



HAL
open science

Du plateau au fond de vallée : apport de l'étude de trois sites archéologiques à la compréhension des dynamiques géomorphologiques holocènes en Normandie

Adrien Gonnet

► To cite this version:

Adrien Gonnet. Du plateau au fond de vallée : apport de l'étude de trois sites archéologiques à la compréhension des dynamiques géomorphologiques holocènes en Normandie. Géographie. Normandie Université, 2017. Français. NNT : 2017NORMR109 . tel-01746114

HAL Id: tel-01746114

<https://theses.hal.science/tel-01746114v1>

Submitted on 29 Mar 2018

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

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



Normandie Université

THESE

Pour obtenir le diplôme de doctorat

Spécialité Géographie

Préparée au sein de l'Université de Rouen Normandie

Du plateau au fond de vallée : Apport de l'étude de trois sites archéologiques à la compréhension des dynamiques géomorphologiques holocènes en Normandie

**Présentée et soutenue par
Adrien GONNET**

**Thèse soutenue publiquement le 27 octobre 2017
devant le jury composé de**

Mme Emmanuèle Gautier	Pr., Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne	Examinatrice
M. Benoît Laignel	Pr., Université de Rouen Normandie	Codirecteur de thèse
M. Laurent Lespez	Pr., Université Paris Est Val de Marne	Rapporteur
M. Michel Rasse	Pr., Université Lyon 2	Directeur de thèse
M. Pierre-Gil Salvador	Pr., Université Lille 1	Rapporteur
M. Dominique Todisco	MCF, Université de Rouen Normandie	Encadrant

Thèse dirigée par Michel Rasse (Pr. Université Lyon 2, UMR Archéorient) et Benoit Laignel (Pr. Université de Rouen Normandie, UMR CNRS 6143 M2C).



Remerciements

A l'heure de mettre un point final à ces nombreuses années de travail doctoral, je souhaite remercier chaleureusement toutes les personnes qui ont contribué à ce que cette thèse se déroule dans les meilleures conditions possibles. Ce manuscrit constitue l'aboutissement de plusieurs années de recherches, d'échanges scientifiques et de rencontres, enrichissantes à la fois sur le plan professionnel et personnel.

En premier lieu, j'exprime toute ma gratitude aux membres du jury, Emmanuèle Gautier, Laurent Lespez et Pierre-Gil Salvador d'avoir accepté de juger de la qualité scientifique de mon travail.

Je tiens à remercier Michel Rasse d'avoir accepté de diriger cette thèse ainsi que Benoît Laignel qui a poursuivi sa co-direction en cours de réalisation. Je les remercie également pour leurs conseils avisés et leur connaissance du terrain, m'ayant permis de réaliser au mieux l'exploitation de mes données scientifiques.

Merci à Dominique Todisco pour son encadrement, les nombreux échanges et discussions sur mon travail (parfois jusqu'à des heures avancées), pour m'avoir initié à la micromorphologie mais aussi avoir su développer mon intérêt pour les problématiques pédologiques/taphonomiques.

De même, je suis très reconnaissant à Damase Mouralis d'avoir suivi le déroulement de la thèse. Ses conseils se sont révélés précieux sur le terrain et en dehors.

Cette thèse n'aurait pas pu se dérouler sans le soutien des agents prescripteurs du Service Régional d'Archéologie de Normandie. Aussi, je tiens à adresser mes remerciements chaleureux à Thierry Lepert, dont les conseils sur le terrain (et les nombreuses discussions sur le trajet !) ont été plus qu'enrichissants, et qui m'a ouvert les portes de son bureau aussi souvent que nécessaire afin de me laisser consulter la très riche documentation dont il disposait. Merci

également à Philippe Fajon et Florence Carré, sans qui l'étude de la vallée de la Scie n'aurait pas pu avoir lieu.

Le travail de terrain, la collecte des données et l'étude des sites de Brionne et Villers-Ecalles ont également été facilités par les échanges avec les différents responsables d'opérations de diagnostics et de fouilles. J'adresse un grand merci à Pierre Wech (Mission Archéologique Départementale de l'Eure), Myriam Michel et Alan Pezennec (Eveha), ainsi que Frédéric Kliesch (Inrap) pour avoir accepté ma présence sur leurs chantiers. Je salue et remercie également l'ensemble des archéologues croisés sur les différents chantiers de diagnostic ou de fouille pendant ces années, ainsi que Marine Laforge, géoarchéologue au sein du bureau d'étude Eveha, pour son expertise sur le terrain.

Au cours de ces années doctorales, j'ai été chaleureusement accueilli au sein de plusieurs laboratoires et l'ensemble des analyses a pu être réalisé grâce aux personnes m'ayant ouvert leurs portes. Merci donc à Olivier Maquaire (directeur du laboratoire Geophen de Caen), ainsi qu'à Laetitia Birée qui m'a encadré lors de mes analyses sédimentologiques. Je suis également reconnaissant à Laurent Lespez d'avoir permis mon intégration le temps de quelques semaines au sein de Geophen. Je remercie également Catherine Kuzucuoglu, Jean-Philippe Degeai et Vincent Robert pour m'avoir permis de réaliser une partie de mes analyses sédimentologiques au sein du laboratoire Pierre Birot de Meudon.

Mes sincères remerciements à Chantal Leroyer et David Aoustin de l'université de Rennes, qui ont participé à ce travail avec un grand intérêt scientifique, à travers les études palynologiques et xylologiques de mes échantillons de la vallée de la Scie. Merci également à Michael Aubert, Fabrice Bureau et Marthe Akpa d'avoir permis la réalisation de mes analyses concernant le dosage de la matière organique au laboratoire Ecodiv à Rouen.

Je remercie la société Géocarta et plus particulièrement Michel Dabas, Antoine Anest et Simon Leder, grâce à qui nous avons pu procéder à une cartographie géophysique du fond de vallée de la Scie. Merci à Julian Andrews de l'université d'East Anglia (Norwich) pour avoir réalisé gracieusement les mesures isotopiques des tufs de Brionne, ainsi qu'à Julie Dabkowski pour les échanges que nous avons eus sur la thématique des tufs et des dépôts carbonatés au cours des différents colloques auxquels nous avons participé.

Je suis très reconnaissant à Anne Philippe (université de Nantes) de m'avoir initié à la modélisation chronologique et d'avoir accepté de travailler sur mes données chronostratigraphiques afin de poursuivre l'exploitation des résultats.

Je tiens également à remercier chaleureusement Cécilia Cammas (Inrap) qui m'a permis de réaliser mes lames minces au laboratoire AgroParisTech à Grignon et dont les conseils et l'expérience dans le domaine de la micromorphologie se sont révélés plus que précieux.

Cette thèse de doctorat a reçu le soutien financier et logistique du GRR Scale/Ser et de la DREAL Haute-Normandie : je les en remercie sincèrement.

Je souhaite également faire part de mes remerciements chaleureux à Christine Chaussé, géoarchéologue à l'Inrap, pour les discussions concernant la séquence pédo-sédimentaire du site d'Alizay, ainsi que pour m'avoir soutenu dans les premiers pas de mon doctorat. Merci également à Cyril Marcigny (Inrap) pour m'avoir permis de faire mes premières armes en contexte préventif sur Alizay, et à Serafina Sechi dont les travaux de thèse sur la basse vallée de Seine ont été à l'origine de ma réflexion scientifique à l'échelle régionale.

Après ces nombreuses années de cursus universitaire, j'ai une pensée pour Eric Fouache, qui, dès mon Master 1 à l'université Paris XII, a su m'intéresser aux thématiques géoarchéologiques.

Un immense merci à Nathalie Duval, qui s'est révélée être une alliée hors-pair pour gérer mes nombreuses demandes de devis et les budgets pour mes analyses.

Je ne peux oublier mes collègues et amis doctorants et/ou docteurs de Rouen qui ont contribué à rendre l'ambiance de travail aussi sympathique et conviviale pendant ces années. Merci à Sandrine et Costa (Ευχαριστώ) pour m'avoir hébergé lors de mes allées et venues entre la Champagne et la Normandie, et qui sont devenus des amis chers. Merci à mes comparses Lény et Yves pour avoir partagé un excellent potiron (!) avec moi au moment où je m'y attendais le moins...Et pour les moments particulièrement savoureux de la préparation de nos TD, les corrections de copies de nos étudiants, ou pour avoir assisté impuissants aux derniers instants de mon chargeur d'ordinateur dans les locaux de l'UMR. Merci également à Stéphane, ancien doctorant de géologie à Rouen (même si nos chemins ne se sont croisés que brièvement) ainsi qu'à Soda et Hélène pour leur bonne humeur.

J'adresse un très grand merci à Antoine Chabrol, ami de longue date, pour ces années à se soutenir mutuellement durant nos thèses respectives (et pour les moments de franche rigolade, en France ou en Grèce, à Meudon comme à Malia).

Je tiens également à remercier Grégory Dandurand, géoarchéologue à l'Inrap, qui m'a accompagné et accueilli chaleureusement lors de mes premiers pas à l'Inrap Grand-Est.

Merci à mes amis parisiens qui, sans forcément saisir les tenants et aboutissants de mon sujet de thèse, ont compris à quel point ce travail était important pour moi.

Je remercie également Xavier et Isabelle Godard, pour le soutien et leur disponibilité : ils sont devenus une seconde famille pour moi.

Pour clore ces remerciements, j'aimerais exprimer toute ma gratitude à ma famille : merci à mes parents d'avoir accepté mes choix de cursus universitaire, de m'avoir soutenu à la fois moralement et financièrement, et pour leur relecture attentive (et minutieuse !) de ce manuscrit.

Et plus que tout, merci à Céline, pour sa compréhension, son soutien sans faille, malgré les difficultés inhérentes à la vie de doctorant (combien de week-ends sacrifiés), pour m'avoir sorti plusieurs fois de l'impasse et remotivé lorsque cela était nécessaire, et qui s'est impliquée dans ce projet au moins autant que moi. Ces quelques mots sont peu de chose face à son engagement auprès de moi pendant ces nombreuses années et celles encore à venir.

