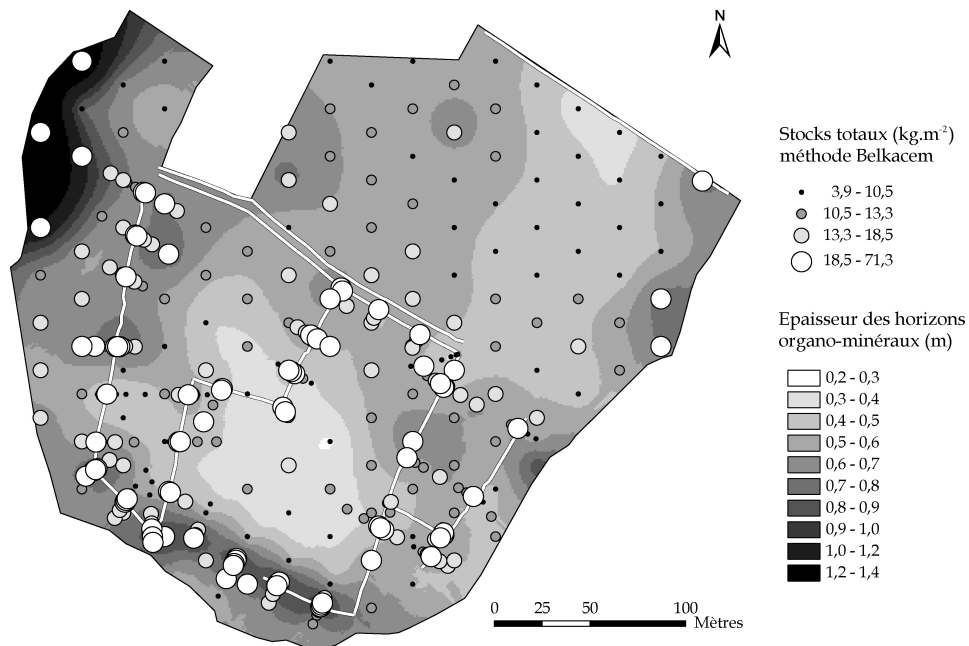


Figure 13. Représentation conjointe des stocks totaux en carbone par sondage, de l'épaisseur des horizons A et de la position des haies. Les bornes des classes de stock sont calées sur les paramètres de distribution du tableau 5.

Les stocks totaux ponctuels ne sont pas corrélés au paramètre topographique de convexité verticale (figure 12). Il n'est pas possible de discriminer des stocks plus ou moins importants pour des convexités verticales négatives (relief concave) ou positives (relief convexe). La relation aux paramètres de distance de plus grande pente ressemble beaucoup à celles observées avec les distances géographiques. Mais ici, la dispersion des stocks est moins importante avec la distance de plus grande pente aval. C'est à dire la distance de drainage entre les sondages et les talus situés en aval. Les courbes sur les graphiques sont des courbes de tendance des moyennes locales calculées sur une fenêtre de 30 valeurs. Elles croissent lentement à l'approche des structures, puis subit deux augmentations brutales : l'une à une dizaine de mètres et l'autre plus importante à 5 m des talus.

III.5. Spatialisation des stocks

III.5.1. Répartition des stocks totaux ponctuels

Avant leur spatialisation, les stocks ponctuels ont été positionnés sur la carte du site d'étude (figure 13). Les stocks les plus faibles, inférieurs au premier quartile d'une valeur de $10,5 \text{ kgC.m}^{-2}$ sont essentiellement localisés sur la zone de plateau au nord du secteur d'étude, et immédiatement à l'amont des positions avec des stocks maximaux. Ces stocks maximaux ou supérieurs au 3^{ème} quartile ($18,5 \text{ kgC.m}^{-2}$) sont principalement situés sur et à proximité des talus, et dans les bas fonds comme au nord-ouest sur une zone de forte épaisseur des horizons A.

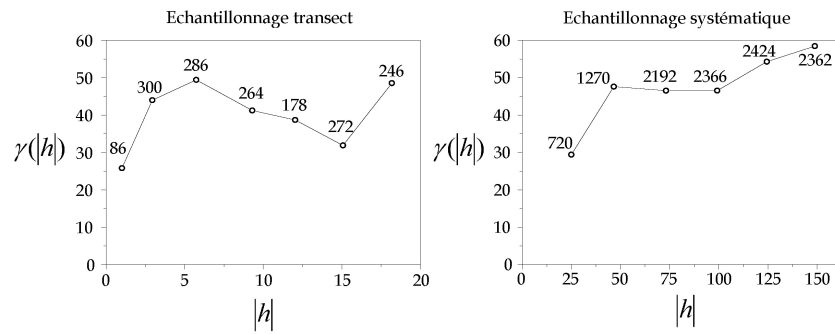


Figure 14. Variogrammes moyens des stocks de carbone établis à partir d'un échantillonnage par transects perpendiculaires aux haies (A) ou à partir d'une grille systématique de 25 m de côté sur l'ensemble du site d'étude. ($|h|$ en mètres, $\gamma(|h|)$ en kgC.m⁻²).



Figure 15. Carte des estimations des stocks totaux, obtenus par krigeage ordinaire et des erreurs standard sur ces estimations. Variogramme de type sphérique, pépité = 12,7 kgC.m⁻², portée = 50 m, palier = 47,6 kgC.m⁻² ; 20 voisins pris en compte.

III.5.2. Structure spatiale des stocks totaux ponctuels

Les variogrammes moyens des stocks ponctuels ont été établis séparément pour les sondages issus de l'échantillonnage systématique et de l'échantillonnage selon des transects (figure 14). Le premier variogramme, estimé à partir des sondages alignés à distances fixes des haies, a une pépité de l'ordre de 10 kgC.m⁻² et une faible portée d'environ 6 m. Le deuxième variogramme présente une structure différente avec une pépité plus faible d'environ 5 kgC.m⁻² et une portée de l'ordre de 60 m.

La comparaison de ces deux variogrammes confirme l'existence d'une variabilité à courte distance à proximité des haies, plus importante que celle observée à l'échelle du terrain d'étude dans son ensemble.

III.5.3. Cartographie des stocks totaux

Une première spatialisation des stocks a été menée à partir de l'ensemble des points de sondage, en considérant une structure spatiale unique sur l'ensemble du site d'étude. Les cartes d'estimations en figure 15 ont été obtenues par krigeage ordinaire (20 voisins) et un modèle d'ajustement global de type sphérique (pépité = 12,7 kgC.m⁻² ; palier = 47,6 kgC.m⁻² ; pas = 28,8 m ; portée = 50 m). La validation croisée donne une E.M. de 0,11 kgC.m⁻² et une R.E.Q.M. de 6,1 kgC.m⁻². L'estimation spatiale des stocks restitue les structures identifiées lors de l'analyse des stocks ponctuels, en lissant fortement la variabilité spatiale. Les stocks les plus importants sont observés au voisinage des structures bocagères (12 à 18 kgC.m⁻²) et dans les zones de bas-fonds (> 25 kgC.m⁻²) combinant une forte teneur et une épaisseur importante des horizons. Les stocks les plus faibles (< 10 kgC.m⁻²) sont observés dans toutes les situations de sols peu épais et de façon plus généralisée sur l'ensemble du plateau au nord.

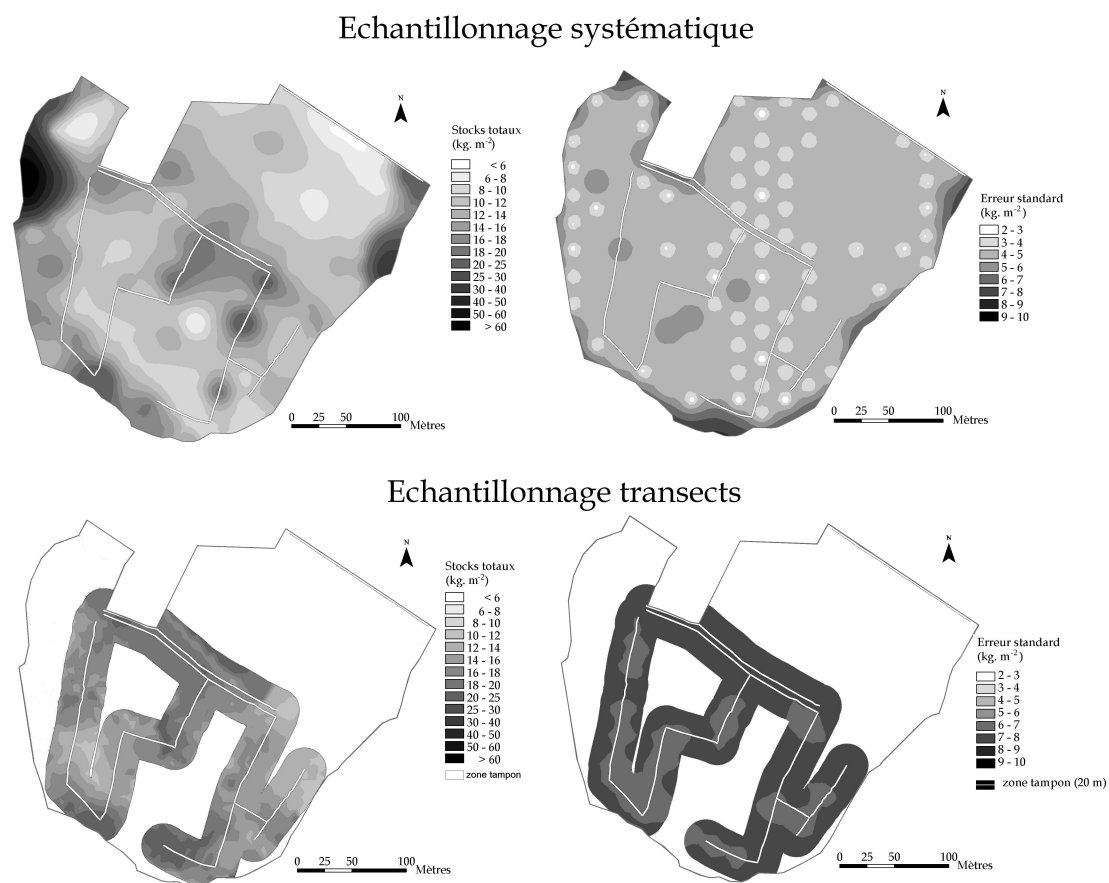


Figure 16. Cartes d'estimation des stocks totaux et des erreurs standards associées, obtenues par krigeage ordinaire. Systématique : variogramme de type sphérique, pépite = 8,9 kgC.m⁻², portée = 65 m, palier = 65,7 kgC.m⁻² ; 4x8 voisins pris en compte. Transect : variogramme de type sphérique, pépite = 40,7 kgC.m⁻², portée = 20 m, palier = 5,2 kgC.m⁻² ; 4x6 voisins pris en compte.

La cartographie précédente par krigeage ordinaire supposant un variogramme global ne tient pas compte des différences de structure spatiale observées à proximité des haies (figure. 14). Une seconde approche a de ce fait été développée sur la base de variogrammes disjoints selon le mode d'échantillonnage. La première carte présentée en figure 16 a été établie sur la base des sondages de l'échantillonnage systématique. La validation croisée sur les estimations donne une E.M. de $-0,25 \text{ kgC.m}^{-2}$ et une R.E.Q.M. de $5,8 \text{ kgC.m}^{-2}$. Cette représentation offre une estimation de la distribution générale des stocks de carbone à l'échelle du paysage. Son variogramme moyen est assorti d'une pépité faible de $8,9 \text{ kgC.m}^{-2}$, compte tenu de la variabilité des stocks compris entre 3,9 et $71,3 \text{ kgC.m}^{-2}$, pour une distance de corrélation maximale de 65 m (portée). L'organisation des stocks dans l'espace avec le seul échantillonnage systématique (figure 16) apparaît plus lisse que celle de la figure 15. Les différences maximales sont observables là où le réseau est le plus dense, avec une sous estimation des stocks à l'approche des structures bocagères. Sur la zone de plateau au nord les estimations varient peu, comparées aux estimations de la figure 15, car cette région n'a pas été échantillonnée durant l'échantillonnage selon des transects.

La dernière carte présente les estimations de stocks dans une bande de 20 m de part et d'autre des structures bocagères. Elle est établie sur la base d'un variogramme qui prend en compte les sondages issus de l'échantillonnage selon les transects. Le variogramme est de type sphérique et présente une pépité très forte de $40,7 \text{ kgC.m}^{-2}$. Cette valeur de pépité est due à l'utilisation d'un variogramme d'estimation, différent du variogramme présenté en figure 14. Il présente une portée maximale forcée à 20 m pour permettre une estimation entre les transects, souvent distants de plus de 20 m. Cette approche permet d'avoir des estimations différentes des stocks auprès de la haie. Les stocks y sont en moyenne plus forts que précédemment. Par ailleurs, on remarque qu'il n'y a pas partout des stocks élevés à proximité des haies.

Tableau 7. Stocks spatialisés pour différents domaines du site d'étude.

Sondages :	Stocks paysage (kg.m ⁻²)		Stocks structures (kg.m ⁻²)			Stocks fonds de vallée (kg.m ⁻²)	
	Tous	Sys.	Tous	Sys.	Transect	Tous	Sys.
Minimum :	5,8	4,4	8,6	7,5	9,2	15,5	15,1
Maximum :	64,6	70,9	27,7	27,2	24,8	64,6	70,9
Moyenne :	14,1	13,7	14,7	13,1	16,6	26,35	27,2
Ecart-type :	6,3	7,2	2,8	3,1	2,6	12,4	14,1
1er quartile :	10,9	10,2	12,7	11,2	14,8	17,2	16,9
Médiane :	12,9	12,0	14,3	13,1	16,5	21,3	21,3
3ème quartile :	15,5	15,1	16,4	15,8	18,5	30,8	32,2
Surface (ha) :	8,4	8,4	3,6	3,6	3,6	0,8	1,4

paysage : site d'étude

structures : bande de 20 m de part et d'autre des structures bocagères

fonds de vallée : zone de fonds de vallée

Tableau 8. Bilan des stocks de carbone à l'échelle du paysage et pour différents sous secteurs. Les stocks ont été calculés à partir des cartes d'estimation, par sommation des stocks estimés en chaque cellules d'1m².

Zone :	Paysage		Structures bocagères		Fonds de vallée	
			20 m			
Méthode :	Tous	Sys.	Tous	Transect	Tous	Sys.
Surface (ha) :	8,4	8,4	3,6	3,6	0,8	1,4
Stock (t) :	1185,6	1152,9	521,1	587,7	220,8	246,1
Stock (t.ha ⁻¹) :	141,4	137,5	146,8	165,5	263,6	174,4

20 m : bande de 20 m de part et d'autre des structures

III.5.4. Bilan des stocks spatialisés à l'échelle du paysage.

Les statistiques des stocks spatialisés sont regroupées dans le tableau 7. Les calculs ont été menés à l'échelle du paysage mais aussi pour les zones à forts stocks, à savoir : la bande des 20 m de part et d'autre des structures bocagères et les zones de bas fonds connexes aux limites du site d'étude. A l'échelle du paysage, le stock médian le plus important ($12,9 \text{ kgC.m}^{-2}$) est celui calculé sur tous les points de sondage (test de Wilcoxon avec $p < 0,001$).

L'estimation des stocks à l'approche des structures bocagères pour l'échantillonnage systématique ne prend pas en compte la variabilité induite par ces structures. Dans la bande des 20 m de part et d'autre des haies-talus, les stocks médians ($16,5 \text{ kgC.m}^{-2}$) avec les sondages transect sont supérieurs à ceux établis avec l'ensemble des sondages (médiane = $14,3 \text{ kgC.m}^{-2}$). Mais la variabilité est quasi identique dans les deux cas avec des inter-quartiles identiques de $3,7 \text{ kgC.m}^{-2}$. Les zones hydromorphes de fonds de vallée à topographie concave à plane se distinguent par leurs stocks médians en carbone élevés de $21,3 \text{ kgC.m}^{-2}$. Ce sont aussi des secteurs à très forte variabilité avec des inter-quartiles toujours supérieurs à 12 kgC.m^{-2} .

Les stocks apparaissent plus forts à l'approche des structures bocagères, même s'ils restent variables. Mais pour caractériser cette augmentation, l'échantillonnage systématique selon une grille de 25 m ne suffit pas. Une densité d'échantillonnage plus forte est nécessaire.

Le stock de carbone à l'échelle du paysage (tableau 8) est estimé à 1185 tC avec un échantillonnage qui prend en compte l'ensemble des points de sondage. Bien que les stocks y soient inférieurs en masse totale (521 et 587 tC), les structures possèdent un stock surfacique toujours supérieur à celui calculé à l'échelle du paysage. La zone de 20 m de part et d'autre des structures représente 43% de la surface totale et contribue à 50% du stock total. Les zones de fonds de vallée représentent 10% de la surface totale mais cumulent 20% du stock total de carbone à l'échelle du paysage. A surface égale, elles constituent le stock le plus élevé à l'échelle paysagère.

IV. DISCUSSION

Avant d'aborder le stockage de carbone organique des sols à l'échelle du paysage, il paraît essentiel de discuter l'origine de la variabilité des stocks de carbone à cette même échelle. Cette discussion se décompose en trois parties : la variabilité des teneurs en carbone, la variabilité des stocks, et le stockage à l'échelle du paysage.

IV.1. Variabilité des teneurs en carbone

Préalablement nous avons observé qu'il existe une variabilité importante des teneurs en carbone à l'échelle du site d'étude, avec des teneurs qui décroissent rapidement avec la profondeur, et varient latéralement. L'étude de cette variabilité par approche corrélative avec des paramètres morphologiques de terrain ne permet pas de dégager de critères satisfaisants. La carte des teneurs permet de mettre en évidence la complexité et la raison de l'échec des corrélations simples : plusieurs processus s'imbriquent. L'un des effets les plus marqués est certainement celui de la distance à la haie.

La décroissance très progressive des teneurs avec la profondeur est une des caractéristiques intéressantes de la distribution (tableau 1). Elle est en accord avec la perte très progressive du caractère organique des horizons de sol et avec la profondeur observée sur le terrain. Dans notre contexte d'étude, il n'existe pas de limite nette entre les horizons A (organo-minéraux) et les horizons sous-jacents, mais un gradient plus ou moins progressif selon le contexte. Ce type de stratification nous a obligé à distinguer des horizons de transition : les horizons A/S constitués d'un mélange d'horizon A et d'horizon S. Cette distinction nous a permis de décrire précisément les transitions progressives évoquées précédemment. La pertinence de cette distinction au regard des teneurs en carbone a été testée et validée (figure 5) : il existe une diminution significative des teneurs entre ces classes, et les teneurs moyennes et médianes pour les horizons de mélange sont supérieures à 1% de carbone. Le choix a été fait d'inclure dans les horizons A, les horizons de transition-mélange A/S.

L'hydromorphie, reconnue comme facteur de variabilité des teneurs de carbone (Jacinthe *et al.*, 2001) par son effet sur la dynamique de minéralisation des matières organiques, ne semble pas jouer un rôle déterminant dans notre cas (figure 6). Même si les teneurs des horizons A en domaine hydromorphe sont en moyenne supérieures à celles observées en domaine non hydromorphe, cette différence n'est pas significative. L'effet des structures paysagères sur les teneurs apparaît plus évident (tableau 2). A profondeur identique, les teneurs diminuent avec l'éloignement au talus quelle que soit la profondeur étudiée (tableau 2). Cet effet des talus se retrouve sur les cartes de répartition des teneurs (figure 7). En surface (0-5 et 10-15 cm), les teneurs les plus

faibles sont observées essentiellement sur la zone de plateau, là où il n'existe plus de structures bocagères, alors que les teneurs les plus élevées se trouvent à proximité des structures bocagères, et sur les zones à forte ou à faible épaisseur des horizons organo-minéraux. Les faibles épaisseurs des horizons organo-minéraux sont toujours localisées sur des zones où l'épaisseur totale de sol est elle-même faible, en position amont de pente, et les transitions entre horizons A et les horizons sous-jacents sont brutales : le carbone y est concentré sur une faible épaisseur.

Sous prairie, Schimel *et al.* (1985) identifient les zones à fortes teneurs en carbone comme des zones à forts rapport C/N. Cette signature contrastée pourrait être attribuée à des conditions d'humidité différentes qui modifient la dynamique de dégradation (Jacinthe *et al.*, 2001), ou être due à des apports de matières organiques de qualité et/ou d'origines différentes (Schimel *et al.*, 1985). Compte tenu de la diversité des matières organiques qu'apporte la haie, nous avons étudié la distribution du rapport C/N pour identifier leur contribution sur la production de carbone à l'échelle du paysage. Les haies ne semblent pas contribuer au « pool » de carbone sur la zone de plateau au nord du secteur d'étude. Ce secteur a été caractérisé précédemment par des teneurs de carbone faibles en surface ; il est aussi caractérisé par un rapport moyen du C/N qui est faible (10,9) (figure 8). Sur le reste du secteur d'étude, les horizons supérieurs de sol sont fortement marqués par les structures bocagères, avec un accroissement du rapport C/N à proximité des haies. Par ailleurs, l'intensité du rapport semble être en relation avec la densité d'arbres sur les talus : les linéaires les plus boisés ayant les rapports les plus élevés comme au sud-ouest, et les linéaires non boisés ayant un rapport proche de ceux observés en plein champ comme au nord-ouest. Ces observations de la distribution du rapport C/N sont en accord avec les résultats de John *et al.* (2004) qui observent un rapport C/N sous forêt compris entre 21,9 et 19,1 jusqu'à 25 cm de profondeur alors que ce rapport est compris entre 7,2 à 60 cm et 10,3 à 10 cm de profondeur sous prairie. Cet effet devient moins marqué en profondeur avec une signature C/N plus dépendante du type d'horizon pédologique et de la proximité aux zones en limite de secteur d'étude pour lesquelles le rapport est soit très élevé, soit très faible. Ces zones ont elles aussi des teneurs de carbone parfois élevées. Une telle différence de rapport C/N met en évidence des qualités de matières organiques très différentes et/ou des dynamiques de minéralisation très contrastées.

IV.2. Variabilité des stocks de carbone

Les stocks établis selon la méthode Belkacem présentent une variabilité importante à différentes profondeurs mais sont toujours élevés au-delà de 30 cm. L'approche corrélative nous montre que ces stocks sont fortement dépendants de la géométrie des horizons A, et qu'ils sont corrélés avec les paramètres de distance géographique et de plus grande pente aval aux talus. Mais l'effet des structures n'est significatif que pour une faible distance aux talus. Cette corrélation se traduit spatialement par une double structure déduite de variogrammes disjoints : l'une à courte distance, l'autre plus grande. Les stocks spatialisés sur la base de ces variogrammes disjoints laissent apparaître des stocks importants mais très variables à l'approche de structures bocagères. Mais ces structures ne constituent pas le stock le plus élevé de carbone à l'échelle du paysage.

Les stocks totaux ponctuels ont été calculés selon trois méthodes (tableau 5). Entre ces calculs, seules les valeurs de densités apparentes diffèrent. Le modèle adapté de Belkacem *et al.* (1998) prédit des masses volumiques ajustées aux teneurs en carbone de chaque sondage, alors que les deux autres modèles définissent un même profil de décroissance de la masse volumique avec la profondeur pour tous les sondages. Au final, les stocks moyens calculés ne sont pas significativement différents d'une méthode à une autre. L'estimation des stocks apparaît peu sensible au paramètre de masse volumique.

Les relations entre les stocks, la teneur et la profondeur des horizons A sont plus évidentes. Comme c'était le cas pour les teneurs, les stocks diminuent avec la profondeur (tableau 6). Cette corrélation numérique se vérifie spatialement (figure 13), avec des stocks locaux supérieurs à 18,5 kgC.m⁻² à proximité des structures bocagères où les teneurs en carbone sont relativement plus élevées, et dans les zones de bas-fonds où l'épaisseur des horizons A est très importante (supérieure à 70 cm). Inversement, les stocks les plus faibles, inférieurs à 10,5 kgC.m⁻² sont observés sur le plateau qui est aussi caractérisé par de faibles teneurs en carbone.

Les stocks, les teneurs en carbone et l'épaisseur des horizons A ne sont pas complètement indépendants. Il existe une dépendance naturelle entre les teneurs mesurées et la profondeur (tableau 1) : la teneur décroît systématiquement avec la profondeur du sol. D'ailleurs cette relation entre les teneurs et la profondeur est exploitée pour l'estimation des stocks de carbone (figure 3).

De nombreux facteurs peuvent être à l'origine de la variabilité des stocks en carbone organique. Burke *et al.* (1989) rapportent que la texture du sol, la qualité du drainage et le gradient de pente sont responsables de 51% de la variation des stocks de carbone des prairies américaines. Compte tenu de leur effet sur les teneurs de carbone

précédemment identifié, et sur l'épaisseur des horizons A (Walter *et al.*, 2003), les structures bocagères jouent aussi un rôle sur la variabilité des stocks de carbone. Nous avons essayé de distinguer un effet direct de la haie, d'un effet lié à des redistributions dans le versant.

L'effet direct pourrait être celui d'un apport local de matière organique de la haie, déjà pressenti par la distribution du rapport C/N, mais aussi un effet sur l'activation de l'activité biologique. Une étude menée sur le site de Montours montre un gradient de la distribution des communautés lombriciennes en relation à la distance aux talus (Piron *et al.*, soumis), alors que Shuster *et al.* (2001) identifient la variabilité de la composition des communautés lombriciennes comme un facteur explicatif de la distribution des stocks en carbone organique. L'effet direct est étudié par analyse des stocks en fonction des distances géographiques aux talus. Les corrélations aux distances géographiques aux structures actuelles ou anciennes démontrent de manière explicite l'effet direct des talus sur l'accroissement des stocks de carbone (figure 11). Simplement cet effet est observé pour une courte distance (inférieure à 10 m), et n'est pas généralisé comme le montre les cartes de la figure 16 : on peut avoir des stocks faibles à proximité immédiate des haies. Ce constat valide l'importance d'une caractérisation 3D.

L'effet lié à des redistributions est celui d'un effet anti-érosif des talus (Baffet, 1974 ; Pappendick et Miller, 1977 ; Carnet, 1978 ; Walter *et al.*, 2003 ; Salvador-Blanes *et al.*, 2005), créant des banquettes en position amont qui représentent une proportion importante des stocks à l'échelle du paysage (Walter *et al.*, 2003). Aucune corrélation ne peut être mise en évidence avec le paramètre topographique de convexité verticale (figure 12), contrairement aux observations de Yoo *et al.*, (2005) qui constatent des stocks plus importants sur les pentes concaves. Ici les stocks sur les reliefs concaves ne sont pas plus élevés que ceux présents sur les reliefs convexes. Ceci s'explique en partie par la position des talus dans le paysage. Il n'y a pas d'intérêt de placer des talus à vocation anti-érosive en contexte concave, car l'érosion opère sur les contextes convexes. Pour combattre la redistribution des sols à l'échelle d'un paysage, c'est donc généralement sur ces pentes convexes que les talus sont disposés. Parmi les distances de plus grande pente, la distance aval aux talus donne le résultat le plus intéressant : les stocks croissent en moyenne avec la diminution de la distance de plus grande pente qui les sépare des structures. Cette augmentation est très marquée pour les distances inférieures à 10 m et confirme la structure spatiale des stocks aux abords des structures à une portée d'environ 6 m, connue d'après le variogramme moyen, établi sur les sondages de l'échantillonnage transect (figure 14). Les stocks sont donc mieux corrélés aux distances de drainage qu'à la convexité verticale. Ces constatations ne sont pas surprenantes. Dans la plupart des études comme celle de Yoo *et al.* (2005), les relations

sont établies pour des topographies sans discontinuité, alors qu'en milieu bocager les talus qui constituent autant de barrières potentielles à l'érosion ne sont pas pour la plupart associés à des topographies concaves.

La stratégie de double échantillonnage, crée un effet « échantillonnage » dans le variogramme moyen construit avec l'ensemble des points de sondage. Il en résulte un effet pépité important ($12,7 \text{ kgC.m}^{-2}$) qui caractérise la grande variabilité des stocks à courte distance. Lorsque les variogrammes sont disjoints (figure 14), l'effet pépité est diminué pour le variogramme prenant en compte les seuls sondages issus de l'échantillonnage systématique, alors que celui qui est basé sur l'échantillonnage selon les transects a une pépité qui reste importante. La comparaison des variogrammes disjoints montre bien que la structure spatiale à proximité de la haie est différente de celle établie pour l'ensemble du site d'étude.

La variabilité spatiale des stocks à l'échelle du paysage, caractérisée par l'échantillonnage systématique, est essentiellement due aux stocks importants au centre du site d'étude (figure 16). À cet endroit, les horizons A se développent sur un sol peu profond sur faible pente, et l'apport local de carbone est diversifié par la production des haies (figure 8). Bien que les teneurs des horizons hydromorphes ne soient pas significativement différentes des teneurs des horizons sains (figure 6), les stocks les plus importants sont localisés dans les zones de bas-fonds mal drainées. Ici, les stocks importants sont essentiellement dus aux fortes épaisseurs des horizons A. Ces stocks importants dans les zones mal drainées se vérifient dans de nombreux contextes. Tan *et al.* (2004) identifient l'hydromorphie comme un des facteurs communs et prépondérants de la séquestration du carbone dans une étude comparant plusieurs systèmes et modes d'occupation des sols.

IV.3. Stockage du carbone à l'échelle du paysage

Les stocks médians estimés à l'échelle du paysage selon différents échantillonnages varient de $12,0$ à $12,9 \text{ kgC.m}^{-2}$ (tableau 7). La différence majeure entre ces estimations réside dans la prise en compte ou non de la variabilité induite par les structures bocagères. En terme de stock total, les deux méthodes estiment un stock à 1186 tC d'après la méthode prenant en compte l'ensemble des sondages, et à 1153 tC pour les sondages systématiques. Une estimation plus juste pourrait être donnée par l'addition du stock hors bande des 20 m obtenu par l'échantillonnage systématique à celui de la bande des 20 m obtenu par l'échantillonnage transect. Cette opération nous donne un stock total de 1256 tC , soit $149,8 \text{ tC.ha}^{-1}$ ($15,0 \text{ kgC.m}^{-2}$).

Le stockage associé aux structures selon la méthode transect (tableau 8) est de $165,5 \text{ tC.ha}^{-1}$. Il reste significativement inférieur aux valeurs dans les zones de bas-

fonds estimées entre 174,4 et 263,6 tC.ha⁻¹. Les bas-fonds constituent de ce fait le principal puits de carbone (en proportion à la surface) à l'échelle de notre paysage.

Le stock théorique calculé (15,0 kgC.m⁻²) est nettement supérieur à l'ensemble des résultats affichés dans de nombreuses études (tableau 9). Cela reste partiellement vrai si l'on compare ces valeurs au stock médian de 12,9 kgC.m⁻² ou moyen de 14,1 kgC.m⁻² présenté dans le tableau 7. Le stock cumulé sur 30 cm permet une meilleure comparaison entre les études. Dans notre cas ce stock est de 9,1 kgC.m⁻² et représente 65% du stock total calculé dans la limite des horizons A à l'échelle du paysage. Ce stock à 30 cm est supérieur à l'ensemble des stocks avancés pour cette même profondeur, excepté celui de Krogh *et al.* (2003).

Tableau 9. Stocks de carbone établis pour différents contextes et échelles spatiales. Les résultats présentés dans la première partie du tableau sont des stocks moyens obtenus par des généralisations de bases de données à petite échelle spatiale ; ceux présentés dans la deuxième partie sont des stocks médians obtenus sur des valeurs ponctuelles pour une échelle spatiale plus grande.

Auteur	Pays	Système	Profondeur (cm)	Stock de carbone (kg.m ⁻²)
Arrouays <i>et al.</i> , 2001	France	sols agricoles	0,3	6,0 ^P
Arrouays <i>et al.</i> , 2001	France	prairie/luvisol	0,3	8,4
Batjes, 2002	Europe de l'Est	luvisols	0,3	5,0
Batjes, 2002	Europe de l'Est	luvisols	1,0	9,1
Krogh <i>et al.</i> , 2003	Danemark	sols agricoles	1,0	14,0
Krogh <i>et al.</i> , 2003	Danemark	sols agricoles	0,3	9,5
Krogh <i>et al.</i> , 2003	Danemark	sols agricoles	0,5	10,9
Leifeld <i>et al.</i> , 2005	Suisse	prairie temporaire	0,2	2,5
Leifeld <i>et al.</i> , 2005	Suisse	prairie temporaire	1,0	11,7
Lettens <i>et al.</i> , 2005	Belgique	prairie	1,0	13,0
Rodriguez-Murillo, 2001	Espagne	prairie	>1,0	12,5
Rodriguez-Murillo, 2001	Espagne	pâturage	>1,0	7,5
Smith, 2004	Europe	sols cultivés	0,3	5,3
Smith <i>et al.</i> , 2000	Royaume-Uni	sols agricoles	0,3	8,0
Tan, 2004	U.S.A	prairie	0,3	5,8
Eglin, 2005	France (Bretagne)	forêt	0,9	15,3 ^{**}
Lecointe <i>et al.</i> , 2005	France (Bretagne)	forêt	0,9	13,6 ^{**}
Walter <i>et al.</i> , 2003	France (Bretagne)	sols cultivés et prairies	horizons A	9,5 ^{***}

^P : mesures ponctuelles

^{**} : stock médian

^{***} : stock extrapolé

La comparaison de nos résultats aux stocks établis sur des régions géographiquement proches (Eglin, 2005 ; Lecointe *et al.*, 2005 ; Walter *et al.*, 2003) est intéressante. Notre stock médian de 12,9 kgC.m⁻², est inférieur aux stocks avancés par Eglin (2005), et Lecointe *et al.* (2005) sous forêt. Mais le stock théorique de 15,0 kgC.m⁻² est tout à fait comparable au stock de 15,3 kgC.m⁻² par Eglin (2005) : sous bocage le stock établi à l'échelle du paysage est du même ordre de grandeur que celui établi sous forêt. La différence essentielle réside dans la distribution de ces stocks. Sous forêt, les auteurs

estiment que le stock cumulé à 30 cm représente entre 68 et 75% du stock total. Dans notre étude, il représente 65%.

Dans leur étude Walter *et al.* (2003) proposent une estimation des stocks de carbone à l'échelle des paysages bocagers. Cette estimation est obtenue par extrapolation de résultats obtenus sur une étude 2D, menée dans des conditions favorables aux accumulations. Selon cette étude, le stock moyen estimé pour nos conditions bocagères est de 9,5 kgC.m⁻². Il est selon nous beaucoup plus élevé (14,1 kgC.m⁻²). Cette sous-estimation des stocks montre la difficulté du passage 2D au 3D dans ces contextes caractérisés par de fortes variations spatiales.

V. CONCLUSION

Les objectifs de cette étude étaient de quantifier les stocks de carbone dans les sols d'un paysage bocager, d'en décrire la variabilité spatiale dans les 3 dimensions de l'espace géographique, et d'identifier les principaux déterminants de cette variabilité.

Les stocks totaux ponctuels sont très variables, avec une valeur médiane de 13,3 kgC.m⁻² comprise dans un inter-quartile borné entre 10,5 et 18,5 kgC.m⁻². Cette variabilité est essentiellement conditionnée par l'épaisseur des horizons A et les teneurs en carbone, alors que le poids du paramètre masse volumique sur les stocks est de second ordre.

L'analyse de la distribution spatiale des stocks nous a ensuite permis de mettre en évidence le rôle des structures bocagères sur la variabilité spatiale des stocks. Ces structures ont une double influence à courte distance. Une influence directe par apport de matières organiques variées (feuillages, bois etc.), caractérisées par des rapports C/N supérieurs à ceux généralement constatés sous prairie, et certainement un effet sur les dynamiques de minéralisation et d'activation de la pédofaune ; ces effets tendent à augmenter les teneurs locales en carbone organique total. Une influence liée au rôle anti-érosif de la haie et l'augmentation résultante de l'épaisseur des horizons A en amont des structures, caractérisée par la relation entre les stocks et la distance de plus grande pente aux structures : les stocks médians augmentent à l'approche des structures mais cette tendance n'est pas généralisée et est dépendante des situations topo-paysagères.

Les structures bocagères ne représentent pas le seul puits de carbone à l'échelle du paysage. Avec un stock médian de 16,6 kgC.m⁻² (1^{er} quartile = 14,8 kgC.m⁻² ; 3^{ème} quartile = 18,5 kgC.m⁻²) calculé dans une bande d'influence de 20 m de part et d'autre des structures, ces stocks sont inférieurs au stockage dans les zones hydromorphes de fonds de vallées où les stocks médians estimés sont de 27,2 kgC.m⁻²

(1^{er} quartile = 16,9 kgC.m⁻² ; 3^{ème} quartile = 32,2 kgC.m⁻²), selon la méthode donnant les plus fortes estimations.

Le stockage de carbone peut-être localement très important aux abords des structures bocagères. Cette étude nous montre que la variabilité observée empêche une généralisation des stocks locaux à l'échelle du paysage. Par ailleurs le réseau bocager ne constitue pas la principal puits de carbone à l'échelle de notre paysage. Au regard de ces résultats il apparaît important de caractériser le stockage en carbone selon une approche 3D intégrée à l'échelle du paysage. Seule cette démarche permet de quantifier la variabilité de la répartition spatiale des stocks.

De nombreux développements sont à apporter à notre démarche. Compte tenu de l'importance des fonds de vallées dans la contribution au stock total, une prédiction robuste des stocks dans ces régions est nécessaire. Celle-ci doit s'appuyer sur une meilleure délimitation de leur étendue géographique, et définition de leurs caractéristiques (teneurs en carbone organique, profondeur des horizons A etc.).

Chapitre V

Datation et dynamique des processus de formation des sols en contexte agricole bocager

L'étude détaillée de l'organisation des sols en milieu bocager montre que celle-ci est profondément influencée par différents processus, en particulier la redistribution de matériel à l'échelle des versants, l'augmentation de l'activité biologique et la variabilité des stocks de matière organique. La dynamique des processus mis en jeu reste néanmoins très mal connue et il s'avère en particulier difficile de distinguer l'impact de la déforestation et de la mise en place historique du réseau bocager de l'effet d'événements beaucoup plus récents liés à l'intensification de l'agriculture dans la seconde partie du XX^{ème} siècle (suppression du bocage, retournement des prairies,...). Pour accéder à cette information, nous avons mis en œuvre de façon conjointe, d'une part des techniques de datation relative, fondées sur la comparaison des organisations pédologiques entre elles ou à des structures d'âge connu, d'autre part des techniques isotopiques de datation absolue (^{14}C , ^{137}Cs). Nous cherchons ainsi à contraindre l'âge des sols et à identifier les gammes de temps sur lesquelles les processus de formation opèrent. Cette démarche nous permet de poser les bases d'une modélisation dynamique de l'évolution des sols au sein d'un paysage.

I. INTRODUCTION

Les pionniers de la Science du Sol avaient déjà identifié l'aspect évolutif des sols en avançant l'idée d'une « maturation » des sols au cours du temps (Dokuchaev, 1883 ; Kossovich, 1911 ; Shaw, 1932 ; Marbut, 1935). Plus tard avec l'équation des facteurs de formation des sols, Jenny (1941, 1961) intègre le temps comme un facteur essentiel de formation des sols.

La maîtrise de la dimension temporelle apparaît essentielle à une analyse dynamique des processus de formation des sols. Bien que cette idée soit acceptée de longue date, cette dimension est souvent sous-estimée en science du sol. Ce constat est certainement lié à la difficulté de dater les sols. Plusieurs raisons peuvent être avancées :

- le type de matériaux : les sols sont des objets complexes et hétérogènes composés de constituants de nature et d'âge variables ;
- la nature des horizons pédologiques : un horizon peut être vu comme un volume de sol homogène par ses constituants et ses propriétés, formé par une combinaison de processus pédogénétiques que l'on peut considérer homogènes. Dans ce cas date-t-on les constituants ou les processus de formation ? ;
- la résolution temporelle : les sols sont des objets récents. Peu de méthodes permettent de dater avec exactitude les derniers millénaires.