Sommaire

Remerciements	5
Sommaire	9
Introduction générale	14
Chapitre 1 : Cadre de l'étude, synthèse des travaux portant sur les mutations paysagères holocènes du Nord-Ouest européen et problématique de la thèse	20
1. Contexte géomorphologique, lithologique et morpho-structural de la partie occidentale du Bassin de Paris	21
1.1. Contexte structural régional	25
1.2. Caractérisation lithologique et morphologique des craies de l'Ouest du Bassin parisien	28
1.3. Les sables tertiaires	30
1.4. Les formations résiduelles à silex	32
1.5. Les dépôts lœssiques	34
1.6. Les dépôts fluviatiles : alluvions	36
1.7. Les colluvions	37
2. Contexte pédologique : Typologie des sols de Haute-Normandie	37
2.1. Les sols de plateaux : les luvisols/brunisol	39
2.2. Les sols de versants : les calcisol/calcosol et les colluviosol	42
2.3. Les sols de fonds de vallée et de milieux humides : les fluvisol, rédoxisol/réductisol et histosol	43
2.4. Les anthroposol	46
3. L'occupation humaine en Normandie du Paléolithique supérieur à l'époque moderne et contemporaine	47
3.1. Les traces d'occupations paléolithiques en Normandie	49
3.2. Les derniers chasseurs-collecteurs en Haute-Normandie : l'Épipaléolithique et le Mésolithique	49
3.3. Le Néolithique	51
3.4. L'âge du Bronze	58
3.5. L'âge du Fer	60
3.6. L'époque gallo-romaine	62
3.7. L'occupation de l'espace à l'époque médiévale	64

3.8. De l'époque moderne à l'époque contemporaine.....	65
4. Les mutations paysagères en Europe du Nord-Ouest : Caractérisation des forçages anthropiques et climatiques.....	66
4.1. Les archives pédo-sédimentaires du Nord-Ouest européen comme enregistrements de la variabilité climatique holocène et des forçages anthropiques : synthèse des données	69
4.2. L'étude des relations Homme/Environnement à l'Holocène en Normandie : état actuel de la recherche.....	77
5. Problématique et objectifs d'étude : Le couple érosion/sédimentation, témoin des phases d'anthropisations et de la variabilité climatique holocène	83
Conclusion du Chapitre 1	86
Chapitre 2 : Approche méthodologique	89
1. Une approche géoarchéologique	89
1.1. Choix des sites d'étude : approche spatiale.....	91
1.2. Caractérisation des occupations archéologiques : approche chronologique.....	93
1.3. Cartographie géomorphologique	95
2. Méthodologie de terrain et de laboratoire.....	96
2.1. Appréhender et comprendre les archives pédosédimentaires	96
2.2. Méthodologie de laboratoire.....	103
Conclusion du Chapitre 2	121
Chapitre 3 : Erosion des sols et impacts des activités anthropiques protohistoriques : l'exemple du plateau du Pays de Caux et du site de Villers-Ecalles (Seine-Maritime)	124
1. Présentation du site d'étude et Cadre de l'intervention.....	125
1.1. Contexte géomorphologique et pédosédimentaire local.....	125
1.2. Contexte archéologique.....	134
1.3. Problématique et objectifs spécifiques de l'étude	139
2. Restitution des données de terrain et observation des profils pédologiques	139
2.1. Présentation du profil de luvisol complet sur une coupe de référence.....	139
2.2. Toposéquence et <i>catena</i> sur le site de Villers-Ecalles	141
2.3. Secteurs d'accumulation des produits d'érosion	146
3. Résultats des analyses de laboratoire et caractérisation des faciès sédimentaires	152
3.1. Résultats des analyses sédimentologiques et interprétation	152
3.2. Analyses géochimiques et détermination des minéraux argileux par Diffraction aux Rayons X (DRX)	155
3.3. Micromorphologie	159

3.4. Datations radiocarbone et chronostratigraphie des dépôts colluviaux du fond de vallon d'Ecalles	168
4. Synthèse des résultats et discussion	174
4.1. Synthèse intra-site : évolution diachronique holocène du vallon d'Ecalles	174
4.2. Discussion	178
Conclusion du Chapitre 3	179
Chapitre 4 : Les archives pédosédimentaires du site de Brionne (Eure), témoins des forçages climatiques et anthropiques au Tardiglaciaire et à l'Holocène	182
1. Présentation du site d'étude et cadre de l'intervention	182
1.1. Contexte géomorphologique et pédosédimentaire local	182
1.2. Contexte archéologique	187
1.3. Problématique du site et objectifs spécifiques	191
2. Restitution des données de terrain et identification des faciès et des dépôts du site de Brionne	195
2.1. Localisation des coupes stratigraphiques et description des unités pédo-sédimentaires	195
2.2. Synthèse stratigraphique, interprétation des coupes et spatialisation de l'information	200
3. Résultats des analyses de laboratoire et caractérisation des faciès pédo-sédimentaires	206
3.1. Résultats des études sédimentologiques et interprétations	206
3.2. Résultats des analyses minéralogiques et géochimiques	219
3.3. Résultats d'analyses des isotopes stables des tufs calcaires	222
3.4. Observations micromorphologiques	224
3.5. Résultats chronostratigraphiques	234
4. Synthèse des résultats et discussion	240
4.1. Synthèse intra-site : l'histoire tardiglaciaire et holocène du site de Brionne	240
4.2. Discussions	244
Conclusion du Chapitre 4	245
Chapitre 5 : Les archives pédo-sédimentaires holocènes des fonds de vallée, l'exemple d'un hydrosystème littoral normand à Manéhouville-sur-Scie (Seine-Maritime)	249
1. Présentation du site d'étude et cadre de l'intervention	249
1.1. Contexte géomorphologique et pédo-sédimentaire	249
1.2. Contexte archéologique	254
1.3. Problématique du site et objectifs spécifiques de l'étude	257

2. Restitution des données de terrain et identification des faciès et des dépôts du fond de vallée de la Scie.....	258
2.1. Résultats et interprétation des prospections géophysiques.....	258
2.2. Présentation des coupes et transects et description des unités pédo-sédimentaires	262
3. Résultats des analyses de laboratoire et caractérisation des faciès pédo-sédimentaires.....	273
3.1. Résultats des analyses sédimentologiques et interprétations.....	273
3.2. Résultats des analyses minéralogiques par Diffractométrie Rayon X et géochimie.....	283
3.3. Observations micromorphologiques	287
3.4. Données chronostratigraphiques	297
3.5. Analyses paléo-environnementales : xylologie et palynologie	305
4. Synthèse des résultats et discussion	315
4.1. Synthèse intra-site : l'histoire diachronique holocène de la vallée de la Scie à Manéhouville.....	315
4.2. Discussions	322
Conclusion du Chapitre 5	323
Chapitre 6 : l'enregistrement des forçages anthropiques et climatiques dans les archives pédo-sédimentaires tardiglaciaires et holocènes des hydrosystèmes normands : synthèse et remise en contexte à l'échelle du Bassin de Paris et du Nord-Ouest européen	326
1. Impact des forçages anthropiques et climatiques tardiglaciaires et holocènes sur le géosystème normand : confrontation des données obtenues à Villers-Ecalles, Brionne et Manéhouville-sur-Scie.....	326
1.1. Synthèse des trois sites étudiés : identification et caractérisation des archives de référence.....	327
1.2. Synthèse chronologique par unité pour les trois sites	332
1.3. Scénario d'évolution diachronique des petites vallées de l'Eure et de la Seine-Maritime	340
2. Remise en contexte régional des données obtenues	344
2.1. Une approche comparative régionale de l'évolution pédo-sédimentaire des grandes et petites vallées au Tardiglaciaire et à l'Holocène.....	345
2.2. Approche comparative : les plateaux et les hydrosystèmes normands du Calvados et de l'Orne.....	364
3. Identification des forçages dans les changements morfo-sédimentaires des bassins versants du Bassin parisien et du Nord-ouest européen : Discussions	372
3.1. Les événements morfo-sédimentaires du Bassin de Paris et du Nord de la France ..	372
3.2. Les bilans d'érosion/sédimentation à l'Holocène dans le Nord-Ouest européen.....	375
Conclusion du Chapitre 6	379

Conclusion générale et perspectives de recherches	381
Bibliographie.....	387
Table des illustrations	421
Liste des tableaux	426
Résumé	427
Abstract.....	429
Annexes	430
Annexe 1 : Carte de localisation des sites archéologiques normands mentionnés.....	431
Annexe 2 : Cartes géophysiques vallée de la Scie	433
Annexe 3 : Diagrammes palynologiques complets de la vallée de la Scie.....	438
Annexe 4 : Résultats des datations radiocarbone	440
Annexe 5 : Analyse des données de modélisation bayésienne sur trois sites normands.....	468

Introduction générale

Contexte scientifique et méthodologique

Dans le Bassin parisien et le Nord-Ouest européen, les études portant sur l'évolution des plaines alluviales et des hydrosystèmes au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène se sont multipliées ces trente dernières années (Bravard 1983, 1997 ; Pastre *et al.* 1991, 1997, 2000, 2002, 2006 ; Antoine 1997 ; Antoine *et al.* 2002, 2003a, 2003b ; Dambeck et Thiemeyer 2002 ; Orth *et al.* 2004 ; Deschodt *et al.* 2005 ; Collins *et al.* 2006 ; Frouin 2007 ; De Moor *et al.* 2008 ; Sechi 2012 ; Denis *et al.* 2013 ; Deschodt 2014). Les thématiques concernent la quantification des bilans sédimentaires (Verstraeten 2009a et 2009b ; Dotterweich 2008 ; Viel 2012), la caractérisation de l'impact des forçages anthropiques et climatiques sur les milieux (Kalis *et al.* 2003 ; Lang 2003 ; De Moor *et al.* 2007 ; Dotterweich *et al.* 2008, 2012 ; Sechi *et al.* 2010), ou encore la reconstitution des environnements passés (Leroyer 1997 ; Gandouin *et al.* 2009, Broothaerts *et al.* 2014), les évolutions morpho-sédimentaires et les métamorphoses fluviales (Lespez *et al.* 2005, 2008, Lespez 2012). Pour la plupart, ces études restent toutefois cantonnées aux fleuves ainsi qu'aux grands bassins versants, tels que le Rhône (Bravard 1983, 1992, 1997 ; Arnaud-Fassetta 2003, 2007, 2008 ; Franc 2005 ; Salvador *et al.* 2005 ; Vella *et al.* 2013), la Seine (Sebag 2002 ; Frouin 2007 ; Sechi 2012), ou encore la Loire (Burnouf *et al.* 2001 ; Castanet 2008).

Les petits bassins versants, quant à eux, sont aussi particulièrement sensibles aux forçages d'origine climatique et/ou anthropique, qui se traduisent par des changements morpho-sédimentaires et géomorphologiques (Lespez et Germain-Vallée 2011a et 2011b ; Viel 2012 ; Viel *et al.* 2014).

L'étude des forçages sur les mutations paysagères du Nord-Ouest européen part du postulat selon lequel les sols développés à partir du début de l'Holocène sous couvert arboré ont été érodés suite aux défrichements et au développement des pratiques agro-pastorales (Neboit-Guilhot 2010). En l'absence de réseau racinaire et de couverture végétale protectrice (dense et/ou fermée), les sols sont davantage exposés aux processus érosifs (« splash », ruissellement

diffus et concentré), accélérant de fait leur dégradation tant physico-chimique que biologique (Berger 2003 ; Neboit-Guilhot 2010 ; Germain-Vallée et Lespez 2011a). Lors de périodes de dégradation climatique (péjoration), le forçage naturel se combine aux forçages anthropiques et catalyse la mise en place de crises détritiques enregistrées dans les vallées et les vallons (Pastre *et al.* 1997, 2002 ; Lang 2003 ; Lespez *et al.* 2005, 2008 ; Thiemeyer *et al.* 2005 ; Dotterweich 2008 ; Verstraeten *et al.* 2009a et 2009b ; Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012). En effet, comme souligné par Bravard (2002) « *Les facteurs climatiques sont un puissant agent du changement environnemental [...] mais les sociétés humaines jouent fréquemment un rôle majeur dans les processus environnementaux* ».

C'est particulièrement cette appréhension des relations et des interactions entre le climat, les sociétés du passé et leur environnement depuis la fin de la dernière période froide qui est au cœur de plusieurs problématiques géoarchéologiques (Jorda et Provensal 1996 ; Allée et Lespez 2006), et qui constitue une vaste thématique de recherche transdisciplinaire. Avec le développement d'études croisant les données archéologiques à celles issues des géosciences et de la géographie physique, le corpus de données paléoenvironnementales n'a fait que s'accroître et les forçages anthropiques et climatiques sont de mieux en mieux identifiés dans les évolutions morpho-sédimentaires et géomorphologiques. De plus, depuis le développement de ces champs de recherches, une dimension plus spatiale a été accordée à l'étude des sites et des vestiges anthropiques (taphonomie), facilitée par la mise en application d'outils et d'une méthodologie propres à la démarche géoarchéologique (Berger *et al.* 2000 ; Fouache *et al.* 2010).

C'est donc dans ce contexte scientifique et méthodologique que se situent nos thématiques de recherche et notre approche géoarchéologique des archives pédo-sédimentaires holocènes normandes, depuis les plateaux du Pays de Caux, jusqu'aux fonds des vallées de l'Eure et de la Seine-Maritime.

Problématique générale de la thèse et objectifs

L'acquisition des données de terrain et de laboratoire, aboutissant aux reconstitutions paléoenvironnementales des contextes alluviaux du Bassin parisien, a bénéficié du développement de grands décapages et de l'archéologie préventive au cours des trois dernières décennies (Berger *et al.* 2000). Ce travail de doctorat s'inscrit ainsi dans la lignée des travaux

réalisés dans le cadre d'opérations archéologiques préventives dans les fonds de vallées du Nord de la France.

Le choix de bassins versants de l'ancienne Haute-Normandie (actuelle Normandie) comme objets d'étude a été motivé par le fait qu'en dehors du système séquanien, depuis ses affluents principaux (Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012), jusqu'à la Seine aval (Sebag 2002 ; Garnaud *et al.* 2003 ; Frouin *et al.* 2006, 2007a, 2007b, 2009, 2010 ; Frouin 2007), peu d'études ont été menées. Ces études portaient principalement sur les enregistrements des manifestations des forçages anthropiques et climatiques en contexte de fond de vallée.

A contrario, les dernières années ont vu la multiplication de ces recherches au sein des régions voisines telles que l'ex-Basse-Normandie (Lespez 2005, 2008, 2012 ; Viel 2012 ; Beauchamp *et al.* 2017a, 2017b), le Nord de la France (Antoine 1997 ; Antoine *et al.* 2002, 2003 ; Gandouin *et al.* 2009) ou encore la partie centrale du Bassin de Paris (Pastre *et al.* 1997, 2000, 2002, 2006 ; Leroyer 1997 ; Orth 2003 ; Orth *et al.* 2004 ; Le Jeune *et al.* 2005, 2008).

Ainsi, au-delà des plaines alluviales, nous avons donc également souhaité porter notre attention aux contextes de plateaux et de versants, en partie étudiés pour l'ex-Haute-Normandie (Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012), en orientant nos recherches sur trois sites dans des contextes et compartiments différents, mais avec une continuité permettant de mieux saisir l'évolution morpho-sédimentaire du plateau vers les fonds de vallée, en passant par les versants. Les dépôts de pente constituent en effet des contextes pédo-sédimentaires auquel il est nécessaire de s'intéresser (Bertran et Texier 1997 ; Berger *et al.* 2000 ; Bertran 2004), afin d'appréhender l'évolution des processus érosifs sur la taphonomie des sites et des vestiges associés ainsi que de déterminer l'impact anthropique et climatique sur les mutations paysagères. Le géosystème étudié s'intègre dans le contexte du Nord-Ouest du Bassin parisien (qui s'étend au-delà de l'ex-Haute-Normandie, depuis la partie occidentale du Calvados, jusqu'au Nord de l'Eure et Loire). Toutefois, la Haute-Normandie en constitue une région majoritaire.

De fait, la problématique générale de ce travail de doctorat consiste à **identifier et caractériser les manifestations des signaux anthropiques et/ou climatiques sur l'évolution morpho-sédimentaire du géosystème normand étudié, des plateaux aux fonds de vallée, pour de petits hydrosystèmes, au cours des 10 000 dernières années.**

L'objectif général de ce travail est donc de documenter les relations Homme/climat/milieux à différentes échelles spatiales et temporelles, afin d'aboutir à l'identification des périodes clés

de l'influence anthropique sur le géosystème. Les objectifs spécifiques seront **(i)** d'appréhender les dynamiques spatiales et temporelles des milieux au sein de petits bassins versants, **(ii)** de définir les enregistrements sédimentaires mettant en avant le forçage anthropique ou climatique, et **(iii)** de déterminer comment s'inscrivent les mutations paysagères du géosystème étudié dans le contexte régional et extra-régional.

Démarche et architecture de la thèse

La première partie du présent manuscrit (chapitre 1) a pour vocation de présenter le cadre géographique de notre étude, ainsi que les aspects théoriques concernant la dynamique des milieux en Normandie et dans le Nord-Ouest européen. Ainsi, les contextes géologique, lithologique et morphostructural des départements de l'Eure et de la Seine-Maritime (ex-Haute-Normandie, Nord-Ouest du Bassin parisien) seront plus particulièrement développés, tout comme les pédo-paysages rencontrés au sein de ces départements, nécessaires à l'appréhension des processus d'érosion / sédimentation et des questions d'ordre taphonomique des sites et vestiges archéologiques.

Les études précédemment réalisées sur les dynamiques morpho-sédimentaires et les mutations des paysages dans le Nord-Ouest européen, dans le Bassin parisien puis à l'échelle de la Normandie seront également présentées de façon non exhaustive, mais permettront de préciser le contexte scientifique dans lequel s'inscrit notre démarche. Au cours du premier chapitre, et à la lumière des travaux réalisés précédemment dans le Nord-Ouest de l'Europe, nous affinerons notre problématique de thèse, ainsi que les objectifs généraux et spécifiques permettant d'y répondre en partie.

Les acquis méthodologiques seront développés au cours de la seconde partie de ce travail (chapitre 2). Nous proposerons les démarches et méthodes appliquées pour chacun des sites étudiés (Villers-Ecalles, Brionne et Manéhouville-sur-Scie), croisant les acquisitions de terrain avec les résultats d'analyses en laboratoire. En effet, cette démarche s'inscrit à la fois dans une approche géoarchéologique, basée sur un travail de terrain, dans le but d'observer, identifier et décrire les archives pédo-sédimentaires holocènes, et sur un travail de laboratoire visant à caractériser la physico-chimie et les microfaciès des dépôts, en plus de leur datation. Ce travail a notamment pour but de mieux comprendre les phases détritiques témoignant d'un impact anthropique et/ou climatique dans les bouleversements morpho-sédimentaires au cours des 10 000 dernières années.

En respectant une logique de l'amont à l'aval, ou « *du plateau au fond de vallée* », nous présenterons trois études de cas (chapitres 3 à 5), portant chacune sur l'évolution des dynamiques morpho-sédimentaires au cours de l'Holocène en contexte intra ou extra-site archéologique.

Le premier site d'étude (Villers-Ecalles, chapitre 3) portera plus précisément sur les dynamiques morpho-sédimentaires et la rythmicité des phases d'érosion/sédimentation enregistrées sur les plateaux et les versants normands depuis le début de l'Holocène. En étudiant la *catena* et les transferts sédimentaires depuis les zones sources jusqu'aux zones d'accumulation (vallons secs, bétoires/dolines), nous présenterons les grandes phases de troncature des sols, et nous discuterons les liens de causalité avec les occupations humaines et l'évolution paléo-climatique.

Le second site d'étude (Brionne, chapitre 4) présentera les recherches effectuées sur un site positionné en pied de versant, à la confluence d'un petit hydrosystème et d'une vallée affluente de la Seine, la vallée de la Risle. Ce second secteur étudié a dévoilé des archives sédimentaires permettant de renseigner la transition Tardiglaciaire / Holocène jusqu'alors mal documentée en Normandie (Lespez 2012a, 2012b).

Les fonds de vallée littoraux normands feront également l'objet d'une étude de cas (Manéhouville-sur-Scie, chapitre 5), à travers la présentation des données et des résultats obtenus dans la vallée de la Scie, au Nord de la Seine-Maritime, à moins d'une dizaine de kilomètre des rivages de la Manche. Le remplissage holocène de la vallée permet d'appréhender l'évolution morpho-sédimentaire de ce secteur d'étude et l'impact anthropique croissant sur les milieux en croisant les bio-indicateurs (pollens, identification de bois) avec les données chronostratigraphiques et sédimentologiques.

Ces systèmes régionaux étudiés s'intègrent dans un contexte plus large, celui du Bassin parisien et celui du Nord-Ouest de l'Europe, déjà enrichis par un vaste corpus de données. Le chapitre final (chapitre 6) aura ainsi pour objectif de proposer une synthèse des résultats obtenus sur les trois sites d'études et de les intégrer aux travaux précédemment réalisés dans un contexte plus large. Ce chapitre de synthèse permettra en outre de discuter des résultats obtenus, et par le biais d'une confrontation des données, d'aboutir à une réflexion sur l'impact des forçages climato-anthropiques dans les crises morpho-sédimentaires d'abord au cours de la fin du Tardiglaciaire, mais surtout durant l'Holocène.

Chapitre 1 : Cadre de l'étude, synthèse des travaux portant sur les mutations paysagères holocènes du Nord-Ouest européen et problématique de la thèse

Au cours de l'Holocène, l'évolution climatique, les variations eustatiques et les pratiques agraires (culturales) ont conditionné les modalités d'érosion, de transfert et de dépôt (stockage, comblement) de matériaux minéraux ou organiques au sein des bassins versants normands (Sebag 2002 ; Lespez *et al.* 2005, 2008 ; Frouin 2007 ; Frouin *et al.* 2010 ; Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012 ; Viel 2012), comme c'est le cas plus globalement pour les hydrosystèmes du Nord-Ouest européen (Kalis *et al.* 2003 ; Macklin *et al.* 2006, 2010 ; Walter-Simonnet 2008 ; Reiß *et al.* 2009 ; Verstraeten *et al.* 2009a, 2009b ; Küster *et al.* 2011 ; Ollivier *et al.* 2012).