Toutes ces raisons font qu'il n'existe pas de méthode permettant de connaître précisément l'âge d'un sol.

Notre étude a été menée à l'échelle d'un paysage bocager du Massif armoricain (France). En milieu bocager, les systèmes haie-talus ont un effet significatif sur l'organisation des sols à l'échelle des versants. Le plus systématique est celui d'un épaissement des horizons organo-minéraux en amont des haies correspondant à un effet anti-érosif, observé dans différents contextes (Pappendick et Miller, 1977 ; Carnet, 1978 ; Baffet, 1984 ; Walter *et al.*, 2003 ; Salvador-Blanes *et al.*, 2005). Les effets sur les horizons de surface sont identifiés mais la dynamique des processus mis en jeu reste néanmoins très mal connue.

Cette étude a pour objectifs de préciser l'âge des horizons organo-minéraux, et de quantifier la dynamique de leurs processus de formation en paysage bocager. Compte tenu de la difficulté d'accéder à l'information temporelle, nous avons décidé de mettre en œuvre différentes méthodes de datation (absolues et relatives) afin d'en recouper les résultats, avec pour objectifs de contraindre l'âge des horizons organo-minéraux de surface, et d'identifier les gammes de temps sur lesquelles les processus de formation opèrent. Parmi les méthodes que nous avons utilisées, nous détaillons la méthode de datation au carbone-14 et la méthode césium-137 de traçage des redistributions récentes.

II. PRINCIPE DES MÉTHODES DE DATATION ISOTOPIQUES

II.1. Le Césium-137

Les isotopes radioactifs ou radio-nucléides sont de bons marqueurs des redistributions en domaine continental car ils répondent à quatre critères essentiels (Bonté *et al.*, 2000) :

- dater une gamme de temps en adéquation avec les processus étudiés ;
- avoir une bonne affinité pour les sédiments suivis ;
- avoir une fonction d'entrée connue ;
- être facilement détectables.

Parmi les radio-nucléides utilisables pour le traçage des redistributions du sol, le ^{137}Cs est le plus couramment utilisé. Isotope radioactif totalement artificiel, le ^{137}Cs est un produit intermédiaire de la fission nucléaire de l'uranium et du plutonium. De période 30,2 ans, il émet des photons gamma à 661,62 keV, ce qui le rend facilement détectable par spectrométrie gamma. L'activité ainsi mesurée est exprimée en Becquerel (Bq) par unité de masse ou activité massique (Bq.kg^{-1}).

Son introduction dans l'environnement provient exclusivement des essais nucléaires dans l'atmosphère débutés en 1945 et des accidents de type Tchernobyl en 1986. Lors d'essais de très grande puissance (bombes thermonucléaires), l'isotope est injecté dans la stratosphère et, après une dispersion planétaire, retombe à la surface du sol essentiellement avec les précipitations. Ce mode de dissémination, qui ne commence qu'en 1954, est à l'origine d'une distribution planétaire inégale à la surface du sol, avec des activités maximales aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord. Dans le cas des essais de plus faible puissance et de l'accident de Tchernobyl, la contamination n'atteint pas la stratosphère et les retombées sont plus locales, en relation directe avec la concordance du nuage de contamination – et des précipitations.

Le ^{137}Cs peut-être utilisé comme traceur de la redistribution spatiale des particules de sol. Néanmoins, son utilisation repose sur quatre hypothèses fortes :

- $h1$: les retombées en ^{137}Cs sont homogènes à l'échelle locale ;
- $h2$: le ^{137}Cs arrivant au sol est rapidement adsorbé sur les particules du sol ;
- $h3$: la redistribution en ^{137}Cs s'effectue en association avec les sédiments ;
- $h4$: il est possible d'estimer les taux d'érosion et de dépôt à partir du ^{137}Cs .

Au contact du sol, le césium est adsorbé rapidement sur les particules du sol. Monfort (1989) montre qu'une durée de 6 à 24 heures de contact suffit à atteindre l'équilibre d'échange entre le sol et la solution. Cette adsorption s'effectue préférentiellement sur les fractions fines (argiles $< 2\mu\text{m}$) (Tamura et Jacobs, 1960 ; Coleman *et al.*, 1963 ; Klobe et Gast, 1970 ; McHenry et Ritchie, 1977 ; Cornell, 1993). Grâce à cette fixation rapide et quasiment irréversible, Camarasa-Claret (1993) détermine une désorption de 0,2% du césium fixé dans des conditions expérimentales de laboratoire, la surface du sol est

marquée par un traceur unique et aisément identifiable (McHenry et Ritchie, 1977) qui reste dans les premiers centimètres de sol (Walbrink et Murray, 1993). Ainsi, lorsque les particules de sol sont redistribuées lors des cycles érosion / transport / accumulation, le ^{137}Cs adsorbé sur ces particules est lui aussi redistribué. Les hypothèses $h2$ et $h3$ semblent donc systématiquement vérifiées.

II.1.1. Quantification de la redistribution en ^{137}Cs

En plusieurs sites, on effectue un échantillonnage à différentes profondeurs afin de déterminer le profil des activités en césium. Pour chacun de ces sites, on détermine l'activité totale du profil ou activité surfacique (As) selon l'équation 1 :

$$As = \sum_{i=1}^n Am_i \times \frac{M_i}{S_i} \quad (1)$$

As : activité totale surfacique (Bq.m^{-2}) ;

i : couches de 1 à n avec du ^{137}Cs détectable ;

Am_i : activité par unité de masse (Bq.kg^{-1}) de l'échantillon i ;

M_i : masse de sol prélevée (kg) pour l'échantillon i ;

S_i : surface de sol prélevée (m^2) pour l'échantillon i .

Afin d'interpréter les activités totales surfaciques, il est utile de définir une activité de référence ou valeur de base d'entrée en ^{137}Cs dans le système. La dynamique de la redistribution en césium est interprétée par rapport à cette valeur de référence déterminée sur des sites non érodés et non accumulés. En supposant l'hypothèse $h1$ vérifiée, si l'activité surfacique en un site étudié est supérieure à l'activité du site de référence, le gain caractérisera une accumulation. À l'inverse, si l'activité surfacique en ce même site est inférieure à l'activité du site de référence, la perte caractérisera une érosion.

II.1.2. De la quantification en ^{137}Cs à la quantification de la redistribution en particules

La quantification de la redistribution des particules de sol nécessite l'emploi de modèles de conversion. Ces modèles relient l'intensité des pertes en césium à des pertes de sol et conduisent à une estimation des taux d'érosion et d'accumulation locaux. L'un des modèles les plus simples est le modèle « mass balance model » de Zhang *et al.* (1990) dont l'adaptation en domaine cultivé (équation 2) relie le flux de césium R_e ($\text{kg.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$) au rapport de l'activité surfacique (Bq.m^{-2}) en césium du sondage étudié (Y), à celle du sondage de référence (X_{ref}), en tenant compte de la masse volumique Mv (kg.m^{-3}) des couches, de la profondeur du labour H (m) et du nombre d'années N depuis le dernier pic des retombées (1963).

$$R_e = H \times Mv \times \left(1 - \left(\frac{Y}{X_{ref}} \right)^{\frac{1}{N}} \right) \quad (2)$$

II.1.3. Problèmes liés à l'utilisation du ^{137}Cs

La nécessité d'établir une activité de référence introduit un biais important. Les retombées au sol sont inégales à la surface du globe, mais néanmoins considérées comme homogènes pour la surface d'étude (hypothèse *h1*) dans de nombreux travaux scientifiques, comme ceux de Ritchie et McHenry (1990) ou de Walling et Quine (1990). Aussi l'établissement de la valeur de référence ne prend pas en compte la variabilité spatiale en ^{137}Cs sur les sites de contrôle. Fait important puisque Sutherland (1994), et Wallbrink *et al.* (1994) ont montré que la variation sur les valeurs de référence peut être de l'ordre de 40%, et qu'ensuite toutes les estimations sont établies sur la base de cette valeur de référence (Sutherland, 1991).

La fonction d'entrée du césium dans le sol est étroitement liée à sa fonction d'entrée dans l'atmosphère. Bien que la fonction d'entrée temporelle du ^{137}Cs soit très bien connue, le « calendrier » des retombées, auquel s'ajoutent les retombées de Tchernobyl (mai 1986) le sont moins. C'est pourquoi on ne connaît que très mal la répartition géographique de ces retombées. Par ailleurs, une modification des propriétés physico-chimiques du sol comme le pH (Prout, 1958 ; Greenland, 1974), l'azote (McHenry et Ritchie, 1977), ou bien encore la végétation (Coughtrey et Thorne, 1983 ; Baeza *et al.*, 2001) et l'activité biologique (Tyler *et al.*, 2001) sont susceptibles de changer la distribution originale en modifiant les équilibres d'adsorption ou par simple remaniement du volume de sol. Dans la plupart des cas, il n'existe pas de relation simple entre activité et profondeur.

De plus, lors des cycles érosion/transport/accumulation, il s'opère une mobilisation différentielle et sélective des particules selon leur granulométrie et leur densité. Or, nous savons que le ^{137}Cs est adsorbé de manière sélective sur les particules les plus fines. Il n'existe donc pas de relation simple entre exportation de césium et exportation de particules, si ce n'est avec les particules les plus fines. Néanmoins, ce tri granulométrique peut être une information importante dans la discrimination des processus d'érosion qui sont en jeu. En effet, suivant que l'érosion soit mécanique (non sélective) ou hydrique (sélective), les produits d'altération seront différents : à une même quantité de matière transportée peut correspondre une activité totale en ^{137}Cs différente (Govers *et al.*, 1994, 1996).

Spécificité des terres cultivées

L'étude des variations d'activité en césium rencontrée dans les profils de sols non érodés et / ou accumulés avec la profondeur peut permettre d'estimer l'âge des différents lits. Mais pour les sols cultivés, cette information différentielle est perdue, car le travail du sol homogénéise les activités en césium sur la hauteur totale du labour. Les profils d'activité massique sont donc souvent homogènes sur les 20 à 30 premiers centimètres, puis hétérogènes sur le reste du profil.

Les variations latérales de césium-137 sont généralement attribuées aux redistributions de sol par érosion hydrique. Mais en contexte cultivé, l'effet significatif du labour sur les redistributions en sol a été démontré (Lindstrom *et al.*, 1992 ; Quine *et al.*, 1993, 1994,

1996 ; Govers *et al.*, 1993, 1996, 1999) : les redistributions en césium dans ces environnements ont donc pour moteur l'action combinée de l'érosion hydrique et de l'érosion mécanique.

La dernière spécificité est liée aux paysages bocagers et à l'implantation des haies. Ces structures sont connues pour leur effet brise-vents (Marshall, 1967 ; Tibke, 1988 ; De Jong et Kowalchuk, 1995) qui peut entraîner une variabilité des précipitations et induire des apports différents de césium-137 à proximité des haies selon leur orientation. Cet effet est de ce fait susceptible d'infirmer l'hypothèse *h1*.

II.2. Le carbone 14

Le carbone-14 ou radiocarbone est un isotope radioactif du carbone de période 5568 ± 30 ans (Libby, 1955). Cet isotope se forme dans la haute atmosphère par bombardement des neutrons produits secondaires des rayonnements cosmiques sur l'azote 14 (équation 3). Puis il s'oxyde en gaz carbonique avant de se propager dans la biosphère sous forme de $^{14}\text{CO}_2$. C'est sous cette forme qu'il est stocké par les organismes vivants et les océans dans une proportion identique à la proportion atmosphérique.



À la mort des organismes, la radioactivité décroît selon la formule de décroissance exponentielle radioactive (équation 4). Le calcul de l'âge des matières carbonées exploite cette relation simple.

$$At = Ao \times e^{-\lambda t} \quad (4)$$

t : temps écoulé depuis la mort de l'organisme,

At : activité carbone de l'échantillon au temps t ,

Ao : activité carbone moderne (référence),

T : période ou demi-vie de l'élément (5568 ans),

λ : constante de désintégration $\text{Ln}2/T$ égale à $0,69314/T$.

La résolution de cette équation nécessite la détermination de l'activité ^{14}C de l'échantillon. Cette mesure peut être obtenue par deux techniques différentes :

- le comptage de la radioactivité,
- la spectrométrie de masse couplée avec un accélérateur (A.M.S).

La mesure par le comptage de la radioactivité exploite l'équation de désintégration du ^{14}C au cours du temps (équation 5). La mesure par AMS est une technique plus récente qui permet de doser le carbone-14 par sa masse, offrant ainsi l'avantage de doser des échantillons dont la radioactivité est faible.



La détermination des âges au radiocarbone est basée sur l'hypothèse de la constance du rapport isotopique du ^{14}C dans le dioxyde de carbone atmosphérique durant les derniers 40 000 ans. Cette hypothèse est néanmoins fautive, ce rapport ayant varié dans les différents compartiments de la biosphère au cours du temps (Stuiver et Braziunas, 1993). Une correction s'avère nécessaire. Celle-ci est effectuée selon une courbe de calibration par apport de données de dendrochronologie, et de datation uranium-thorium (U-Th).

II.2.1. Application à la datation des sols

La méthode de datation ^{14}C s'applique sur des matières organiques aussi diverses que des coraux, des bois, des charbons de bois, des ossements, du sol, etc.

La datation des matières organiques extraites du sol porte sur différents types de matières organiques dont les âges, en fonction du turn-over, peuvent varier de quelques centaines à plusieurs milliers d'années (Trumbore *et al.*, 1989 ; Paul *et al.*, 1997 ; Krull *et al.*, 2003). La formation des sols est un processus continu, et des matières organiques labiles jeunes sont continuellement ajoutées au pool plus ancien de la matière organique du sol (Balesdent et Guillet, 1982). Aussi rassembler ces fractions sous une date moyenne constitue un biais. De plus, cette méthode ne date que les horizons riches en matières organiques. Plutôt que de chercher à dater des mélanges de matière organique aux proportions mal définies, la plupart des auteurs préfèrent caractériser l'âge ^{14}C d'entités bien identifiées au sein des sols. Les charbons de bois sont des entités de ce type et ont l'avantage de fournir une date par échantillon homogène. Les charbons de bois étant observables aussi bien dans les horizons organo-minéraux que dans les horizons sous-jacents, il est possible d'estimer l'âge des horizons non-organiques, à la différence de la méthode de datation utilisant le ^{137}Cs . De plus, les charbons constituent le matériau le plus abondamment daté et celui qui offre la meilleure cohérence entre les âges présumés et les âges calibrés délivrés (Evin et Oberlin, 1998).

II.2.2. La pédoanthracologie

La production de charbons peut être issue d'incendies naturels ou d'activités humaines domestiques, artisanales et agricoles (Marguerie, 1992 ; Marguerie *et al.* sous presse). La détermination et la datation des charbons dans les sols contribuent à une approche qualifiée de pédoanthracologique (Thinon, 1978), qui vise à quantifier la dynamique des processus pédologiques (Boulet *et al.*, 1995). Cette approche est étroitement liée à la compréhension du mode de stratification des charbons qui repose essentiellement sur leur datation et la relation date-profondeur (Carcaillet et Talon, 1996 ; Carcaillet *et al.*, 2002).

Thinon (1978) et Aaby (1983) posent l'hypothèse que les charbons sont stratifiés chronologiquement dans les sols, avec les âges radiocarbone les plus anciens en profondeur et les âges les plus récents en surface (Berli *et al.*, 1994 ; Vernet *et al.*, 1994 ; Carcaillet *et al.*, 1997).

De nombreux auteurs (Thinon, 1992 ; Carcaillet et Talon, 1996 ; Schwartz *et al.*, sous presse) notent cependant des inversions dans la stratigraphie des charbons, avec des

charbons parfois anciens observés dans les horizons supérieurs d'un profil de sol alors que des charbons modernes sont trouvés dans les horizons profonds.

Carcaillet et Talon (1996) et Carcaillet (2001b) suggèrent que ces inversions entre dates des charbons et profondeur dans les sols sont la conséquence d'un transport vertical des charbons par la pédofaune ou par le travail des racines.

III. MATÉRIEL ET MÉTHODES

III.1. Le site d'étude

Cette étude a été menée sur le site de Montours (Bretagne, France, 48°26'N, 1°19'O). D'une superficie de 8,4 ha, le site comprend une colline orientée SO-NE surmontée d'un plateau. Les limites de ce système sont naturelles (cours d'eau, bas fonds) et anthropiques (voies de communication). Cet ensemble offre des situations topo-paysagères contrastées (âge des structures et orientation vis-à-vis de la pente). Le paysage est de type agricole bocager structuré par des talus en terre. Leur hauteur varie de quelques centimètres à près d'1,5 m. Une dénivellée importante est observée de part et d'autre de ces structures, qui peut être localement supérieure à 2 m. Ces talus sont plantés de haies essentiellement composées d'une strate arborescente dont les essences les plus représentées sont le châtaignier et le chêne pédonculé. L'intérêt majeur de ce site est qu'il a fait l'objet d'études archéologiques (Cattedu *et al.*, 2001 ; Marguerie *et al.*, 2001) qui ont permis de mettre en évidence une parcellisation précoce du réseau bocager depuis le haut Moyen-Âge. L'occupation des sols de ces dernières décennies a été de type prairie temporaire pâturée. Le dernier labour (20/25 cm) a été effectué selon les parcelles entre 1990 et 1993 (Tuaux, M., com. Person.). Depuis, seul un travail superficiel des 5 premiers centimètres de sol est effectué à l'aide d'une herse étrille entre deux prairies successives.

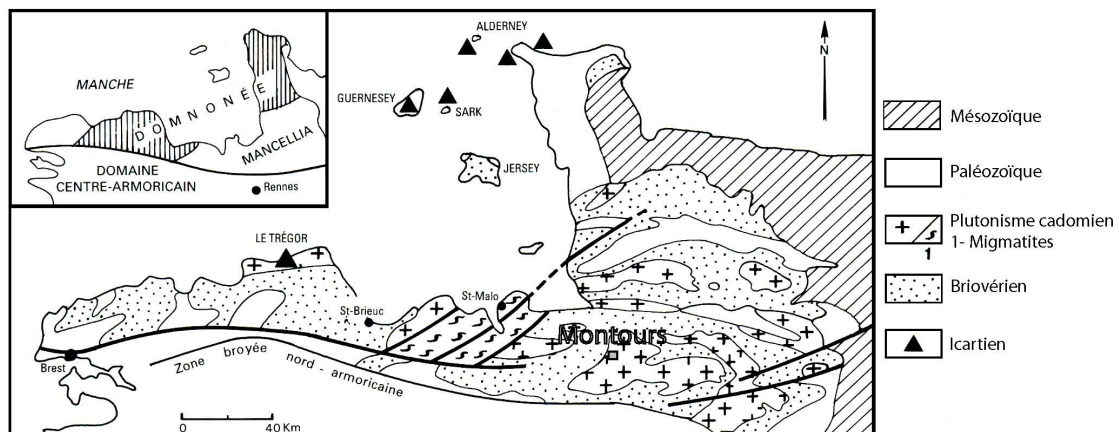


Figure 1. Schéma structural du domaine nord armoricain et localisation du site de Montours (Bretagne, France, 48°26'N, 1°19'O). (Le schéma structural est un schéma simplifié de celui de Bogdanoff *et al.* (1996)).

Géologie et pédologie

Le secteur d'étude est localisé au niveau du batholite granodioritique de Fougères (figure 1), intrusif dans le Briovérien supérieur. Le substrat du secteur d'étude est une granodiorite à biotite et à muscovite du type Vire (Jonin, 1973) datée par Pasteels (1982) à 540 ± 10 M.A. par la méthode U/Pb. Sur le substrat géologique arénisé sont plaquées de fortes épaisseurs de limons éoliens weichséliens¹, provenant de la Manche et de la mer du Nord qui ont été transportés par les vents dominants d'orientation ouest à O-NO (Lautridou, 1985). Dans ce contexte la pédogenèse débute à l'Holocène par une illuviation de surface, et se poursuit par une brunification et une aluminisation des horizons éluviaux (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995). A cette époque, l'évolution géomorphologique est très stable avec un bilan érosion-sédimentation très faible (Heulluin, 1991). Mais à partir du XI^e siècle (ap. J-C) les aménagements anthropiques sont responsables d'accumulations organiques et minérales de faible importance, localisées dans des vallons secondaires (Heulluin, 1991). Les sols dominants sur le site d'étude sont de type Brunisols et Néoluvisols sur les versants et de type Redoxisols dans les fonds de vallée (Baize et Girard 95).

III.2. Topographie

Un levé topographique détaillé de plein champ et des structures bocagères a été réalisé à l'aide d'un théodolite. Lors de cette campagne, l'altitude relative de 2025 positions géographiques du secteur d'étude a été mesurée, ce qui correspond à une résolution moyenne de 40 m. Pour optimiser la collecte, nous avons opéré selon une densité d'échantillonnage variable : les densités d'échantillonnage les plus élevées ont été appliquées aux endroits ayant les plus fortes variations de pente comme le suggèrent Bishop et McBratney (1999).

Un modèle numérique d'altitude a été construit sur la base des positions géographiques renseignées. Les estimations ont été menées sur une grille à mailles carrées de 1 m de côté par interpolation géostatistique réalisée avec les extensions Geostatistical Analyst® et 3D Analyst® du logiciel ArcGis 8.3®. Les calculs de pente (%) et de convexité verticale (m^{-1}) ont été effectuées avec le logiciel Surfer® et utilisent les algorithmes de Moore *et al.* (1993) et Mitsova *et al.* (1993). Compte tenu de l'instabilité de la convexité verticale sur une grille de 1 m, elle a été recalculée sur une grille de 2 m. Le dernier paramètre calculé est l'exposition, c'est-à-dire l'orientation d'une surface par rapport au nord

¹ Weichséliens : relatif a Weichsel, nom allemand d'un fleuve de Pologne. Epoque glaciaire de la fin du Pleistocène [1600000-10000 ans], corrélée avec le Würm.

géographique. Il doit permettre de tester la distribution des valeurs selon l'axe O-E, direction des vents dominants (Météo France, 2005).

III.3. Datation relative

III.3.1. Descriptions pédologiques

L'organisation des sols a été décrite sur des fosses pédologiques de très grandes dimensions 2 x 25 m minimum (largeur x longueur), creusées jusqu'à l'arène granodioritique lorsque cela était possible (figure 2). Ce mode d'observation offre une vision continue du solum et permet une caractérisation fine de la géométrie et des relations génétiques entre horizons de sol. Pour mettre en évidence l'organisation à l'approche des structures bocagères, les fosses ont été disposées selon des lignes sécantes aux talus dans des conditions « topo-paysagères » contrastées. Le choix des emplacements a été fait après analyse des documents historiques et du relevé topographique : dix emplacements ont ainsi été sélectionnés. Pour chacune des fosses, la face décrite a été rafraîchie manuellement sur une vingtaine de centimètres pour exclure la compaction du sol et d'éventuelles structures liées au terrassement mécanique (arrachements, fentes, structures lamellaires). Les faces dégagées ont été jalonnées tous les mètres avant un relevé topographique au théodolite. Des descriptions pédologiques détaillées ont été faites tous les mètres. Dans le cas de variations brutales entre deux jalons, des relevés intermédiaires ont été effectués pour permettre une représentation très précise des limites d'horizons.

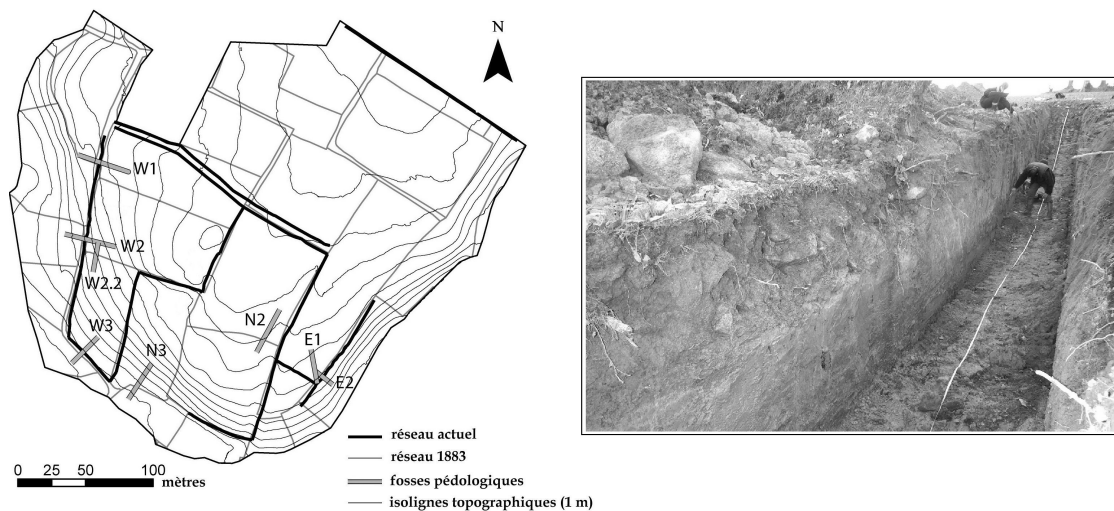


Figure 2. Localisation des fosses pédologiques, positionnées dans différentes situations topo-paysagères (gauche) et photographie de l'une d'entre elles (fosse W3) permettant la description précise de la géométrie des horizons pédologiques, la localisation des charbons de bois et le géo-référencement de l'échantillonnage ^{137}Cs .

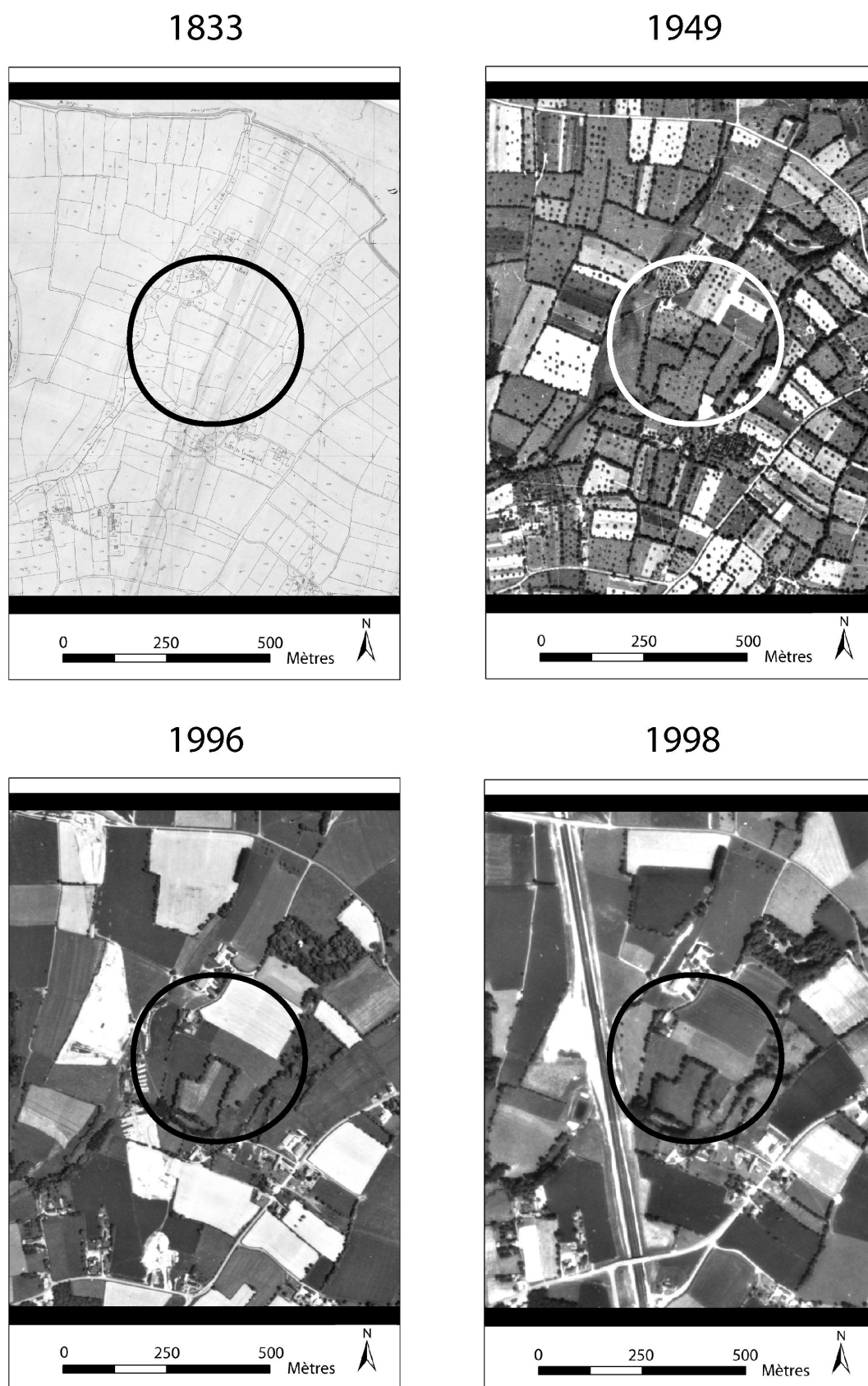


Figure 3. Parcellaire du secteur d'étude et présence de structures bocagères à différentes dates : 1833 (cadastre napoléonien), 1949, 1996 et 1998 (photographies aériennes I.G.N.).

III.3.2. Analyse de documents historiques

L'âge des structures bocagères a été estimé par l'analyse des documents existants, et de l'étude archéologique menée par Cattedu *et al.* (2001). Les documents dont nous disposions étaient les suivants (figure 3) :

- la datation archéologique de la structure orientée N-S à l'ouest du site d'étude par Cattedu *et al.* (2001) ;
- le cadastre de l'an 1833 ou cadastre napoléonien ;
- les photographies aériennes I.G.N. de 1949, 1996 et 1998 ;
- le relevé du réseau bocager 2004.

L'un des problèmes évidents est la diminution de la résolution temporelle des relevés parcellaires pour des époques de plus en plus anciennes. Mais ces documents nous renseignent sur les durées minimum d'implantation des structures toujours présentes, et les durées approximatives de disparition des autres. L'estimation des âges minimum des talus ou *terminus ante-quem* a été corroborée par une analyse dendrochronologique conduite par D. Marguerie (Université de Rennes 1), effectuée sur une trentaine d'arbres choisis au sein des différentes haies du site (Walter *et al.*, 2006).

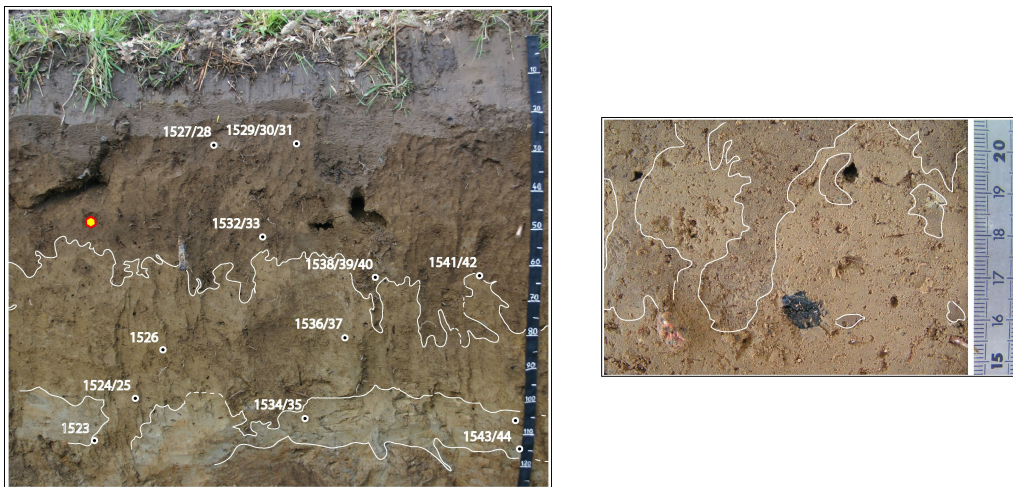


Figure 4. Localisation des charbons de bois prélevés sur une fosse pédologique (photographie de gauche), et détail d'un charbon (photographie de droite). les unités sont données en centimètres, et les tracés blancs représentent les limites des horizons pédologiques.

III.4. Datation absolue

III.4.1. Datation ^{14}C

Les datations radiocarbone ont été effectuées sur 35 charbons de bois de dimension plurimillimétrique à pluricentimétrique (figure 4). Le choix de ces objets ponctuels fut motivé par la précision voulue sur les dates et la volonté de localiser avec précision les objets datés au sein des horizons pédologiques. Nous aurions pu dater des

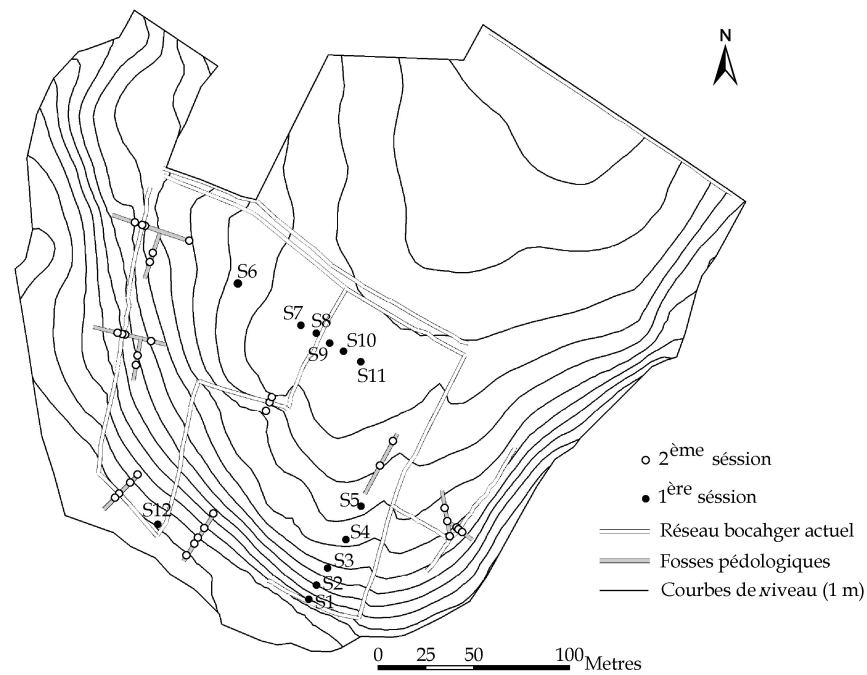


Figure 5. Localisations des 44 sites de prélèvements de ^{137}Cs sur le levé topo-paysager du site d'étude. (Session 1 : prélèvements selon deux directions perpendiculaires (E-O et N-S). Session 2 : prélèvements sur les fosses pédologiques.)

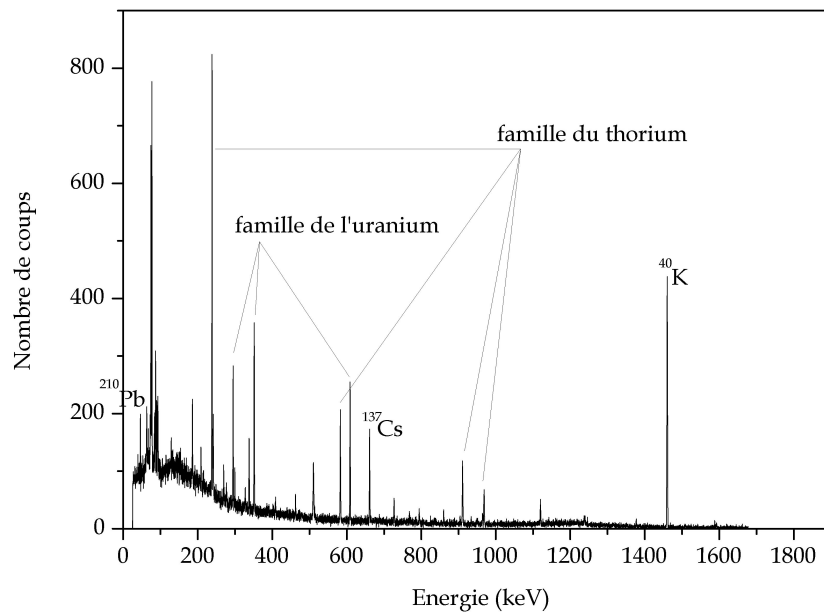


Figure 6. Spectre gamma d'un échantillon de sol prélevé entre 10 et 15 cm de profondeur. (Masse : 50 g. Comptage : 98346 s.).

micro-charbons extraits de volumes de sol par tamisage et flottaison, mais comme pour la datation des matières organiques extraites du sol, cette technique donne un âge moyen assorti d'une grande variabilité (Balesdent et Guillet, 1982). Les charbons ont été prélevés sur 9 des 10 fosses pédologiques. Ce mode de prélèvement, associé à la dimension des charbons, permet une caractérisation fine de l'environnement pédologique des charbons, ainsi qu'un relevé précis de leur positionnement

Les datations radiocarbone sont exprimées en années B.P. (Before Present). Ces âges conventionnels sont calculés en supposant une demi-désintégration de 5568 ± 30 ans (période de W. Libby) et ne sont pas corrigés pour les fluctuations à long terme du taux de production du carbone radioactif. De ce fait, les datations ont été calibrées et exprimées en âge calendaire selon la courbe de calibration de Stuiver et Reimer (1993), fondée sur une calibration dendrochronologique construite pour les 10 derniers milliers d'années. Les analyses ont été menées par la méthode A.M.S. au « Centre de datation par le radiocarbone » de l'Université de Lyon 1.

III.4.2. ^{137}Cs et redistribution récente des sols

Deux plans d'échantillonnage ont été adoptés successivement avec des objectifs différents : le premier pour analyser la distribution verticale en ^{137}Cs et tester l'applicabilité de la méthode dans notre contexte (test de l'hypothèse *h1*) ; le deuxième pour caractériser la signature en ^{137}Cs des horizons de surface décrits sur fosse et caractériser ainsi une remobilisation récente des volumes.

Dans la première session d'échantillonnage, les activités en césium ont été déterminées en 12 sites (figure 5) selon deux directions perpendiculaires : l'une est-ouest, l'autre nord-sud. En chaque site, des échantillons de sol non remaniés ont été prélevés dans les horizons organo-minéraux (horizons A) : 90 échantillons de forme cylindrique, de 5 cm de haut et 8 cm de diamètre, soit un volume de 251,3 ml par cylindre. L'activité surfacique en chaque site a ensuite été calculée selon l'équation 1. Dans la deuxième session d'échantillonnage, les activités ont été déterminées en 32 sites (figure 5). Le mode de prélèvement est identique à celui de la première session d'échantillonnage, à la différence près que les 368 cylindres ont été prélevés sur les faces des fosses pédologiques. Une première détermination qualitative a été effectuée pour déterminer la profondeur maximale du signal césium, puis l'activité totale pour chaque site a été déterminée par comptage en Marinelli² sur un échantillon composite obtenu par mélange des échantillons pour lesquels une activité ^{137}Cs a été préalablement détectée.

L'ensemble des échantillons prélevés a été séché à l'étuve (48 heures à 40°C), tamisé si nécessaire à 2 mm, puis broyé à l'aide d'un broyeur planétaire. La mesure (comptage) a été faite pour chaque échantillon sur la totalité de la masse des terres fines (fraction

² Marinelli : boîte de comptage de géométrie adaptée pour le comptage des échantillons de volume important.