De fait, les mutations paysagères (évolution de la couverture végétale, modifications des styles fluviaux) et les forçages anthropo-climatiques associés font l'objet de nombreuses études dans l'Ouest de l'Europe et le Bassin de Paris, et ce depuis une vingtaine d'années. Les recherches sur le temps long intègrent de plus en plus une approche géoarchéologique, confrontant données environnementales et archéologiques recueillies à plusieurs échelles spatiales et temporelles, en intra-site comme en extra-site. De plus, les recherches portant sur les dynamiques géomorphologiques holocènes en Europe de l'Ouest ont contribué depuis une vingtaine d'années à éclairer la compréhension des environnements passés et leur évolution (Pastre *et al.* 1991, 1997, 2000, 2003a, 2003b, 2006 ; Bravard 1992 ; Kalis *et al.* 2003 ; Orth 2003 ; Orth *et al.* 2004 ; Deschodt *et al.* 2005 ; De Moor *et al.* 2008 ; Dotterweich *et al.* 2008 ; Germain-vallée et Lespez 2011, 2012) en confrontant les archives sédimentaires stockées dans les plaines alluviales aux profils pédologiques des plateaux et versants, afin d'en déduire les pertes en sols (troncatures d'horizons) et évaluer le bilan du couple érosion/sédimentation (Verstraeten *et al.* 2009a, 2009b ; Kühn et Hilgers 2010 ; Dreibrodt *et al.* 2010 ; Sechi *et al.* 2010 ; Viel 2012 ; Viel *et al.* 2014).

Ce chapitre a pour vocation de présenter le cadre de notre étude, en s'intéressant au contexte morphostructural de la partie normande de l'Ouest du Bassin parisien, ainsi qu'aux travaux

précédemment réalisés sur les dynamiques pédo-sédimentaires holocènes en Normandie et dans le Bassin de Paris. Pour comprendre et mieux appréhender les relations Homme/milieu au cours des 10 000 dernières années à l'échelle de la région à l'étude, il est également nécessaire de présenter les dynamiques d'anthropisation du Bassin de Paris dans sa partie occidentale depuis la fin du Pléistocène. Enfin, ce chapitre sera consacré à un état des lieux des recherches déjà effectuées sur la thématique des relations Homme/environnement et des forçages anthropiques et climatiques, à l'échelle du Nord-Ouest européen, du Bassin parisien et de la Normandie.

1. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE, LITHOLOGIQUE ET MORPHO-STRUCTURAL DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU BASSIN DE PARIS

Le Bassin parisien est un vaste bassin sédimentaire délimité par les anciens massifs hercyniens (massif armoricain à l'ouest, massif central au sud et massif vosgien à l'Est) et par la Manche dans sa partie nord/nord-ouest (Megnien 1970). La partie occidentale crayeuse du Bassin de Paris est, quant à elle, cernée par les vallées de l'Epte et de la Bresle (au Nord-Est), l'Eure (au sud-est), le plateau de la Beauce (au sud) et par le Pays d'Auge à l'ouest (qui marque la limite entre les terrains crétacés et jurassiques). Cette partie ouest du Bassin parisien se caractérise par l'existence de plateaux sédimentaires d'altitude inférieure à 300 mètres (fig. 1.1), et par un faible pendage généralement orienté vers l'Est. La composante lithologique principale de ces plateaux est la craie, mise en place au cours du Crétacé supérieur, à laquelle s'ajoutent des affleurements du Crétacé inférieur ou du Jurassique (anticlinal du Pays de Bray, Kuntz et Lautridou 1979 ; Quesnel 1997 ; Laignel 1997, 2003 ; El Janyani 2013 ; Chedeville 2015).

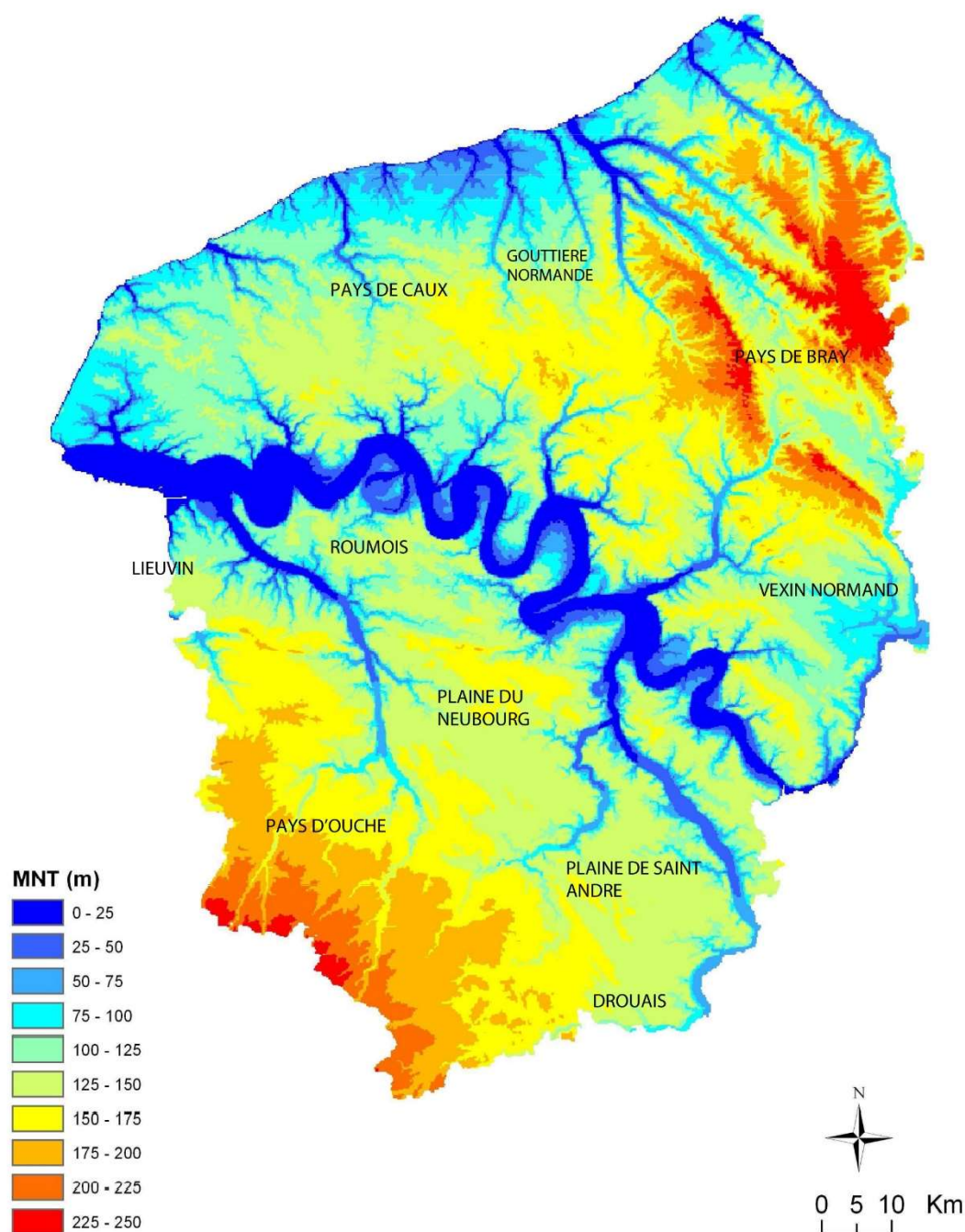


Figure 1. 1 : Modèle numérique de terrain (MNT) de la Haute-Normandie, par tranche de 25 mètres d'altitude (modifié d'après Quesnel 1997 ; Laignel 1997, 2003). Projection : Lambert II étendu, données IGN).

La Seine, dont le bassin versant possède une superficie de 74 250 km², prend sa source au plateau de Langres à 471 m d'altitude. La partie normande du bassin versant séquanien est incisée par de nombreux cours d'eau (fig.1.2) et une dissymétrie s'opère entre la rive droite et

la rive gauche de la Seine. La rive droite, au nord, est caractérisée par de nombreux cours d'eau affluents (vallées et vallons) qui dissèquent les plateaux, notamment le Pays de Caux et le Vexin normand. Au contraire, le réseau hydrographique est peu hiérarchisé au sud de la Seine, hormis les affluents que sont la Risle et l'Eure, et qui s'écoulent au sein du Pays d'Ouche, de la Plaine du Neubourg et de la Plaine de Saint André (Hauchard 2001). Dans les départements de l'Eure et de la Seine-Maritime, la partie nord de la Seine présente un total de neuf affluents de l'hydrosystème séquanien, et un total de dix hydrosystèmes littoraux (fig.1.2). En rive gauche de la Seine, les plateaux sont peu incisés et seuls deux hydrosystèmes (la Risle et l'Eure) et leurs affluents, (la Charentonne ou l'Iton pour les plus importants), rejoignent le système séquanien. Dans sa partie aval, la Seine présente un cours méandrique, constitué de boucles libres de fortes amplitudes, résultant des faibles pentes qui caractérisent le fond de la basse vallée et la plaine alluviale.

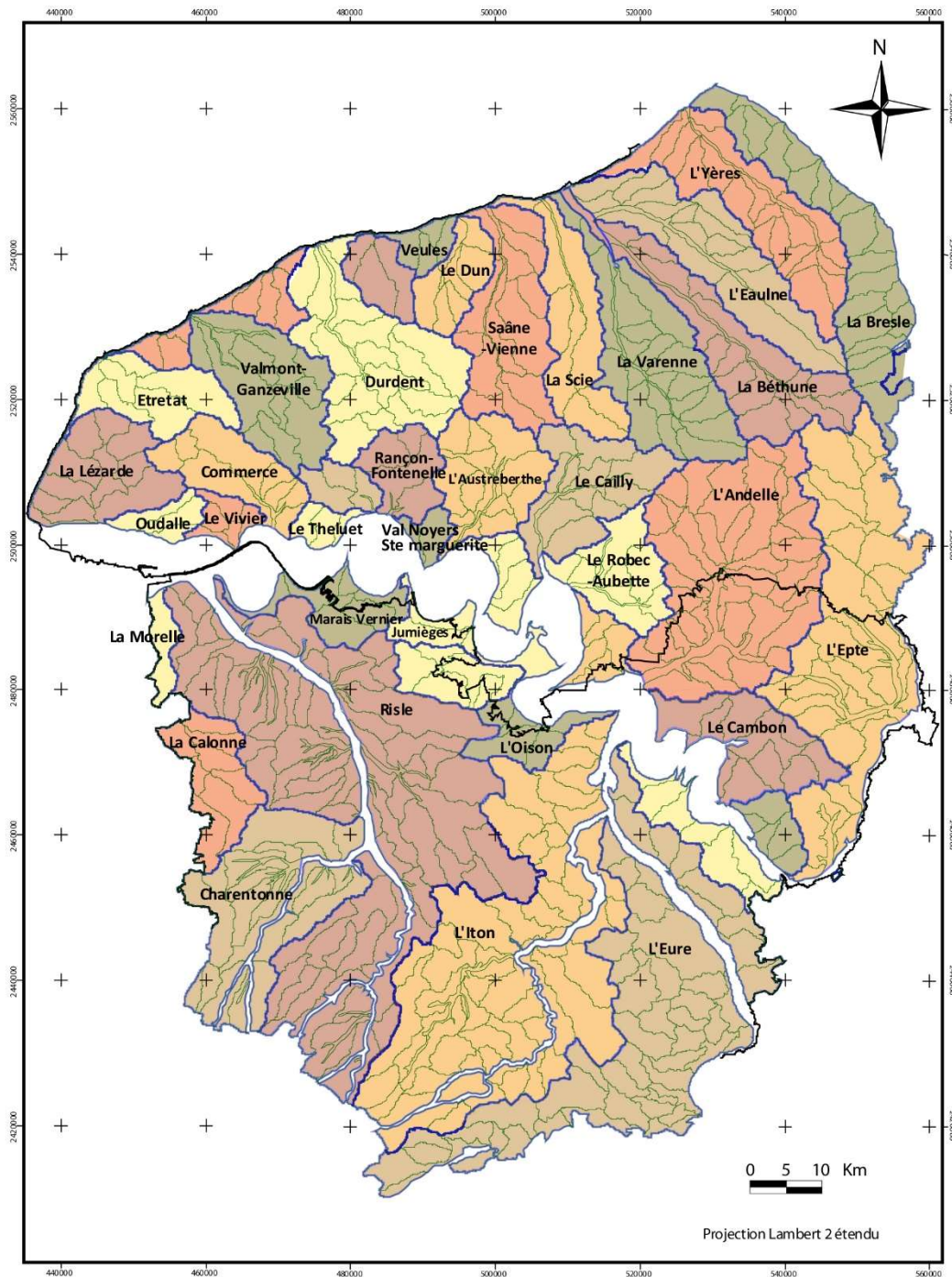


Figure 1. 2 : Localisation des bassins et sous-bassins versants de Haute-Normandie (modifié d'après BRGM 2000, système de projection : Lambert II étendu).

La partie supérieure des plateaux crayeux a subi une altération chimique au cours du Cénozoïque (Tertiaire et Plio-Quaternaire), entraînant la formation d'argiles à silex (Laignel 1997, 2003 ; Quesnel 1997 ; Laignel *et al.* 1998a, 1998b, 1999, 2002 ; Quesnel *et al.* 2000).

Dans l'Ouest du Bassin de Paris, des dépôts tertiaires sableux à sablo-argileux sont conservés de façon ponctuelle, dans des poches karstiques, des synclinaux ou sous forme de nappes superficielles (Bignot 1965 ; Auffret *et al.* 1975 ; Laignel 1997, 2003 ; Laignel *et al.* 2002).

Les plateaux sont recouverts de lœss, dépôts limoneux d'origine éolienne, mis en place au cours de cycles morphogénétiques associés à des environnements périglaciaires, notamment durant le Pléistocène moyen et supérieur (Lautridou 1983, 1985, 1987 ; Lebret et Lautridou 1991 ; Antoine *et al.* 1998 ; Lautridou *et al.* 2003).

Au sein des unités crayeuses, et en relation avec les différentes formations superficielles, se sont mis en place des systèmes karstiques (karst d'introduction et de restitution), conditionnant également la morphologie de surface (Lautridou 1974 ; Kuntz et Lautridou 1979 ; Rodet 2006 ; El Janyani 2013 ; Chedeville 2015).

La coupe schématique (fig.1.3) des grandes unités lithologiques de l'Ouest du Bassin parisien (Quesnel *et al.* 1997 ; Laignel 2003 ; Laignel *et al.* 2004) illustre la succession des formations crayeuses, des formations superficielles (argiles à silex, sables tertiaires, lœss) ainsi que les alluvions et colluvions qui constituent les unités lithologiques de la vallée de Seine et de ses affluents.

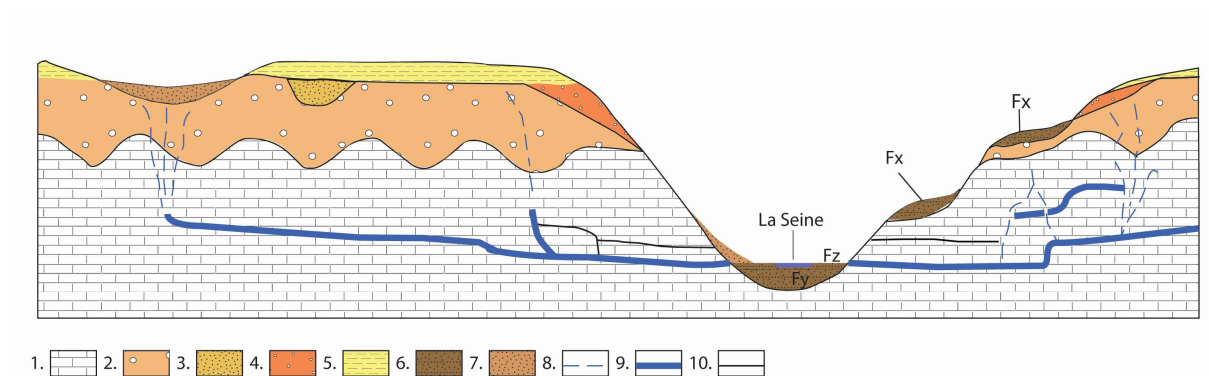


Figure 1. 3: Coupe schématique des formations superficielles sur substrat crayeux en Haute-Normandie (modifié d'après Laignel 2003). Légende : 1. Substrat crayeux 2. Formations résiduelles à silex 3. Sables tertiaires 4. Biefs à silex 5.lœss 6. Alluvions pléistocènes (Fx, Fy) ou holocènes (Fz) 7. Colluvions pléistocènes et holocènes 8. Karst d'introduction 9. Karst de restitution 10. Karst fossile

1.1. Contexte structural régional

Le contexte structural de la région conditionne, en partie, la répartition des différentes unités lithologiques (ex. craies du Crétacé) ainsi que le réseau hydrographique de surface (Hauchard

et al. 2002 ; Antoine *et al.* 1998, 2000 ; Laignel 2003) et l'établissement de l'aquifère crayeux (Slimani 2009).

Les failles principales (direction armoricaine N120-130 et N150-150, fig.1.4) et les failles secondaires (direction varisque N30-50) résultent des activités tectoniques liées à l'orogénèse hercynienne et leur influence postérieure (Cavelier et Médioni 1980 ; Cazes *et al.* 1988). Sont également associées à ces accidents structuraux des formes de plissement ou flexures, à grand rayon de courbure, de types synclinaux et anticlinaux parallèles et de direction nord-ouest/sud-est (ex. Pays de Bray).

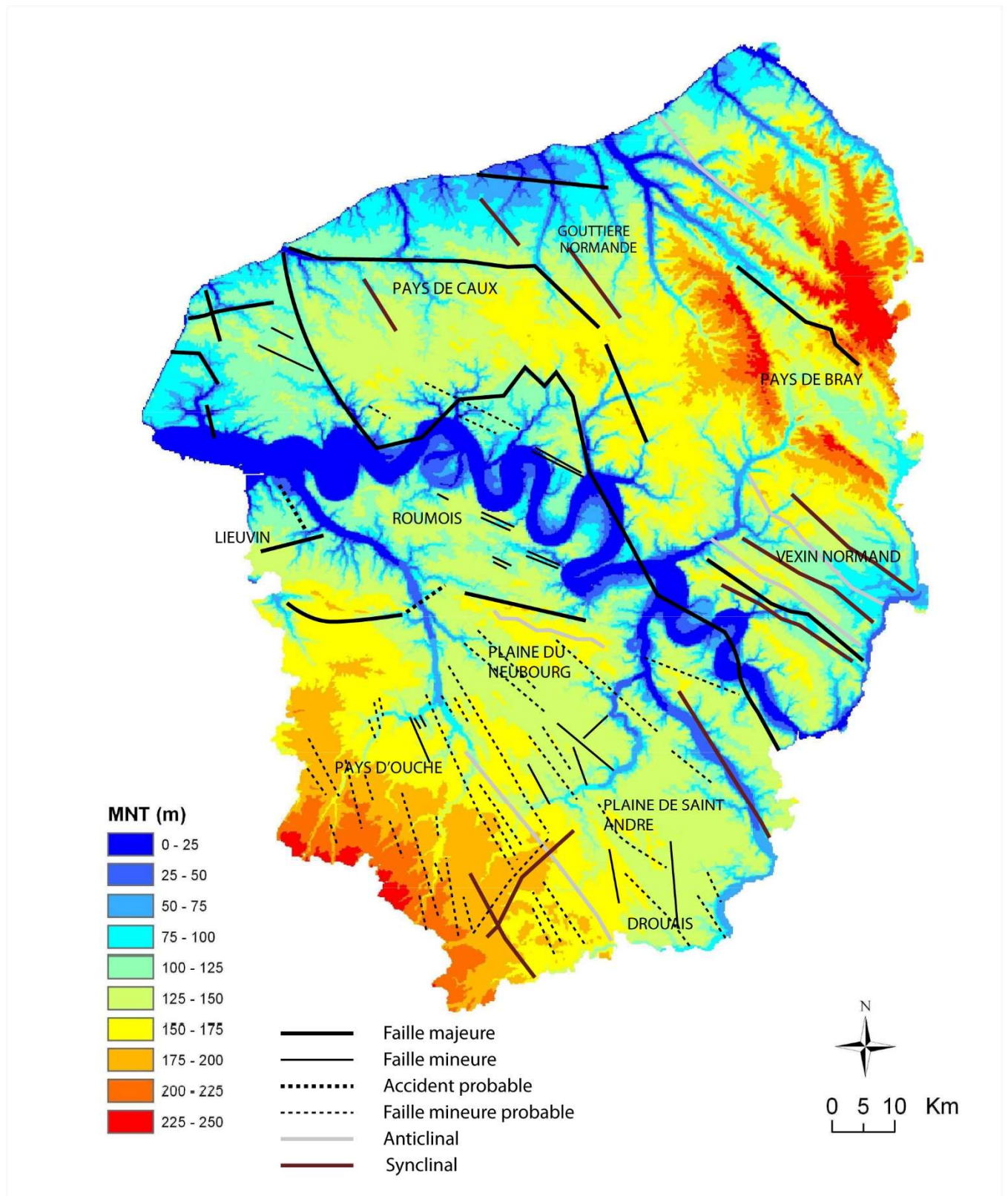


Figure 1. 4 : Contexte structural de la région Haute-Normandie, d'après Cavalier et Kuntz 1974 ; Hauchard et al. 2002) in Slimani 2009. Projection lambert II étendu.