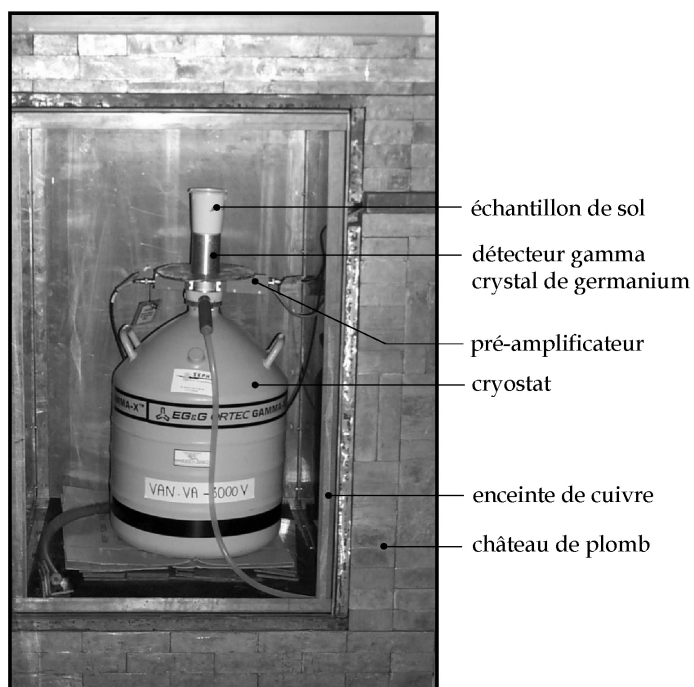


Figure 7. Photographie d'un détecteur gamma à cristal de germanium dans son enceinte de comptage.
(Laboratoire des Sciences du Climat et de L'Environnement, Giff sur Yvette).

inférieure à 2 mm) pour la recherche de la profondeur maximale du signal de ^{137}Cs , ou sur des aliquotes de 70 g pour les déterminations précises. Pour la détermination en Marinelli, la masse de chaque échantillon au sein de l'échantillon composite est en proportion de sa contribution à la masse totale. Le temps de comptage fut de 2 heures pour la caractérisation qualitative et de 24 heures pour la détermination précise. Conjointement à la mesure du ^{137}Cs (661 keV), les raies gamma du plomb-210, de l'uranium, du thorium et du potassium (figure 6) ont été analysées et corrigées pour déterminer l'activité de ces éléments. Toutes les déterminations ont été conduites sur un détecteur de rayonnement gamma avec cristal de germanium (figure 7), et traitées sous la direction de Ph. Bonté et I. Lefèvre (Laboratoire des Sciences du Climat et de L'Environnement, Gif sur Yvette).

Les concentrations des éléments potassium, thorium et uranium (^{40}K , Th et U) et les activités en plomb-210 ont été comparées aux activités en césium-137. Cette analyse doit nous permettre de caractériser l'origine du sol marqué en césium car contrairement à cet élément, les autres sont d'origine naturelle et proviennent du compartiment géologique (ou fond géochimique). Leurs concentrations dans un sol non remanié décroissent de l'arène vers la surface du sol. Une précision doit être apportée pour le ^{210}Pb . Cet isotope est un sous-produit de la série de désintégration de l'uranium-238 (^{238}U) qui produit un gaz : le ^{226}Rn dont une partie produit du ^{210}Pb qui stagne dans le sol, et une autre qui s'échappe dans l'atmosphère où sa désintégration produit du ^{210}Pb (Turekian *et al.*, 1977). Cette deuxième composante retombe à la surface des sols par l'intermédiaire des pluies (Koide *et al.*, 1972 ; Smith, 1982) où elle est fortement adsorbée sur les particules fines (Chanton *et al.*, 1983). Sa concentration dans le profil de sol décroît de façon exponentielle (Wallbrink, 1996).

Quantification des redistributions en sol

Deux modèles simples ont été retenus pour quantifier les redistributions en sol : celui de Zhang *et al.* (1990) et celui de VandenBygaart *et al.* (2001). Suite à l'analyse des profils des activités massiques selon la profondeur, seul le modèle développé par VandenBygaart *et al.* (2001) et qualifié de « méthode stratigraphique » fut appliqué.

La méthode stratigraphique

Lors des pics de retombées de ^{137}Cs , les premiers centimètres de sol ont été marqués. Les premiers labours qui ont suivi ces épisodes ont redistribué l'information sur la hauteur du labour. Nous définissons ainsi l'état initial. Par la suite, les redistributions locales ont diminué ou augmenté l'épaisseur de sol et par là même l'épaisseur de présence du signal césium. Ainsi, pour les sondages où le césium est présent à une profondeur supérieure au labour, on peut calculer un taux d'aggradation selon l'équation suivante :

$$T_A = \frac{(P_{Cs} - P_L)}{N} \quad (6)$$

Où T_A , le taux d'accumulation (mm.an^{-1}), est calculé comme la différence entre P_{Cs} (mm) la profondeur du signal césium et P_L (mm) la profondeur maximale du labour, divisée par le nombre d'années N depuis le premier pic de retombée (1963).

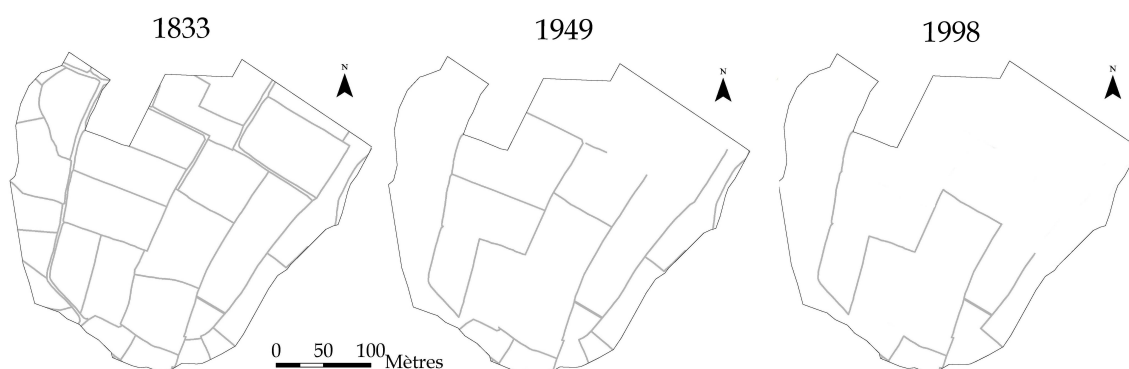


Figure 8. Évolution du réseau bocager de 1833 à 1998.

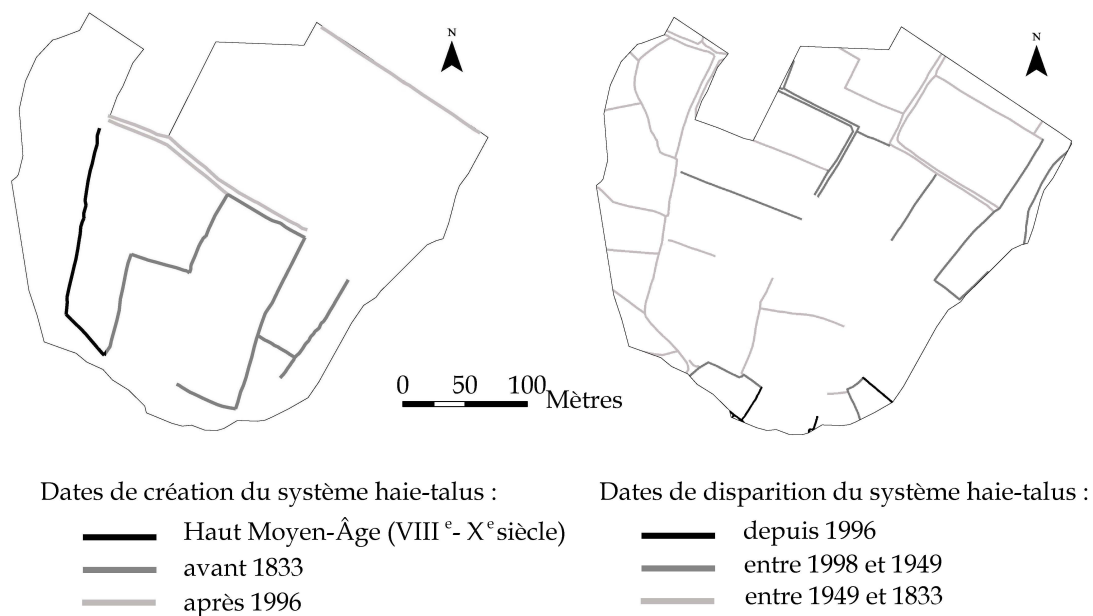


Figure 9. Dates de création ou de disparition des haies présentes ou absentes en 2005.

IV. RÉSULTATS

IV.1. Approches par datation relative

IV.1.1. Analyse historique du parcellaire et du réseau bocager

Lors des fouilles archéologiques menées dans la continuité géographique du site d'étude, Catteddu *et al.* (2001) ont daté un ancien réseau fossoyé de l'an 800 à 1000. Par corrélation spatiale, ces anciennes structures bocagères ont permis d'estimer l'époque d'implantation de l'un des talus toujours présent et qui se trouvait dans le prolongement des structures mises à jour. Ainsi la plus ancienne des structures sur notre site d'étude a été datée à plus de 1200 ans, soit une implantation entre l'an 800 et l'an 1000 ap. J-C.

Aucun document ne permet de préciser l'évolution du réseau entre l'an 800-1000 et 1833. L'analyse de documents d'époques intermédiaires comme le levé topographique de la Pagerie (1720) ou la carte de Cassini (1815) levée par Langelay en 1765, n'a pas permis de préciser cette lacune, car les limites parcellaires n'y sont pas indiquées. C'est donc à partir de 1833 que la connaissance de l'évolution du réseau bocager s'affine avec le cadastre dit « napoléonien ». En 1833, la densité du linéaire sur le secteur d'étude était maximale avec 330 m de structures linéaires par hectare (figure 8), et l'existence de nombreuses parcelles de 2765 m² de surface moyenne. La densité de haies a chuté en 1949 à 196 m.ha⁻¹. Elle s'accompagne d'une augmentation significative de la surface moyenne des parcelles à 6987 m². Sur les clichés aériens de 1996 à 1998, la densité apparaît encore plus faible, pour atteindre 106 m.ha⁻¹, avec des surfaces moyennes de parcelles de 16558 m².

L'analyse comparative de l'ensemble des documents nous a permis d'estimer les dates de création des structures présentes en 2005 et les dates de disparition des structures anciennes (figure 9). Le réseau bocager actuel est essentiellement composé de systèmes haie-talus implantés avant 1833. Il est aussi caractérisé par la disparition massive après la seconde guerre mondiale de structures implantées à cette même époque.

IV.1.2. Analyse géométrique des horizons

L'analyse de la géométrie des horizons de sol en lien avec les structures bocagères à l'échelle des toposéquences (Figures 10, 11 et 12) permet d'identifier l'âge relatif de leur mise en place par rapport à ces structures.

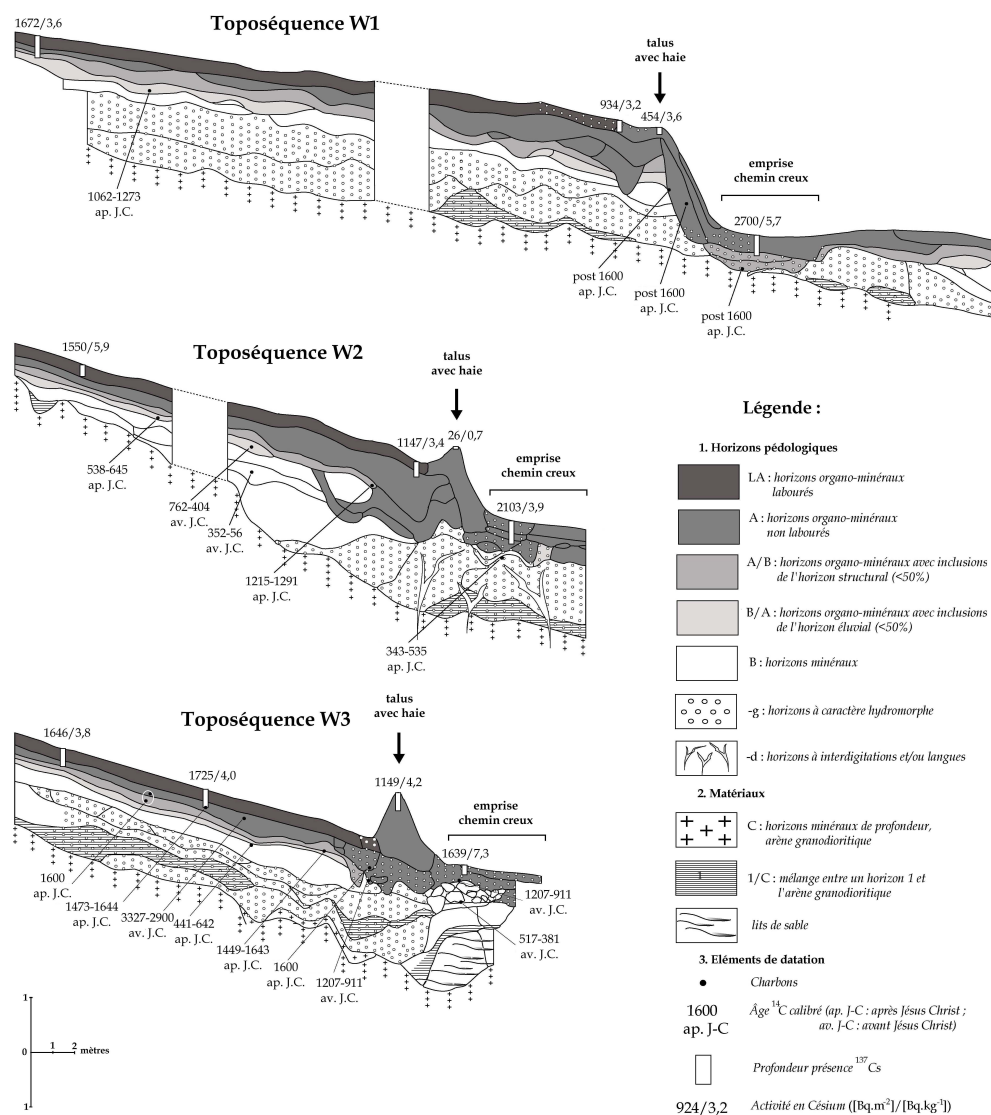


Figure 10. Toposéquences W1, W2 et W3 intersectant des talus très anciens, et présentation des résultats en ¹³⁷Cs et de datation ¹⁴C des charbons de bois.

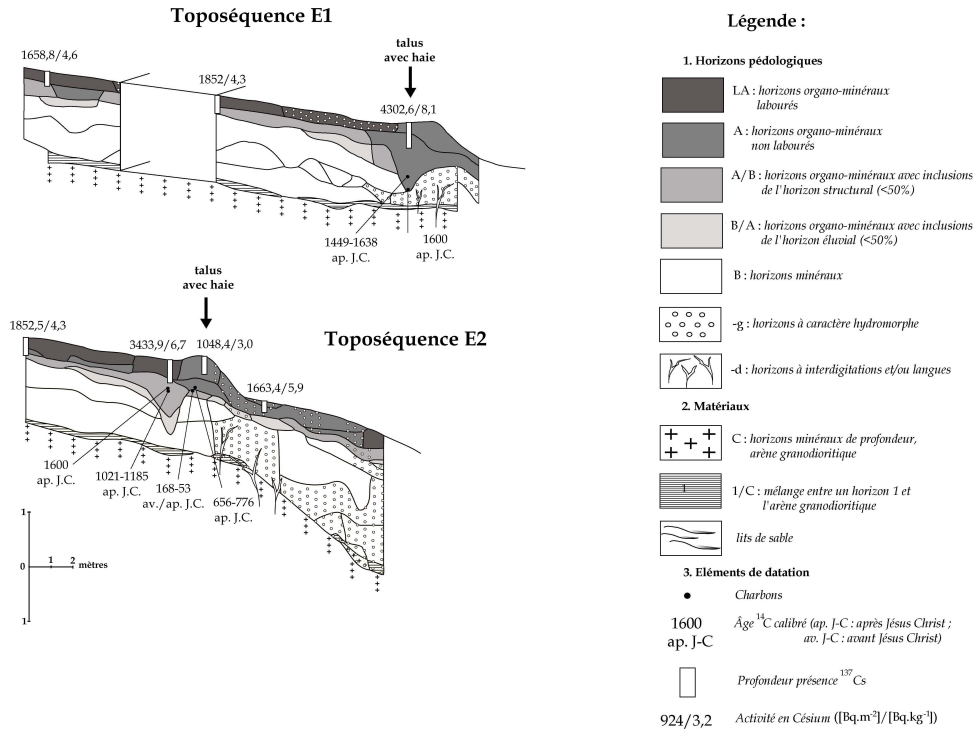


Figure 11. Toposéquences E1 et E2 intersectant des talus implantés avant 1833, et présentation des résultats en ^{137}Cs et de datation ^{14}C des charbons de bois.

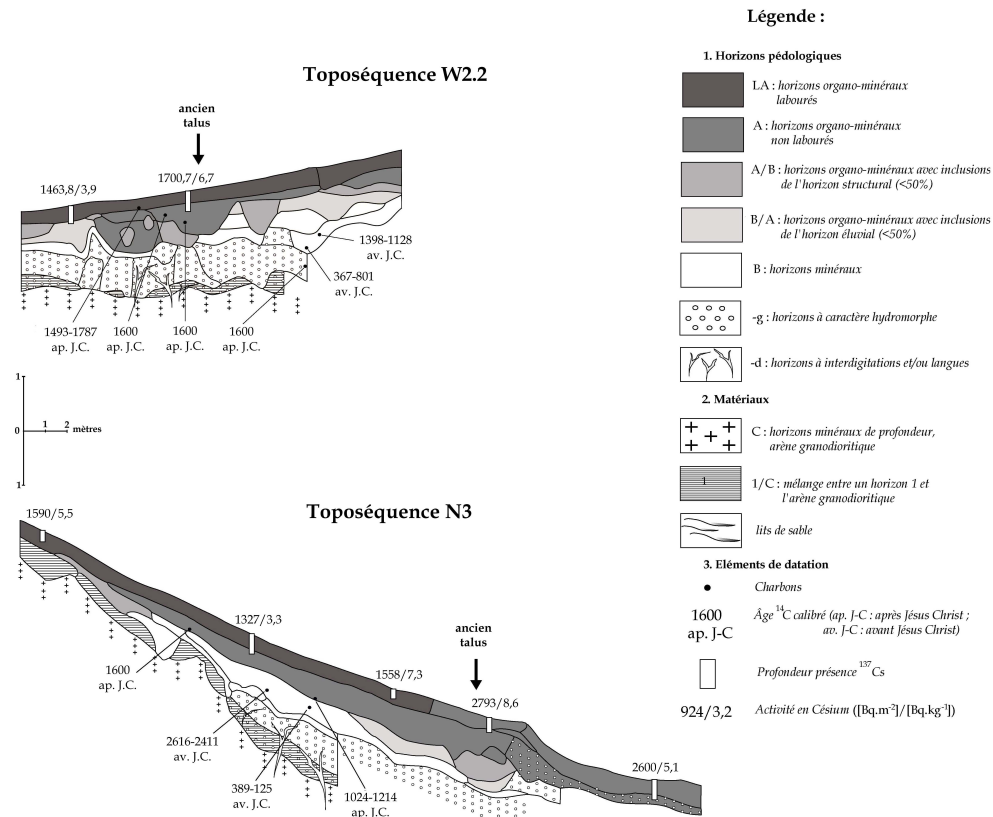


Figure 12. Toposéquences W2.2 et N3 intersectant des talus anciens aujourd'hui disparus, et présentation des résultats en ^{137}Cs et de datation ^{14}C des charbons de bois.

Géométrie des horizons en amont des talus anciens

La figure 10 présente les toposéquences W1, W2 et W3. L'épaisseur générale des horizons limoneux est régulière pour les toposéquences W1 et W3 en association à une limite linéaire du toit de l'arène, alors que l'épaississement des horizons limoneux observé sur la toposéquence W2 est en lien avec une variation brutale du toit de l'arène. Toutes ces toposéquences sont associées à un même talus implanté depuis plus de 1000 ans, et doublé d'un ancien chemin creux en position aval. Une dénivelée topographique existe de part et d'autre de ce talus : élevée en W1 (> 2 m), elle diminue pour n'être plus perceptible sur la toposéquence W3. Les horizons organo-minéraux (horizons A) s'épaississent du sommet de pente à l'amont des talus où leur géométrie est variable en fonction de la dénivelée. Immédiatement après le talus, leur épaisseur est régulière et augmente de nouveau vers l'aval (toposéquence W1). Les horizons de transition sont bien différenciés sur ces toposéquences, et tendent à disparaître à l'approche du talus. L'épaisseur des horizons minéraux est régulière sur les toposéquences W1 et W2 et croissante sur W3. Leur évolution se prolonge de part et d'autre des talus et leur différenciation à l'échelle des versants est liée à une intensification du lessivage et de l'hydromorphie.

Géométrie des horizons en amont des talus antérieurs à 1833

La figure 11 présente les toposéquences E1 et E2. La géométrie des horizons limoneux est régulière sur ces toposéquences avec une augmentation brutale des épaisseurs à l'aval sur la toposéquence E1. Les toposéquences E1 et E2 sont associées à des talus implantés avant 1833. Une faible dénivelée topographique de 30 cm existe de part et d'autre du talus sur E2. L'épaisseur des horizons A est régulière et sans épaississement significatif en amont du talus. Néanmoins un épaississement brutal est localisé immédiatement à l'amont des talus : il est de nature organo-minérale (horizons A) sur E1, et attribué à un épaississement des horizons de transition sur E2. A l'aplomb des talus, les épaisseurs des horizons A et des horizons de transition diminuent nettement, puis augmentent de nouveau à l'aval du talus. L'épaisseur des horizons minéraux est régulière en amont des talus et est croissante à l'aval (E2). La limite supérieure de ces horizons est régulière de part et d'autre du talus.

Géométrie des horizons en amont des talus aujourd'hui disparus

Les toposéquences W2.2 et N3 sont présentées en figure 12. Aucun talus actuel n'est présent sur ces deux toposéquences.

La toposéquence W2.2 possède une épaisseur des horizons limoneux qui tend à décroître d'amont en aval. Cette toposéquence est sécante avec un talus implanté avant 1833 et qui fut arasé entre 1833 et 1949. La géométrie des horizons A est complexe : elle diminue de l'amont à l'aval, mais ces horizons sont très épais à proximité de l'ancienne structure. Les horizons de transition diminuent eux aussi vers l'aval, jusqu'à la zone d'épaississement maximal des horizons A où ils disparaissent, avant de réapparaître plus en aval. La

géométrie des horizons minéraux est très variable avec une épaisseur qui diminue d'amont en aval.

L'épaisseur des horizons limoneux de la toposéquence N3 croît très nettement d'amont en aval. Un ancien talus implanté avant 1833 et arasé après 1949 était présent dans la partie aval de la toposéquence. C'est à l'aval de l'emplacement estimé de cette ancienne structure que l'on observe une dénivelée topographique d'environ 50 cm. Les horizons A ont un épaissement conséquent et linéaire du sommet de pente à l'amont de l'ancien talus où les épaisseurs sont maximales, puis l'épaisseur diminue avant de s'uniformiser progressivement à l'aval. Les horizons de transition ne sont présents qu'à la base des épaissements maximaux des horizons A. Les horizons minéraux ont une épaisseur croissante d'amont en aval et présentent une limite supérieure linéaire non affectée par l'ancienne structure bocagère.

Sur l'ensemble des toposéquences présentées (figure 10,11 et 12), l'analyse de la géométrie des horizons en lien avec les structures bocagères actuelles ou anciennes permet de définir deux types d'horizons :

- les horizons ogano-minéraux de surface (horizon A) qui s'épaississent du sommet des toposéquences jusqu'à l'amont des talus, où les épaissements sont maximaux. Leur géométrie discordante de part et d'autre des talus est nettement influencée par ces structures ;
- les horizons profonds (horizons B) d'épaisseur régulière ou croissante à l'échelle des toposéquences, non influencés par les structures bocagères qui se prolongent de part et d'autre des talus.

IV.2. Approche par datation absolue

IV.2.1. La datation au radiocarbone

Stratification des dates avec la profondeur

Le tableau 1 présente l'ensemble des résultats radiocarbone. Les dates se répartissent sur 5000 ans avec une dizaine d'entre elles situées avant notre ère. Parmi les dates les plus récentes, une douzaine appartient aux derniers siècles. Ces dates sont trop récentes pour être calibrées. Néanmoins, il est possible de les ranger relativement sur la base de leurs activité ^{14}C . Des informations relatives sont alors obtenues de ces résultats.

La première étape de l'utilisation des datations ^{14}C dans une démarche pédoanthracologique vise à établir une relation entre la profondeur de prélèvement des charbons de bois et leur âge estimé. L'ensemble des charbons assortis de leur âge calibré (âge estimé après correction) sont présentés sur la figure 13. Les âges calibrés varient de 3327-2900 av. J-C à 1600 ap. J-C pour des profondeurs de prélèvement comprises entre 14 et 160 cm. Les charbons plus récents que 1600 ap. J-C (12 sur 34) sont en réalité des charbons actuels ou modernes pour lesquels la calibration n'est pas possible. Ces jeunes charbons sont présents dans 5 des 7 fosses positionnées sur la figure 13, et leur

Tableau 1. Résultats des datations de 35 charbons par la méthode ^{14}C , accompagnés de leurs positionnements stratigraphiques.

Réf. Échantillon	Fosse	Prof. (cm)	Âge ^{14}C (B.P.)	Âge vrai calibré (années calendaires)	Activité ^{14}C (%)	Date approximatives pour les phases récentes
MT W3 P11 503	W3	35	4400 $\pm$ 50	3327 - 2900	av. J.-C.	57.84
MT N3-PT11-J10	N3	81,54	3990 $\pm$ 40	2616 - 2411	av. J.-C.	60.87
MT W2.2 13,5 E-5	W2.2	113,5	3020 $\pm$ 50	1398 - 1128	av. J.-C.	68.66
MT W3 PT 16 C 40	W3	72	2860 $\pm$ 50	1207 - 911	av. J.-C.	70.03
MT W2.2 13 M H 20	W2.2	129	2710 $\pm$ 50	967 - 801	av. J.-C.	71.38
MT W2-11M-67	W2	67	2445 $\pm$ 35	762 - 404	av. J.-C.	73.77
MT W3 282	W3	61	2355 $\pm$ 45	517 - 381	av. J.-C.	74.58
MT N3 13,5 K 10	N3	83,2	2210 $\pm$ 45	389 - 125	av. J.-C.	75.95
MT W2-11M-107	W2	107	2145 $\pm$ 35	352 - 56	av. J.-C.	76.58
MT E1-2 15	E1	60	2040 $\pm$ 50	168 - 53	av./ap./J.-C.	77.54
MT W2 21,5 M 10	W2	72,5	1630 $\pm$ 40	343 - 535	ap. J.-C.	81.65
MT W3 P11 C21	W3	73	1500 $\pm$ 40	441 - 642	ap. J.-C.	82.98
MT W2-7M-59/60	W2	59	1475 $\pm$ 35	538 - 645	ap. J.-C.	83.2
MT E1-2 14	E1	59	1320 $\pm$ 40	656-776	ap. J.-C.	84.88
MT E1-2-H5	E1	52	940 $\pm$ 30	1021 - 1185	ap. J.-C.	88.95
MT N13.14 J3	N3	88,7	920 $\pm$ 40	1024 - 1214	ap. J.-C.	89.23
MT W1 157	W1	64,5	840 $\pm$ 40	1062 - 1273	ap. J.-C.	90.02
MT W2-1 16 M Q 10	W2	72	770 $\pm$ 40	1215 - 1291	ap. J.-C.	90.85
MT E1-12D	E1	81	360 $\pm$ 30	1449 - 1638	ap. J.-C.	95.64
MT W3 PT 14 MI	W3	50,7	350 $\pm$ 40	1449 - 1643	ap. J.-C.	95.76
MT W3-PT9-C1	W3	31	335 $\pm$ 30	1473 - 1644	ap. J.-C.	95.92
MT W2-2 6 M E5	W2.2	14	280 $\pm$ 40	1493 - 1787	ap. J.-C.	96.52
MT W2-2 7 M 207	W2.2	33,1	125 $\pm$ 35	1670 - 1950	ap. J.-C.	98.48
MT E1-17	E1	110	120 $\pm$ 30	1670 - 1950	ap. J.-C.	98.5
MT W2.2 13 M 100	W2.2	163,2	30 $\pm$ 40			99.61
MT W1 28 M 113	W1	61,1	sub-actuel			101.49
MT E1-2 27	E1	46	sub-actuel			101.52
MT W3 PT7 D5	W3	44,5	sub-actuel			109.61
MT W3 PT 16 133	W3	50,3	sub-actuel			109.83
MT W3 PT 7 ZC5	W3	31,3	sub-actuel			112.15
MT W1 27,5 M 63	W1	93,3	sub-actuel			119.66
MT N3 P8 231	N3	41,6	sub-actuel			119.69
MT W2-2 L2	W2.2	51,8	sub-actuel			120.8
MT W1 88	W1	56,2	sub-actuel			136.42

antérieur à 1950

1954-55

1954-55

1956 à 58 ou 1998 à 2000

1956 à 58 ou 1998 à 2000

1957-58 ou 1994-95

1957 à 59 ou 1985 à 87

1957 à 59 ou 1985 à 87

1958 à 60 ou 1984-85

1961-62 ou 1974 -75

distribution verticale ne présente pas de réelle stratification : pour une même fosse (fosse W2.2 et W1), ils sont tout aussi bien présents en surface qu'en profondeur (fosse W2.2). Seule la fosse E2 présente une stratification régulière des âges des charbons avec la profondeur : les charbons les plus récents en surface, et les plus anciens en profondeur.

Relation date-type d'horizon pédologique

Nous avons essayé d'établir une relation entre les types d'horizons pédologiques dans lesquels les charbons ont été prélevés et les datations ^{14}C (figure 14). C'est dans les horizons A (horizons organo-minéraux) que les âges calibrés sont les plus variables, avec les charbons d'âges compris entre -3000 av. J-C et 1600 ap. J-C associés à de nombreux charbons modernes. La variabilité diminue pour la classe des horizons A/B et B/A (horizons de transition) où tous les âges sont plus récents que 1000 av. J-C, puis augmente de nouveau pour les horizons minéraux (horizons B), où la dispersion des valeurs est plus importante que dans les horizons A. Il est ainsi difficile de dégager une stratification ordonnée des âges selon le type d'horizon pédologique, surtout si l'on considère les inversions locales dans la stratigraphie. Mais si l'on prend en compte l'âge médian intra-horizon, celui-ci augmente des horizons A aux horizons B avec un âge médian postérieur à 1600 ap. J-C (ou sub-actuel) pour les horizons A, de 1062-1273 ap. J-C pour les horizons de mélange et maximal à 389-125 av. J-C pour les horizons B.

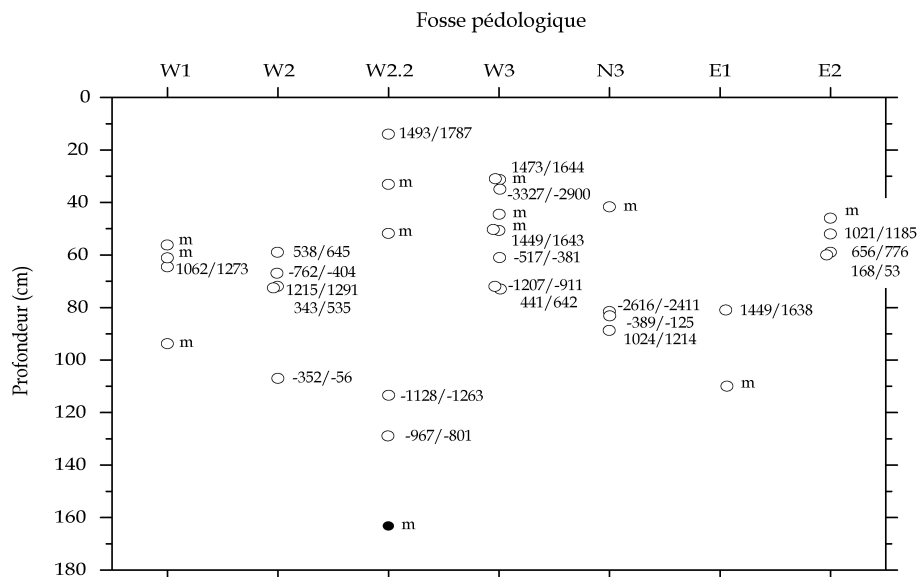


Figure 13. Profondeur de prélèvement et datation ^{14}C des charbons de bois au sein des fosses pédologiques (W1, W2, W2.2, W3, N3, E1 et E2). Les âges indiqués correspondent aux intervalles calibrés exprimés en années calendaires. (m : âge sub-actuel ou postérieur à 1600 ap. J-C).

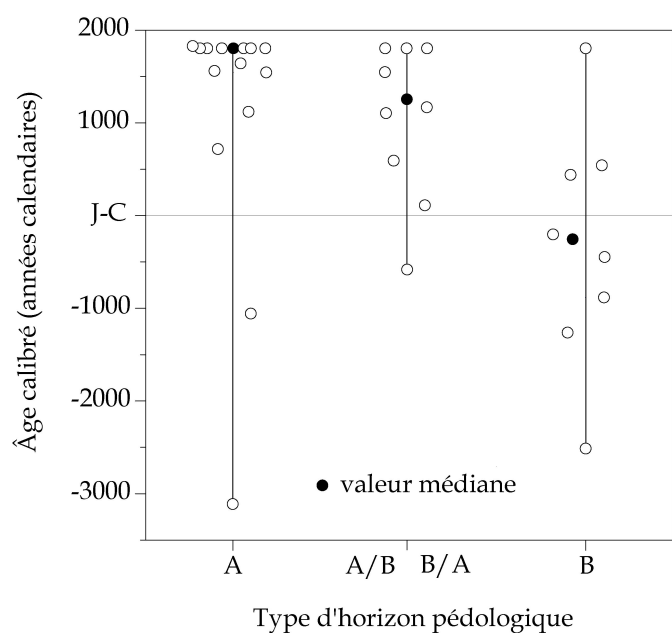


Figure 14. Ages calibrés (années calendaires) des charbons de bois, classés selon le type d'horizon pédologique dans lequel le charbon a été prélevé.

Tableau 2. Statistiques des activités massiques et surfaciques en césium-137, et profondeurs maximales de détection du signal sur les 44 sites de prélèvement.

	Am (Bq.kg ⁻¹)	As (Bq.m ⁻²)	Prof. (cm)
Minimum :	0,7	26	5
Maximum :	9,4	4303	50
Moyenne :	5,2	1798	n.c.
Ecart-type :	1,8	796	n.c.
1er quartile :	3,9	1435	30
Médiane :	5,1	1663	35
3ème quartile :	6,5	2133	40
Effectif :	44	44	44

n.c. : non calculé

Am : activité massique

As : activité surfacique

Prof. : profondeur césium

IV.2.2. Césium-137

Les statistiques établies sur les 44 sites de prélèvement (tableau 2) montrent une grande variabilité du signal de césium-137 à l'échelle du paysage : que ce soit pour les activités massiques ou surfaciques, les différences sur les résultats sont au moins de deux ordres de grandeur, avec des activités massiques qui varient de 0,7 à 9,4 Bq.kg⁻¹ et des activités surfaciques comprises entre 26 et 4303 Bq.m⁻². Les profondeurs maximales de détection du signal en césium-137 sont comprises entre 5 et 50 cm avec une majorité des sites présentant un signal entre 30 et 40 cm. Les profondeurs les plus élevées sont bien au-delà de la profondeur de l'horizon de labour (20/25 cm).

La figure 15 présente la localisation des sites de prélèvement des sessions 1 et 2, assortis des activités surfaciques (A_s) et massiques moyennes (A_m). Pour chaque site, les activités massiques moyennes ont été calculées comme la moyenne des activités massiques des couches qui le composent. Les activités surfaciques les plus faibles ou inférieures à 1435 Bq.m⁻² (tableau 1) sont localisées sur les talus, sur la fosse N1 (non décrite dans ce travail) et à l'est des structures bocagères, bien que ces dernières se situent pour certaines en bas de pente locale, lieux théoriques d'accumulation de sol. Les sondages à forts stocks de césium (> 2133 Bq.m⁻²) sont localisés immédiatement à l'ouest des structures bocagères, dans les fonds de vallée au sud du site d'étude (fosse N3) et en amont des talus sur le versant est (fosses E1 et E2).

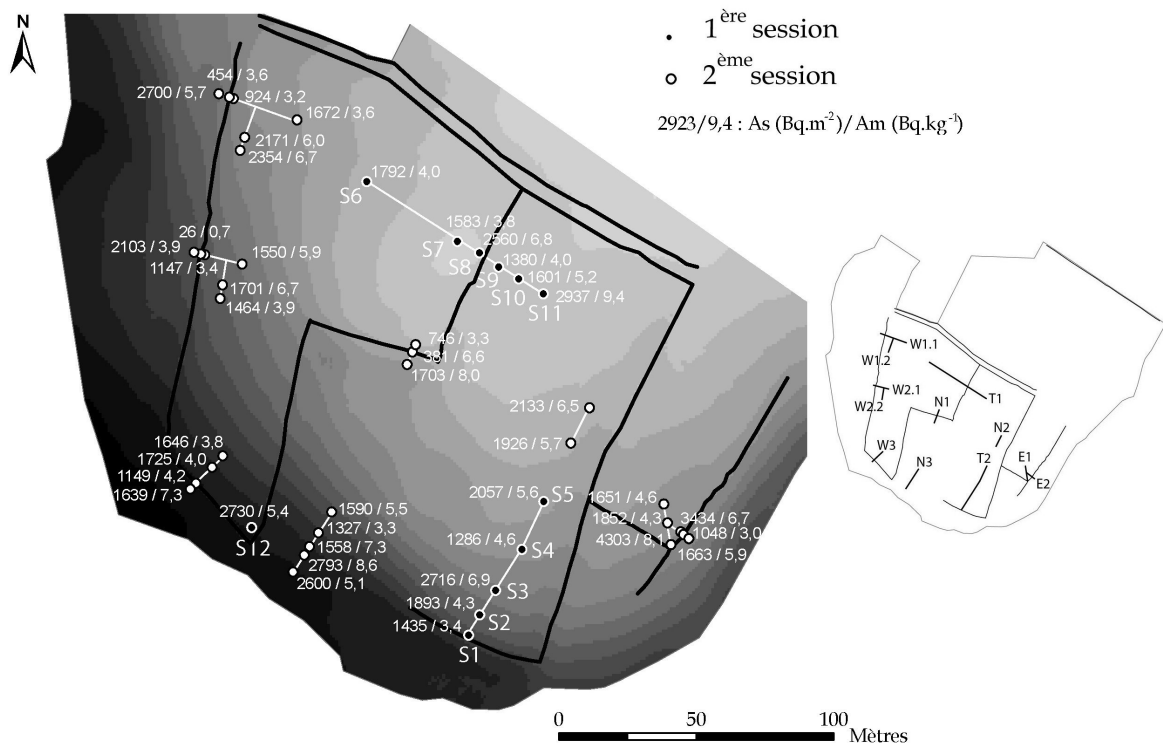


Figure 15. Localisation des 44 sites de prélèvement et activités surfaciques et massiques par site en 137Cs.