1.2. Caractérisation lithologique et morphologique des craies de l'Ouest du Bassin parisien

1.2.1. Stratigraphie des craies crétacées de l'Ouest du Bassin de Paris

Le sous-sol de la partie occidentale du Bassin parisien est principalement composé de craie, roche sédimentaire carbonatée, souvent décrite comme homogène (Vachier *et al.* 1987) mais dont les caractéristiques lithologiques (teneur en silex et insolubles fins) et physiques (porosité, perméabilité, densité) sont en réalité relativement hétérogènes (Laignel 1997, 2003 ; Costa *et al.* 2006). Mises en place principalement au cours du Crétacé supérieur, ces formations crayeuses sont constituées d'anciennes boues micritiques, provenant principalement de l'accumulation d'une microflore planctonique, à coccolithopridés, mais aussi d'une microfaune planctonique et benthique, à foraminifères (Cavelier et Médioni 1980 ; Rodet 1991 ; El Janyani 2013). Du plus ancien au plus récent, ces formations mésozoïques de l'Ouest du Bassin parisien sont constituées de cinq étages stratigraphiques, rattachés au Cénomaniens, au Turonien, au Coniacien, au Santonien et au Campanien (fig.1.5). Des travaux régionaux ont permis de mettre en évidence les caractéristiques lithologiques de ces craies selon l'étage stratigraphique (Quesnel 1997 ; Laignel 1997, 2003 ; Costa *et al.* 2006 ; Hoyez 2008). Les teneurs en silex au sein de ces formations varient de 0 à 20%, les quantités d'insolubles fins entre 0,3 et 50% et la porosité des craies est comprise entre 15,4 et 47% (Laignel 1997, 2003). Ainsi, les caractéristiques lithologiques et physiques des craies secondaires de l'Ouest du Bassin de Paris varient en fonction de l'étage stratigraphique, pour devenir toutefois plus homogène au fur et à mesure que l'on monte dans la série stratigraphique du Crétacé supérieur, du Cénomaniens au Santonien/Campanien (Laignel 1997, 2003).

L'étage Cénomaniens (- 100,5 à 93,9 Ma, IUGS 2013) est décrit comme étant constitué de craie grise argileuse, plus ou moins sableuse, bien litée, à glauconie. Cette formation, d'une épaisseur comprise entre 30 et 60 mètres, présente ponctuellement des bancs de silex brun noir, de taille décimétrique.

La craie du Turonien (- 93,9 à 89,8 ± 0.3 Ma, IUGS 2013), d'une épaisseur comprise entre 70 et 90 mètres est argileuse, grisâtre à blanchâtre. Elle ne comporte que peu voire pas de silex (notamment pour le Turonien inférieur).

La craie blanche du Coniacien ($-89,8 \pm 0,3$ à $-86,3 \pm 0,5$ Ma, IUGS 2013), dont l'épaisseur varie entre 20 et 60 mètres est au contraire, riche en silex. A la base, elle peut être légèrement argileuse.

L'étage du Santonien ($-86,3 \pm 0,5$ à $83,6 \pm 0,2$ Ma, IUGS 2013) présente une craie blanche et tendre, dont les lits de silex sont fréquents. Son épaisseur est comprise entre 30 et 80 mètres.

Enfin, le Campanien ($83,6 \pm 0,2$ à $72,1 \pm 0,2$ Ma, IUGS 2013) se caractérise par une craie blanche, parfois jaunâtre à silex (brun noir ou gris clair), dont l'épaisseur moyenne est d'environ 35 mètres.

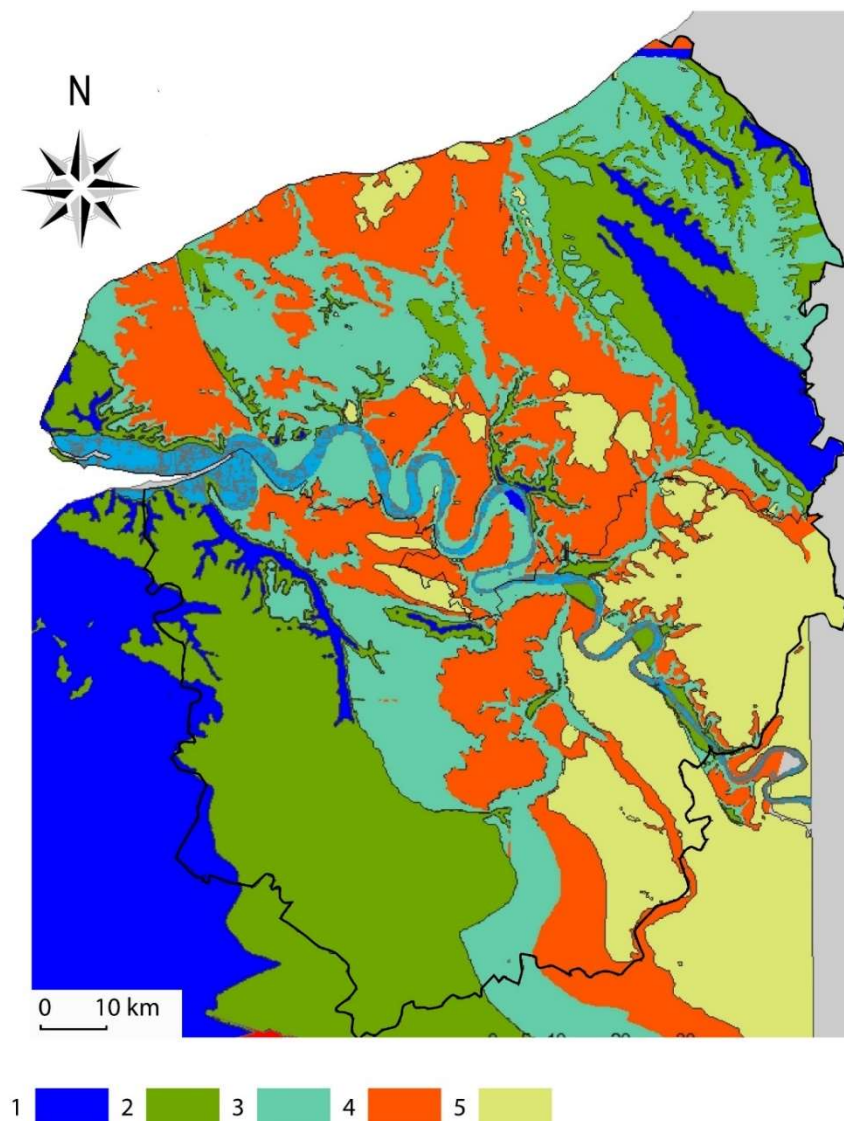


Figure 1. 5: Substrat mésozoïque de la Seine-Maritime et de l'Eure (modifié d'après Quesnel 1997, projection Lambert II étendu). Légende : 1. Cénomanien-Crétacé inférieur, Jurassique. 2. Turonien 3. Coniacien. 4. Santonien. 5. Campanien

1.2.2. *Le karst*

Au sein des formations crayeuses de l'ouest du Bassin de Paris se développent des systèmes karstiques (Rodet 1991, 1997, 2014 ; Bakalowicz 1992 ; El Janyani 2013 ; Rodet *et al.* 2009 ; Chedeville 2015). Le karst d'introduction (*input karst*) se définit comme « l'ensemble des formations géologiques favorisant ou participant de manière directe ou indirecte à l'altération d'un encaissant » (Rodet 1997, 2007, 2014 ; Rodet *et al.* 2009 ; Chedeville 2015). Sur les plateaux, ces phénomènes karstiques conditionnent la mise en place de dynamiques introductives verticales ou obliques, qui se manifestent notamment par la formation de bétoires (exokarst). Les formations superficielles peuvent permettre le stockage temporaire des eaux infiltrées dans les sols limoneux avant que l'introduction dans les aquifères crayeux ne se mette en place par les bétoires (El Janyani 2013).

Le karst de restitution correspond à la mise en place d'un réseau de collecte des eaux au sein de l'aquifère par le biais de drains, ainsi que leur restitution par le biais d'un exutoire (résurgence karstique) (Rodet 1991 ; Rodet *et al.* 2009 ; El Janyani 2013 ; Chedeville 2015). Ce karst de restitution reste limité si la jonction avec le karst d'introduction n'est pas réalisée (Rodet 2014).

1.3. Les sables tertiaires

Les dépôts tertiaires sont conservés ponctuellement sous forme de poches résiduelles au sommet des argiles à silex, dans les effondrements d'origine karstiques ou encore sous la forme de couche continue sous les dépôts lœssiques, au contact de la craie (Laignel 2003).

Les sables et argiles du Thanétien sont constitués de sables fins à moyens, contenant quelques cailloutis de silex à la base. D'origine marine, ils sont principalement localisés dans la partie est du Pays de Caux et dans le Talou.

Les sables et argiles de l'Yprésien (incluant les sables fins du Cuisien) sont principalement situés dans le Pays de Caux, à l'exception de sa partie sud-ouest, ainsi que dans le Talou. Ils sont également d'origine marine.

Les sables du Thimerais, dont l'âge est attribué à l'Eocène, sont des sables moyens à grossiers, plus ou moins argileux, présentant des passées de quartz arrondis. Ils sont principalement localisés dans le Thimerais, la Beauce et le Faux-Perche, mais également présents localement dans le Pays d'Auge (Quesnel 1997). Leur origine reste incertaine, possiblement fluviale (Quesnel 1997 ; Laignel 2003).

Les sables de type Fontainebleau, du Rupélien supérieur, sont des sables fins, localisés dans la partie sud-est du département de l'Eure, dans le Drouai. Ils sont d'origine marine et correspondent à une dynamique de paléo-rivage (Menillet *et al.* 1994).

Les sables de Lozère, mis en place au cours du Pliocène (Dugué *et al.* 2009) – ou du Miocène selon certains auteurs (Van Vliet-Lanoe *et al.* 2002) – sont caractérisés par une granulométrie grossière et des passées de quartz également grossier. Ils se situent dans le Vexin normand, dans le Roumois, dans le nord et l'est des plaines du Neubourg et de Saint-André. Leur origine fluviatile a été mise en évidence (Lautridou *et al.* 1999), puisqu'ils correspondent à des remaniements d'arènes granitiques par le paléo-fleuve Seine-Loire au cours du Pliocène.