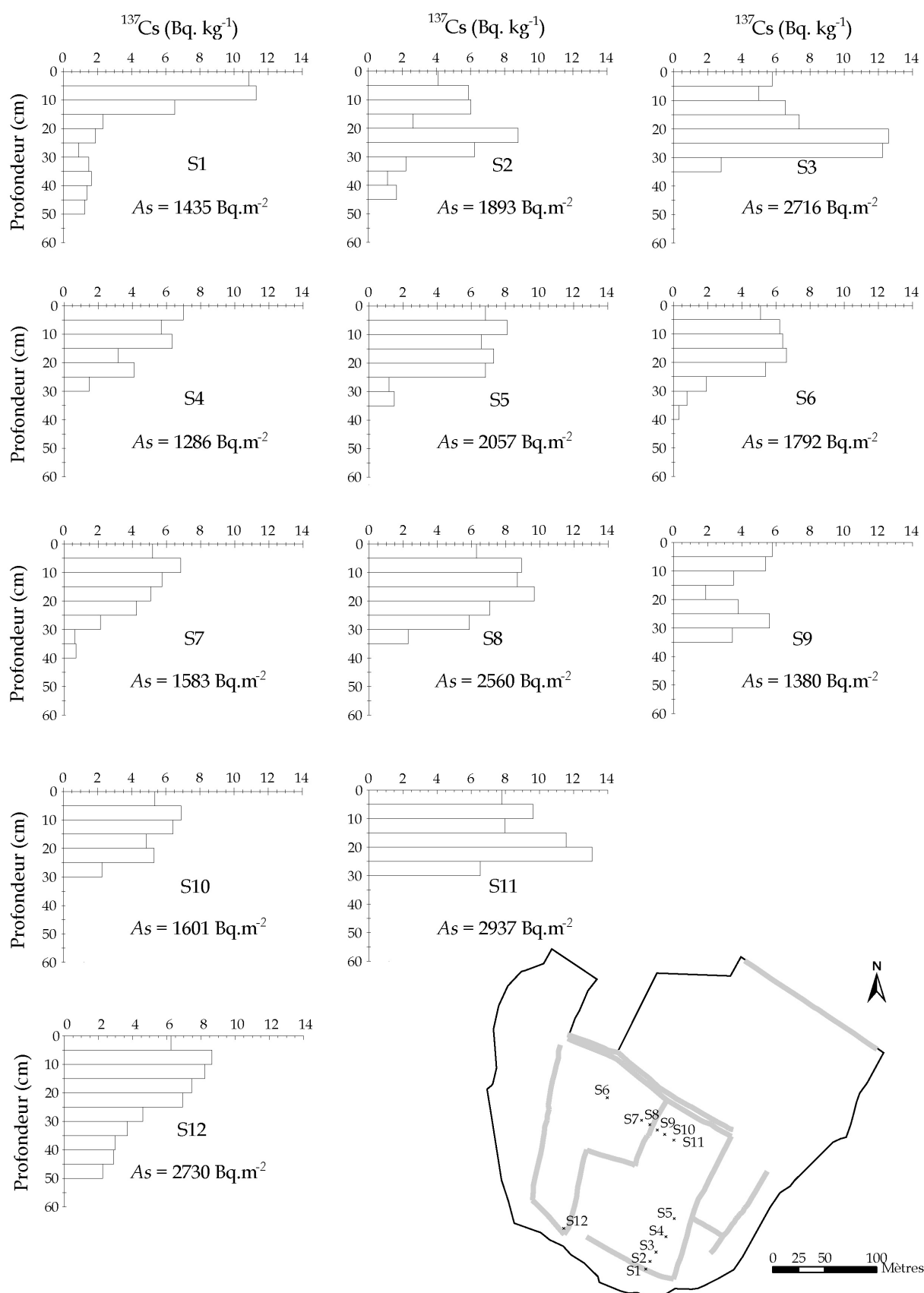


Figure 16. Profils des activités massiques pour les sondages de la première session d'échantillonnage (S1 à S12).

Distribution verticale des activités massiques

La figure 16 présente les profils verticaux des activités massiques (A_m) pour les 12 sondages de la première session d'échantillonnage par couches de 5 cm d'épaisseur jusqu'à 60 cm. La profondeur maximale du signal ^{137}Cs varie de 30 cm dans les sondages S4 et S7 à 50 cm pour les sondages S1 et S12. L'activité massique par couche de 5 cm est également très variable puisqu'elle varie d'un minimum de l'ordre d'1 Bq.kg⁻¹ à une valeur maximale de 13 Bq.kg⁻¹ mesurée entre 20 et 25 cm dans le sondage S11. Les profils se répartissent en 3 types distincts :

- les profils décroissants, avec une diminution rapide de l'activité massique avec la profondeur de sol (S1, S4, S7 et S12) ;
- les profils uniformes qui ont une activité massique peu variable sur les 25 premiers centimètres de sol (S5, S6, S8, S10), puis décroissante ;
- les profils inversés qui présentent un pic d'activité en césium en profondeur (S2, S3, S9 et S11).

Corrélations des teneurs en ^{137}Cs aux teneurs d'autres éléments

La distribution des activités massiques en ^{137}Cs avec la profondeur de prélèvement a été analysée en comparaison à celle des éléments plomb, potassium, thorium et uranium (^{210}Pb , ^{40}K , Th et U) par une analyse en composantes principales normées (A.C.P.n.), menée sur les 107 cylindres de la première session d'échantillonnage (figure 5 ou 15). Sur la représentation des plans factoriels (tableau 3 et figure 17), la composante 1 contribue à 39% de la variance totale ; elle est associée au vecteur profondeur et corrélée négativement au plomb (-0,40) et au césium (-0,50). La deuxième composante explique 27% de la variance totale ; elle est associée aux vecteurs K, Th et U (tableau 3). Sur la représentation des plans factoriels 1 et 2 (figure 17), nous pouvons identifier deux classes d'éléments :

- K, Th et U dont la distribution verticale est indépendante de la profondeur de prélèvement ;
- ^{137}Cs et ^{210}Pb dont l'activité massique diminue avec la profondeur de prélèvement, et qui ont un comportement indépendant de celui de K, Th et U.

La distribution verticale du ^{137}Cs est proche de celle du ^{210}Pb : les activités massiques diminuent avec la profondeur. Le ^{210}Pb a cependant un double comportement : sa composante issue de la désintégration du ^{226}Ra est présente sur l'ensemble du profil, alors que sa composante issue de la désintégration du ^{222}Rn est fortement adsorbée sur les particules fines de surface (Chanton *et al.*, 1983). Alors que les éléments K, Th et U venant du fond géochimique ont une distribution indépendante de la profondeur, les particules marquées en césium-137 ont une signature géochimique de surface.

Tableau 3. Composition et contribution des composantes de l'analyse en composantes principales normées, menée sur les 107 cylindres de la première session d'échantillonnage. (Contribution : contribution de la composante à la variance totale ; profondeur : profondeur de prélèvement des cylindres).

	Comp.1	Comp.2	Comp.3	Comp.4
Valeur propre :	1,5	1,3	0,9	0,7
Variance totale (%) :	39%	27%	14%	9%
Profondeur (cm) :	0,58	-0,16	n.s.	0,17
Cs (Bq.Kg ⁻¹)	-0,50	0,30	n.s.	-0,59
Pb (Bq.Kg ⁻¹)	-0,40	0,40	0,19	0,77
K (Bq.Kg ⁻¹)	0,34	0,44	0,56	-0,11
U (ppm)	0,13	0,47	-0,80	n.s.
Th (ppm)	0,35	0,56	n.s.	-0,15

Comp. : composante
n = 107

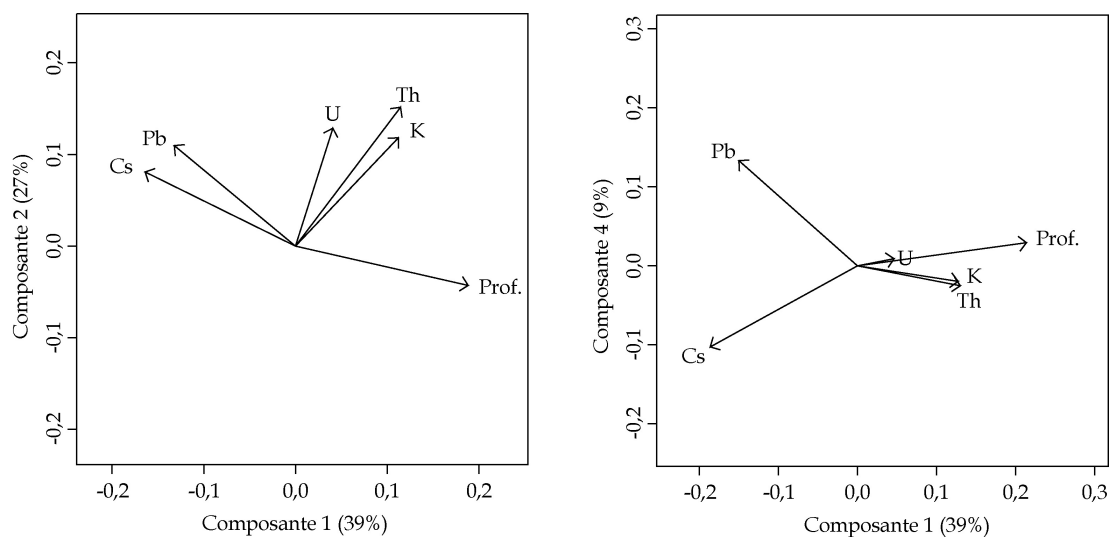


Figure 17. Représentation des plans factoriels de l'A.C.P.n., menée sur les 107 cylindres de la première session d'échantillonnage.

IV.2.3. Distribution spatiale des activités surfaciques

L'activité surfacique A_s est obtenue en cumulant verticalement les activités massiques (équation 1) et en exprimant le résultat par unité de surface. Ici nous commentons les A_s des sites de la première session d'échantillonnage (figure 5 ou 15) disposés selon deux directions perpendiculaires : l'une est-ouest, l'autre nord-sud. Le transect nord-sud est composé d'amont en aval des sondages S5 à S1. La pente locale en S5 est faible, puis son intensité augmente jusqu'en S1, localisé en amont de talus. En sommet de transect (S5), l'activité est de 2057 Bq.m⁻², associée à un profil des A_m de type uniforme. Elle diminue en S4 (profil décroissant) avant de retrouver une valeur maximale de 2716 Bq.m⁻² en S3 (profil inversé), et de diminuer jusqu'à une valeur de 1435 Bq.m⁻² en S1. Sur ce transect, les fortes activités surfaciques sont toujours associées à de fortes activités massiques.

Le transect est-ouest composé des sites S6 à S11 est positionné sur une topographie plane, et recoupe une structure haie-talus d'orientation NE-SO. Les activités surfaciques varient de 1380 Bq.m⁻² pour le sondage S9 immédiatement à l'est de la structure bocagère à 2560 Bq.m⁻² pour S8 placé immédiatement à l'ouest de cette même structure. Les autres ont une A_s qui varie peu, comprise entre 1583 et 1792 Bq.m⁻².

Tableau 4. Corrélations entre les activités surfaciques (n = 39) et les paramètres topographiques du modèle numérique d'altitude du site d'étude (maille de 1 m). (Corrélations établies hors sites localisés sur les talus.)

	¹³⁷ Cs (Bq.m ⁻²) :
Pente (%) :	-0,34
Convexité verticale (m ⁻¹) :	0,11
Aire de drainage amont (m ²) :	-0,09
Distance géographique aval aux talus (m) :	-0,06
Distance PGP aval aux talus actuels (m) :	-0,12
PGP : plus grande pente	

Corrélations des activités surfaciques en ¹³⁷Cs aux paramètres topographiques

Le tableau 4 présente les corrélations entre les activités surfaciques établies sur 39 sites, et les paramètres topographiques et d'exposition calculés sur la base du modèle numérique d'altitude. Compte tenu de leur position particulière, les sites localisés sur les talus ont été exclus. La corrélation absolue la plus élevée (-0,34) est observée avec le paramètre de pente. Les autres paramètres ont des corrélations très faibles ou non significatives au seuil 0,1. Bien qu'explicatifs d'une partie de la distribution spatiale du césium-137, les processus érosifs sous contrôle topographique ne sont pas les seuls à l'origine des activités surfaciques observées.

Relations entre la profondeur du signal de ^{137}Cs et l'épaisseur des horizons pédologiques

La profondeur du signal de ^{137}Cs en chacun des sites de prélèvements de la deuxième session d'échantillonnage ($n = 39$) a été mise en relation avec les épaisseurs des horizons pédologiques relevées sur ces mêmes sites (figure 18). La profondeur du signal apparaît généralement limitée à l'épaisseur des horizons A. Néanmoins, 9 des 39 sites ont une profondeur de signal supérieure à cette limite, observée pour de faibles profondeurs des horizons A (< 35 cm). La même relation établie avec la profondeur cumulée des horizons A et A/B montre que l'ensemble des sites ont une profondeur de signal comprise dans l'épaisseur des horizons A et A/B. Le césium-137 marque des matériaux récemment exposés à l'atmosphère (ou mélangés à des matériaux exposés). Dans notre étude, la majorité du volume des horizons organo-minéraux n'est pas marqué en césium-137. L'épaisseur des horizons A est donc en grande partie acquise de longue date (avant 1950).

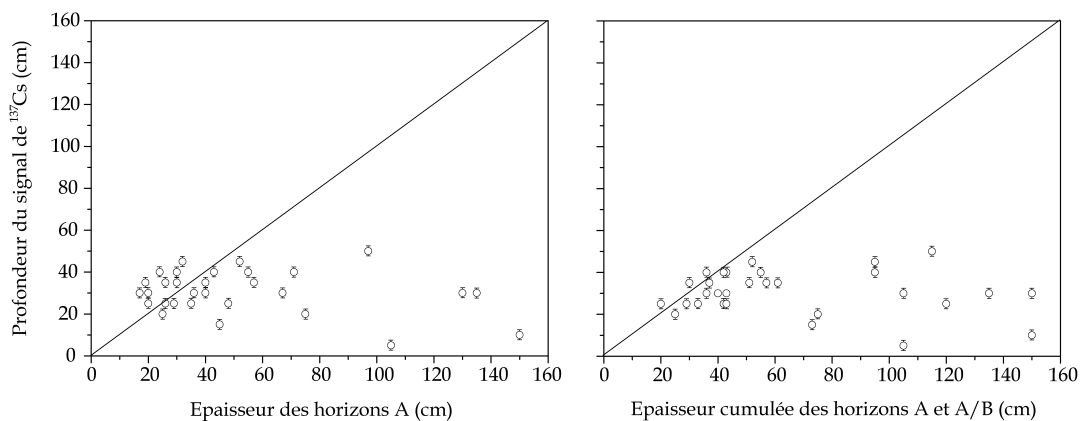


Figure 18. Relation entre la profondeur du signal de ^{137}Cs , l'épaisseur des horizons A et l'épaisseur cumulée des horizons A et A/B. Les relations ont été établies sur les 39 sites de la deuxième session d'échantillonnage pour lesquels nous disposons d'un relevé précis de l'épaisseur des horizons pédologiques. Les intervalles sur les profondeurs de signal ^{137}Cs restituent l'épaisseur des cylindres de prélèvement.

IV.2.4. Redistributions en sols

Le césium doit nous permettre de quantifier la dynamique d'éventuels processus d'érosion/accumulation. La pluralité des profils des activités massiques de ^{137}Cs empêche l'application de modèles de conversion classiques comme celui de Zhang *et al.* (1990), dont une condition nécessaire est celle de profils de césium-137 homogènes ou exponentiels. Notre choix fut donc de commenter l'information césium-137 en appliquant la « méthode stratigraphique » (VandenBygaart, 2001).

Tableau 5. Taux d'érosion calculés selon la « méthode stratigraphique » (VandenBygaart, 2001). (Le calcul a été établi sur 31 sondages présentant une profondeur du signal de ^{137}Cs supérieure à 25 cm, et un pic des retombées en ^{137}Cs en 1963.)

	Effectif	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	1 ^{er} quartile	Médiane	3 ^{ème} quartile
$T_A \text{ (mm.an}^{-1}\text{)} :$	31	2,4	7,1	4,0	1,6	2,4	3,4	4,8

Posons l'hypothèse d'un labour homogène de 20 cm de profondeur, effectué sur l'ensemble du site d'étude, et qui a homogénéisé le césium juste après le premier pic significatif des retombées atmosphériques survenu en 1963. Dans ce cas le taux moyen d'accumulation (tableau 5) calculé selon la méthode stratigraphique est de $4,0 \pm 1,6 \text{ mm.an}^{-1}$ (moyenne $\pm$ écart-type) pour une valeur médiane de $3,6 \text{ mm.an}^{-1}$. Ce calcul a été effectué sur 31 sondages présentant un signal césium au-delà de 25 cm de profondeur, et ne prend pas en compte les sondages sur les talus.

IV.3. Intégration des résultats

IV.3.1. Toposéquences en amont des talus très anciens

Les toposéquences illustrées sur la figure 10 (W1, W2 et W3) sont localisées à l'ouest du secteur d'étude. Elles ont été creusées perpendiculairement au talus implanté depuis le Haut Moyen-Âge (Cattedu *et al*, 2001).

La toposéquence W1 est caractérisée par des sols faiblement lessivés (Néoluvisols) présentant des traces d'hydromorphie en profondeur, et une épaisseur régulière des horizons limoneux. Elle est associée à un talus aujourd'hui vestigial daté de l'an 800-1000, qui est doublé d'un ancien chemin creux en sa position aval. L'ensemble talus-chemin creux est séparé par une dénivelée topographique importante d'environ 2 m. Les horizons A s'épaississent de l'amont jusqu'au talus, où leur épaississement maximal s'interrompt. Leur géométrie suit alors la dénivelée topographique. Les horizons de transition (horizons A/B et B/A) sont épais avec localement des épaisseurs supérieures à 50 cm et bien différenciés à l'amont de la toposéquence. Les horizons minéraux ont une géométrie régulière et quasi linéaire qui se prolonge après l'ensemble talus-chemin creux. Les charbons prélevés dans les horizons A, à l'aplomb du talus et au niveau de l'ancien chemin sont sub-actuels (postérieurs à 1600 ap. J-C), et plus récents que celui prélevé dans les horizons de transition (1062-1273 ap. J-C). En sommet de toposéquence, le ^{137}Cs est présent sur la totalité de l'épaisseur des horizons A et A/B pour une activité surfacique de 1672 Bq.m^{-2} . Le signal diminue significativement en profondeur et en activité surfacique à l'approche du talus où il est très faible ($A_m = 3,6 \text{ Bq.kg}^{-1}$; $A_s = 454 \text{ Bq.m}^{-2}$). Il est maximal avec une activité surfacique de 2700 Bq.m^{-2} au niveau de l'ancien chemin creux.

La toposéquence W2 présente des sols sains (absence d'hydromorphie) et non lessivés en sommet de toposéquence (Brunisols), puis des sols faiblement lessivés (Néoluvisols) avec apparition d'une hydromorphie de profondeur en aval. L'épaisseur des horizons limoneux est croissante d'amont en aval, en relation avec un abattement du toit de l'arène. Les structures rencontrées sont similaires à celles de W1 : un talus en terre de 30 cm daté de l'an 800-1000, doublé d'un ancien chemin creux et une dénivelée topographique d'1 m. Les horizons A s'épaississent de l'amont jusqu'au talus, après lequel l'épaisseur est constante. Les horizons de transition sont épais et bien individualisés en sommet de pente, et disparaissent à l'approche de l'épaississement maximal des horizons A. Les horizons minéraux ont une épaisseur croissante d'amont en aval avec un niveau supérieur régulier non affecté par les structures talus-chemin creux. Les charbons ont un âge stratifié selon le type d'horizon pédologique : 1215-1291 ap. J-C pour les horizons A/B, 538-645 ap. J-C pour les horizons B/A et maximal pour les horizons B (entre 352 av. J-C et 535 ap. J-C). Une inversion stratigraphique locale est constatée pour deux charbons datés d'avant notre ère. La profondeur du signal de césium est faible en amont du talus et n'excède pas 30 cm. Elle est plus élevée au niveau de l'ancien chemin creux (45 cm). Les activités surfaciques ont une répartition semblable à celle observée en W1 : moyenne en sommet de pente (1550 Bq.m⁻²), faible à l'approche du talus sur lequel elle est minimale (26 Bq.m⁻²) et maximale en aval (2103 Bq.m⁻²).

En W3, les sols amont sont faiblement lessivés (Néoluvisols), développés dans un matériau limoneux d'épaisseur régulière et présentant une intensification de l'hydromorphie vers l'aval. En aval les sols sont des Rédoxisols, développés dans un matériau d'origine alluviale marqué par la présence de quartz. Le talus est daté du Haut Moyen-Âge. Il est toujours associé à un ancien chemin creux dont la base est ici encaissée par des blocs de taille supérieure à 20 cm. Aucune dénivelée topographique n'est perceptible de part et d'autre du talus. Les horizons A ne s'épaississent pas nettement à l'échelle de cette toposéquence. Nous observons une différenciation prononcée des horizons de transition qui disparaissent à l'approche du talus. Les horizons minéraux ont une épaisseur régulière et une organisation classique avec une augmentation de l'intensité du lessivage d'amont en aval. Les charbons sont divisés en deux groupes distincts : en amont du talus, des charbons datés de notre ère (ap. J-C) et en aval du talus, des charbons plus anciens (av. J-C). En amont du talus les âges sont sub-actuels pour les charbons prélevés dans les horizons A et les horizons de transitions, et plus anciens pour les horizons B. Seuls deux charbons ne répondent pas à la distinction amont aval : l'un très ancien (3327-2900 av. J-C) est en position d'inversion stratigraphique dans les horizons A, l'autre est localisé dans les horizons A à la base du talus. Les activités surfaciques en ¹³⁷Cs sont peu différentes d'amont en aval. Simplement, sur le site aval au talus, le césium est concentré ($A_m = 7,3 \text{ Bq.kg}^{-1}$) sur une faible profondeur (20 cm) au lieu de 35 cm en amont. Le talus a une assez faible activité surfacique en césium-137 (1149 Bq.m⁻²) bien que la profondeur du signal et l'activité massique soient du même

ordre de grandeur qu'en aval. Cet effet est lié aux faibles masses volumiques de sol à cette position.

IV.3.2. Toposéquences en amont des talus antérieurs à 1833

La figure 11 présente les toposéquences E1 et E2 localisées sur le versant est du secteur d'étude. Elles ont été creusées en position topographique basse d'une parcelle, à la jonction entre deux talus implantés avant 1833. La rencontre entre ces deux talus forme une structure en coin, dont l'aire de drainage amont est inchangée depuis 1833.

La toposéquence E1 présente des sols non lessivés, sans trace d'hydromorphie (Brunisols). L'épaisseur des horizons limoneux est régulière de l'amont jusqu'au talus. Sur cette représentation, la levée de terre qui constitue le talus marque la jonction précédemment évoquée entre deux talus implantés avant 1833. Aucune dénivelée topographique n'est mise en évidence part et d'autre du talus. La géométrie des horizons A diffère nettement de la géométrie d'ensemble. Ces horizons ne s'épaississent pas d'amont en aval mais forment un « cône » d'1 m d'épaisseur environ juste avant le talus. Les horizons de transition (horizons A/B et B/A) se différencient et leur épaisseur croît à l'approche du talus. L'évolution des horizons minéraux est régulière à l'échelle de cette toposéquence. Deux charbons de bois ont été prélevés à la base de l'accumulation maximale des horizons A. Ils sont tous deux récents ou sub-actuels. La répartition spatiale du césium-137 est très marquée : à l'amont immédiat du talus les activités massiques et surfaciques ($A_m = 8,1 \text{ Bq.kg}^{-1}$; $A_s = 4303 \text{ Bq.m}^{-2}$) sont près de 2 fois plus élevées que les activités des deux sites plus en amont. Cette évolution est suivie par la profondeur du signal de césium-137 : d'abord limité aux seuls horizons A (30 cm), le signal s'étant aux horizons A/B pour atteindre 35 cm au point central, puis est maximal en amont immédiat de talus (50 cm).

E2 est localisée à l'amont de la toposéquence E1. Les sols amont sur cette toposéquence sont semblables à ceux présents en E1 (Brunisols), mais ils évoluent vers des sols lessivés et hydromorphes (Néoluvisols) à l'aval. L'épaisseur des horizons limoneux suit cette évolution : régulière en amont du talus, elle augmente brutalement à l'aval. Un talus implanté avant 1833, associé à une faible dénivelée topographique ($< 30 \text{ cm}$), est discordant avec la géométrie des horizons A : de faible épaisseur en amont, elle semble s'épaissir en aval. Une fois encore les horizons de transition s'épaississent du sommet de la toposéquence jusqu'au talus. Ils sont quasiment inexistantes après cette structure. Les horizons minéraux ont une limite supérieure linéaire d'amont en aval. Leur épaisseur, d'abord régulière, croît après le talus. Les charbons ont été prélevés par couples. Le premier couple a été prélevé dans l'épaississement maximal des horizons de transition. Les âges sont très différents entre eux (1600 et 1021-1185 ap. J-C) mais sont beaucoup plus récents que ceux des charbons prélevés sous le talus (168-53 av./ap. J-C et 656-776 ap. J-C). La répartition spatiale en césium-137 est proche de celle observée sur la toposéquence E1. Le stock de césium est moyen en amont ($A_m = 1852 \text{ Bq.kg}^{-1}$;

$A_s = 4,3 \text{ Bq.m}^{-2}$) pour une profondeur de 35 cm, puis il augmente en intensité ($A_m = 6,7 \text{ Bq.kg}^{-1}$; $A_s = 3434 \text{ Bq.m}^{-2}$) et en profondeur (45 cm) à l'aval immédiat du talus. Les activités et la profondeur sont faibles sur le talus. Elles augmentent de nouveau en position aval. La profondeur du signal en ^{137}Cs n'excède jamais la profondeur des horizons A.

IV.3.3. Toposéquences en amont de talus aujourd'hui disparus

Les toposéquences N3 et W2.2 sont toutes deux creusées selon la ligne de plus grande pente. Elles ne sont sécantes avec aucune structure bocagère actuelle.

La toposéquence W2.2 présente des sols faiblement lessivés (Néoluvisols) avec une faible intensité d'hydromorphie de profondeur et une épaisseur des horizons limoneux qui tend à décroître d'amont en aval. Cette toposéquence est sécante avec un talus implanté avant 1833 et qui fut arasé entre 1833 et 1949. La géométrie des horizons A est complexe : elle diminue de l'amont à l'aval, mais ces horizons sont très épais à proximité de l'ancienne structure. Les horizons de transition diminuent eux aussi vers l'aval, jusqu'à la zone d'épaississement maximal des horizons A où ils disparaissent, avant de réapparaître plus en aval. La géométrie des horizons minéraux est très variable, avec une épaisseur qui diminue d'amont en aval. Les charbons prélevés dans les horizons organo-minéraux (horizons A) sont tous d'âge sub-actuel, et plus récents que les charbons prélevés dans les horizons minéraux très anciens et d'âge antérieur à notre ère (1398-1128 et 967-801 av. J-C). Une inversion stratigraphique est observée pour un charbon sub-actuel localisé à 163 cm de profondeur. Les profondeurs du signal en césium-137 sont peu différentes (35 et 40 cm) mais les activités massiques et surfaciques sont moins importantes à l'aval qu'à l'amont.

Les sols de la toposéquence N3 suivent une évolution classique de versant : en amont des Brunisols de faible épaisseur, auxquels succèdent des sols d'épaisseur croissante (Néoluvisols) présentant un lessivage d'abord faible puis qui s'accroît vers l'aval et associé à une intensification de l'hydromorphie. L'épaisseur des horizons limoneux est très nettement croissante de l'amont à l'aval. Un ancien talus implanté avant 1833 et arasé après 1949 était présent dans la partie aval de la toposéquence. Une dénivelée topographique de 50 cm environ est observée à près de 2 m à l'aval de l'emplacement estimé de cette ancienne structure. L'épaississement des horizons A est conséquent et linéaire du sommet de pente à l'amont de l'ancien talus où il est maximal, puis l'épaisseur diminue avant d'être progressivement uniforme à l'aval. Les horizons de transition ne sont présents qu'à la base des épaississements maximaux des horizons A. Les horizons minéraux ont une épaisseur croissante d'amont en aval et présentent une limite supérieure linéaire. Sur cette toposéquence, l'âge des charbons est stratifié selon le type d'horizon pédologique : un âge sub-actuel pour les horizons A, qui augmente à 1024-1214 ap. J-C pour des horizons A plus épais, et très ancien pour les horizons B (2616-2411 et 389-125 av. J-C).

V. DISCUSSION

V.1. Effet des structures bocagères sur la géométrie des horizons

A

Le schéma classique retenu pour interpréter le rôle des haies sur l'organisation des sols est celui d'une accumulation en amont de haies perpendiculaires à la pente, l'épaississement étant proportionnel à l'aire drainée en amont du système haie-talus (Baffet, 1984 ; Pappendick et Miller, 1977 ; Carnet, 1978 ; Walter *et al.* 2003 ; Salvador-Blanes *et al.*, 2005). Sur le site d'étude de Montours, nous observons effectivement ce type d'accumulation sur les toposéquences E1 et E2 (figure 11) qui sont perpendiculaires au versant. Néanmoins, l'étude de toposéquences, dans différentes situations d'orientation de haies par rapport à la topographie, montre que ce schéma est *a priori* trop simpliste. En effet, on peut remarquer que :

- aucune accumulation significative n'est observée sur la toposéquence W3 (figure 10), positionnée selon la ligne de plus grande pente, et perpendiculaire à un talus daté de plus de 1200 ans ;
- des épaississements importants sont observés sur les toposéquences W1 et W2 (figure 10) selon une direction qui n'est pas celle de plus forte pente ;
- des épaississements sont observés sur une pente non associée à un talus actuel (N3) (figure 12).

Les organisations actuelles ne peuvent donc pas s'expliquer par la seule prise en compte de la topographie et du parcellaire actuel. Elles deviennent plus compréhensibles en intégrant le parcellaire ancien et les résultats de la méthode césium-137, qui met en évidence l'action de processus d'érosion récents.

En premier lieu, seules les toposéquences E1 et E2 sont localisées en des sites dont les conditions topo-paysagères sont inchangées depuis 1833. Sur ces toposéquences, on constate une concordance des zones d'épaississement maximal des horizons organo-minéraux et des sites d'accumulation en césium-137 (figure 11). Dans cette partie du secteur d'étude, il existe de ce fait pour des conditions stationnaires, une persistance des processus.

La toposéquence W3 (figure 10), pour laquelle on note l'absence d'accumulation, est aujourd'hui à l'aval d'une aire de drainage amont importante. Néanmoins, ce n'était historiquement pas le cas, puisqu'une haie positionnée en amont et arrachée entre 1833 et 1949, délimitait une parcelle de petite dimension non favorable à de fortes accumulations (figure 9).

A l'inverse, les toposéquences W1 et W2, présentant des épaississements importants (figure 10), étaient jusqu'en 1833 localisées en position d'exutoire de parcelles favorables à l'accumulation, ce qui n'est plus le cas aujourd'hui. Cela se traduit par de faibles

activités en ^{137}Cs à proximité de la haie. Dans le cas de la toposéquence N3, présentant également un épaissement, nous sommes dans une situation de bas de versant à pente forte avec présence d'une haie perpendiculaire arrachée après 1949 (figure 9). Les fortes activités surfaciques en césium-137 nous indiquent que le volume anciennement accumulé en amont de talus est aujourd'hui redistribué en position aval.

Ainsi, nous observons en 2005 des organisations pédologiques sous contrôle des processus d'érosion, dont l'action a été modulée par des conditions topo-paysagères anciennes. Le réseau bocager joue un rôle essentiel sur l'organisation des horizons organo-minéraux à l'échelle du paysage. Par son effet anti-érosif, il permet un stockage sur les versants des matériaux d'érosion (Salvador-Blanes, 2002). Aussi l'arasage de nombreux talus (figure 3) a modifié les redistributions des sols au cours des dernières décennies, ce qui se manifeste par une fréquente déconnexion entre les zones d'épaissement maximales des horizons A et celles de plus fortes activités en césium. En ouvrant l'espace, on a changé les sites d'érosion et d'accumulation en sol, et augmenté localement les aires de drainage amont. Mais ces modifications récentes (depuis 1833) ont en fait peu modifié l'empreinte des organisations acquises de plus long terme.

Le remaniement du sol par l'activité biologique est un second processus susceptible de modifier l'organisation du sol en lien avec la présence de haies. Ce processus est seul susceptible d'expliquer deux types d'observations :

1. la présence quasi-systématique d'horizons de mélange, notés A/B et B/A, entre les horizons organo-minéraux et les horizons minéraux, dont on a montré que les limites étaient très digitées (Chap. II) ;
2. l'absence sur l'ensemble du site d'étude de structures pédologiques de type lamellaire ou liées à des faces de compression, qui pourraient s'expliquer par des dépôts sédimentaires ou une activité humaine. A titre d'exemple, les structures en cône inversées observées systématiquement en amont des talus apparaissent clairement, sur la base de leur forme et de la présence de matière organique en profondeur, comme des anciens fossés rebouchés par l'homme ou par les processus d'érosion. Néanmoins, aucune indication de structure ne permet de le corroborer.

L'hypothèse avancée est que l'action de la macrofaune, en particulier des vers de terre, conduit à une disparition progressive des structures liées à la sédimentation ou au comblement. L'explication serait un remaniement vertical plus important et profond d'origine animale, favorisé par un effet local des systèmes haies-talus (humidité, apport de matière organique fraîche). Pour autant la profondeur de disparition du signal césium-137 reste dans la majorité des cas très inférieure à celle de l'épaissement des horizons organo-minéraux. Si la macrofaune a profondément modifié le sol, elle ne semble pas avoir entraîné en profondeur des quantités détectables de césium, même si

l'effet de la bioturbation sur le transfert des radionucléides a déjà été considéré (Müller-Lemans et van Dorp, 1996).

V.2. Datation des sols

La description des toposéquences confirme le caractère dynamique des horizons organo-minéraux dont la géométrie est contrainte par les éléments paysagers d'origine anthropique. Ces horizons poursuivent leur pédogenèse sur des temps récents.

La datation absolue au carbone-14 de ces horizons par l'intermédiaire des charbons de bois, repose sur l'hypothèse que les charbons sont plus anciens que les horizons qui les entourent. Produits en surface suite à des incendies naturels ou anthropiques (Marguerie, 1992 ; Marguerie *et al.*, sous presse), ils seraient inclus dans les horizons du sol par l'apport en surface de matériau qui les enfouit progressivement. Pour renforcer cette hypothèse, nous avons fait le choix de sélectionner sur le terrain des charbons de grande taille, ne pouvant être ingérés par des vers de terre, dans l'optique de limiter les possibilités de migration.

Les résultats de datation ont montré en premier lieu l'absence de corrélation entre l'âge des charbons et leur profondeur de prélèvement. Ce type d'observation concorde avec différents travaux (Thinon (1992), Carcaillet et Talon (1996) et Schwartz *et al.* (2005)), qui mettent également en évidence des inversions d'âge en fonction de la profondeur. Deux types d'inversions marquantes peuvent être relevés : (i) l'existence de charbons anciens à faible profondeur, qui pourrait s'expliquer par une résistance particulièrement élevée de ces charbons à la désagrégation ; (ii) la présence en profondeur (par exemple, à 95 cm en W1, à 105 cm en E1 et à 160 cm en W2.2) de charbons datés comme modernes. Ces observations semblent remettre en cause l'hypothèse initiale d'une faible migration des charbons de bois dans les sols du fait de leur taille et de leur faible résistance mécanique. Si l'on pose à présent l'hypothèse d'une importante résistance mécanique, renforcée par la protection d'une gangue de sol, les charbons peuvent être d'origine allochtone. Il devient alors possible d'observer des charbons d'âges beaucoup plus variables en fonction de la profondeur. Les premiers tests de résistance mécanique effectués au laboratoire semblent confirmer cette dernière hypothèse. La deuxième source de variabilité est inhérente au sol et à ses fonctions. Le sol est un matériau meuble, support de l'activité biologique. Les organismes (faunes, flore) qui le colonisent, les animaux, les végétaux et les hommes sont susceptibles de modifier la stratigraphie des horizons.

Contrairement à la plupart des travaux antérieurs, nous n'avons pas daté des charbons de bois recueillis après tamisage du sol, méthode qui ne permet pas de les relier précisément à leur contexte pédologique. En prélevant les charbons sur les tranchées, nous avons pu les localiser avec une précision centimétrique et les rattacher avec certitude à des types d'horizon. La relation entre les datations ^{14}C des charbons et le type d'horizon dont ils sont issus (figure 14) apparaît nettement plus ordonnée, avec une distinction claire des âges médians entre les différents types. Ce constat n'est pas

surprenant car il n'existe pas de relation simple entre la profondeur d'un sol et son âge qui soit extrapolable à l'échelle d'un paysage. Car dans les enregistrements sédimentaires, le temps a une égale probabilité d'être enregistré sous forme de dépôts et sous forme de non-dépôts (surface d'érosion, lacunes stratigraphiques). Ceci est encore plus vrai dans notre contexte d'étude où le sol s'est formé à la faveur d'un matériau exogène (limons), de répartition initiale inégale. Alors que conceptuellement, un horizon peut être vu comme un volume de sol homogène par ses constituants et ses propriétés, formé par une combinaison de processus pédogénétiques que l'on peut considérer homogènes. Nous pouvons donc penser qu'à l'échelle du paysage, des horizons identiques ont une histoire identique. De plus, compte tenu de la variabilité des charbons inclus dans la matrice de sol, l'interprétation de l'âge médian semble plus robuste. Cela nous évite d'exclure des charbons dits « aberrants », qui peuvent tout autant que les autres constituer une information essentielle.

Selon cette approche, l'âge médian estimé pour les horizons A est postérieur à 1600 ap. J-C, postérieur à 1000 ap. J-C pour les horizons de transition de type A/B et *ante* J-C pour les horizons B. Bien entendu ces âges sont assortis d'une grande variabilité, plus importante pour les horizons A dont la formation se poursuit de nos jours et pour lesquels l'inclusion de charbons anciens et récents est encore possible. A l'inverse, Carcaillet (2001a) évoque que l'intégration de charbons dans les horizons plus profonds ne peut se produire que par un transfert vertical dû à l'activité biologique. Cette approche de la datation des volumes de sols par estimation de l'âge des charbons de bois doit encore être complétée par une modélisation chrono-stratigraphique. Cette modélisation numérique qui met à profit la statistique bayésienne nous permettra de réduire l'incertitude sur les datations absolues, et de préciser les relations chrono-stratigraphiques.

V.3. Dynamique des processus de formation

Il est possible de quantifier la dynamique des processus d'érosion par une extrapolation de l'épaisseur des enregistrements en amont de talus, acquise suite à la mise en place du réseau bocager. Mais il persiste une forte incertitude sur l'estimation de l'épaisseur initiale des horizons organo-minéraux. Si l'on prend en compte l'âge précédemment estimé des horizons A (< 400 ans), on peut alors penser que depuis l'installation du réseau bocager (1200 ans), une partie importante du carbone organique du sol ait été minéralisé. Mais peu d'informations sont aujourd'hui à notre connaissance pour interpréter la dynamique du carbone organique dans les horizons profonds. Nous pouvons donc penser que de nombreux horizons ont aujourd'hui perdu leur caractère organique et la limite inférieure actuelle de ces horizons n'est donc pas identique à celle contemporaine de l'installation du réseau bocager. La présence de charbons dans les horizons minéraux confirme cette idée. Les charbons formés en surface ont été inclus dans des horizons de surface, nécessairement organiques au moment de l'enfouissement

par dépôt sédimentaire issu de l'érosion. Leur présence dans des horizons aujourd'hui non organiques peut donc résulter : soit d'un remaniement post enfouissement dans la colonne de sol, soit d'une perte du caractère organique de l'horizon. Il reste donc de fortes incertitudes sur les processus qui limitent notre aptitude à quantifier la dynamique de formation des horizons organo-minéraux à long terme.

La dynamique à court terme apparaît plus simple à quantifier. On peut penser que sur une période de 40 ans, la limite entre les horizons organo-minéraux et les horizons minéraux a peu varié et que dans cette gamme de temps, le processus majeur de formation des horizons est lié aux redistributions de sol à l'échelle du paysage. L'utilisation de la méthode césium-137 nous informe sur les redistributions en sol depuis 1963. Mais l'application de la méthode apparaît complexe en milieu bocager. En effet, l'application de modèles de conversion comme celui de Zhang *et al.* (1990) est compromis par la pluralité des profils de décroissance des Am en césium avec la profondeur. Par ailleurs, l'hypothèse d'une distribution homogène n'est pas respectée à l'échelle de notre paysage avec une répartition inégale des As de part et d'autre des talus qui semble liée à un effet coupe-vents du talus (figure 15). Néanmoins la méthode permet localement de mettre en évidence l'action de processus d'érosion récents (E1, E2, N3). Ces processus peuvent occasionner des redistributions similaires aux redistributions plus anciennes (E1 et E2), ou bien redistribuer d'anciennes accumulations suite à une évolution du réseau (N3).

Le taux d'accumulation moyen calculé selon la méthode stratigraphique ($4,0 \pm 1,5 \text{ mm.an}^{-1}$) sur les sites présentant une profondeur du signal de ^{137}Cs supérieure à 25 cm apparaît très élevé. Le même taux établi selon un calcul simple pour les épaississements maximaux sur les toposéquences W1 et W2, à savoir : près d'1 m (épaisseur maximale - épaisseur de labour fixée à 20 cm) depuis l'implantation du talus daté du Haut Moyen-Âge (1200 ans), nous donne un taux d'accumulation de $0,83 \text{ mm.an}^{-1}$. Ces taux d'accumulation sont très largement différents d'un calcul à l'autre, avec un taux d'érosion moyen sur 40 ans supérieur d'1 ordre de grandeur à celui estimé sur 1200 ans. Il apparaît clairement qu'il est impossible d'extrapoler sur 1200 ans un taux d'accumulation obtenu sur 40 ans par la technique césium-137. Ce problème ressemble à celui du changement d'échelle spatiale, mais ici il s'agirait d'un problème d'échelle temporelle : les taux évalués à l'échelle décennale sont très différents des taux à l'échelle du millénaire, tout comme les taux d'érosion à l'échelle du mètre carré sont beaucoup plus élevés que ceux à l'échelle du kilomètre carré. Dans ce cas, la comparaison des taux peut caractériser soit une intensification de l'accumulation pour les temps récents liée à une intensification des processus érosifs, soit la diminution du stockage intermédiaire (spatial et temporel) de sédiments à l'échelle du paysage. De plus, ces chiffres doivent être pris avec précaution car ils sont basés, pour les temps récents, sur la profondeur du signal de ^{137}Cs qui pourrait être accrue par un entraînement (hydrologique, biologique) en profondeur, et pour les temps plus anciens sur la limite inférieure des horizons A dont le niveau ancien est incertain.

V.4. Synthèse des éléments de datation

Le tableau 6 regroupe l'ensemble des informations acquises par les approches de datation relative ou absolues mises en œuvre dans le cadre de ce travail ou préexistantes. Il identifie également les sources d'incertitude associées à chaque démarche.

Conformément aux travaux précédents (Carnet, 1978) nous montrons que le défrichage et la mise en place du réseau bocager à partir de la période 800-1000 ap. JC ont bien induit une redistribution importante du matériel pédologique par des processus d'érosion, avec accumulation en amont des haies. Ces accumulations sont clairement postérieures à l'installation des haies et semblent s'être produites sur une longue période : les charbons de bois datés dans les épaissements ont des âges répartis dans tout le II^{ème} millénaire après J-C ; la technique césium-137 montre que les processus d'érosion/sédimentation ont été actifs au cours des dernières décennies, mais qu'ils ne peuvent expliquer à eux seuls les épaissements observés.

Tableau 6. Synthèse des résultats de datation et des incertitudes résiduelles obtenues à travers les différentes approches de datation mises en œuvre sur le site de Montours.

Type d'approche	Méthodologie	Éléments de datation	Incertitudes
Archéologie (Catteddu, 2001)	Etude d'établissements ruraux datés du Haut-Moyen Age	Certaines haies du site sont datées avec certitude du VIII-Xi ^{ème} siècle	Toutes les haies du site d'étude n'ont pu être datées
Palynologie (Marguerie, 2001)	Analyse palynologique de sondages dans une zone tourbeuse attenante au site	Paysage ouvert et cultivé à partir du haut-Moyen-Age	Approche intégrative ne localisant pas avec précision l'origine géographique des pollens
Géométrie des horizons	Analyse des relations entre cette géométrie et les structures bocagères	- La géométrie des horizons minéraux de type B et C est antérieure au réseau bocager - La géométrie des horizons A est postérieure à l'installation des haies - Des épaissements existent en amont de haies arrachées au cours du XX^{ème} siècle.	L'activité biologique contribue également à modifier l'épaisseur des horizons. Ses dynamiques spatiale (lien avec la proximité des haies) et temporelles restent mal établies
Datation C14	Datation de charbons de bois au sein des horizons pédologiques	- Prédominance de charbons postérieurs à l'installation des haies dans les horizons A - Ages médians des charbons croissants dans les horizons A, A/B et B	- migrations de charbons de bois dans les sols en lien avec l'activité biologique
Activité Cs137	Profils verticaux de décroissance d'activité dans les sols et analyse des variations d'activité totale en divers sites	- Les épaissements sont en grande partie antérieurs à 1950 - Les processus d'érosion ont été actifs au cours des dernières décennies	Répartition inégale des apports de Cs en milieu bocager Entraînement éventuel de Cs en profondeur par l'activité biologique

L'étude en 3D nous a néanmoins permis de montrer que la géométrie des horizons et l'importance des processus ne pouvaient être inférées à partir de la seule prise en compte de la topographie et de la position actuelle des haies : par exemple, des situations de bas de versant à pente forte peuvent ne présenter que de faibles accumulations en amont des haies ; de même les zones d'accumulation maximales du ^{137}Cs ne coïncident pas nécessairement avec l'épaississement maximal des horizons organo-minéraux. Il faut donc faire appel à l'évolution du réseau bocager au cours du temps pour mieux appréhender l'extension des zones en amont des haies et les directions de plus grande pente susceptibles de contrôler les redistributions dans le paysage.

VI. CONCLUSION

L'évolution des sols du site de Montours depuis la mise en place du réseau bocager a fait l'objet d'une approche intégrée couplant des approches de datation relative et de datation absolue. Ces travaux ont permis de mettre en évidence une complexité de l'organisation spatiale des sols au sein du paysage et des processus récents d'évolution, appréhendée jusqu'alors par des approches plus simples de comparaison des situations amont-aval des sols par rapport à un système talus/haies.

La description des toposéquences confirme le caractère dynamique des horizons organo-minéraux dont la géométrie est contrainte par les éléments paysagers d'origine anthropique, et dont la pédogenèse se poursuit sur des temps récents. Les organisations actuelles ne peuvent s'expliquer par la seule prise en compte de la topographie et du parcellaire actuel. Elles deviennent plus compréhensibles en intégrant le parcellaire ancien et les résultats de la méthode césium-137, qui met en évidence l'action de processus d'érosion récents. Nous observons en 2005 des organisations pédologiques sous contrôle des processus d'érosion, dont l'action a été modulée par des conditions topo-paysagères anciennes. En ouvrant l'espace, on a changé les sites d'érosion et d'accumulation en sol, et augmenté localement les aires de drainage amont. Mais ces changements récents (depuis 1833) ont en fait peu modifié l'empreinte des organisations acquises de plus long terme.

Les processus d'érosion ne semblent pas être les seuls à l'origine des organisations observées. En effet, le remaniement du sol par l'activité biologique est un second processus susceptible de modifier l'organisation du sol en lien avec la présence de haies.

La datation absolue au carbone-14 des charbons de bois nous a permis d'estimer l'âge des horizons sur la base d'une stratification des âges avec le type d'horizon pédologique dont ils sont issus. Selon cette approche, l'âge médian estimé pour les horizons A est postérieur à 1600 ap. J-C, postérieur à 1000 ap. J-C pour les horizons de transition de type A/B et *ante* J-C pour les horizons B. Bien entendu ces âges sont assortis d'une grande

variabilité, plus importante pour les horizons A dont la formation se poursuit de nos jours.

La dynamique des processus à l'origine des épaissements actuels est difficile à appréhender, d'une part à cause de l'incertitude de la limite inférieure des horizons A, et d'autre part à cause de la difficulté de l'application de la méthode de ^{137}Cs dans notre contexte bocager. Néanmoins la comparaison des taux d'érosion à différentes échelles temporelles traduit une intensification des processus érosifs sur des temps récents.

De nombreux compléments restent à apporter à cette étude. Dans un premier temps, il apparaît important de caractériser la dynamique de minéralisation du carbone organique en profondeur. Ce point est essentiel car la modélisation du turn-over de la matière organique en fonction de la profondeur et en fonction des apports de matières organiques par la surface constitue un point nécessaire si l'on veut coupler les processus de redistribution avec les stocks de carbone. Dans un second temps, nous devons affiner notre connaissance des âges des horizons. Cette précision pourra être abordée par un travail de modélisation qui met à profit la statistique bayésienne et qui doit nous permettre de réduire l'incertitude sur les datations absolues, et de préciser les relations chrono-stratigraphiques.

Chapitre VI

Simulation of soil thickness evolution in a complex agricultural landscape at fine spatial and temporal scales

Stephane Follain ^a, Budiman Minasny ^b, Alex. B. McBratney ^b, Christian Walter ^a

^a UMR SAS INRA/ Agrocampus Rennes, 65 Rue de Saint-Brieuc 35042 Rennes Cedex, France

^b Australian Centre for Precision Agriculture, Faculty of Agriculture, Food and Natural Resources, McMillan Building A05, The University of Sydney, Sydney, NSW 2006, Australia

ABSTRACT

Hedgerow networks in the landscape are adapted objects that can be used to study soil redistribution processes within the landscape. In hedged landscapes, water erosion redistributes soil, but hedges act as barriers to the physical transfers of soil particles. The most systematic effect is the increase in the thickness of A-horizons uphill from the hedges. A field experiment was carried out within an old agricultural area with a high density of hedges. A high resolution digital elevation model and soil thickness map was created to investigate the effect of hedges on soil reorganization. The aims of this paper are to use this pedological knowledge for a better understanding of process dynamics, to simulate quantitatively the effect of hedgerow network on soil organization and redistribution, and to test different scenarios of land management on soil redistribution dynamics. The simulation uses a mechanistic model where the change in soil thickness over time depends on the transport of soil through a diffusive transport and a water erosion process. We tested the suitability of the model to operate on a DEM with grid size of 1 m and simulation time less than 1200 years. We performed simulations on theoretical and actual DEMs with and without hedgerow network. The effect of different land use and management scenarios on soil redistribution was tested. Those scenarios were applied on a DEM of real landscape, with the addition and removal of hedge on the DEM. The results suggest that the combination of diffusive transport and water erosion could significantly modify the topography and soil redistribution over a few centuries. The simulations show that hedges modify soil distribution and landforms by favouring deposition in the uphill position and soil erosion in downhill position in agreement with field observations.

Keywords:

Landscape-scale; Landscape evolution; Soil erosion; Hedgerow network

INTRODUCTION

Soils and landforms are evolving together (Hall, 1983). Landform evolution is often due to soil redistribution processes such as water erosion (Hairsine and Rose, 1992a; 1992b, Legout *et al.*, 2005), and tillage erosion (Lindstrom *et al.*, 1992; Govers *et al.*, 1994; Govers *et al.*, 1996, Van Oost *et al.*, 2003a,b), which are mainly controlled by topography. Thus, soil redistribution within the landscape is increasingly being studied because it modifies local soil properties and is a major process of soil degradation in agro-ecosystems (Van Oost *et al.*, 2003). Human activity is driving soil evolution: particularly long-term agricultural management can significantly alter important soil physical and chemical properties and the functioning of the soil system (Droogers and Bouma, 1997; Pulleman *et al.*, 2000).

In agro-ecosystems, the landscape is usually comprised of fields separated by boundaries, which are often marked by perennial vegetation (hedges or shelterbelts). In a landscape with a hedgerow network, the hedges constitute barriers, which can alter or impede the physical transfers of soil by water erosion (Govers *et al.*, 1996, 1999). Due to this anti-erosive effect, hedges induce a modification of the soil profile and thickness at the slope scale (Pappendick and Miller, 1977; Carnet, 1978; Baffet, 1984; Salvador-Blanes *et al.*, 2005).

Soil surface layers of soil are most affected by soil redistribution. As a result, we can observe a high variation of soil physical and chemical properties (e.g. carbon, density, humidity, pH, ^{137}Cs) in the topsoil layer which are correlated with distance to hedges, and are dependent on land management (De Jong *et al.*, 1995, Walter *et al.*, 2004, Salvador-Blanes *et al.*, 2005).

Modelling is one of the tools for studying the soil redistribution process. Heimsath *et al.* (1999) and Minasny and McBratney (1999; 2001) developed a mechanistic model to study the soil evolution at periods of 10,000 years over a large landscape. Van Oost *et al.* (2003) presented a model for simulating soil redistribution in an agricultural field due to water erosion and tillage operations. This model accounts for the stochastic nature of the tillage process by explicitly considering the variations in tillage displacement distance.

The aims of this paper are to use pedological knowledge acquired from a field study coupled with a mechanistic model to simulate soil redistribution at fine spatial and temporal scales. We model water-erosion processes within a landscape, taking into account anthropogenic landscape structures e.g. hedges. Subsequently we apply this model to study the effect of different scenarios of land use and management on landscape evolution, and on variation of local soil thickness.



Figure 1. A view of the study site landscape.

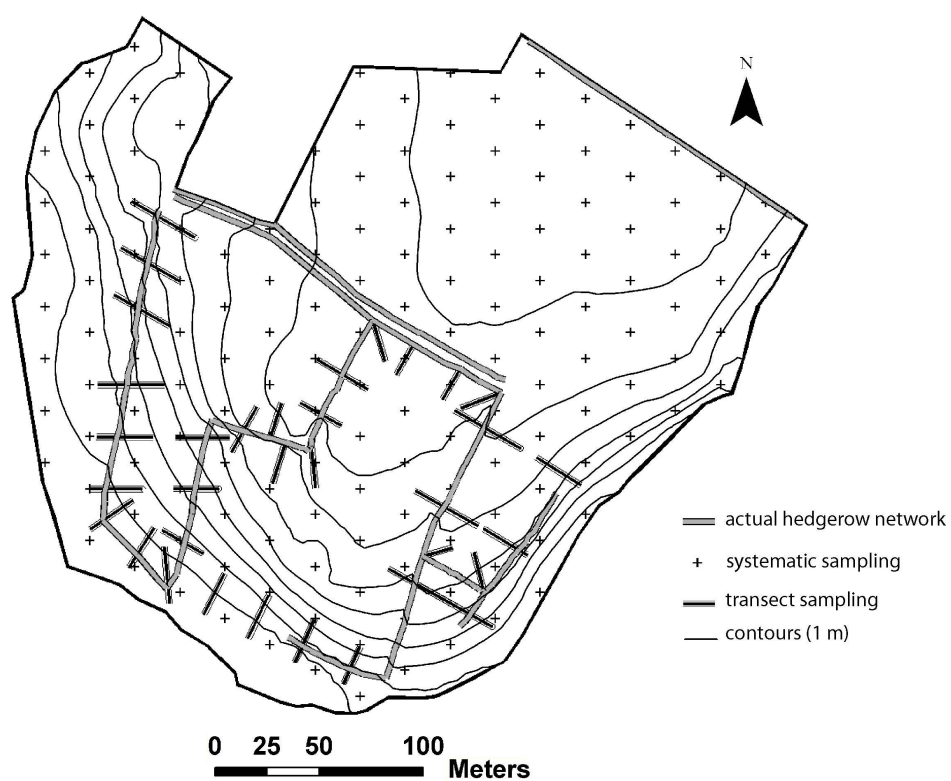


Figure 2. Topographic map indicating the 378 soil sampling sites.

I. MATERIALS AND METHODS

I.1. The study area

The field experiment was carried out at Montours (Brittany, France, 48°26'N, 1°19'W), in an agricultural landscape with a high density and diversity of hedges (Fig. 1). On the study site previous archaeological and landscape studies have estimated the age and evolution of the hedgerow network from the Middle Ages (800AD) until present (Cattedu *et al.*, 2001; Marguerie *et al.*, 2001). The hedgerow network is representative of the French bocage development with a maximal density after the French revolution (1789) and a decreasing density since the end of the 2nd World War (1945).

The geological bedrock is granodiorite, dated at 580 Ma (pre-Cambrian). Only deep weathering alteration structures have been observed on the study site, overlaid by reworked Weichselian Aeolian loam (Le Calvez, 1979; Lautridou, 1985). Mapping analysis shows that the actual soil distribution is well correlated to the regolith palaeo-topography (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995). The site has an area of 8 ha, and is composed of several agricultural fields located on a hillside. The site has a high variety in slope gradients (from 0 to 20%), for a mean relief about 17 m. The boundaries of the study area are formed by a natural river, a wetland and a road.

Land use has been a temporary meadow for the last thirty years, with occasional superficial tillage. The last tillage operation was carried out in 1990. In this context, we assumed that mechanical erosion was small compared to long-term water erosion.

I.2. Field data

I.2.1. Topography

A detailed topographic survey was performed using a theodolite system. Coordinates and elevation of 2025 points were measured, including a detailed record of hedges. The sampling strategy was based on slope intensity variation: higher densities were applied to areas of high slope variations as suggested by Bishop and McBratney (1999).

I.2.2. Soil horizon thickness

To take into account the short-distance variability of soil layers, we carried out high-resolution mapping (Fig. 2), based on two different sampling schemes. First, we implemented a 25 m triangular sampling scheme and described 146 soil profiles to assess the general soil organisation over the landscape. Second, 232 soil profiles along 36 transects perpendicular to the hedges were established to describe in detail the soil organisation near the hedge network.

Soil profiles were excavated from each site by auger boring and detail descriptions were made. Transect surveys were made at fixed distances from hedge. Points were

located at 1, 2, 5 and 10 m uphill and downhill from the hedges. Most of the transect surveys were done from the surface to the upper boundary of the regolith.

I.3. The model

The model developed in this study is based on the rudimentary soil-landscape mechanistic model of Minasny and McBratney (1999, 2001). The model is composed of two parts: soil production or formation, and soil transport. Soil formation considers physical weathering of the bedrock and mineral dissolution due to chemical weathering. Soil transport is modelled as diffusive erosion processes. The change in soil thickness over time is formulated as follows:

$$\rho_s \frac{\partial h}{\partial t} + \rho_r \frac{\partial e}{\partial t} + \rho_s \frac{\partial l}{\partial t} = -\nabla(\rho_s q_s) \quad (1)$$

where:

h : soil thickness,

t : time, $\frac{\partial e}{\partial t}$: the rate of mechanical weathering (bedrock lowering),

ρ_s : density of soil,

ρ_r : density of rock,

$\frac{\partial l}{\partial t}$: rate of chemical weathering of soil materials,

∇ : Laplace operator $\left(\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \right)$,

q_s : flux of material.

The model was originally designed to operate on catena to landscape scales and with time steps of hundred of years. However the purpose of this study was to identify the processes of soil redistribution at finer spatial scale (cell resolution of 1 m), and shorter temporal scale (time < 10 years with simulation time < 1200 years). For our spatial and temporal conditions, we considered negligible physical and chemical weathering of soil material:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = 0 \quad \text{and} \quad \frac{\partial l}{\partial t} = 0$$

As a result, Eq. (1) can be reformulated; the change of soil thickness over time depends only on soil transport:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla q_s \quad (2)$$

This is similar to the diffusion hill-slope transport equation employed in many landscape evolution models (Kirkby, 1985; Crave and Davy, 2001).

The transport of soil material was redefined by considering a diffusive transport Eq. (3) and a water erosion Eq. (4). The diffusion process is formulated as:

$$q_D = \frac{D}{\Delta x} \nabla z \quad (3)$$

where:

q_D : volume of material that flows across an area per unit time by diffusive transport [m year⁻¹],

D : diffusivity [m² year⁻¹],

Δx : cell size [m],

∇z : slope gradient.

The water erosion process is defined as:

$$q_E = uKv^m S_t^n \quad (4)$$

where:

q_E : volume of material that flows across an area per unit time by water erosion [m year⁻¹],

K : erodibility [m year⁻¹],

v : water discharge [m year⁻¹],

u : direction of the flow,

S_t : steepest slope,

m, n : non-linear exponent (> 0).

This model is based upon the sediment transport model (Crave and Davy, 2001; Kirkby, 1985; Willgoose *et al.*, 1991). Crave and Davy (2001) stated that by varying the exponent m , Eq. (4) can describe various erosion laws, when $m = 1$ it is linear advective transport and when $m > 1$ it is nonlinear fluvial transport. Parameter n refers to the exponent in the slope.

Willgoose *et al.* (1991) consider Eq. (4) as a general form of channel initiation function. We consider $m = 1$ in this study with n fixed at 0.5. With this value of 0.5, the erosion process will increase rapidly as slope gradient increases until a value around 0.5 for which the erosion rate will be relatively constant.

The total erosion of soil (q) is:

$$q = q_D + q_E \quad (5)$$

The diffusive transport simulates slow mass movement or creep of soil materials moving downhill by the force of gravity, the material transported will be deposited in its lower neighbours. The water erosion simulates wash processes (Kirkby, 1985). For the initial conditioning of the model the diffusive transport was considered to be the major transport process.

There are two general numerical algorithms that can be used to simulate the soil distribution process. The first is the classical finite-difference solution of the partial differential equation (Eq. 1) as used by Willgoose *et al.* (1991) and Minasny and McBratney (2001). The second method is based on cellular automata (Wolfram, 2001) which is adapted by Chase (1992) and Crave and Davy (2001). They called it the 'precipiton' model, where 'precipitons' (simulating precipitation) are dropped randomly on the landscape, then move downslope, carrying out erosion, and deposition using local topographic rules.

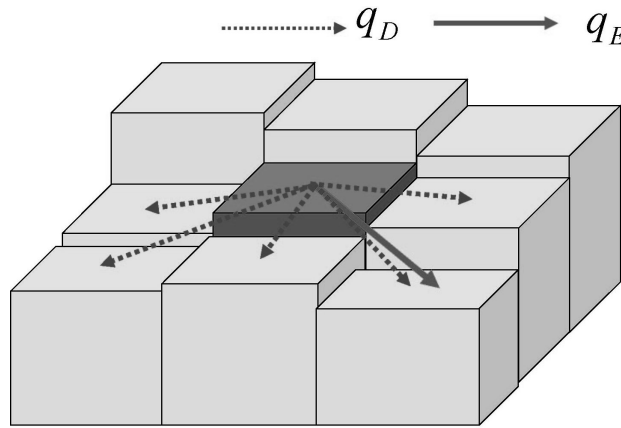


Figure 3. The local cellular model for simulating slow diffusion (q_D), and fast erosion (q_E) transport.

We adopted a local cellular process, analogous to the cellular automata model. Each cell in the digital elevation model is visited and then a calculation of the two processes

is performed. The order of the cell visited can be in the order of rows/columns or in random order. We chose the latter. Here we describe the rules for implementing the two transport processes (Fig. 3):

diffusive transport

Slopes between a given cell and its 8 neighbours are defined. The volume of soil transported by diffusion is distributed proportionally, based on slope steepness, between the lower cells (multidirectional flow).

water erosion

The steepest slope between a given cell and its 8 neighbours is defined. The volume of eroded soil is transferred proportionally to the slope intensity to the lowest neighbour cell (unidirectional flow).

This type of modelling has several advantages compared to a finite-difference modelling approach. It offers a flexible definition of the initial and boundary conditions, an ability to track where the materials have been transported, and mass conservation is ensured.

However, small time-steps are required in order to produce a smooth (realistic) soil thickness distribution. This is also why we chose to visit the cells randomly where the transport operations are carried out on the cell to its 8 neighbours.

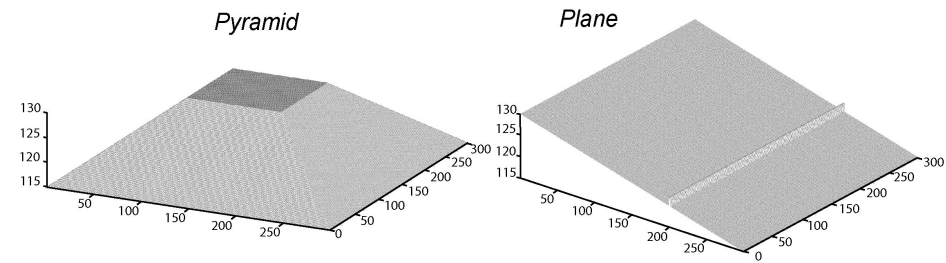
Boundary conditions

We applied two types of spatial boundary conditions: open and closed systems. The closed system is where material cannot move out of the defined landscape, which ensures mass balance of soil materials. A more realistic approach is an open system where material can be transported out of the landscape; this is modelled by allowing material to be removed from the boundary cells based on the local slope gradient. In these conditions, local slope gradient calculation was done by considering that slope remained constant over time at the lower boundary.

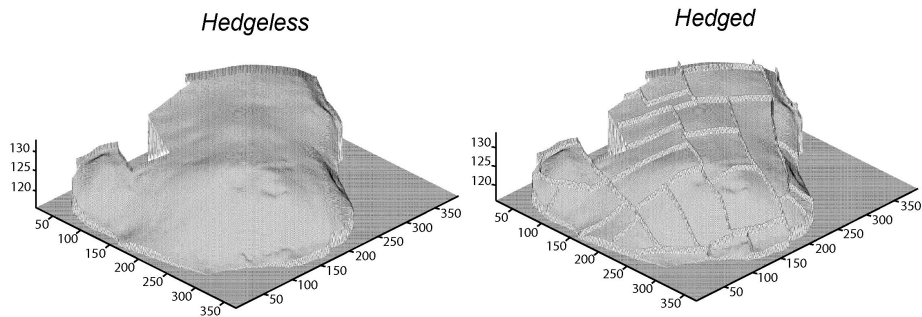
Table 1. Grid descriptions and elevation summary statistics.

Grid name:	Simple surfaces		Uniform soil cover landscapes		Real landscapes	
	Pyramidal	Planar	hedgeless	hedged	hedgeless	hedged
Grid Size (rows x columns):	300 x 300	300 x 300	350 x 390	350 x 390	350 x 390	350 x 390
Total Nodes:	90000	90000	136500	136500	136500	136500
Filled Nodes:	90000	90000	83898	83898	83898	83898
X Spacing (m):	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Y Spacing (m):	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Z Minimum (m):	115.0	115.0	115.9	115.9	117.6	117.6
Z Maximum (m):	130.0	129.9	133.0	134.2	133.8	134.6
Z Median (m):	121.6	122.5	127.7	127.7	128.8	128.8
Z Mean (m):	122.2	122.5	126.5	126.5	127.6	127.6
Z Standard Deviation (m):	4.8	4.3	4.4	4.4	4.3	4.3

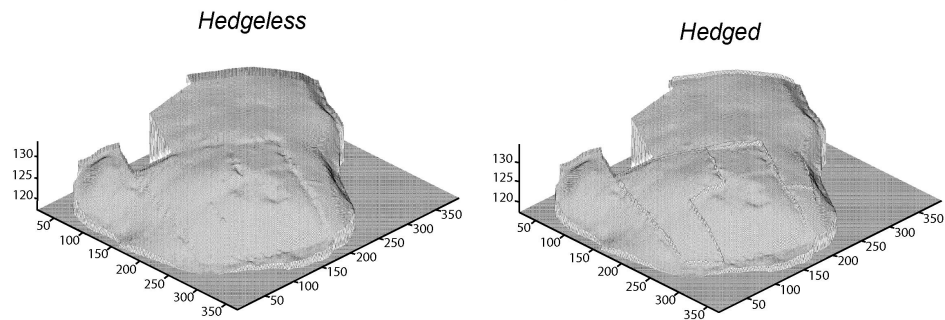
Simple surfaces



Uniform soil cover landscapes



Real landscapes

**Figure 4. DEMs visualisation. Tab. 1 gives grid descriptions and elevation summary statistics**

I.4. Application of the model

First, we tested the behaviour of the model under fine spatial and temporal scales (1 m grid resolution with time steps of 1 year). We created simple surfaces and uniform soil cover landscapes and applied the model. Subsequently, the model was applied on the study area, whereby the effect of different land use and management scenarios was tested. Different scenarios were constructed by modifying the value of erosion parameters and the addition or removal of hedges structures on the field DEM.

Behaviour of the model on simple surfaces

Spatial modelling of erosion and sedimentation processes is strongly influenced by the underlying DEM resolution (Schoorl, 2002). We therefore tested the scale dependence of the process for our cell resolution and the behaviour of the model. This work also allowed us to estimate the diffusive and water erosion intensities. Two kinds of simple artificial DEMs were built:

- a pyramidal surface with a 15% slope gradient running up to a plateau was chosen because it is a simplification of the real topography,
- a simple planar surface with a hedge running perpendicular to the steepest slope gradient of 5%, equivalent to the mean slope gradient observed on the study site. This surface was used to study the local distribution pattern near the hedges. The planar grid dimension was 300 m x 300 m, and a hedge was implanted on the eastern section at the distance of 200 m from the edge of the field.

For the pyramidal surface, simulations were performed for an elapsed time of 1200 years and using closed boundary conditions. The erosion process intensity was varied by modifying the D [$\text{m}^2 \text{ year}^{-1}$] and v [m year^{-1}] values. For the planar surface, simulations were performed for 50, 100, 200, 400, 800 and 1200 years under constant erosion conditions and again using closed boundary conditions.

Simulation on a uniform soil-cover landscape

For the natural study area, two different DEMs with a uniform soil-cover were constructed: (i) a DEM without hedges to understand redistribution controlled by natural topography and , (ii) a DEM with hedges to understand redistribution as controlled by topography and landscape structures.

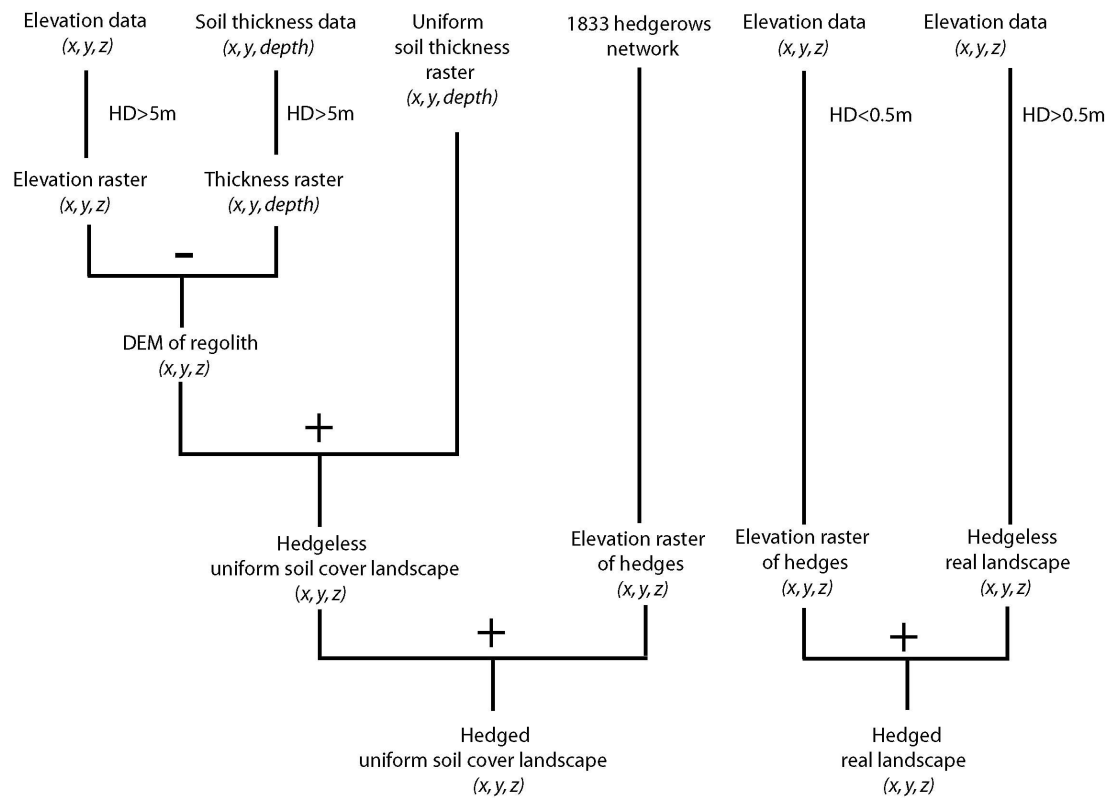


Figure 5. Procedure to build input topographic surfaces. HD: distance from hedge [m]; (-): subtraction of two raster; (+): addition of two raster.

The procedure for the construction of the first DEM is described in Fig. 5. In the first step, two raster layers were built from field data: elevation and soil thickness. All points located at distances of 5 m from the hedges were removed; this is to remove the local effect of hedges on topography and soil thickness. Layers of elevation and soil thickness were then constructed from these surveyed data points using a local kriging (stable semivariogram model and a 5 by 5 block size). Local kriging was used rather than elevation-specific interpolation method such as ANUDEM (Hutchinson, 19889; Hutchinson *et al.*, 2000) due to the high level sampling which minimize sampling distance in area of high slope variation. The soil thickness was then subtracted from elevation layer to obtain the theoretical DEM of the field.

In the second step, a mean soil thickness raster was added to the theoretical DEM to obtain the uniform soil cover landscape without hedges: from the field measurements, the mean thickness was estimated at 1.19 m.

The uniform soil cover landscape with hedges was obtained by adding the hedge elevation raster to the uniform soil cover landscape. This hedge elevation raster is defined as a strip network of 1 m width and 1.5 m high, and a pattern based on old historical document. In this condition, the 1833 hedgerow network was chosen because it was the maximum hedgerow density observed in the landscape.

Simulations were performed for different periods of 5, 10, 25, 50, 100, 200, 400, 800 and 1200 years. For all simulations, closed boundary conditions were used. The maximum simulation period of 1200 years is the age of the oldest hedge present on the study site. It was assumed to represent the maximum duration of human influence on the system.

Simulation on the actual soil cover landscape

First a digital elevation models was created from topographic and soil thickness data using a two-step procedure. Firstly, a new topographic data layer was constructed by removing points at a distance less than 0.5 m from a hedge. Then the DEM for the whole field was constructed by kriging of the topographic data points (DEM 1). Finally, the points that were removed before kriging were used to estimate the hedge elevation, resulting in a second digital elevation model, DEM 2. Finally DEM 1 and DEM 2 were added cell by cell to obtain the final raster. The same procedure was followed to map soil thickness.

Fours scenarios were used in the simulation:

- stationary state scenario (scenario 1): hedgerow network and covered soil;
- stationary land use scenario (scenario 2): no hedgerow network and covered soil;

- stationary land management scenario (scenario 3): hedgerow network and bare soil;
- non-stationary state scenario (scenario 4): no hedgerow network and bare soil.

The condition “hedgerow network” is equivalent to a non-evolution of the actual hedgerow network, and the condition “no hedgerow network” is equivalent to a total loss of all hedges. The condition “covered soil” is equivalent to a temporary meadow and a “bare soil” is equivalent to bare soil during the winter season. To simulate the “bare” conditions, the rate of water erosion was increased.

Sediment budget analysis

Evolution after t years of simulation is characterized by the variation of soil thickness in each grid cell, which we called the sediment budget. Analysis of the sediment budget was done for each cell and for the whole field. At the cell resolution, the final thickness was compared to the initial thickness using Eq. (6) to obtain the local cell budget (LCB):

$$LCB_{i,t} [\text{mm m}^{-2} \text{ year}^{-1}] = \frac{10^3 (h_{i,t} - h_{i,t_0})}{t} \quad (6)$$

where:

$LCB_{i,t}$: variation of soil thickness calculated on the i th cell, after t years of simulation, $[\text{mm m}^{-2} \text{ year}^{-1}]$,

h_{i,t_0} : initial soil thickness of the i th cell $[\text{m}]$,

$h_{i,t}$: final soil thickness of the i th cell at time t $[\text{m}]$,

From this local information, a global redistribution rate (RR) $[\text{t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}]$ was calculated considering only cells where LCB is negative for the whole system:

$$RR_t [\text{t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}] = \frac{\sum_{i=1}^n [LCB_{i,t} \times 10^{-3} \rho_s]}{S} \quad (7)$$

where:

RR_t : redistributed soil mass after t years of simulation $[\text{t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}]$,

n : the number of cells where $LCB_{i,t} < 0$,

ρ_s : bulk density of soil of $1300 [\text{kg m}^{-3}]$,

S : area of the system $[\text{ha}]$.

The redistribution within the simulation area was described by four cell properties:

- eroded cell: cell that has a decrease in soil thickness compared to its initial condition,
- accumulation cell: cell that has an increase in soil thickness compared to its initial condition,
- stable cell: cell where its thickness does not change from its initial condition,
- totally eroded cell: cell where its thickness has become zero after simulation.

For closed boundary conditions, mass balance conservation prevails and therefore eroded and redistributed soil masses are equal. We also considered situations where the system was partially open and estimated a soil export rate (ER) Eq. (8):

$$ER_t [\text{t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}] = \frac{10^{-3} \rho_s [(\sum_{i=1}^n LCB_{i,t} < 0) - (\sum_{i=1}^m LCB_{i,t} > 0)]}{S} \quad (8)$$

where n and m are respectively the number of cells with negative or positive local cell budget.

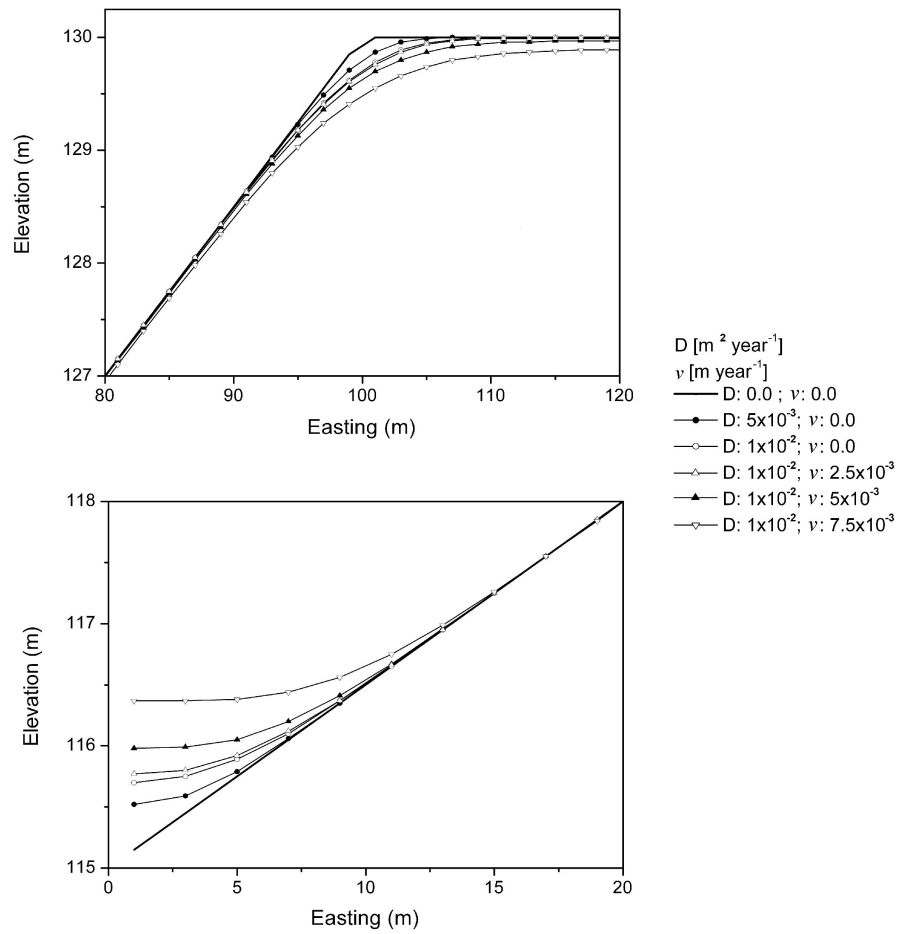


Figure 6. Evolution over 1200 years of a pyramid surface elevation on topographic section 149 East, for different intensities of D and v erosion parameters.