Enfin, les sables de Saint-Eustache, mis en place au cours du Pliocène mais postérieurement aux sables de Lozère, occupent une localisation identique à ces derniers (fig.1.6). Leur origine est mal définie, certains auteurs les rattachant à des dépôts marins (Kuntz et Lautridou 1979 ; Lautridou *et al.* 1999 ; Dugué *et al.* 2009) tandis que d'autres leur attribuent une origine fluviatile ou éolienne (Quesnel 1997 ; Hauchard 2001).

Ces dépôts tertiaires sableux comportent de façon homogène d'importantes teneurs en silice (SiO_2), comprises entre 80 et 97 %, et leur fraction argileuse contient près de 90% de smectite (Laignel 1997, 2003 ; Lequien 2006).

L'ensemble de ces dépôts tertiaires encore conservés localement (fig.1.6) témoigne néanmoins d'une forte érosion plio-quadernaire dans la partie occidentale du Bassin de Paris (Quesnel 1997 ; Laignel 2003). Ainsi, deux ensembles principaux se distinguent avec dans la partie nord-est du Bassin parisien, une couverture sableuse continue d'origine marine et/ou fluviatile. Au contraire, la partie sud-ouest du Bassin de Paris présente des dépôts tertiaires mis en place de façon discontinue et dont l'origine est différente (fluviatile et/ou éolienne).

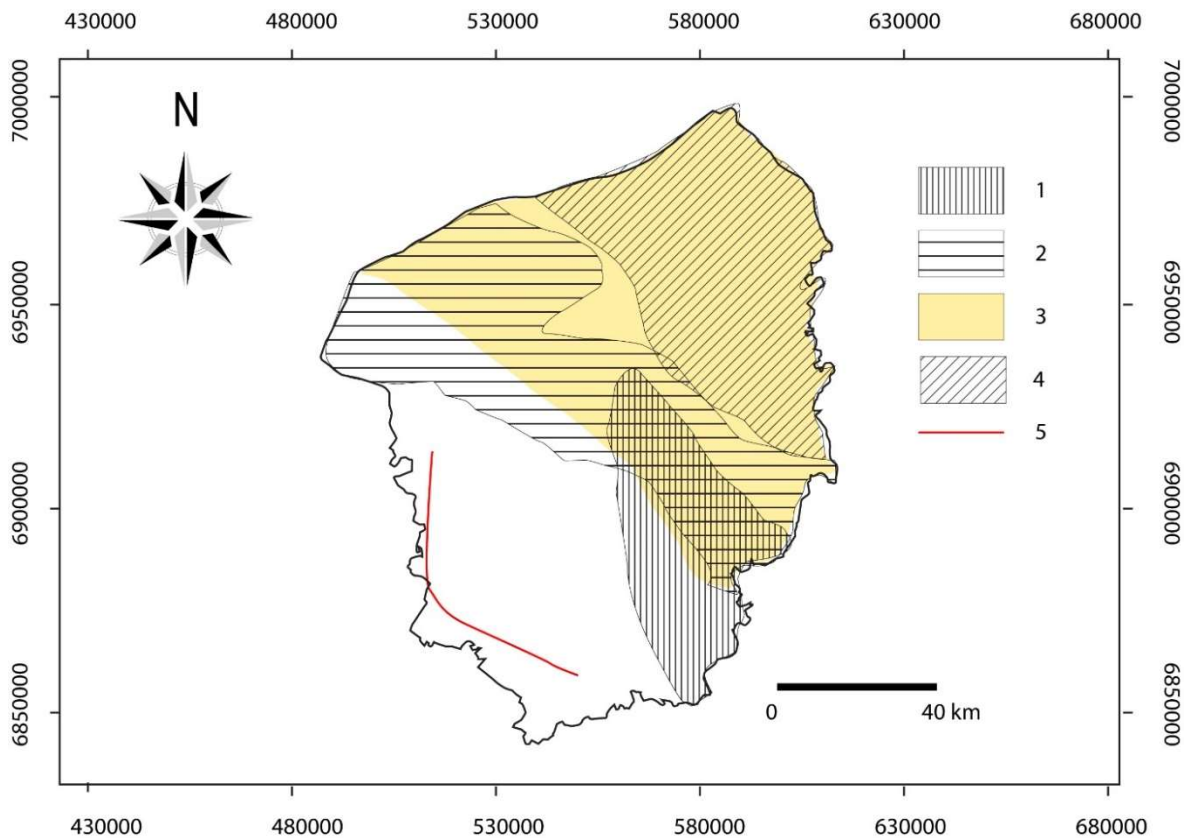


Figure 1. 6 : Distribution spatiale des sables tertiaires de l'ouest du Bassin de Paris (modifié d'après Laignel et al. 2002, système de projection : Lambert 93). Légende : 1. Sables de Fontainebleau 2. Sables de Saint-Eustache et de Lozère 3. Sables de l'Yprésien, 4. Sables du Thanétien 5. Limite ouest des dépôts continentaux.

1.4. Les formations résiduelles à silex

Les formations résiduelles à silex ont fait l'objet d'études récentes permettant leur caractérisation (Laignel 1997, 2003 ; Laignel *et al.* 1998a, 1998b, 1999, 2002 ; Quesnel *et al.* 2000). Ces formations sont composées de silex pris dans une matrice argilo-limono-sableuse, dont la proportion granulométrique varie régionalement (Laignel 1997, 2003 ; Quesnel *et al.* 2000).

Egalement appelées argiles à silex, altérites à silex ou résidus à silex, elles résultent de l'altération météorique et chimique (supergène) de la craie. Les eaux de pluie, chargées en acide carbonique et en oxygène atmosphérique, dissolvent la craie en et emportent les éléments solubles, laissant sur place les insolubles constitués principalement de silex et d'argile (Laignel 1997, 2003 ; Laignel *et al.* 1998a, 1998b, 1999, 2002 ; Quesnel *et al.* 2000).

Au sein de la craie, ces altérites peuvent se présenter sous la forme de poches également appelées « entonnoirs de dissolution » (Laignel 2003 ; Chedeville 2015) ou « racines du manteau d'altération » (ou « *solution pipe* » ; Rodet 1991).

Les formations d'argile à silex localisées sur les versants sont qualifiées de biefs à silex (Laignel *et al.* 1998c, 2003). Leur position morphologique, en rupture de pente ou sur les versants, ainsi que le grand nombre de silex présentant des traces de cassures anguleuses caractérisent ces formations (Dewolf 1982 ; Laignel 1997, 2003 ; Quesnel *et al.* 2000). Une typologie de ces biefs a pu être proposée en fonction de la morphologie et de la pente des versants (Quesnel *et al.* 2000 ; Laignel 2003).

L'épaisseur du manteau d'altération de la craie a été évaluée à l'aide de 2500 sondages localisés dans l'Ouest du Bassin parisien (Quesnel 1997 ; Laignel 1997, 2003 ; Quesnel *et al.* 2000 ; Costa *et al.* 2006). Ces travaux ont montré une épaisseur très variable de ces altérites sur l'ensemble de la partie occidentale du Bassin de Paris et plus particulièrement en Seine-Maritime et dans l'Eure (fig.1.7).

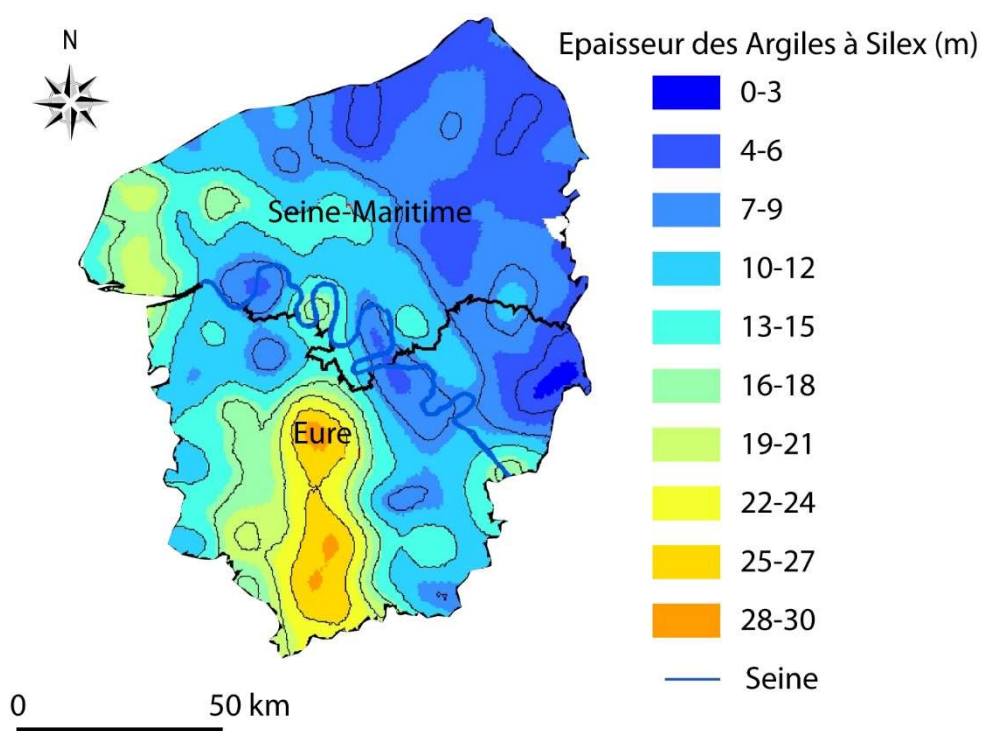


Figure 1. 7 : Variation des épaisseurs des formations résiduelles à silex dans l'Eure et la Seine-Maritime, modifié d'après Quesnel 1997 et Laignel 2003. (Projection : Lambert II Etendu)

Dans le Talou, l'est du Pays de Caux et la partie orientale de l'Eure, l'épaisseur des formations résiduelles à silex est plutôt faible, généralement inférieure à cinq mètres. Elles présentent une teinte brune à ocre, sont riches en SiO₂ (environ 75%) et la fraction argileuse est riche en smectite et interstratifiés smectites/kaolinite (60 à 90%, Laignel *et al.* 1998b ; Laignel 2003).

La majeure partie du Pays de Caux, à l'exception de sa partie orientale, présente des épaisseurs moyennes comprises entre 5 et 15 mètres (à l'ouest de la faille Fécamp/Lillebonne les formations résiduelles à silex atteignent des épaisseurs entre 10 et 15 mètres, tandis qu'elles sont comprises entre 5 et 10 mètres à l'est de cette faille). Elles contiennent entre 6 et 10% de Fe₂O₃, et leur matrice argileuse est à dominante kaolinite (55 à 65%, Laignel *et al.* 1998b ; Laignel 2003).