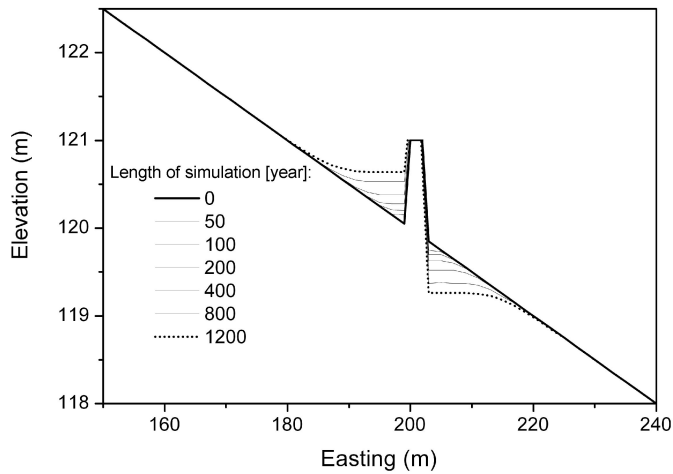


Figure 7. Elevation evolution on a planar surface, for different simulation length on topographic section 149 North.

II. RESULTS and DISCUSSION

II.1. Simulations on simple surfaces

II.1.1. Pyramidal surface

The sensitivity of the model to erosion parameters (D [$\text{m}^2 \text{year}^{-1}$] and v [m year^{-1}]) is illustrated on a topographic cross-section (Fig. 6). Simulations were first carried without the water erosion process ($v = 0$), results showed a gradual decrease of elevation occurs for cells located on upper corners (top-slope) of the pyramid, associated with a gradual increase of elevation for cells located on bottom corners (foot-slope). Figure 6 shows clearly that diffusive transport defined by a D parameter fixed at a maximum value of $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ year}^{-1}$ is not sufficient to create soil banks as thick as those observed in the study area ($> 1\text{m}$) in 1200 years. Three reasons could explain this underestimation of soil accumulations: i) D was underestimated, ii) diffusive transport is not the dominant process, iii) the initial surface is too smooth to ensure sufficient soil redistribution.

An increase in the diffusive parameter did not seem to be physically correct at our spatial scale as its value appeared already high compared with existing studies (Minasny and McBratney, 2001; Yoo *et al.*, 2005). Therefore we added a fast erosion process driven by a non-linear parameter $m = 0.5$, Eq. (4). The parameter D was fixed at $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ year}^{-1}$, and the water erosion parameter (v) was adjusted up to a maximum value of $7.5 \times 10^{-3} \text{ m year}^{-1}$. Simulations combining diffusive and fast processes generate a significant increase of redistributed soil volume. For maximum erosion parameter values ($D = 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ year}^{-1}$; $v = 7.5 \times 10^{-3} \text{ m year}^{-1}$), the cumulative effect of diffusive transport and water erosion is twice the effect of the limit in D value, with a maximum elevation increase of 1.45 m in 1200 years, on this surface with a 15% slope gradient. By combining these two processes ($D: 1 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ year}^{-1}$; $v: 7.5 \times 10^{-3} \text{ m year}^{-1}$) (Fig. 6), the model prediction of accumulated soil was conform to field observations. At our spatial and temporal scales, soil redistribution appears therefore best simulated by the combination of diffusive transport and erosion processes.

II.1.2. Planar surface

Along a planar surface, the model appears sensitive to the presence of the hedge and induces local modifications of topography and soil thickness (Fig. 7). With time, we have a gradual increase of elevation for cells uphill from the hedge, and an associated gradual lowering for downhill cells. Modifications of topography are small for short durations (< 50 years), and became more important for long times. After 1200 years, the positive and negative elevation ranges are of a similar 0.6 m order. Elevation increase for depositional cells is smaller within the planar surface than with the pyramidal surface.

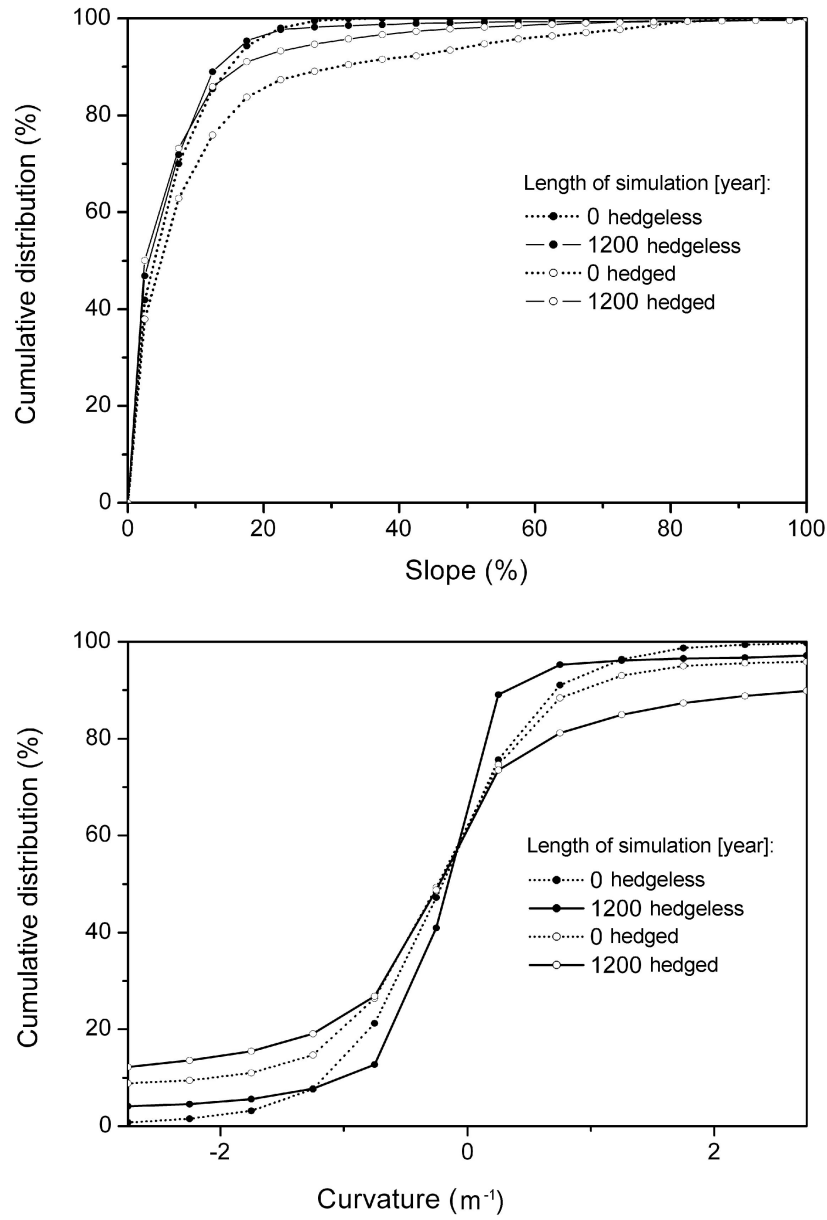


Figure 8. Cumulative distributions of slope and curvature at the initial date and after 1200 years, for hedgeless and hedged uniform soil cover landscapes.

These results accord with Govers (1996) who concluded that: “..on sloping land, soil will be deposited along the upslope edge of the field boundary while erosion will occur along the downslope, thereby creating soil banks”. The resulting topographic structure is comparable to those observed by Papendick and Miller (1977), and can explain soil terraces or banks described in various contexts (Carnet *et al.*, 1979; Baffet, 1984; Revel and Rouaud, 1985; Salvador-Blanes *et al.*, 2005). The differences in elevation are not only due to an anti-erosive effect upslope, but to a combined effect of erosion and deposition which tends to increase local relief in the vicinity of the hedge.

II.2. Simulations on a uniform soil cover landscape

II.2.1. Evolution of the topography

Evolution of topography is considered by comparing the distributions of the terrain attributes at the initial and final states. Fig. 8 shows the cumulative distribution of slope for the two initial conditions. For the surface without hedges does not include slopes above 27.5%, contrary to the distribution for surface with hedges. For the ‘no hedgerow’ condition, there is only a slight change in the distribution from the initial to final state: the difference between the two curves is always less than 2% of the total number of cells, with an overall increase in high slope values. With hedgerows present, the general trend is a decrease in slope values characterised by an increase of the total number of cells with slope gradient inferior to 20%.

Our simulations show that hedge patterns modify significantly the topography of a landscape over a few centuries. The effect induced by hedges is still visible in cumulative distributions of slope at initial states on hedgeless and hedged uniform soil cover landscape. Hedge cells and cells adjacent to hedges often have a higher local slope than field cells. Hedges induce short-scale variations of topographic curvatures and explain local high values of this parameter. However, high curvature values are also partially explained by increasing noise of the DEM with increasing cell resolution. This observation gives us more confidence in the use of slope gradient (∇z) in Eq. (4) and steepest slope (S_t) parameter in Eq. (5), to calculate soil diffusive transport and soil water erosion.

The distribution of profile curvature (Fig. 8) reveals more contrasting results compared with slope. Without hedges, the distribution shows an increase of cells within the [-1: 1] interval which denotes that the surface becomes less convex and less concave. At the same time, the number of cells with extreme values increases. With hedges, frequency slightly decrease in the [-1:1] interval, with a more significant decrease for positive values [0:1], and an increase in the number of cells with extreme values. This means that the surface seems to become more convex and more concave.

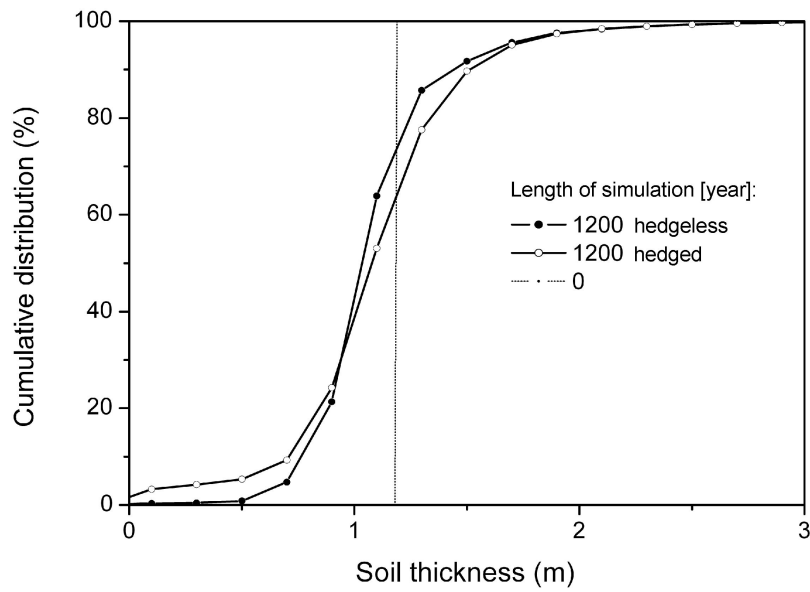


Figure 9. Cumulative distribution of soil thickness at the initial condition and after 1200 years, for hedgeless and hedged uniform soil cover landscapes.

Table 2. Soil redistribution budget on hedgeless and hedged uniform soil cover landscapes, for different simulation length.

Length of simulation (year)		RR (t ha ⁻¹ year ⁻¹)	Eroded cells (%)	Accumulated cells (%)	Stable cells (%)	Totally eroded cells (%)
Hedgeless uniform soil cover landscape	0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0
	5	20.7	37.2	29.2	33.6	0.2
	10	10.9	45.3	35.4	19.4	0.2
	25	4.9	51.7	39.5	8.8	0.2
	50	3.3	54.1	40.9	5.0	0.2
	100	2.2	56.0	40.9	3.1	0.2
	200	1.7	57.7	40.6	1.7	0.2
	400	1.4	59.1	40.0	0.9	0.2
	800	1.2	60.7	38.9	0.4	0.2
	1200	1.1	61.5	38.2	0.3	0.2
Hedged uniform soil cover landscape	5	25.0	39.3	32.8	27.9	0.2
	10	14.5	45.5	38.7	15.8	0.2
	25	7.6	50.1	42.9	7.0	0.2
	50	5.4	51.7	44.5	3.9	0.2
	100	4.1	52.6	45.3	2.2	0.2
	200	3.3	52.3	46.6	1.1	0.2
	400	2.5	50.9	48.6	0.5	0.5
	800	1.8	51.0	48.8	0.3	1.0
	1200	1.5	51.3	48.5	0.2	1.4

We note that the proportions of convex and concave cells are identical for all simulation periods, with approximately 60% of convex cells and 40% of concave cells. The landscape still retains his general shape with slopes morphologies which remained constant over time, in association to an intensification of curvature parameter.

In the hedgeless landscapes, soil can be redistributed over a longer distance from the top-slope positions to the foot-slope positions: accumulation occurs on a limited number of cells. Where hedges occur, hedge material can not move out of the fields, therefore Govers *et al.* (1996) consider each field boundary as a line of zero flux. Potential accumulation may occur on all positions uphill from hedges.

In the hedgeless landscape the surface becomes smoother after 1200 years of simulation, the trend in landform evolution is of relief reduction (Quine *et al.*, 1994), which is typical of dominantly diffusive transport (Chase, 1992, Govers, 1996). In the hedged landscape, hedges strongly change soil redistribution, and the local effect of hedges creates banks or talus, with areas of high rate of change of slope gradients (curvature): slope decrease but the topography becomes more curved.

II.2.2. Evolution of soil thickness

Fig. 9 shows the simulated soil thickness after 1200 years compared to the initial uniform soil thickness of 1.19 m. In most cases, thickness is within a range of 0 and 3 m, but its spatial distribution varies according to the presence of hedges. Without hedges, most of the area experiences a decrease in soil thickness (74%). With hedges, the proportion of areas where soil thickness increase and decrease are more balanced (62% and 38%), and often corresponds to a near-stable situation.

II.2.3. Sediment budget analysis

For a uniform soil cover landscape without hedges, RR decreases exponentially with simulation time from $20.7 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ after 5 years to $1.1 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ after 1200 years (Table 2). RR increases after 5 years, but it tends to stabilise between 50 and 100 years. With hedges, RR values are always greater: from $4.3 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ after 5 years, this difference is reduced to $0.4 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ after 1200 years, but RR decreases exponentially as well.

For periods less than 25 years, the percent of eroded cells is greater with than without hedges, and they become lower over longer times. At the same time, the number of accumulated cells is always greater for hedges, with an increase in deposition sites at 1200 years, 10% of the area is preserved from erosion in hedge conditions. These dynamics denote a greater storage capacity, and a better protection against erosion. In both cases, only a small part of the surface is considered 'stable' after 1200 years and the number of cells that are totally eroded is insignificant.

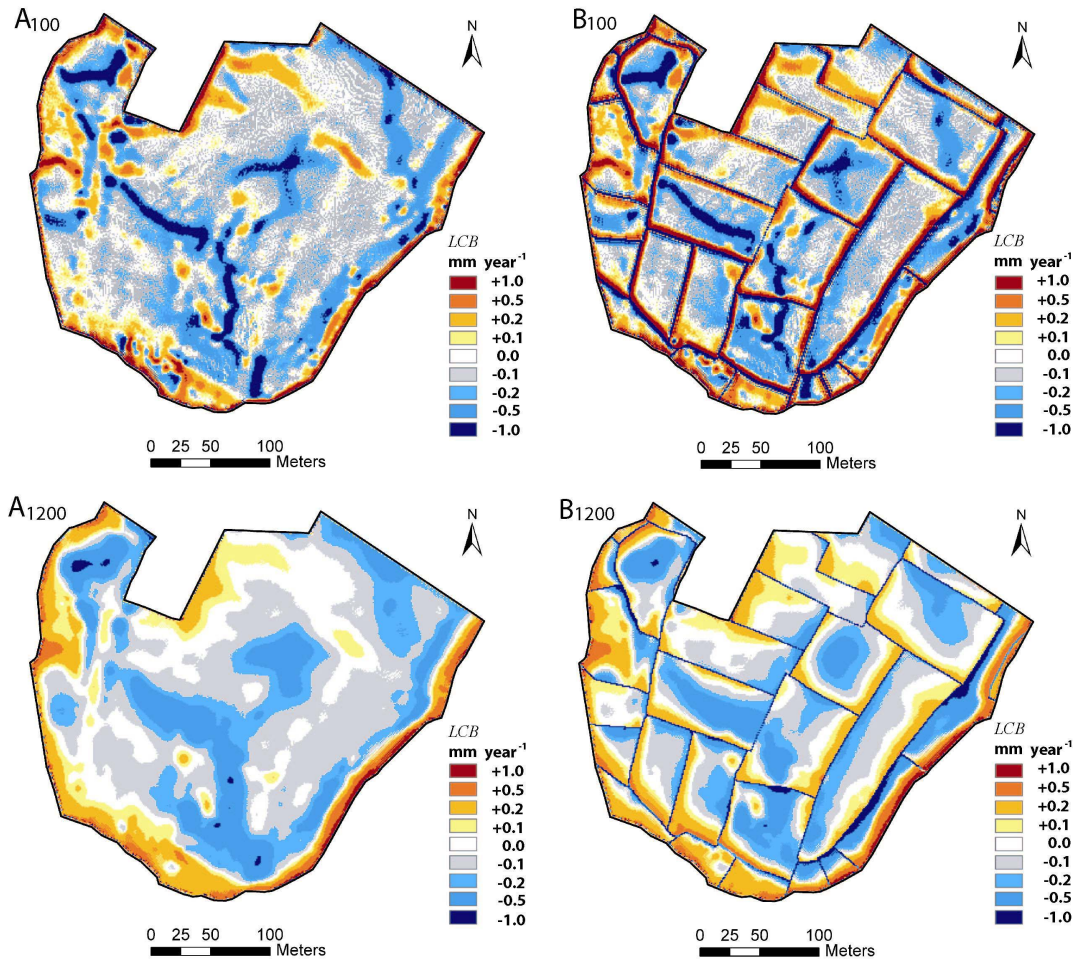


Figure 10. Map of local cell budget redistribution after 100 and 1200 years for hedgeless uniform soil cover landscape (A₁₀₀ and A₁₂₀₀) and hedged uniform soil cover landscape (B₁₀₀ and B₁₂₀₀).

For short periods (< 50 years) soil redistribution is important for both hedged and hedgeless landscapes; the maximum value of $25 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ is of the same order as those derived from ^{137}Cs studies (Govers *et al.*, 1994; Schoorl *et al.*, 2002; Pennock, 2003). After a few decades redistribution rates decrease and tend asymptotically to values of $1 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ which is of the same magnitude as reference data for the study area (Cros Cayot, 1996). Simulations were done with a non hedge erosion condition to mimic the traditional human maintenance of these structures. Over a short time span, mass redistribution is important, denoting a unstable landscape, which tends progressively to an equilibrium state. Soil redistribution is higher in the presence of hedge structures in relation to local topography variations and within-field redistributions. Figure 10 illustrates this process through the spatial structure linked to hedges or border cells clearly defined after 1200 years of simulation, but already perceptible after 100 years.

The dynamics of soil redistribution within the system is illustrated by block diagrams at two times (Fig. 10). In all simulations, most cell values are well bounded in $[-1;+1]$ interval of *LCB* values. On maps A_{100} and B_{100} , we perceive a clear spatial structure of *LCB* linked to hedges structures: positive *LCB* values are associated with border cells and near hedge cells, and on B_{100} we observe a strong change in processes distribution with eroded cells at the opposite side of the hedge. A_{100} and B_{100} cells have more negative *LCB* values ($< -1 \text{ mm year}^{-1}$). After 1200 years, positive *LCB* cells are usually located on, or near the border cells (here border cells are defined as boundary cells or hedge cell): in foot-slope position in no-hedge landscape, and in upslope from hedged landscape. There is a continuous gradient from the centre to the border. The pattern of soil reorganization after 1200 years of simulation is apparently acquired after 100 years of simulation.

Table 3. Soil redistribution budget on real landscapes according to different land-use and management scenarios, after 100 years of simulation.

	Length of simulation (year)	RR (t ha ⁻¹ year ⁻¹)	ER (t ha ⁻¹ year ⁻¹)	Eroded cells (%)	Accumulated cells (%)	Stable cells (%)
Scenario 1	100	2.3	1.0	61.9	34.8	3.4
Scenario 2	100	2.1	1.0	62.4	34.0	3.5
Scenario 3	100	2.6	1.1	62.3	34.9	2.7
Scenario 4	100	2.4	1.1	62.7	34.5	2.8

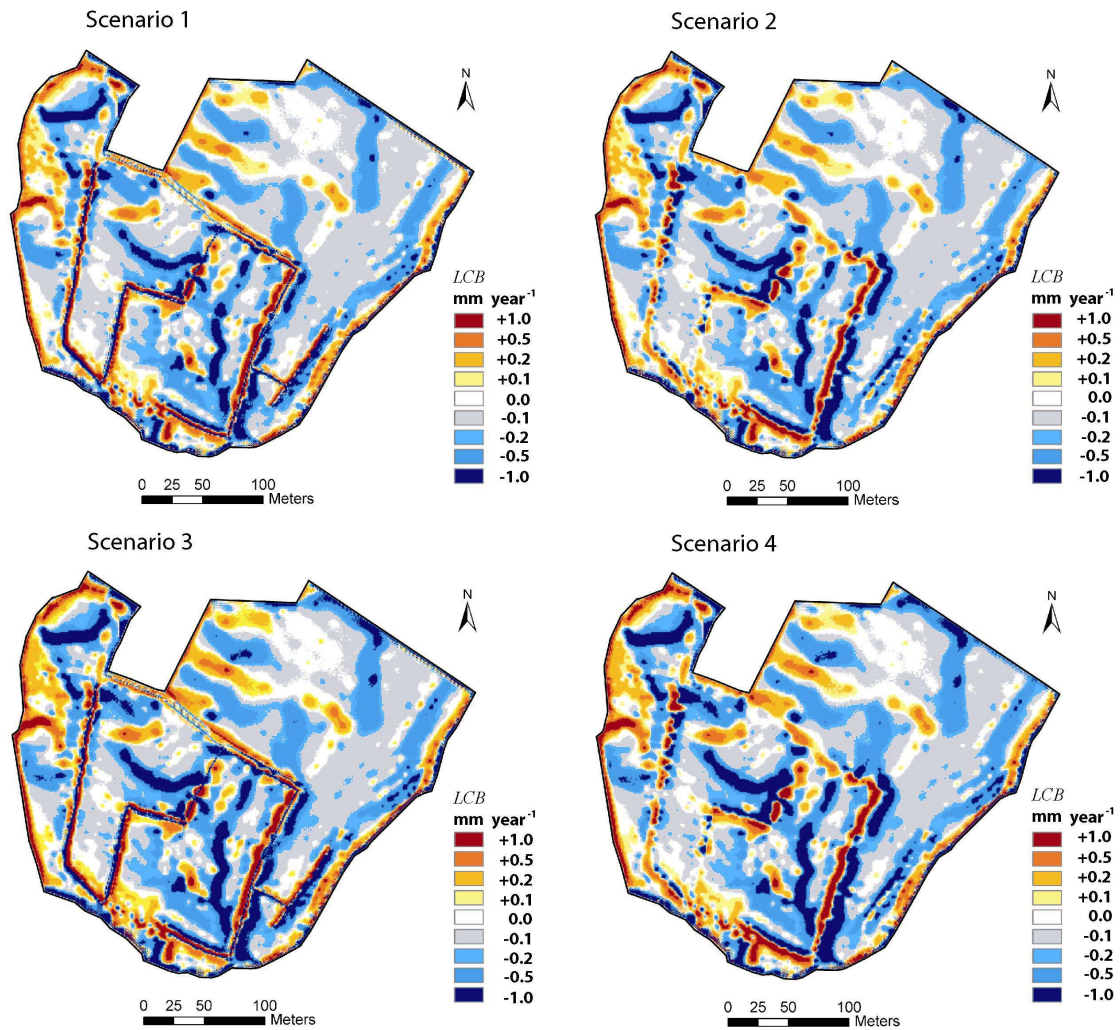


Figure 11. Map of local cell budget on real landscapes according to different land-use and management scenarios, after 100 years of simulation.

II.3. Simulations on real landscape

Table 3 presents the soil redistribution budget, according to different land-uses and management scenarios, after 100 years. The boundary conditions are different to those applied for simulations on the uniform soil cover landscapes. Boundaries are partially open to mimic natural export of soil out of a field. The redistribution rate (RR) varies from $2.1 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ to $2.6 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$. The highest value occurs in scenario 3, and the lowest value occurs in scenario 2. Soil export is more important in bare soil scenarios. A value of $1.0 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ was found for scenario with covered soils, and value of $1.1 \text{ t ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ for bare soil scenarios (scenarios 3 and 4). RR and ER are larger in bare conditions. Differences in eroded and accumulated cells are small: the number of eroded cells is more in the hedgeless landscape, but more accumulation in the hedged landscape, and more stable cells in the covered-soil.

Fig. 11 shows the spatial distribution of the cell budgets for simulations of 100 years with different land use and management scenarios. For scenarios with a hedgerow network (scenarios 1 and 3), the spatial distribution of LCB is related to hedge structures: positive $LCBs$ are located near hedges and border cells, except in some areas with strip morphology. In these two scenarios, the effect of land use is characterized (in scenario 3) by an increase of the spatial extent of areas or patches with LCB values less than -1 mm year^{-1} and greater than 1 mm year^{-1} . The same land-use effect is observed in the hedgeless landscape. Even if hedges have disappeared, the spatial distribution of LCB in scenarios 2 and 4 is marked by the lost hedgerows network: most of the accumulated cells ($LCB > 0$) are distributed in the neighbouring old hedge-cells. The biggest difference between the hedgeless and hedged landscape is in the LCB values. Due to this change in the process of spatial distribution, some areas of accumulation become eroded.

We worked on a landscape whose general topographic pattern results from 1200 years of agricultural history, therefore we believe it is close to an equilibrium state. This is well supported by soil redistribution rates, which is of the same magnitude as low rates presented in Table 2 obtained for long simulation lengths.

Land use modification is characterized by the transition from a covered to a bare soil condition. Effects of this transition are an increase of soil redistribution rates and of soil exportation rates due to an intensification of local processes on areas of high erosion and accumulation.

For scenarios 1 and 3, spatial organisation of LCB ends to the same interpretations given for simulations on uniform soil cover landscapes: soil redistribution is linked to hedges structure. Conditions are different for scenarios 1 and 2 in hedgeless conditions:

old accumulated areas in uphill position from hedges are eroded, and materials are re-deposited just downhill position from hedges. Hedges have disappeared but local modifications of topography induced by their long-time presence still influence actual soil redistributions.

III. CONCLUSION

We used a soil-landscape mechanistic model to simulate the evolution of soil mantles in a complex agricultural landscape at fine spatial and temporal scales. Using simple rules integrating the erosion and diffusion process on a DEM allowed us to simulate realistically the soil distribution in a hedged landscape.

Modelling results suggest that the combination of diffusive transport and water erosion could significantly modify the topography and soil redistribution over a few centuries.

Simulations integrating anthropogenic landscape structures, e.g. hedges, showed that these structures modify soil distribution and landforms. By favouring soil storage in uphill position and soil erosion in downhill position, hedges instigate within-field soil redistribution and limit soil export. Spatial description of soil thickness and properties should therefore consider the landscape scale and take into account anthropogenic structures. Simulations on a real landscape help us to see the predominant effect of a long-term human activity on soil-landscape properties.

Future simulation should integrate the dynamic of the hedgerows network. In this study, the hedgerows network was considered constant during the simulation time. This point coupled with the uncertainties on the initial conditions of the system prevents us from doing a validation between simulated and real data.

This modelling constitutes a first approach to integrate over time the complexity in soil-landscape evolution. Further improvements should integrate the results of dating techniques (^{137}Cs , ^{14}C) to adjust for the process dynamics. And model developments are needed, to improve the fast erosion definition and integrate drainage areas in the flow calculations.

Conclusion générale

Rappel des objectifs de la thèse

L'effet du réseau bocager sur l'organisation des sols à l'échelle d'un paysage reste mal connu, car la majorité des études ont été menées en deux dimensions, en se limitant souvent à des contextes de talus perpendiculaires à la ligne de plus grande pente. Aussi, l'extrapolation à l'ensemble du paysage des résultats obtenus dans ces études, conduit à une mésestimation de l'effet du réseau bocager à cette même échelle.

Les objectifs de ce travail étaient donc de comprendre et de quantifier à l'échelle d'un paysage bocager, l'effet du réseau sur l'organisation des sols et sur les stocks de carbone organique associés, ainsi que de décrire la dynamique des processus spatiaux qui ont conduit aux organisations observées. Pour y parvenir, la démarche adoptée a combiné trois approches complémentaires. Tout d'abord, nous avons conduit une étude de terrain dans un paysage bocager historiquement documenté et offrant des conditions topo-paysagères contrastées avec pour but une caractérisation spatiale de l'effet du réseau bocager qui prenne en compte l'action de l'homme et la nature tridimensionnelle de la couverture pédologique à l'échelle du paysage. Ensuite, nous avons couplé des approches de datation relative (analyse de documents historiques et géométrie des horizons) et absolue (carbone-14, césium-137), complémentaires des approches spatiales, pour dater les sols et analyser la dynamique des processus à l'origine des modifications de leur organisation spatiale. Cette prise en compte de la dimension temporelle était nécessaire pour améliorer notre compréhension des processus et nous permettre d'engager une modélisation spatiale et temporelle simulant des évolutions du paysage bocager en fonction de différents scénarii d'occupation des sols.

Principaux résultats acquis

L'organisation des sols

L'effet du réseau bocager sur l'organisation des sols diffère nettement entre les horizons organo-minéraux de surface et les horizons minéraux profonds. Le réseau bocager n'a pas d'effet marqué sur les horizons profonds, dont l'organisation à l'aval des structures bocagères est en lien direct ou bien dans le prolongement de l'organisation à l'amont. La seule influence est directement liée à l'implantation des structures, et se traduit par une excavation de ces horizons pour lesquels les processus et les déterminants identifiés ont déjà été mis en évidence par d'autres auteurs dans les sols limoneux du l'Ouest de l'Europe (Jamagne, 1973 ; Lautridou, 1985 ; Curmi *et al.*, 1998 ; Chaplot *et al.*, 2003) : éluviation/illuviation, aluminisation, oxydo-réduction

contrôlées principalement par les conditions topographiques et la perméabilité des altérites.

Les horizons organo-minéraux de surface sont quant à eux très influencés par le réseau bocager. Leur géométrie est corrélée au réseau bocager : l'épaisseur de ces horizons croît à l'approche du talus qu'il s'agisse d'un épaissement progressif tout au long de la pente ou d'un épaissement local à courte distance aux talus. Par ailleurs, la géométrie des horizons à l'amont est déconnectée de la géométrie à l'aval, en relation avec un talus discordant. Il y a donc une influence du réseau plus complexe que nous ne l'avions supposée au début du travail : nous avons mis en évidence l'influence du contexte topographique, mais également celui de l'ancien réseau bocager. Ce réseau disparu doit être pris en compte, à la fois pour expliquer la présence inattendue de certains épaissements, mais également pour comprendre l'importance variable des accumulations en amont de certains talus actuels.

Pour cette caractérisation spatiale des effets du réseau bocager, l'approche 2D le long des toposéquences s'est avérée insuffisante pour appréhender l'organisation d'ensemble. En particulier, elle n'a pas permis d'expliquer pourquoi dans certaines situations, il y avait des épaissements et dans d'autres non, alors que ces situations semblaient a priori similaires. Seule l'approche 3D nous a permis une caractérisation fine des organisations. La cartographie établie montre clairement que l'effet du système bocager ne peut se raisonner simplement par la seule prise en compte de la position topographique de la haie. Trois éléments d'explication supplémentaires doivent être introduits pour aboutir à une meilleure compréhension de l'effet des haies dans notre cas d'étude : i) d'une part, une bonne connaissance des variations d'épaisseur du matériau initial limoneux, dont le déterminant principal (hétérogénéité des apports) est clairement antérieur à l'installation du réseau bocager ; ii) d'autre part, une représentation de la localisation du réseau bocager ancien qui apparaît mieux lié que le réseau actuel aux organisations pédologiques observées ; iii) une modélisation de l'effet du réseau bocager dans son ensemble sur la topographie et sur les facteurs topographiques liés aux processus d'érosion/sédimentation.

Les bilans de volumes déplacés aux abords des talus ont été estimés de façon simplifiée par une comparaison de deux modèles numériques d'altitude : l'un prenant en compte les structures bocagères, l'autre en excluant une bande de 10 m de part et d'autre des structures. Cette approche fournit une première délimitation des zones d'accumulation ou de départ potentielles et permet à ce titre d'orienter une cartographie plus fine. Cette dernière est apparue exigeante en terme de densité d'échantillonnage, car une simple cartographie par mailles régulières de 25 m de côté, ne met pas en évidence l'effet lié aux haies qui apparaissent comme des artefacts

locaux. Il nous a fallu combiner à cet échantillonnage régulier, un échantillonnage par transects orientés perpendiculairement à la direction des haies.

L'analyse spatiale de l'organisation des sols nous a permis de quantifier l'effet du réseau bocager et d'identifier les processus mis en jeu, sans toutefois nous permettre de cerner leur dynamique temporelle. Ces effets sont de trois types :

- un effet direct de la haie : il est caractérisé par un rapport C/N des échantillons de sols prélevés à différentes profondeurs au voisinage de la haie qui est supérieur à celui généralement constaté sous prairie, ainsi que par des stocks de carbone en moyenne plus élevés, mais aussi plus variables qu'en plein champ. Les apports directs, par la végétation des haies, de matières organiques variées (feuillages, bois etc.) peuvent expliquer ces différences, mais les modifications locales de la dynamique de la matière organique sous l'effet des conditions microclimatiques spécifiques à la haie, peuvent être invoquées également¹.
- un effet physique : cet effet est celui d'un épaissement par érosion-sédimentation. Il est confirmé par une géométrie des épaissements des horizons organo-minéraux progressifs à l'approche des talus, par la modification de la charge en éléments grossiers et de la granulométrie des horizons de surface ;
- un effet de bioturbation : la présence quasi systématique d'horizons de transition entre les horizons organo-minéraux et les horizons sous-jacents, l'importance des traits biologiques dans les sols et l'épaisseur des horizons organo-minéraux plus épais que le labour le plus profond, sont caractéristiques de processus de mélange d'origine biologique.

La datation des processus

L'apport des données archéologiques et l'analyse de documents historique nous ont permis de dater les structures bocagères actuelles ou disparues. Cependant, une incertitude encore assez grande persiste pour certaines structures, dont on ne connaît qu'un âge approximatif compris entre le Haut Moyen-Âge et 1833. L'approche de datation relative par comparaison entre la géométrie des structures et celle des horizons de sol a permis de confirmer que les variations d'épaisseur des horizons organo-minéraux, étaient postérieures à l'installation des structures bocagères. Ceci

¹ Notre étude ne permet pas de distinguer l'effet de ces deux processus, ce qui supposerait un contrôle fin des conditions pédoclimatiques et des flux de carbone à proximité des haies.

confirme le caractère dynamique de ces horizons organo-minéraux dont la pédogenèse se poursuit actuellement, en particulier sous l'effet des processus d'érosion, mis en évidence par les analyses ^{137}Cs .

La méthode de datation absolue au carbone-14 des charbons de bois nous a permis quant à elle, d'estimer l'âge des horizons sur la base d'une stratification des âges en fonction du type d'horizon pédologique dont ils sont issus. Selon cette approche, l'âge médian estimé pour les horizons A est postérieur à 1600 ans ap. J-C, postérieur à 1000 ans ap. J-C pour les horizons de transition de type A/B, et *ante* J-C pour les horizons B. Ces âges sont assortis d'une grande variabilité, plus importante pour les horizons A dont la formation se poursuit de nos jours.

La datation des sols reste difficile car ils subissent des modifications au cours du temps. A cette difficulté s'ajoutent les perturbations d'origine biologique ou autres susceptibles d'entraîner, comme dans le cas des charbons de bois, des inversions chrono-stratigraphique. Par ailleurs, aucune méthode ne permet à elle seule de connaître la vitesse des processus de formation des horizons de sol.

Ces difficultés militent pour l'utilisation d'approches couplées (relatives et absolues) qui permettent de dater en particulier les structures bocagères et distinguer celles très anciennes de celles mises en place plus récemment. Ces approches offrent aussi l'intérêt de pouvoir détecter les structures disparues. Toutes ces informations sont nécessaires, car les organisations actuelles ne peuvent s'expliquer par la seule prise en compte de la topographie et du parcellaire actuel.

La modélisation spatio-temporelle

Dans l'approche de modélisation numérique, nous avons mis à profit les connaissances acquises précédemment que nous avons couplées à un modèle à bases physiques (Minasny et McBratney, 1999, 2001), afin de simuler l'évolution de l'épaisseur des horizons limoneux dans l'espace et dans le temps. En utilisant des règles simples intégrant deux types d'érosion, l'une linéaire (transport diffus), l'autre non (érosion concentrée), nous avons montré :

- que l'on pouvait simuler de façon réaliste les redistributions de sol à l'échelle d'un paysage bocager, et qu'à l'échelle de quelques siècles la topographie et les redistributions des sols sont susceptibles d'être modifiées significativement ;
- que les structures bocagères modifient les redistributions de sol et la forme du paysage en favorisant un stockage en amont, et en limitant les redistributions à l'intérieur des parcelles.

Ces résultats sont importants, car nous avons montré par ailleurs qu'à l'échelle d'un paysage bocager les stocks de carbone organique des sols étaient plus élevés mais aussi plus variables à proximité des structures bocagères. Ces éléments mettent l'accent sur l'importance du réseau bocager : au-delà d'un effet direct, physique et de bioturbation, les systèmes haie-talus permettent la préservation des stocks de carbone dans le paysage.

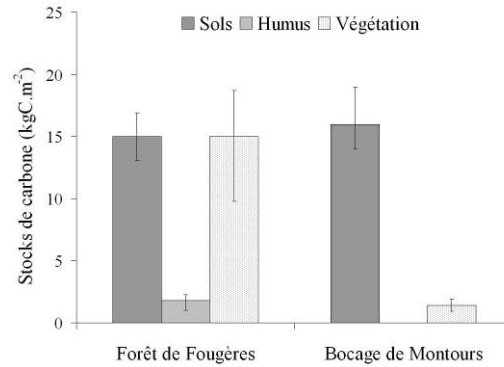


Figure 1. Comparaison des stocks de carbone (médiane, quartiles inférieur et supérieur) dans les compartiments sol/humus/végétation de la forêt de Fougères et du bocage de Montours (Walter *et al.*, 2005).

Dans cette étude nous avons établi les stocks en carbone organique des sols à l'échelle du paysage bocager. Cette partie constitue un volet d'une étude plus importante visant à comparer les stocks forestiers de Fougères et ceux de Montours (Walter *et al.*, 2005). Cette comparaison est intéressante, car les contextes géomorphologiques et pédologiques sont analogues, avec en particulier une même couverture limoneuse d'origine éolienne. La figure 1 présente une synthèse des stocks établis dans les deux systèmes (forestier et bocager). En forêt de Fougères, les stocks de carbone dans les sols et dans la végétation sont du même ordre de grandeur, alors qu'à Montours le stock de carbone dans les sols constitue le principal réservoir de carbone. Dans le paysage bocager, le stock de carbone dans les sols est du même ordre de grandeur qu'en forêt. A la différence près qu'à Montours ces stocks sont plus variables : le stockage de carbone peut-être localement très important aux abords des structures bocagères avec un stock médian de 16,6 kgC.m⁻², alors qu'il n'est en médiane générale que de 12,9 kgC.m⁻². La proportion de carbone stocké en profondeur est également plus importante, puisque le stock cumulé à 30 cm représente 65% du stock total à Montours, alors qu'il est compris entre 68 et 75% en forêt de Fougères (Lecointe *et al.*, 2005 ; Eglin, 2005). A Montours, l'occupation humaine de longue date, par ses actions de déforestation, de structuration du paysage et d'occupation du sol, a induit une distribution spatiale très variable des stocks.

Schéma global d'évolution des sols sur Montours

Les informations acquises sur l'organisation des sols et la datation des structures et des horizons nous permettent de proposer, en mettant également à profit les connaissances préalables sur la mise en place des matériaux et les processus pédogénétiques, un schéma d'évolution des sols sur Montours (Figure 2).

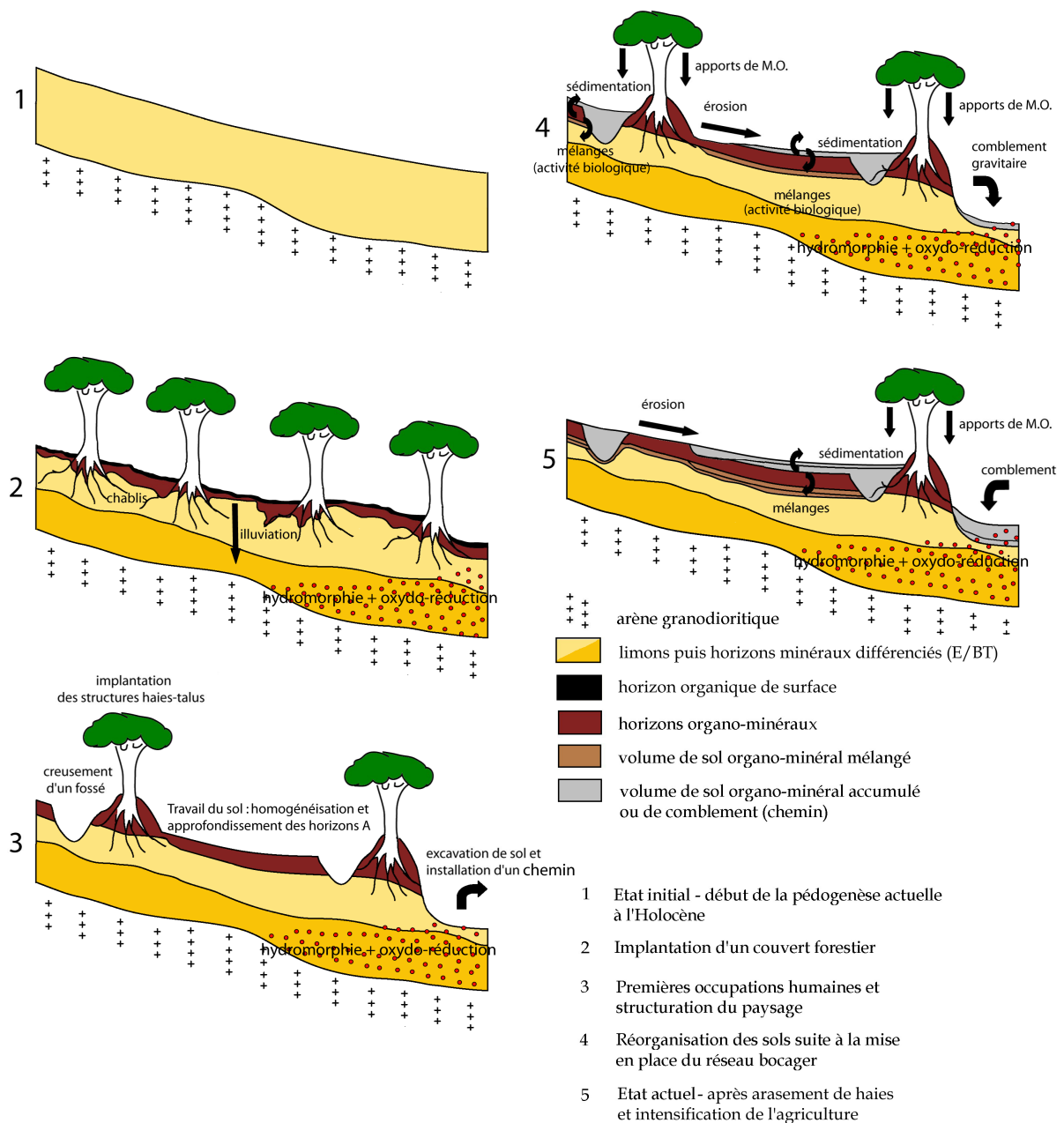


Figure 2. Schéma global d'évolution des sols sur Montours. (M.O. : matières organiques. Les échelles verticales des horizons du sol sont exagérées par rapport à la végétation et à l'échelle latérale.)

L'état initial (1) (figure 2) est défini par un limon éolien plaqué sur une arène granodioritique dont il compense les fluctuations de toit. C'est après sa mise en place (Holocène) que débute la pédogenèse actuelle. Par la suite, l'implantation d'un couvert forestier (2) permet la constitution d'un stock de carbone réparti entre : i) des horizons organiques, ii) des horizons organo-minéraux et iii) des enfouissements locaux à la faveur de chablis. A cette même période, une différenciation d'horizons minéraux profonds se met en place sous l'influence de processus d'illuviation, d'oxydo-réduction et du développement d'une hydromorphie d'origine topographique. A partir du Néolithique (3), mais essentiellement au Haut Moyen-Âge, l'occupation humaine se traduit par l'implantation du bocage et par un travail du sol sûrement responsable d'une homogénéisation et d'un épaissement des horizons organo-minéraux. Cette mutation profonde sera responsable d'une réorganisation des horizons organo-minéraux de surface (4) sous l'action de processus physiques (érosion-sédimentation) et biologiques¹ (mélanges), couplés à un effet direct des systèmes haies/talus (apports de matières organiques). Ces processus persistent toujours (5), et leurs effets restent perceptibles même lorsque les structures bocagères sont arasées (5).

Au terme de cette étude, les incertitudes majeures qui subsistent sont les suivantes :

- quelle est la part relative des processus physiques et biologiques sur la géométrie des horizons organo-minéraux?
- quelle est la dynamique de la matière organique dans les horizons profonds ? Cette question relève d'une importance particulière, si l'on veut coupler les processus de redistribution avec les stocks de carbone ;
- quel est le devenir de la matière organique associée aux particules érodées ? Selon Yoo *et al.* (2005), elle est essentiellement minéralisée. Dans notre cas, on pourrait penser qu'elle apporte une quantité significative de carbone en amont des talus, ce qui expliquerait en partie les stocks de carbone plus importants en moyenne. Mais cet apport se confond avec les retombées locales de matières organiques des haies. Il apparaît donc nécessaire de quantifier la part d'un apport local, d'un apport à plus grande distance.
- quelle est la dynamique plus précise des processus à l'origine de l'organisation des sols depuis la mise en place du bocage ? Selon le caractère continu ou événementiel de ces processus, leur quantification (moyenne ou non) et leur modélisation (linéaire, non-linéaire ou stochastique) sera différente.

¹ La mise en culture et les amendements associés s'accompagne d'une élévation du pH de ces sols très acides sous forêt. Cet effet associé à l'augmentation des ressources trophiques favorisent l'intensification des processus biologiques (Delaporte).

Perspectives

Généralisation à d'autres situations

Nous avons montré que l'effet du réseau bocager ne pouvait pas être appréhendé en prenant en compte uniquement des situations simples et favorables aux accumulations, correspondant à une structure bocagère parallèle aux courbes de niveau topographique, comme cela fut le cas dans de nombreuses études : Carnet (1978), Baffet (1984), Walter *et al.*, (2003). Néanmoins, dans ces études beaucoup de situations ont été précisément décrites. Il apparaît donc peu nécessaire d'aller caractériser de nouveaux sites. L'effort devrait plutôt consister à replacer ces sites dans leur contexte 3D, afin d'approfondir nos connaissances sur l'effet du réseau bocager pour des contextes géologiques et pédoclimatiques différents.

Par ailleurs, ces approches 3D nécessitent d'être développées. Ceci est possible par l'apport des méthodes de géophysique de subsurface (résistivité électrique) qui pourraient nous aider à mieux caractériser des transitions clés comme l'épaisseur des horizons limoneux (caractérisation du passage à l'arène) ainsi que la détection et la localisation des anciennes structures. Mais les variations liées à l'épaisseur des horizons organo-minéraux resteront vraisemblablement peu détectables par les techniques de géophysique actuelles. Cette lacune renforce la nécessité d'un couplage entre des observations directes de terrain, l'utilisation des méthodes géophysiques et des techniques de modélisation spatiale (Tabbagh *et al.*, 2000 ; Walter *et al.*, 2005) .

La quantification des processus biologiques de bioturbation

La quantification du rôle de l'activité biologique sur l'organisation des sols a fait l'objet de nombreux travaux récents. Néanmoins, un accroissement des connaissance est nécessaire dans trois domaines :

- la dynamique de la matière organique en profondeur par des approches type ¹³C. Cette connaissance est nécessaire pour appréhender le rôle de l'activité biologique à long terme sur l'épaississement des horizons organo-minéraux : si cette matière organique se minéralise vite, alors les épaississements observés sont récents et/ou les processus continus dans le temps ; si cette matière est stable, alors les épaississements peuvent être anciens et les processus discontinus ;
- la datation des traits biologiques observables dans les sols par des expérimentations et des traçages isotopiques. Nous avons actuellement peu d'informations sur la persistance des structures d'origine biologique (structures biogéniques) dans le temps ;

- le test et la validation des premières formulations proposées de quantification (Müller-Lemans *et al.*, 1996 ; Gabet *et al.*, 2003) dans des situations réelles. Il est important de savoir si ces formulations sont réalistes.

Une future intégration du rôle de la biologie du sol dans des modèles conceptuels et numériques d'évolution du sol ne peut se passer d'une identification et d'une quantification des processus biologiques.

Datation

De nombreux outils de datation absolue sont à notre disposition, mais force est de constater qu'aucun d'entre eux n'est suffisant en soi. La meilleure des approches reste donc une approche couplant des méthodes de datation absolue et des méthodes de datation relative permettant de recouper un faisceau de résultats. Il est donc primordial d'étudier un site richement documenté et finement décrit d'un point de vue pédologique.

Modélisation

La modélisation effectuée se voulait simple. Aussi de nombreux développements peuvent encore être apportés. Tout d'abord une meilleure définition des processus physiques : dans son état actuel, le modèle ne prend pas en compte l'aire de drainage, paramètre important dans le calcul du flux érosif. Ensuite, les simulations ont été faites pour des conditions (densité du réseau, occupation du sol etc...) stables alors que ces conditions sont évolutives : il faut donc penser une reparamétrisation pas à pas du modèle.

Par ailleurs, la modélisation initialement prévue de l'évolution des stocks en carbone organique des sols à l'échelle du paysage n'a pu être effectuée. Cet axe reste toujours prioritaire, mais deux difficultés sont à surmonter : le traçage des sédiments, et la modélisation de la dynamique des matières organiques.

Le dernier point concerne l'intégration des processus biologiques dans la redistribution des sols, et dans la dynamique du carbone. Ces effets ne sont pas pris en compte actuellement. Bien que nous ne disposions que de peu de travaux de référence, une première étape pourrait consister à tester les premières formulations d'approches quantitatives de ces processus (Müller-Lemans *et al.*, 1996 ; Gabet *et al.*, 2003).

Bibliographie générale

- Aaby, B., 1983. Forest development, soil genesis and human activity illustrated by pollen analysis and hypha analysis of two neighbouring podzols in Draved Forest, Denmark. *Danmarks Geologiske Undersøgelse II*, 114, 1-114.
- AFNOR (Editeur), 1999. *Qualité des sols*, Paris, 996 p.
- Arrouays, D., Deslais, W., Badeau, V., 2001. The carbon content of topsoil and its geographical distribution in France. *Soil use and management* 17, 7-11.
- Arrouays, D., Balesdent, J., Germon, J.C., Jayet, P.A., Soussana, J.F., Stengel, P., Editeurs scientifiques, 2002. *Stocker du carbone dans les sols agricoles de France ? INRA*, 332 pp.
- Arrouays, D., Balesdent, J., Germon, J.C., Jayet, P.A., Soussana, J.F., Stengel, P. (Eds.), 2002. Contribution à la lutte contre l'effet de serre. Stocker du carbone dans les sols agricoles de France? Rapport d'expertise réalisé par INRA à la demande du Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable. INRA, Paris, France.
- Baeza, A., Paniagua, J., Rufo, M., Guillen, J., Sterling, A., 2001. Seasonal variations in radionulide transfer in a Mediterranean grazing-land ecosystem. *Journal of Environmental Radioactivity* 55, 283-302.
- Baffet, M., 1984. Influence de la haie sur l'évolution des caractères physico-chimiques et hydrodynamiques des sols. Thèse de Doctorat de l'Université de Limoges. 173 p.
- Baize, D., Girard, M.C., coord., 1995. *Référentiel pédologique. Techniques et pratiques*. INRA éditions, Paris, 332 pp.
- Baize, D., Jabiou, B., 1995. *Guide pour la description des sols*. INRA, Paris, 375p.
- Baize, D., 2000. *Guide des analyses en pédologie. Techniques et pratiques*. INRA éditions, Paris, 257 pp.
- Balesdent, J., Guillet, B., 1982. Les datations par le ^{14}C des matières organiques des sols. Contribution à l'étude de l'humification et du renouvellement des substances humiques. *Science du Sol* 2, 93-111.
- Batjes, N.H., 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science* 47, 215-223.
- Batjes, N.H., 2002. Carbon and nitrogen stocks in the soils of Central and Eastern Europe. *Soil use and management* 18, 324-329.
- Baudry, J., Bunce, R.G.H., et al., 2000. Hedgerows : an international perspective on their origin, function and management. *Journal of Environmental Management* 60 (1), 7-22.
- Baudry, J., Jouin, A., (coord.), 2003. De la haie aux bocages. Organisation, dynamique et gestion. In INRA éditions, 435 p.

- Belemlih, S., 1999. Stocks particuliers holocène et bilans de matières dans un bassin fluvial en domaine sédimentaire – Le bassin du Nègre, sud-ouest du Bassin parisien, France. Thèse de Doctorat de l'Université François Rabelais, Tours, France.
- Belkacem, S., Nys, C., Dupouey, J.L., 1998. Evaluation des stocks de carbone dans les sols forestiers. Importance de la sylviculture et du milieu sur la variabilité. In : INRA/DPE, Agrigès, 68p.
- Bergstrom, D.W., Monreal, C.M., St Jacques, E., 2001. Spatial dependence of soil organic carbon mass and its relationship to soil series and topography. *Canadian Journal of Soil Science* 81 (1), 53-62.
- Berli, S., Cherubini, P., Schock, W., 1994. Rekonstruktion von Bestandesfluktuationen, Bodenmächtigkeit und Feuergeschichte über 7000 Jahre BP mittels Holzkohle-Analysen. *Botanica Helvetica* 104, 17-30.
- Bishop, T.F.A., McBratney, A.B., 1999. Interpolation Techniques for creating digital elevation models, Stafford, J (Ed.): *Precision Agriculture '99. Proceedings of the 2nd European Conference on Precision Agriculture*. Odense, Denmark. Sheffield Academic Press. Sheffield. S., 635-646.
- Bishop, T.F.A., McBratney, A.B., 2001. A comparison of prediction methods for the creation of field-extent soil property maps. *Geoderma* 103, 149-160.
- Bockheim, J.G., Gennadiyev, A.N., Hammer, R.D., Tandarich, J.P., 2005. Historical development of key concepts in pedology. *Geoderma* 124, 23-36.
- Bogdanoff, S., Julien, M., (Coord.), Lafond, R.L., Carn, A., Vaginay, M., 1996. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille de Dol-de-Bretagne (246). Orléans : BRGM. Notice explicative par Bogdanoff, S., Julien, M., (Coord.), Lafond, R.L., Carn, A., Vaginay, M., 1996, 47 p.
- Bogdanoff, S., Jourdan C., Lafond, R.L., 1997 – Carte géol. France (1/50 000), feuille de Dol-de-Bretagne (246). Orléans : BRGM. Notice explicative par Bogdanoff, S., Julien, M., (Coord.), Lafond, R.L., Carn, A., Vaginay, M., 1996, 47 p.
- Boulet, R., Chauvel, A., Humbel, F.X., Lucas, Y., 1982a. Analyse structurale et cartographique en pédologie I – Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique : les études de topséquences 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 cartographique en pédologie II – Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. *Cahier O.R.S.T.O.M. série pédologique*, XIX (4) : 323-339.
- Boulet, R., Humbel, F.X., Lucas, Y., 1982c. Analyse structurale et cartographique en pédologie – Passage de la phase analytique à une cartographie générale synthétique. *Cahier O.R.S.T.O.M. série pédologique*, XIX (4) : 341-351.
- Boulet, R., Pessenda, L.C.R., Telles, E.C.C., Melfi, A.J., 1995. Une évaluation de la vitesse de l'accumulation superficielle de la matière organique par la faune du sol à partir de la datation des charbons de bois et de l'humine du sol : exemple des latosols des versants du lac Campestre, Salitre, Minas Gerais, Brésil. *C.R. de l'Académie des Sciences Paris* 320, série IIa, 287-294.
- Burke, I.C., Yonker, C.M., Parton, W.J., Cole, C.V., Flach, K., Schimel, D.S., 1989. Texture, climate, and cultivation effects on soil organic matter content in US grassland soils. *Soil Science Society of American Journal* 53, 800-805.

- Camarasa-Claret, C., 1993. Essais, en laboratoire, sur le devenir de trois produits de fission (Cs, Sr et I), lors du ruissellement d'eaux de pluie sur une surface naturelle (le sol de Cadarache). Cadarache (FR), IPSN. S.E.R.E. 93/108 (1).
- Carcaillet, C., Talon, B., 1996. Pedoanthracological contribution to the evolution of the upper treeline in the Maurienne Valley (north French Alps): methodology and preliminary data. Review of Palaeobotany and Palynology 91, 399-416.
- Carcaillet, C., Barakat, H.N., Panaïotis, C., Loisel, R., 1997. Fire and late Holocene expansion of *Quercus ilex* and *Pinus pinaster* in Corsica. Journal of Vegetation Science 8, 85-94.
- Carcaillet C., Talon B., 2001 – Soil carbon sequestration by Holocene fires inferred from soil charcoal in the dry French Alps. Arctic, Antarctic and Alpine Research, 33, 282-288.
- Carcaillet, C., 2001a. Soil particles reworking evidence by AMS 14C dating of charcoal. C.R. de l'Académie des Sciences de la Terre et des planètes, 322, 21-28.
- Carcaillet, C., 2001b. Are Holocene wood-charcoals fragment stratified in alpine and subalpine soils ? Evidence from the Alps based on AMS 14C dates. The Holocene, 11, 2, 231-242.
- Carcaillet, C., Almquist, H., Asnong, H., Bradshaw, R.H.W., Carrión, J.S., Gaillard, M.-J., Gajewski, K., Haas, J.N., Haberle, S.G., S.G., Hadorn, P., Müller, S.D., Richard, P.J.H., Richoz, I., Rösch, M., Sánchez Goñi, M.F., von Stedingk, H., Stevenson, A.C., Talon, B., Tardy, C., Tinner, W., Tryterud, E., Wick, L., Willis, K.J., 2002. Holocene biomass burning and global dynamics of the carbon cycle. Chemosphere 49, 845-863.
- Carnet, C., 1978. Etude des sols et de leur régime hydrique en région granitique de Bretagne : une approche du rôle du bocage. Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I, 235p.
- Carnet, C., Mérot P., Ruellan A., 1979. Approche du rôle du talus dans la distribution des sols et dans le fonctionnement hydrique et hydrologique d'un bassin versant bocager en région granitique de Bretagne. Science du Sol, 4 :377-397
- Cassini de Thury, C.F., 1815. Coutances. Nouv. éd. N °126 [Image fixe numérisée] / Gravé par de Fhert. Paris : Observatoire puis Dépôt de la Guerre. Cote : Ge CC 707 (6 D) BNF Richelieu Cartes et Plans Reprod. Sc 89/57.
- Cattedu, I., (dir.), 2001. Les habitats carolingiens de Montours et de la Chapelle-Saint-Aubert (Ille-et-Vilaine). D.A.F. Documents d'Archéologie Française n°89, éditions de la maison des sciences de l'homme/Paris, 235 p.
- Caubel, V., 2001. Influence de la haie de ceinture de fond de vallée sur les transferts d'eau et de nitrate. PHD thesis, ENSAR, France.
- Chanton, J.P., Martens, C.S., Kipphut, G.W., 1983. Lead-210 sediment geochronology in changing coastal environment. Geochim et Cosmochim Acta 47, 1791-1804.
- Chaplot, V., 1998. Organisation spatiale des sols hydromorphes de fonds de vallée. Modélisation prédictive de leur distribution. Thèse de Doctorat de l'ENSAR de Rennes.
- Chaplot, V., C. Walter, Curmi, P., 1999. Cartographic arguments for a tectonic effect on regional soil distribution in the Armorican Massif. C. R. Acad. Sci. 329:487-493.

- Chaplot, V., Van Vliet-Lanoe, B., Walter, G., Curmi, P., Cooper, M., 2003. Soil spatial distribution in the Armorican Massif, western France: Effect of soil-forming factors. *Soil Science* 168(12):856-868
- Chase, G.C., 1992. Fluvial land sculpting and the fractal dimension of topography. *Geomorphology* 5, 39-57.
- Coleman, N.T., Lewis, R.J., Craig, D., 1963. Sorption of caesium by soils and its displacement by salt solutions. *Soil Science Society of America Proceedings* 27, 290-294.
- Cornell, R.M., 1993. Adsorption of caesium on minerals : a review. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, articles 171(2), 483-500.
- Coughtrey, P.J., Thorne, M.C., 1983. Radionuclide Distribution and Transport in Terrestrial and Aquatic Ecosystems. Vol. I. Caesium. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, 321-424 pp.
- Crave, A., Davy, P., 2001. A stochastic "precipiton" model for simulating erosion/sedimentation dynamics. *Computers and Geosciences* 27, 815-827.
- Cros-Cayot, S., 1996. Distribution spatiale des transferts de surface à l'échelle du versant. Contexte armoricain. Thesis E.N.S.A.R. University, France, 218pp.
- Curmi, P., 1979. Altération et différenciation Pédologique sur Granite en Bretagne ; étude d'une toposéquence. Thèse de doctorat de l'ENSAR de Rennes, 165p.
- Curmi, P., Widiatmaka, Pellerin, J., Ruellan, 1992. Saprolite influence on formation of well-drained and hydromorphic horizons in an acid system as determined by structural analysis. In "soil micromorphologie: studies in management and genesis" (A.J. Ringrose-Voase. a. G.S. Humphreys, ed.), Vol. 9, pp.133-140, Townsville, Australia.
- Curmi, P., Durand, P., Gascuel-Oudou, C., Mérot, P., Walter, C., Taha, A., 1998. Hydromorphic soils, hydrology and water quality: Spatial distribution and functional modeling at different scales. *Nutr. Cycl. Agroecosyst.* 50:127-142
- Curmi, P., Widiatmaka, 1998. Soil distribution model in the loamy cover of armoricain Massif (France) : role and origine of hydromorphology. In « 16^{ième} Congrès Mondial de Sciences du Sol », Montpellier.
- Dabney, S.M., Liu, Z., Lane, M., Douglas, J., Zhu, J., Flanagan, D.C., 1999. Landscape benching from tillage erosion between grass hedges. *Soil and Tillage Research* 51, 219- 231.
- Dadet, P. (coord.), Lautridou, J.P., Beurrier, M., Le Métour, J., 1983. Carte géologique de La France (1/50 000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouët (247). Orléans : BRGM. Notice explicative par Lautridou, J.P., Dadet, P., Beurrier M., 1984, 26 p.
- De Jong, E., Kowalchuk, T.E., 1995. The effect of shelterbelts on erosion and soil properties. *Soil Science* 159 (5) 337-345.
- Delong, A., 2005. Analyse de transitions entre horizons pédologiques par analyse d'images. Mémoire de fin d'étude Master 1 GIBV, Université de Rennes 1.
- Dokuchaev, V.V., 1893. The Russian steppes/study of the soil in Russia, its past and present. Dept. of Agric. Ministry of Crown Domains for World's Colombian Exposition at Chicago, St Petersburg.

- Dokuchaev, V.V., 1899. A contribution of the theory of natural zones : horizontal and vertical soil zones (in Russia). Mayor's office Press, St Petersburg, Russia.
- DRAF, 1997. Les haies de Bretagne : enquête statistique, application à un diagnostic de leurs rôles., Direction Régionale de l'Agriculture et de la Forêt, Institut pour le développement forestier, 110 pp.
- Droogers, P., and Bouma, J., 1997. Soil survey input in exploratory modelling of sustainable soil management practises. *Soil Science Society of America Journal* 61, 1704-1710.
- Duchaufour, P., 1983. Genèse et évolution des sols – Principes généraux. In : Masson (Editeur), *Pédologie*, Paris.
- Duval, L., 1994. Caractéristiques des limons de la Bretagne Occidentale. *Pen ar Bed*. 152:32-38.
- Eglin, T., 2005. Impact de l'hydromorphie et la topographie sur la variabilité spatiale des stocks de carbone en fret de Fougères (Ille-et-Vilaine). INA Paris-Grignon, Diplôme d'Ingénieur Agronome, 50 p + annexes.
- Encyclopaedia Universalis, 1973. Encyclopaedia Universalis France éditeur, Paris.
- Eswaran, H., Van Den Berg, E., Reich, P., 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Science Society of America Journal* 57, 192-194.
- Evin, J., Oberlin, C., 1998. La méthode de datation par le radiocarbone. In *La datation en Laboratoire*. Ed. Errance, 75-117.
- Foucault, A., Rouault, J.F., 1984. Dictionnaire de Géologie. Masson édit., 2ème ed., 347 p.
- Freibauer A., Rounsevell M.D.A, Smith P., Verhagen J., 2004. Carbon sequestration in the agricultural soils of Europe. *Geoderma* 122: 1-23
- Gabet, E.J., Reichman, O.J., Seabloom, E.W., 2003. The Effects of bioturbation on soil and sediment transport. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 31, 249-73.
- GEPPA, 1963. Travaux de la commission « données analytiques et interprétations agronomiques ».
- Girard M.C., 1983. Recherche d'une modélisation en vue d'une représentation spatiale de la couverture pédologique. Thèse Doct. d'Etat. Sols, 12, 430 p.
- Govers, G., Quine, T.A., Walling, D.E., 1993. The effect of water erosion and tillage movement on hillslope profile development: a comparison of field observations and model results. Wicherek, S. (Ed.), *Farm Land Erosion in Temperate Plains Environment and Hills*, Elsevier, Amsterdam, 285-300.
- Govers, G., Vandaele, K., Desmet, J., Poesen, J., Bunte, K., 1994. The role of tillage in soil redistribution on hillslopes. *European Journal of Soil Science* 45, 469-478.
- 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 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 and Tillage Research* 51, 167-174.

- Greenland, D.J., 1974. Determination of pH-dependent charges of clays using caesium chloride and X-ray fluorescence spectrography. Transactions of the 10th International Congress of Soil Science, Moscow II, 278-282.
- Gregorich, E.G.K., Greer, K.J., Anderson, D.W., Liang, B.C., 1998. Carbon distribution and losses: Erosion and deposition effects. Soil and tillage Research 47, 291-302.
- Hairsine, P.B., Rose, C.W., 1992a. Modelling water erosion due to overland flow using physical principles. 1. Sheet flow. Water Resources Research 28, 237-243.
- Hairsine, P.B., Rose, C.W., 1992b. Modelling water erosion due to overland flow using physical principles. 2. Rill flow. Water Resources Research 28, 245-250.
- Hall, G.F., 1983. Pedology and geomorphology. In: Wilding, L.P., Smeck, N.E., Hall, G.F., (Eds), Pedogenesis and Soil Taxonomy : I. Concepts and Interaction. Elsevier, NY, pp. 117-140.
- 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.
- Heulluin, M., Pellerin, J., Clet, M., Pilet-Lemiere, J., 1991. Anthropisation et remblaiement de vallons de premier ordre dans la région de Fougères (Ille et Vilaine). Physio-Géo 22-23, 143-148.
- Hien, E., 2001. Dynamique de la matière organique d'un lixisol olinthique sous l'effet de la mise en culture et des pratiques culturales (S.O. du Burkina Faso). CIRAD Science du Sol.
- I.G.N., 1990. Série bleue 1 : 25000, 1316 ouest, St-James. Institut Géographique National, Paris.
- IPCC, 1990. Climate Change. In: Houghton, J.T., Jenkins, G.J., Ephraums, J.J. (Eds). Cambridge University Press, Cambridge.
- Jacinthe, P.A., Lal, R., Kimble, J.M., 2001. Organic carbon storage and dynamics in croplands and terrestrial deposits as influenced by subsurface tile drainage. Soil Science 166 (5), 322-335.
- Jamagne, M., 1967. Bases et techniques d'une cartographie des sols. Ann. Agron., vol. 18, n° hors série, 142p.
- Jamagne M., 1973 - Contribution à l'étude pédogénétique des formations loessiques du nord de la France. Thèse de doctorat d'état de l'Université de Gembloux, 440 p.
- Jenny, H., 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill, NY.
- Jenny, H., 1961. Derivation of state factor equations of soil and ecosystems. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 25, 385-388.
- John, B., Yamashita, T., Ludwig, B., Flessa, H., 2004. Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soil under different types of land use. Geoderma (in press).
- Jonin, M., 1973. Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau (Massif Armoricaïn). C.R. de l'Académie des Sciences 277, 281-284.

- Kang, B.T., Salako, F.K., et al., 1998. Effect of tillage and woody hedgerows in alley cropping on the productivity of an alfisol. *Soils of tropical forest ecosystems : characteristics, ecology and management*. Berlin, Germany, Springer-Verlag: 144-149.
- Kirkby, M.J., 1985. A model for the evolution of regolith-mantled slopes, in Woldenburg, M.J. (Ed.), *Models in Geomorphology*, Allen & Unwin, Boston. pp. 213-237.
- Klobe, W.D., Gast, R.G., 1970. Conditions affecting cesium fixation and sodium entrapment in hydrobiotite and vermiculite. *Soil Science Society of America Proceedings* 34, 746-750.
- Koide, M., Soutar, A., Golberg, D., 1972. Marine geochronology with ^{210}Pb . *Earth and Planetary Science Letters* 14. 442-446.
- Krogh, L., Noergaard, A., Hermansen, M., Greve, M.H., Balstroem, T., Breuning Madsen, H., 2003. Preliminary estimates of contemporary soil organic carbon stocks in Denmark using multiple datasets and four scaling-up methods. *Agriculture Ecosystems and Environment* 96, 19-28.
- Krull, E.S., Baldock, J.A., Skjemstad, J.O., 2003. Importance of mechanisms and processes of the stabilization of soil organic matter for modelling carbon turnover. *Functional Plant Biology* 30, 207-222.
- Lagacherie, P., 1992. Formalisation des lois de distribution des sols pour automatiser la cartographie pédologique à partir d'un secteur pris comme référence. Cas de la Petite Région Naturelle de la moyenne vallée de l'Hérault. Ph.D. Thesis, ENSA-INRA Montpellier, France.
- Lagacherie, P., Robbez-Masson, J. M., NguyenThe, N., and Barthès, J. P., 2001. Mapping of reference area representativity using a mathematical soilscape distance. *Geoderma*, 101: 105-118.
- Lal, R., 1989a. Agroforestry systems and soil surface management of a tropical alfisol. III : Changes in soil chemical properties. *Agroforestry Systems* 8, 97-111.
- Lal, R., 1989b. Agroforestry systems and soil surface management of a tropical alfisol. IV : Effects on soil physical and mechanical properties. *Agroforestry Systems* 8, 197-215.
- Lal, R., 1995. Global soil erosion by water and carbon dynamics. In: Lal, R., Kimble, J.M., Levine, E., Stewart, B.A., (Eds). *Soils and global change*. Boca Raton, FL: CRC Press; 131-42p.
- Lal, R., 2003. Soil erosion and the global carbon budget. *Environ International* 29, 437-50.
- Lautridou, J.P., 1968. Les Loess du Pays de Saint Romain et Mesnil-Esnard. *Bull. Centre de Géomorphologie*, Caen, 2, 55 p.
- Lautridou, J.P., 1969. Rapport de la commission de terminologie des limons. *Ibid*, p.132-137.
- Lautridou, J.P., 1980. Stratigraphie du Quaternaire de Normandie et du Bassin parisien. Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. Coll. Dijon, 1978, Suppl. Bull. A.F.E.Q., H.S. n°1, 180-189.
- Lautridou, J.P., Dadet, P., Beurrier, M., 1984. Notice explicative, Carte géologique de La France (1/50 000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouët (247). Orléans : BRGM. 26 p. Carte géologique par Dadet, P. (coord.), Lautridou, J.P., Beurrier, M., Le Métour, J., 1983.
- Lautridou, J.P., 1985. Le cycle périglaciaire pleistocène en Europe du nord-ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse de doctorat de l'Université de Caen. Centre de Géomorphologie, 908 p.

- Le Bissonnais, Y., Montier, C., Jamagne, M., Daroussin, J., King, D., 2001. Mapping erosion risk for cultivated soil in France. *Catena*, 46: 207-220.
- Leblay, V., 2000. Séquestration du carbone et pratiques agroforestières dans les oxisols du Kenya ouest. ENSA, Génie de l'Environnement.
- Le Calvez, L., 1979. Genèse des formations limoneuses de Bretagne centrale : essai de modélisation. Thèse de Doctorat de l'ENSAR, 213pp.
- Lecointe, S., Nys, C., Walter, C., Forgeard, F., Huet, S., Recena, P. et Follain, S., 200#. Estimation of carbon stocks in a beech forest (Fougères Forest) : extrapolation from plots to the whole forest. *An. Of Forest Sci.*. article accepté
- Legout, C., Leguedois, S., Le Bissonnais, Y., 2005. Splash distance and size distributions for various soils. *Geoderma* 124, 279-292.
- Legros, J.P., 1996. Cartographie des sols : de l'analyse spatiale à la gestion des territoires. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne.- (Gérer l'environnement, 10).
- Leifeld, J., Bassin, S., Fuhrer, J., 2005. Carbon stocks in Swiss agricultural soils predicted by land-use, soil characteristics, and altitude. *Agriculture Ecosystems and Environment* 105, 255-266.
- Letkens, S., Van Orshoven, J., Van Wesemael, B., De Vos, B., Muys, B., 2005. Stocks and fluxes of soil organic carbon for landscape units in Belgium derived from heterogeneous data sets for 1990 and 2000. *Geoderma* 127, 11-23.
- Libby, W.F., 1955. Radiocarbon dating, 2nd ed., University of Chicago Press, Chicago III.
- Lindstrom, M.J., Nelson, W.W., Schumacher, T.E., 1992. Quantifying tillage erosion rates due to moldboard plowing. *Soil and Tillage research* 24, 243-255.
- Lugo, A.E., Brown, S., 1993. Management of tropical soils as sinks or sources of atmospheric carbon. *Plant and Soil* 149, 27-41.
- Marguerie, D., 1992. Evolution de la végétation sous l'impact humain en Armorique du Néolithique aux périodes historiques. *Travaux du Laboratoire d'Anthropologie, Université de Rennes I*, 40, 313 p.
- Marguerie, D., 2001. "La zone humide de Louvaquint - Le Teilleul : étude pollinique des dépôts tourbeux et environnement," In : Cattedu (dir.), *Les habitats carolingiens de Montours et de La Chapelle-Saint-Aubert (Ille-et-Vilaine)*. D.A.F. Documents d'Archéologie Française n°89, éditions de la maison des sciences de l'homme/Paris, 113-119.
- Marguerie, D., Thenail, C., Lecoœur, D., 2001. Armorican bocages and societies: origins, evolution and interactions. In: Barr, C., Petit, S. *Hedgerows of the world*, UK-IALE and CEH, Birmingham, 102-111.
- Marguerie, D., Bégin, Y., Cournoyer, L. Tree macroremains production following a recent boreal forest fire in northern Quebec, Canada : a key for palaeoecological investigation. *Ecosciences*. Sous presse.
- Marshall, J.F., 1967. The effect of shelter on productivity of grasslands and field crops. *Field Crop Abstracts* 20, 1-14.
- Matheron, G., 1963. Principles of geostatistics. *Econ. Geol.* 58, 1246-1266.

- Matheron, G., 1965. Les variables régionalisées et leur estimations. Masson, Paris, 305 pp.
- Matheron, G. 1971 - The theory of regionalized variables and its applications. Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique, Fontainebleau, N°5.
- McBratney, A.B., Mendonça Santos, M.L., Minasny, B., 2003. On digital soil mapping. *Geoderma* 117, 3-52.
- McHenry, J.R., Ritchie, J.C., 1977. Physical and chemical parameters affecting transport of caesium-137 in arid watersheds. *Water Resources Research* 13 (6), 923-927.
- Minasny, B., and McBratney, A.B., 1999. A rudimentary mechanistic model for soil production and landscape development. *Geoderma* 90, 3-21.
- Minasny, B., and McBratney, A.B., 2001. A rudimentary mechanistic model for soil formation and landscape development II. A two-dimensional model incorporating chemical weathering. *Geoderma* 103, 161-179.
- Mitasova, H., Jaroslav H., 1993. Interpolation by Regularized Spline with Tension: II. Application to terrain Modelling and Surface Geometry Aalysis. *Mathematical Geology*, 25 (6), 657-669.
- Monfort, M., 1989. Influence des milieux aqueux récepteurs sur le devenir des produits de fission dans l'environnement. Cas d'aérosols susceptibles d'être émis lors d'un accident grave survenant sur un réacteur à eau pressurisée. Cadarache (FR), thèse de l'Université des sciences et techniques du Languedoc.
- Moore, I.D., P.E. Gessler, G.A. Nielsen, Peterson, G.A., 1993. Soil attribute prediction using terrain analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57:443-452.
- Moore, I.D., Lewis A., Gallant J.C., 1993. Terrain attributes: Estimation Methods and Scale Effects. *Modelling Change in Environmental Systems*, A.J. Jakeman et al. editors, John Wiley and Sons, New York.
- Müller-Lemans, H., Van Drops, F., 1996. Bioturbation as a mechanism for radionuclide transport in soil : relevance of earthworms. *Journal of Environmental Radioactivity* 31 (1), 7-20.
- Munsell, A.H., 1923. A color notation. Munsell Color Company, Baltimore, M.D..
- Nations Unies, 1997. Protocole de Kyoto à la convention-cadre des nations unies sur les changements climatiques.
http://www.unfccc.int/kyoto_mechanisms/items/1673.php . Accédé le 23 août 2005.
- Oldeman, L.R., Hakkeling, R.T.A., Sombroek, W.G., 1990. World map of the status of human-induced soil degradation. Three maps and explanatory note. ISRIC, Wageningen, The Netherlands, And UNEP, Nairobi, Kenya, 34 p.
- Pagerie (de la), M., 1720. Carte topographique de la Normandie. Collection d'Anville ; 01009, I-IV B. Cote : Ge DD 2987 (1009, I-IV) B BNF Richelieu Cartes et Plans Reprod. Sc 90/884.
- Panatier, Y., 1996. Variowin software for spatial data analysis in 2D. Springer, New York, 3.5 disk, 91pp.
- Pappendick, R.I., and Miller, 1977. Conservation tillage in the Pacific Northwest. *Journal of Soil and Water Conservation* 32, 49-56.

- Pasteels, P., Doré, F., 1982. Age of Vire-Carolles granite. In "Numerical dating in stratigraphy". (G.S. Odin ed.), 784-790 pp. Chichester: Wiley and Sons.
- Paul, E.A., Follett, R.F., Leavitt, S.W., Halvorson, A., Peterson, G.A., Lyon, D.J., 1997. Radiocarbon dating for determination of soil organic matter pool sizes and dynamics. *Soil Science Society of America Journal* 61, 1058-1067.
- Pennock, D.J., 2003. Terrain attributes, landform segmentation, and soil redistribution. *Soil and Tillage Research* 69, 15-26.
- Pihan, J., 1979. Risques climatiques d'érosion hydrique des sols en France. In: Colloque Strasbourg. T. and J. Vogt (eds.). 13-18 pp
- Piron, D., Pérès, G., Hallaire, V., Follain, S., Cluzeau, D., 200#. In situ cartography of earthworm bioturbations on soil profile. Application to spatial heterogeneity on permanent pasture. article soumis
- Post, W.M., Emmanuel, W.R., Zinke, P.J., Stangenberger, A.G., 1982. Soil carbon pools and world life zones. *Nature* 298, 156-159.
- Prout, W.E., 1958. Adsorption of radioactive wastes by Savannah River Plant soil. *Soil Science* 86, 13-17.
- Pulleman, M.M., Bouma, J., van Essen, E.A., Meijles, E.W., 2000. Soil organic matter content as a function of different land use history. *Soil Science Society of America Journal* 64, 689-693.
- Quine, T.A., Walling, D.E., Zhang, X., 1993. The role of tillage in soil redistribution within fields on Loess Plateau, China: an investigation using cesium-137. Banasik, K and Zbikowski, A. (Eds). *Runoff and Sediment Yield Modelling*. Warsaw Agricultural University Press, Warsaw. pp. 149-155.
- Quine, T.A., Desmet, P.J.J., Govers, G., Vandaele, K., Walling, D.E., 1994. A comparison of roles of tillage and water erosion in landform development and sediment export on agricultural land near Leuven, Belgium, in Olive, L. (Ed), *Variability in Stream Erosion and Sediment Transport* (Proceedings of the Canberra Symposium, December 1994), IAHS Publication No. 224, 77-86.
- Quine, T.A., Walling, D.E., Govers, G., 1996. Simulation of radiocaesium redistribution on cultivated hillslopes using a massbalance model: an aid to process interpretation and erosion rate estimation. Anderson, M.G., Brooks, S.M. (Eds). *Advances in Hillslope Processes*. John Wiley, Chichester. pp. 561-588.
- Ramos, M.C., Martinez-Casanovas, J.A., 2003. Nutrient losses from a vineyard soil in Northeastern Spain caused by an extra-ordinary rainfall event. *Catena* 55, 79-90.
- Revel, J.C., Rouaud, M. 1985. Mécanismes et importance des remaniements dans le Terrefort toulousain (bassin aquitain, France). *Pédologie* 35 (2), 171-189.
- Ritchie, J.C., McHenry, J.R., 1990. Application of radioactive fallout cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns. *Journal of Environmental Quality* 19, 215-233.
- Robert, M., Saugier, B., 2003. Contribution des écosystèmes continentaux à la séquestration du carbone. *Comptes rendu Géosciences* 335, 577-595.
- Rodriguez-Murillo, J.C., 2001. Organic carbon content under different types of land use and soil in peninsular Spain. *Biology and Fertility of Soils* 33, 53-61.

- Salvador, S., 2002. Déterminisme de la distribution spatiale des éléments majeurs et traces dans les sols en contexte métamorphique. Thèse de Docteur de l'Université de Tours. Sciences de la Terre, 274p
- Salvador-Blanes, S., Cornu, S., Couturier, A., King, D., Macaire, J.-J., 2005. Morphological and geochemical properties of soil accumulated in hedge-induced terraces in the Massif Central, France. *Soil and Tillage Research*, article sous presse.
- Schaetzl, R.S., Johnson, D.L., Burns, S.F., Small, T.W., 1989. Tree uprooting: review of terminology, process and environmental implications. *Canadian journal of forest research* 19, 1-19.
- Schimel, D.S., Stillwell, M.A., Woodmansee, R.G., 1985. Biogeochemistry of C, N and P in a soil catena of the shortgrass steppe. *Ecology* 66 (1), 276-282.
- Schoorl, J.M., 2002. Addressing the Multi-scale Lapsus of Landscape process modeling to support sustainable land use: a case study for the Lower Guadalhorce valley South Spain. Thèse de Doctorat de l'Université de Wageningen, Pays-Bas.
- Schwartz, D., Thinon, M., Goepp, S., Schmitt, C., Casner, J., Rosique, T., Wuscher, P., Alexandre, A., Dambrine, E., Martin, C., Guillet, B., 2005. Premières datations directes de défrichements protohistoriques sur les chaumes secondaires des Vosges (Rossberg, Haut-Rhin). Approche pédoanthracologique. *C.R. Géoscience* 337, 1250-1256.
- Schwartz, D., Thinon, M., Goepp, S., Schmitt, C., Casner, J., Rosique, T., Wuscher, P., Alexandre, A., Dambrine, E., Martin, C., Guillet, B. Premières datations directes de défrichements protohistoriques sur les chaumes secondaires des Vosges (Rossberg, Haut-Rhin). Approche pédoanthracologique. *C.R. Géoscience*, sous presse.
- Shuster, W.D., Subler, S., McCoy, E.L., 2001. Deep-borrowing earthworm additions changed the distribution of soil organic carbon in a chisel-tilled soil. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 983-996.
- Smith, J.D., 1982. Lead-210 dating of sediments. In *Archaeometry: an Australian perspective*. Ambrose, W., Duerden, P., (eds) 303-309. Australian National University Press, Canberra.
- Soil Survey Staff., 1951. *Soil Survey Manual*. US Department of Agriculture, Washington, 503 p.
- Strahler, A.N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In "Handbook of applied hydrology" (V.T. Chow, ed.), Vol. Section 4-II, pp. 4-39, 4-76. MacGraw-Hill, New York.
- Stuiver, M., Braziunas, T. F., 1993. Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples back to 10,000 BC. *Radiocarbon* 35, 137-189.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., 1993. Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program, *Radiocarbon*, 35 : 215-230.
- Sutherland, R.A., 1991. Examination of caesium-137 areal activities in control (uneroded) locations. *Soil Technology* 4, 33-50.
- Sutherland, R.A., 1994. Spatial variability of ^{137}Cs and the influence of sampling on estimates of sediment redistribution. *Catena* 21, 57-71.
- Tabbagh A, Dabas M, Hesse A, Panissod C., 2000. Soil resistivity: a non-invasive tool to map soil structure horization. *Geoderma* 97 (3-4): 393-404.

- Tamura, T., Jacobs, D.G., 1960. Structural implications in caesium sorption. *Health Physics* 2, 391-398.
- Tan, Z.X., Lal, R., Smeck, N.E., Calhoun, F.G., 2004. Relationships between surface soil organic carbon pool and sites variables. *Geoderma* 121, 187-195.
- Thinon, M., 1978. La pédoanthracologie : une nouvelle méthode d'analyse phytochronologique depuis le Néolithique. *C.R. de l'Académie des Sciences Paris* 287, série D, 1203-1206.
- Thinon, M., 1992. L'analyse pédoanthracologique : aspects méthodologiques et applications. Thèse de Doctorat de l'Université d'Aix-Marseille III.
- Tiessen, H., Stewart, J.W.B., 1983. Particle-size fractions and their uses in studies of soil organic matter: II. Cultivation effects on organic matter composition in size fractions. *Soil Science Society of America Journal* 47, 509-514.
- Trumbore, S.E., Vogel, J.S., Southon, J.R., 1989. AMS ^{14}C measurements of fractionated soil organic matter: an approach to deciphering the soil carbon cycle. *Radiocarbon* 31, 644-654.
- Tuaux, M.P., 2004. Pratiques agricoles sur le site de Montours. Communication personnelle.
- Turekian, K.K., Nozaki, Y., Benninger, L.K., 1977. Geochemistry of atmospheric radon and radon products. *Annual Review. Earth and Planetary Science* 5, 227-255.
- Tyler, A.N., Carter, S., Davidson, D.A., Long, D.J., Tipping, R., 2001. The extent of significance of bioturbation on ^{137}Cs distributions in upland soils. *Catena* 43, 81-90.
- Vanden Bygaart, A.J., 2001. Erosion and deposition history derived by depth-stratigraphy of ^{137}Cs and soil organic carbon. *Soil Tillage and Research* 61, 187-192.
- Van Oost, K., Govers, G., Van Muysen, W. A, 2003. A process-based conversion 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., Hechrath, G., Quine, T., Poesen, J., 2003. Simulation of the redistribution of soil by tillage on complex topographies. *European Journal of Soil Science* 54, 63-76.
- Van Vliet-Lanoë, B., Pellerin, J., Helluin, M., 1995. Morphogénèse-Pédogénèse : Les héritages du dernier cycle glaciaire en forêt de Fougères (Ille et Vilaine, France). *Z. Geomorph. N. F.* 39 (4), 489-510.
- Vernet, J.-L., Wengler, L., Solari, M.-E., Ceccanti, G., Fournier, M., Ledru, M.-P., Soubiès, F., 1994. Feux, climats et végétations au Brésil central durant l'Holocène : les données d'un profil de sol à charbons de bois (Salitre, Minas Gerais). *C.R. de l'Académie des Sciences Paris* 319, série II, 1391-1397.
- Wallbrink, P.J., Murray, A.S., 1993. Use of fallout radionuclides as indicators of erosion processes. *Hydrological Processes* 7, 297-304.
- Wallbrink, P.J., Olley, J.M., Murray, A.S., 1994. Measuring soil movement using ^{137}Cs : implications of reference site variability. In *Variability in stream erosion and sediment transport. Proceedings of the Canberra Symposium*.

- Wallbrink, P.J., 1996. Use of fallout radionuclides in studies of erosion and sedimentation. Ph.D Thesis Australia National University, 185p.
- 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.
- Walter C. , Aidoud A., Bonte P., Cluzeau D., Follain S., Forgeard F., Legout A. , Marguerie D., Nys C. 2005 - Structures spatiales et datation des stocks de carbone dans des paysages forestiers et bocagers de plaine. Colloque Écosphère continentale, risques environnementaux (Ecco). INSU, 5-7 décembre 2005, Toulouse, 6p.
- Walter C., King D., Lagacherie P., Robbez-Masson J.M. 2005 - L'analyse spatiale des sols : description, modélisation et représentation de la variabilité spatiale des sols. In Girard MC., Walter C., Remy J.C., Berthelin J., Morel J.L. (Eds) *Sols et environnement. Cours et Etude de Cas*. DUNOD.Sciences Sup., chap. 8.
- Walter C., Lagacherie P., Follain S. 2005 - Integrating pedological knowledge into soil digital mapping. In Lagacherie P., McBratney AB, Voltz M. (Eds) *Digital Soil Mapping book*, Elsevier Developments in Soil Science Serie.
- Walter, C., Curmi, P. 1998 - Les sols du bassin versant du Coetdan : organisation, variabilité spatiale et cartographie. In : CHEVERRY C. (Editeur). - *Agriculture intensive et qualité des eaux*. INRA Editions ; collection Science Update, 85-105. Walter, C., Lagacherie, P., Follain, S., 200#. Integrating pedological knowledge into soil digital mapping. Soumis.
- Walter, C., Mérot, P., Layer, B., Dutin, G., 2003. The effect of hedgerows on soil organic carbon storage in hillslopes. *Soil Use and Management* 19, 201-207.
- Walter C. , Aidoud A., Bonte P., Cluzeau D., Follain S., Forgeard F., Legout A. , Marguerie D., Nys C. 2005 - Structures spatiales et datation des stocks de carbone dans des paysages forestiers et bocagers de plaine. Colloque Écosphère continentale, risques environnementaux (Ecco). INSU, 5-7 décembre 2005, Toulouse, 6p.
- Walter, C., Lagacherie, P., Follain, S., 200#. Integrating pedological knowledge into soil digital mapping. Soumis.
- Widiatmaka, 1994. Analyse structurale et fonctionnement hydrique d'un système pédologique limoneux acide sur granite et sur schiste du massif armoricain, France. Thèse de Docteur de l'ENSAR, 260 p.
- Willgoose, G., Bras, R.L., Rodriguez Iturbe, 1991. A coupled channel network growth and hillslope evolution model. 1. Theory. *Water Resources Research* 27, 1671-1684.
- Wolfram, S., 2002. *A New Kind of Science*. Wolfram Media, Champaign, IL.
- Yoo, K., Amundson, R., Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., 2005. Spatial patterns of soil organic carbon on hillslopes: Integrating geomorphic processes and the biological C cycle. *Geoderma*, article in press.
- Zhang, X., Higgitt, D.L., Walling, D.E., 1990. A preliminary assessment of the potential for using caesium-137 to estimate rates of soil erosion in the Loess Plateau of China. *Hydrological Sciences Journal des Sciences Hydrologiques* 35, 243-252.

Table des figures

Chapitre I - Description du site d'étude 7

Figure 1. Localisation de la commune de Montours sur la carte de France.....	9
Figure 2. Schéma simplifié des limites du domaine mancennien (Mancennia), et localisation de la commune de Montours. Figure extraite de de Bagdanoff <i>et al.</i> (1996).....	10
Figure 3. Schéma structural du domaine mancennien, extrait de la carte géologique de la France, feuille de Dol-de-Bretagne (246) (Bagdanoff <i>et al.</i> , 1997).....	10
Figure 4. Géologie locale du secteur d'étude. Extrait de la carte géologique de la France à 1/50 000ème, feuille de Saint-Hilaire-du-Harcouët (1316) (Dadet <i>et al.</i> , 1984).....	12
Figure 5. Echelle stratigraphique définissant la terminologie utilisée par Lautridou <i>et al.</i> (1985) et Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (1995).....	12
Figure 6. Topographie du secteur et du site d'étude. (Source I.G.N. (1990)).....	14
Figure 7. Précipitations cumulées annuelles (A) et diagramme ombrothermique (B) de la station de Fougères (Météo France) sur la période 1966-2004.....	16
Figure 8. Illustration des modes d'entretien des haies arborées : cépée et ragoisse.....	16
Figure 9. Diagramme pollinique simplifié représentant la fréquence relative de pollens d'origines différentes en fonction de la profondeur de prélèvement dans un matériau tourbeux. Diagramme réalisé par D. Marguerie (Marguerie, 2001). Le trait noir correspond à la date présumée de développement du bocage déduite de l'analyse pollinique.....	18
Figure 10. Parcellaire du secteur d'étude et présence de structures bocagères à différentes dates : 1833 (cadastre napoléonien), 1949, 1996 et 1998 (photographies aériennes I.G.N.).....	20
Figure 11. Délimitation schématique des grands ensembles de sol sur le site d'étude et exemples de profils pédologiques associés. Les horizons et les sols sont identifiés selon le référentiel pédologique (Baize et Girard, 1995).....	22
Figure 12. Fréquence cumulée de la taille des particules obtenue par granulométrie laser pour 28 échantillons prélevés entre 5 et 60 cm de profondeur et issus de 7 sites différents de la zone d'étude.....	24

Figure 13. Photographies sous lumière naturelle de lames minces de deux échantillons représentatifs des deux familles de courbes granulométriques distinguées par granulométrie laser : 1. Absence de fractions sableuses > 200 μm ; 2. Fractions sableuses (> 200 μm) représentant plus de 20 % du volume.....24

Chapitre II – Influence du système haie/talus sur l’organisation des sols le long des versants **29**

Figure 1. Schéma structural du domaine nord armoricain et localisation du site de Montours (Bretagne, France, 48°26'N, 1°19'O). Le schéma structural est un schéma simplifié de celui de Bogdanoff *et al.*, (1996).....32

Figure 2. Cartes des pentes et de la convexité verticale sur le site de Montours, calculées sur la base du Modèle Numérique d'Altitude hors talus à la maille d'1 m. Maille de calcul d'1 m pour la pente et de 2 m pour la convexité verticale.....34

Figure 3. Évolution du réseau bocager de 1833 à 1998.....34

Figure 4. Localisation des fosses pédologiques, positionnées dans différentes situations topo-paysagères, permettant la description précise de la géométrie des horizons pédologiques.....36

Figure 5. Schématisation des paramètres topographiques retenus pour décrire les toposéquences.....36

Figure 6. Protocole d'acquisition et de traitement des images pour l'obtention des paramètres de surface foncée et du nombre de pores. L'acquisition des images a été faite avec un appareil photographique numérique, l'harmonisation des images utilise le logiciel Stereophotomaker®, et le seuillage utilise le logiciel d'analyse d'image Optimass® 6.5.....38

Figure 7. Légende détaillée des horizons identifiés selon le référentiel pédologique (Baize et Girard, 1995).....40

Figure 8. Géométrie des horizons pour les toposéquences W1.1 et W2.1 présentant des épaisissements importants des horizons organo-minéraux, en amont d'un système haies/talus existant.....40

Figure 9. Géométrie des horizons pour les toposéquences E1, E2 et W3 présentant des épaisissements peu marqués des horizons organo-minéraux, en amont d'un système haies/talus existant.....41

Figure 10. Géométrie des horizons pour les toposéquences N3, W1.2 et W2.2 intersectant d'anciens systèmes de haies/talus aujourd'hui disparus.....	41
Figure 11. Statistiques des teneurs en carbone pour 1162 échantillons prélevés au sein de trois classes d'horizons pédologiques identifiés sur site de Montours. Test de normalité de Shapiro-Wilk rejeté ($p < 0,001$) ; tests de comparaison de Wilcoxon rejetés ($p < 0,001$).....	45
Figure 12. Épaisseurs moyennes des horizons organo-minéraux et du solum jusqu'à l'arène granitique pour différentes classes de distance au talus.....	46
Figure 13. Moyenne, par toposéquence et par classe de distance au talus, de l'épaisseur cumulée des horizons organo-minéraux de type A.....	46
Figure 14. Photographies des coupes sériées horizontales à différentes profondeurs de sol.....	48
Figure 15. Evolution de la surface brun foncée et du nombre de pores, calculés pour des coupes sériées horizontales à différentes profondeurs de sol.....	48
Figure 16. Profils verticaux des charges en éléments grossiers en trois points des toposéquences. Les textures selon le diagramme des textures de l'Aisne (Jamagne, 1967) sont en italique. Les textures dominantes <i>LL</i> (limon légers) et <i>LM</i> (limons moyens) ne sont pas mentionnées. Le type d'horizon pédologique identifié selon le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 1995) est précisé sur la droite des profils.....	50

Chapitre III – Distribution spatiale et déterminants de l'épaisseur des horizons de sol à l'échelle d'un paysage bocager **59**

Figure 1. Evolution du réseau bocager sur le site de Montours depuis 1833. La ligne en noir sur le réseau 2005 symbolise une haie datée du haut Moyen-Âge (Cattedu <i>et al.</i> , 2001).....	62
Figure 2. Plan d'échantillonnage de la topographie de surface à densité variable.....	62
Figure 3. Plans d'échantillonnage de la couverture pédologique.....	62
Figure 4. Topographie des 36 transects sécants aux talus. L'axe des ordonnées à gauche indique la pente moyenne des transects sur une distance de 40 m à son intersection...	64
Figure 5. Procédure de construction des deux modèles numérique d'altitude considérés : MNA 1, tenant compte des talus présents ; MNA 2, hors influence des talus.....	64

Figure 6. Illustration le long d'un profil topographique du calcul de bilan sédimentaire dans une bande de 10 m centrée sur le talus.....	66
Figure 7. Variogrammes moyens des altitudes, établis à partir des points distants de plus de 0,5 m des talus (M.N.A.1) ou à partir des points distants de plus de 10 m des talus (M.N.A.2)	68
Figure 8. Blocs 3D des surfaces topographiques estimées par krigeage ordinaire à partir de points cotés par théodolite (en haut : M.N.A.1. ; en bas : M.N.A.2.).....	68
Figure 9. Fréquences cumulées des critères de pente et de convexité verticale pour MNA1 et MNA2.....	68
Figure 10. Carte de volumes locaux déplacés (Vl) dans une bande de 10 m de part et d'autre des talus.....	70
Figure 11. Représentations de l'épaisseur des horizons limoneux mesurée en 224 sites en fonction des paramètres topographiques (pente, convexité, aire drainée amont) dérivés du Modèle Numérique d'Altitude MNA1.....	70
Figure 12. Variogrammes moyens de l'épaisseur des horizons limoneux en tenant compte des seuls points de mesure de l'échantillonnage systématique ou en intégrant les mesures effectuées sur les transects.....	72
Figure 13. Cartes de l'épaisseur de limon obtenues par krigeage ordinaire et de l'erreur standard des estimations (variogramme de type exponentiel , pépité = 0,004 m ² , portée = 150 m, palier = 0,35 m ² ; 16 voisins pris en compte).....	72
Figure 14. Epaisseur des horizons A mesurée en 378 sites en fonction des paramètres topographiques (pente, convexité, aire drainée amont) dérivés du Modèle Numérique d'Altitude M.N.A.1.....	74
Figure 15. Représentations de l'épaisseur des horizons A en fonction de la distance aux talus anciens présents en 1833 et actuels, selon un critère de distance géographique ou de distance selon la plus grande pente vers l'aval dérivée de MNA1.....	76
Figure 16. Variogrammes moyens de l'épaisseur des horizons organo-minéraux A estimés à partir d'un échantillonnage systématique de maille 20 m ou selon des transects perpendiculaires aux haies.....	76
Figure 17. Cartes d'estimation de l'épaisseur des horizons A et des erreurs standard associées, obtenues par krigeage ordinaire sur un échantillonnage systématique (cartes du haut) et un échantillonnage selon des transects (cartes du bas). Systématique : variogramme de type sphérique, pépité = 0,03 m, portée = 50 m, palier = 0,04 m ; 12	

voisins pris en compte. Transect : variogramme de type sphérique, pépite = 0,057 m , portée = 20 m, palier = 0,012 m ; 14 voisins pris en compte.....78

Chapitre IV – Stockage du carbone organique dans les sols d’un paysage agricole bocager **85**

Figure 1. Etat du réseau bocager sur le site de Montours depuis 1833. La ligne en noir sur le réseau 2005 symbolise une haie datée du haut Moyen-Âge (Cattedu *et al.*, 2001).....90

Figure 2. Localisation des sondages sur le parcellaire du site d’étude.....92

Figure 3. Illustration du mode d’estimation des profils de teneurs en carbone : (profil de gauche) exemple de profil de référence avec 11 niveaux analysés entre 0 et 220 cm ; (profil de droite) reconstitution du profil de carbone par interpolation linéaire à partir de l’analyse de 3 niveaux (0-5cm, 10-15cm, 40-45 cm) et une valeur fixée à 0,8% de carbone à la base des horizons A.....96

Figure 4. Distribution des 1162 teneurs en carbone mesurées. Test de normalité de Shapiro-Wilk rejeté ($p < 0,001$).....100

Figure 5. Statistiques des teneurs en carbone pour différentes classes d’horizons pédologiques. Tests de normalité de Shapiro-Wilk rejetés ($p < 0,001$) ; tests de comparaison de Wilcoxon rejetés ($p < 0,001$).....102

Figure 6. Statistiques des teneurs en carbone mesuré classées selon le caractère hydromorphe (noté -g) de l’horizon de prélèvement : horizon organo-minéral (A) ou minéral structuré (S). Tests appliqués aux horizons A et Ag : test de normalité de Shapiro-Wilk rejeté ($p < 0,001$) ; test de comparaison de Wilcoxon accepté ($p > 0,05$).....102

Figure 7. Représentation conjointe des teneurs en carbone à différentes profondeurs, de l’épaisseur des horizons organo-minéraux et de la position des haies. Les teneurs mesurées en 378 sondages sont symbolisées par calage sur les paramètres statistiques (min-max, quartiles, médiane) estimés par profondeur (tableau 2).....104

Figure 8. Représentation conjointe des valeurs du rapport C/N à différentes profondeurs, de l’épaisseur des horizons organo-minéraux et de la position des haies. Les teneurs mesurées en 378 sondages sont symbolisées par calage sur les paramètres statistiques (min-max, quartiles, médiane).....106

Figure 9. Distribution des stocks de carbone ponctuels totaux, calculés selon la méthode Belkacem.....108

Figure 10. Corrélations entre les stocks en carbone (SC), l'épaisseur des horizons A et les teneurs de carbone en surface (n = 348).....	110
Figure 11. Corrélations entre les stocks en carbone par sondage et leurs distances géographiques aux talus actuels (2004) ou anciens (1833). Coefficients de corrélation : -0,10 pour la distance géographique aux talus de 2004, -0,27 pour la distance géographique aux talus de 1833. Les courbes sont des ajustements locaux calculés à chaque pas sur une fenêtre glissante de 30 valeurs.....	110
Figure 12. Corrélations entre les stocks totaux ponctuels, les distances de plus grande pente (PGP) aux talus actuels et la convexité verticale. Coefficients de corrélation : -0,35 pour la distance PGP aval, non significatifs pour la distance PGP amont et la convexité verticale. Les courbes sont des ajustements locaux calculés à chaque pas sur une fenêtre glissante de 30 valeurs.....	112
Figure 13. Représentation conjointe des stocks totaux en carbone par sondage, de l'épaisseur des horizons A et de la position des haies. Les bornes des classes de stock sont calées sur les paramètres de distribution du tableau 5.....	112
Figure 14. Variogrammes moyens des stocks de carbone établis à partir d'un échantillonnage par transects perpendiculaires aux haies (A) ou à partir d'une grille systématique de 25 m de côté sur l'ensemble du site d'étude. ($ h $ en mètres, $\gamma(h)$ en kgC.m^{-2}).....	114
Figure 15. Carte des estimations des stocks totaux, obtenus par krigeage ordinaire et des erreurs standard sur ces estimations. Variogramme de type sphérique, pépite = 12,7 kgC.m^{-2} , portée = 50 m, palier = 47,6 kgC.m^{-2} ; 20 voisins pris en compte.....	114
Figure 16. Cartes d'estimation des stocks totaux et des erreurs standards associées, obtenues par krigeage ordinaire. Systématique : variogramme de type sphérique, pépite = 8,9 kgC.m^{-2} , portée = 65 m, palier = 65,7 kgC.m^{-2} ; 4x8 voisins pris en compte. Transect : variogramme de type sphérique, pépite = 40,7 kgC.m^{-2} , portée = 20 m, palier = 5,2 kgC.m^{-2} ; 4x6 voisins pris en compte.....	116

Chapitre V – Datation et dynamique des processus de formation des sols en contexte agricole bocager 129

Figure 1. Schéma structural du domaine nord armoricain et localisation du site de Montours (Bretagne, France, 48°26'N, 1°19'O). (Le schéma structural est un schéma simplifié de celui de Bogdanoff <i>et al.</i> (1996)).....	137
--	-----

Figure 2. Localisation des fosses pédologiques, positionnées dans différentes situations topo-paysagères (gauche) et photographie de l'une d'entre elles (fosse W3) permettant la description précise de la géométrie des horizons pédologiques, la localisation des charbons de bois et le géo-référencement de l'échantillonnage ^{137}Cs	139
Figure 3. Parcellaire du secteur d'étude et présence de structures bocagères à différentes dates : 1833 (cadastre napoléonien), 1949, 1996 et 1998 (photographies aériennes I.G.N.).....	140
Figure 4. Localisation des charbons de bois prélevés sur une fosse pédologique (photographie de gauche), et détail d'un charbon (photographie de droite). les unités sont données en centimètres, et les tracés blancs représentent les limites des horizons pédologiques.....	141
Figure 5. Localisations des 44 sites de prélèvements de ^{137}Cs sur le levé topo-paysager du site d'étude. (Session 1 : prélèvements selon deux directions perpendiculaires (E-O et N-S). Session 2 : prélèvements sur les fosses pédologiques.).....	142
Figure 6. Spectre gamma d'un échantillon de sol prélevé entre 10 et 15 cm de profondeur. (Masse : 50 g. Comptage : 98346 s.).....	142
Figure 7. Photographie d'un détecteur gamma à cristal de germanium dans son enceinte de comptage. (Laboratoire des Sciences du Climat et de L'Environnement, Gif sur Yvette).....	144
Figure 8. Évolution du réseau bocager de 1833 à 1998.....	146
Figure 9. Dates de création ou de disparition des haies présentes ou absentes en 2005.....	146
Figure 10. Toposéquences W1, W2 et W3 intersectant des talus très anciens, et présentation des résultats en ^{137}Cs et de datation ^{14}C des charbons de bois.....	148
Figure 11. Toposéquences E1 et E2 intersectant des talus implantés avant 1833, et présentation des résultats en ^{137}Cs et de datation ^{14}C des charbons de bois.....	149
Figure 12. Toposéquences W2.2 et N3 intersectant des talus anciens aujourd'hui disparus, et présentation des résultats en ^{137}Cs et de datation ^{14}C des charbons de bois.....	149
Figure 13. Profondeur de prélèvement et datation ^{14}C des charbons de bois au sein des fosses pédologiques (W1, W2, W2.2, W3, N3, E1 et E2). Les âges indiqués correspondent aux intervalles calibrés exprimés en années calendaires. (m : âge sub-actuel ou postérieur à 1600 ap. J-C).....	153

Figure 14. Ages calibrés (années calendaires) des charbons de bois, classés selon le type d'horizon pédologique dans lequel le charbon a été prélevé.....	154
Figure 15. Localisation des 44 sites de prélèvement et activités surfaciques et massiques par site en ^{137}Cs	155
Figure 16. Profils des activités massiques pour les sondages de la première session d'échantillonnage (S1 à S12).....	156
Figure 17. Représentation des plans factoriels de l'A.C.P.n., menée sur les 107 cylindres de la première session d'échantillonnage.....	158
Figure 18. Relation entre la profondeur du signal de ^{137}Cs , l'épaisseur des horizons A et l'épaisseur cumulée des horizons A et A/B. Les relations ont été établies sur les 39 sites de la deuxième session d'échantillonnage pour lesquels nous disposons d'un relevé précis de l'épaisseur des horizons pédologiques. Les intervalles sur les profondeurs de signal ^{137}CS restituent l'épaisseur des cylindres de prélèvement.....	160

Chapitre VI – Simulation of soil thickness evolution in a complex agricultural landscape at fine spatial and temporal scales **175**

Figure 1. A view of the study site landscape.....	180
Figure 2. Topographic map indicating the 378 soil sampling sites.....	180
Figure 3. The local cellular model for simulating slow diffusion (q_D), and fast erosion (q_E) transport.....	184
Figure 4. DEMs visualisation. Tab. 1 gives grid descriptions and elevation summary statistics.....	186
Figure 5. Procedure to build input topographic surfaces. HD: distance from hedge [m]; (-): subtraction of two raster; (+): addition of two raster.....	188
Figure 6. Evolution over 1200 years of a pyramid surface elevation on topographic section 149 East, for different intensities of D and v erosion parameters.....	192
Figure 7. Elevation evolution on a planar surface, for different simulation length on topographic section 149 North.....	192
Figure 8. Cumulative distributions of slope and curvature at the initial date and after 1200 years, for hedgeless and hedged uniform soil cover landscapes.....	194
Figure 9. Cumulative distribution of soil thickness at the initial condition and after 1200 years, for hedgeless and hedged uniform soil cover landscapes.....	196

Figure 10. Map of local cell budget redistribution after 100 and 1200 years for hedgeless uniform soil cover landscape (A_{100} and A_{1200}) and hedged uniform soil cover landscape (B_{100} and B_{1200}).....	198
---	-----

Figure 11. Map of local cell budget on real landscapes according to different land-use and management scenarios, after 100 years of simulation.....	200
---	-----

Conclusion générale 205

Figure 1. Comparaison des stocks de carbone (médiane, quartiles inférieur et supérieur) dans les compartiments sol/humus/végétation de la forêt de Fougères et du bocage de Montours (in Walter et al., 2005).....	211
--	-----

Figure 2. Schéma global d'évolution des sols sur Montours. (M.O. : matières organiques. Les échelles verticales des horizons du sol sont exagérées par rapport à la végétation et à l'échelle latérale.).....	212
---	-----

Table des tableaux

Chapitre I - Description du site d'étude **7**

Tableau 1. Evolution des caractéristiques du réseau bocager entre 1833 et 2005. Noeuds : nombre de connexions entre les structures.....	21
---	----

Chapitre II - Influence du système haie/talus sur l'organisation des sols le long des versants **29**

Tableau 1. Caractéristiques topo-paysagères de chacune des toposéquences. Les paramètres topographiques sont définis en figure 5.....	36
Tableau 2. Caractéristiques des principaux horizons pédologiques identifiés sur le site d'étude et dénommés selon le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 1995). Les horizons de transitions-mélange ne sont pas détaillés car leurs caractéristiques fluctuent entre celles des horizons A et des horizons B.....	38

Chapitre III - Distribution spatiale et déterminants de l'épaisseur des horizons de sol à l'échelle d'un paysage bocager **59**

Tableau 1. Résultats des approches de validation croisée et externe pour l'estimation de l'altitude à partir des 2 MNT considérés.....	69
Tableau 2. Bilan des volumes de sol à l'approche des talus.....	71
Tableau 3. Résultats des procédures de validation croisée et de validation externe pour l'estimation par krigeage ordinaire de l'épaisseur du matériau limoneux et des horizons organo-minéraux A.....	73
Tableau 4. Statistiques de l'épaisseur des horizons A en fonction des plans d'échantillonnage.....	75

Chapitre IV - Stockage du carbone organique dans les sols d'un paysage agricole bocager **85**

Tableau 1. Statistiques descriptives des teneurs en carbone en fonction de la profondeur.....	100
---	-----

Tableau 2. Corrélations entre les teneurs en carbone à différentes profondeurs et les paramètres pédologiques et paysagers.....	105
Tableau 4. Comparaison des erreurs d'estimation de la masse volumique, selon trois méthodes tenant compte la teneur en carbone (Belkacem ajusté) ou de la profondeur (modèles polynomial d'ordre 3 et modèle linéaire).....	108
Tableau 5. Statistiques descriptives des stocks en carbone totaux par sondage, obtenus selon différents modèles d'estimation des masses volumiques.....	108
Tableau 6. Répartition des stocks de carbone (SC) par sondage (méthode Belkacem) à différentes profondeurs. Les stocks sont calculés dans la limite des horizons A, les valeurs nulles sont attribuées aux horizons B.....	110
Tableau 7. Stocks spatialisés pour différents domaines du site d'étude.....	118
Tableau 8. Bilan des stocks de carbone à l'échelle du paysage et pour différents sous secteurs. Les stocks ont été calculés à partir des cartes d'estimation, par sommation des stocks estimés en chaque cellules d'1m ²	118
Tableau 9. Stocks de carbone établis pour différents contextes et échelles spatiales. Les résultats présentés dans la première partie du tableau sont des stocks moyens obtenus par des généralisations de bases de données à petite échelle spatiale ; ceux présentés dans la deuxième partie sont des stocks médians obtenus sur des valeurs ponctuelles pour une échelle spatiale plus grande.....	125

Chapitre V - Datation et dynamique des processus de formation des sols en contexte agricole bocager

129

Tableau 1. Résultats des datations de 35 charbons par la méthode ¹⁴ C, accompagnés de leurs positionnements stratigraphiques.....	152
Tableau 2. Statistiques des activités massiques et surfaciques en césium-137, et profondeurs maximales de détection du signal sur les 44 sites de prélèvement.....	154
Tableau 3. Composition et contribution des composantes de l'analyse en composantes principales normées, menée sur les 107 cylindres de la première session d'échantillonnage. (Contribution : contribution de la composante à la variance totale ; profondeur : profondeur de prélèvement des cylindres).....	158
Tableau 4. Corrélations entre les activités surfaciques (n = 39) et les paramètres topographiques du modèle numérique d'altitude du site d'étude (maille de 1 m). (Corrélations établies hors sites localisés sur les talus.).....	159

Tableau 5. Taux d'érosion calculés selon la « méthode stratigraphique » (VandenBygaart, 2001). (Le calcul a été établi sur 31 sondages présentant une profondeur du signal de ^{137}Cs supérieure à 25 cm, et un pic des retombées en ^{137}Cs en 1963.).....	161
Tableau 6. Synthèse des résultats de datation et des incertitudes résiduelles obtenues à travers les différentes approches de datation mises en œuvre sur le site de Montours.....	170

Chapitre VI – Simulation of soil thickness evolution in a complex agricultural landscape at fine spatial and temporal scales 175

Table 1. Grid descriptions and elevation summary statistics.....	186
Table 2. Soil redistribution budget on hedgeless and hedged uniform soil cover landscapes, for different simulation length.....	196
Table 3. Soil redistribution budget on real landscapes according to different land-use and management scenarios, after 100 years of simulation.....	200

L'effet du réseau bocager sur l'organisation des sols à l'échelle d'un paysage reste mal connu, car la majorité des études ont été menées en deux dimensions, en se limitant souvent à des contextes de talus perpendiculaires à la ligne de plus grande pente. L'extrapolation des résultats ainsi obtenus à l'ensemble du paysage, est de ce fait difficile et conduit à une mésestimation de l'impact du bocage sur les sols.

Les objectifs de ce travail étaient de comprendre et de quantifier à l'échelle d'un paysage bocager, l'effet du système talus/haie sur l'organisation des sols et sur les stocks de carbone organique associés, ainsi que de décrire la dynamique des processus spatiaux qui ont conduit aux organisations observées.

Pour y parvenir, la démarche adoptée a combiné trois approches complémentaires. Tout d'abord, nous avons conduit une étude de terrain dans un paysage bocager historiquement documenté et offrant des conditions topo-paysagères contrastées avec pour but une caractérisation spatiale de l'effet du réseau bocager qui prenne en compte l'action de l'homme et la nature tridimensionnelle de la couverture pédologique à l'échelle du paysage.

Ensuite, nous avons couplé des approches de datation relative (analyse de documents historiques et géométrie des horizons) et absolue (carbone-14, césium-137), complémentaires des approches spatiales, pour dater les sols et analyser la dynamique des processus à l'origine des modifications de leur organisation spatiale.

Cette prise en compte de la dimension temporelle était nécessaire pour améliorer notre compréhension des processus de redistribution en sol et nous permettre d'engager une modélisation spatiale et temporelle simulant des évolutions du paysage bocager en fonction de différents scénarii d'occupation des sols.

Mots-clefs : pédologie, organisation des sols, processus spatiaux, réseau bocager, échelle paysagère, datation des sols, redistribution des sol.

Effect of hedgerow network on soil organisation. Soil redistribution and soil organic carbon storage

The effect of hedgerow network on soil organisation at landscape scale is still unclear as most studies have been done in 2D, focusing on situations with hedges perpendicular to the steepest slope. Therefore, extrapolation at the whole landscape induces a wrong estimation of the hedgerow network effect at the landscape scale.

Aims of this study were to understand and quantify at landscape scale, the effect of the hedgerow network on soil organisation and on associated soil organic carbon stocks, and to describe the dynamic of spatial processes responsible for these organisations.

The adopted strategy has combined three complementary approaches. First a field study was carried out in an hedgerow network landscape historically documented, having contrasted topographical and landscape situations. This, in order to obtain a spatial characterisation of hedgerow networks which takes into account human activities and the three dimensional nature of the pedological cover at landscape scale.

We combined relative dating approaches (analysis of historical documents and of soil geometry) and absolute dating techniques (14-Carbon, 137-Caesium), complementary to the spatial approaches. These techniques allowed us to date the organo-mineral horizons of the soil cover and to analyse the dynamic of processes responsible for modifications of the soil spatial organisation.

Taking into account this temporal dimension was necessary to improve our comprehension of soil redistribution processes and to simulate in space and time the landscape evolution according to different soil use and management scenarios.

Keywords: pedology, soil organisation, spatial processes, hedgerow network, landscape-scale, soil dating, soil redistribution.

Discipline : Sciences de l'Environnement / Science du Sol

Laboratoire : UMR SAS (Sol, Agronomie, Spatialisation) INRA/ Agrocampus Rennes

65, rue de Saint-Brieuc, 35 042 Rennes cedex