Les épaisseurs de ces formations sont beaucoup plus faibles (inférieures à 3 mètres) sous les alluvions des hautes-terrasses de la Seine et de l'Eure.

Les formations d'argiles à silex localisées dans le secteur compris entre le sud du Lieuvin et le Nord-Ouest du Pays d'Ouche présentent des épaisseurs inférieures à 10 mètres, riches en SiO₂ (70 à 85%) où la kaolinite domine au sein de la fraction argileuse (40 à 90%, Laignel 2003).

Enfin, les mêmes formations localisées dans l'Eure et au nord de l'Eure-et-Loir possèdent des épaisseurs importantes, supérieures à 10 mètres et pouvant atteindre localement près de 30 mètres. Elles contiennent des teneurs élevées en Al₂O₃ (environ 30%) et la fraction argileuse est constituée presque intégralement de kaolinite (entre 95 et 100%, Laignel 2003).

Les travaux réalisés sur ces formations sur le littoral de la Seine-Maritime (Laignel 2003 ; Costa *et al.* 2006 ; Rodet 2013) ont également permis d'en évaluer leur épaisseur, comprise entre 0 et 12 m environ.

1.5. Les dépôts lœssiques

Les lœss sont des dépôts sédimentaires meubles, continentaux et d'origine éolienne, dont la fraction silteuse est dominante. Pour le Nord-Ouest européen, ils s'inscrivent dans un contexte morphogénétique de climat froid et aride (Lautridou 1985 ; Lebreton et Lautridou 1991 ; Antoine 1997 ; Antoine *et al.* 1998, 2000, 2003b). Ils montrent des variations régionales en fonction des conditions paléoclimatiques. La Normandie présente l'un des placages lœssiques les plus importants du Bassin parisien autour de la basse vallée de la Seine (fig.1.8), le second étant

constitué d'une large bande orientée ouest-est et s'étendant de Calais à Liège (Lautridou 1976, 1985 ; Lebret 1984, Lebret et Lautridou 1991, Antoine 1997 ; Antoine *et al.* 1998, 2000, 2003b).

Leur mise en place est attribuée aux périodes froides ayant jalonné le Pléistocène moyen et supérieur (Lautridou 1976 ; 1985 ; Lebret et Lautridou 1991). De part et d'autre de la vallée de Seine, ces placages limoneux loessiques recouvrent les résidus de sables tertiaires ainsi que les altérites de craies par un manteau d'une épaisseur comprise entre 1 et 10 mètres, qui peut atteindre jusqu'à 14 mètres d'épaisseur dans le Pays de Caux (Lautridou 1976, 1985).

Une opposition a pu être définie entre les loëss « anciens » (*ante-weichséliens*) et les loëss « récents » (*weichséliens*, Lautridou 1985) en fonction de leurs caractéristiques granulométriques et minéralogiques (Laignel 2003). Présentant un moins bon tri granulométrique, les loëss *ante-weichséliens* sont également plus riches en particules argileuses. Ils sont le plus souvent lités et présentent un faciès de limons à doublets décarbonatés (Lautridou 1985 ; Laignel 2003).

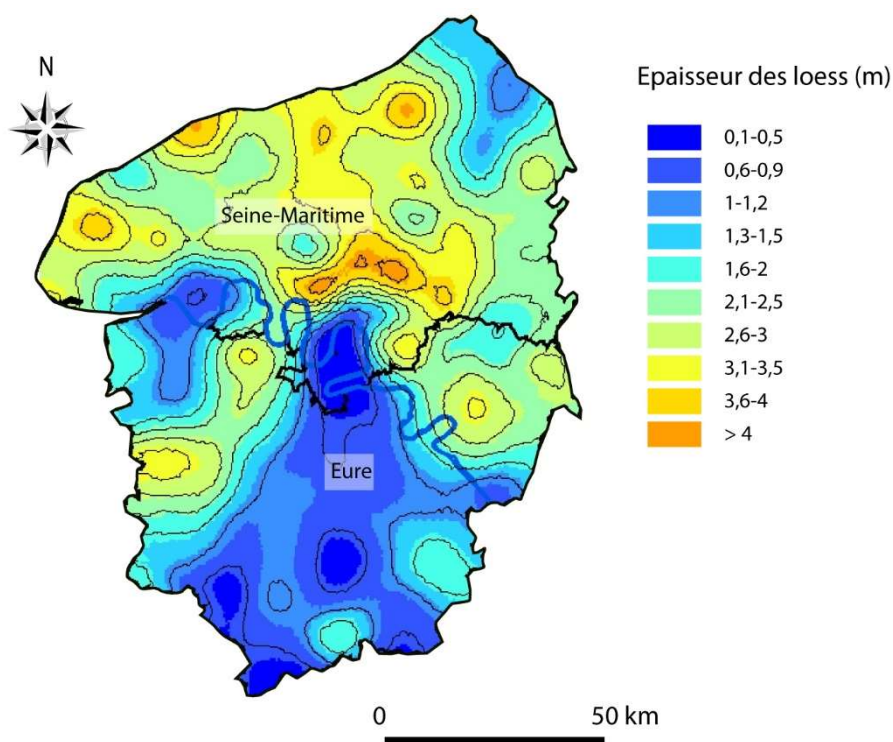


Figure 1. 8 : Carte des épaisseurs de loess d'après les données de Laignel, 1997 (projection : lambert II étendu)

Les caractéristiques minéralogiques des dépôts lœssiques weichséliens dévoilent un cortège argileux dominé par la smectite (et smectite/vermiculites pour les dépôts interstratifiés), comprises entre 40 et 70%, tandis que les proportions en illite et en kaolinite sont beaucoup plus faibles, et sont généralement toutes deux comprises entre 15 et 30% (Lebret 1984 ; Lautridou 1985 ; Laignel 2003). Ces caractéristiques ont permis dans certains cas de déterminer une origine lœssique dans les dépôts de fonds de vallée mis en place lors des crises érosives (Sechi 2012 ; Chedeville 2015, cf chapitre 2).

1.6. Les dépôts fluviatiles : alluvions

1.6.1. Les terrasses alluviales

Les terrasses alluviales pléistocènes de la Seine sont des unités morpho-sédimentaires bien connues et étudiées, mais mal datées (Lécolle 1989 ; Lautridou *et al.* 1984, 1999 ; Lefebvre *et al.* 1994 ; Antoine *et al.* 1998, 2000). Présentant un système étagé, elles permettent de mieux comprendre l'évolution du fleuve Seine depuis le début du Quaternaire. Les alluvions pléistocènes sont constituées d'une charge grossière majeure, composée de silex, mélangée à des sables et des argiles (Lautridou *et al.* 1984). Le méandre d'Elbeuf, en amont de Rouen, a révélé l'existence d'un système de terrasses étagées montrant la migration du cours d'eau au cours du Pléistocène (Antoine *et al.* 2000), depuis le début du Quaternaire, lorsque le cours d'eau faisait encore partie du système Seine-Loire (Lautridou 1985 ; Lécolle 1989 ; Lefebvre *et al.* 1994 ; Antoine *et al.* 2000). En aval de Rouen, seules sept terrasses alluviales ont été recensées pour la Basse Seine, mais celles-ci y sont particulièrement bien conservées, en raison de l'aspect méandrique que prend le fleuve. Ce système de terrasses est un indicateur de l'activité tectonique et des forçages eustatiques et climatiques ayant abouti au cours du Pléistocène aux variations hydrodynamiques du système séquanien (Lautridou *et al.* 1984 ; Lautridou 1985 ; Lécolle 1989 ; Lefebvre *et al.* 1994 ; Antoine *et al.* 2000).

1.6.2. Les alluvions de fond de vallée

Les alluvions de fonds de vallées normandes, et plus généralement du Bassin de Paris, regroupent à la fois les dépôts des basses terrasses pléistocènes et les alluvions récentes, attribuées à l'Holocène. Les dépôts alluviaux pléistocènes des basses terrasses sont constitués de grave sableuse (Porcher 1977 ; Lefebvre 1977a, 1977b ; Pastre *et al.* 2000), présentant de nombreux silex arrachés aux altérites de craies sur les versants, emballés dans une matrice sableuse.

Les dépôts fluviatiles mis en place au cours de l'Holocène correspondent aux extensions maximales des crues les plus importantes dans les plaines alluviales actuelles. Ces alluvions sont composées de matériaux plus fins que les dépôts pléistocènes, tels que des sables, des limons, des argiles mais également des tourbes, suivant les dynamiques hydrosédimentaires. Des lentilles de tourbe sont observables ponctuellement dans les plaines alluviales de la basse vallée de Seine, sur des épaisseurs pouvant aller jusqu'à 4 mètres voire jusqu'à 20 mètres dans le marais Vernier (Sebag 2002 ; Frouin 2007).

Les alluvions holocènes, dont l'épaisseur peut avoisiner les 20 mètres dans la vallée de Seine, reposent le plus souvent sur des dépôts plus anciens, mis en place au cours du Tardiglaciaire (Huault et Lefebvre 1974 ; Lefebvre 1977 ; Lautridou *et al.* 1984 ; Lefebvre *et al.* 1993 ; Pastre *et al.* 1997, 2000).

1.7. Les colluvions

Les colluvions sont des formations superficielles de versants résultant de l'accumulation de manière progressive de matériaux terrigènes (pédologiques, altérites ou roches meubles) érodés en amont par altération physique des reliefs (Bertran 2004 ; Wilkinson 2009). Appartenant aux dépôts de pente, ils correspondent à un « stockage de débris de façon locale et transitoire, puisqu'ils sont assimilés à la première étape de transfert sédimentaire des produits d'érosions vers les océans » (Bertran 2004).

Ces dépôts présentent des faciès sédimentaires divers et variés, ainsi qu'une granulométrie liée au matériau érodé en amont.

2. CONTEXTE PEDOLOGIQUE : TYPOLOGIE DES SOLS DE HAUTE-NORMANDIE

A travers cette présentation des sols de Haute-Normandie, nous nous attacherons à définir les types de sols tels qu'ils sont désormais appelés dans le nouveau référentiel pédologique (AFES : Baize *et al.* 2008). La correspondance entre ces nouvelles dénominations et les anciens groupes de la Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols (CPCS 1967) est indiquée dans le tableau 1.1.

Puisque ces contextes seront plus précisément définis et décrits lors de nos trois études de cas (en contexte intra-site), les processus pédologiques et les types de solum rencontrés en Normandie ne seront pas développés de façon exhaustive. La notion de « séquence de sol » ou

« toposéquence » présentée fait référence aux caractéristiques morphologiques et pédogénétiques qui sont à l'origine de leur répartition à l'échelle de la Normandie (Jamagne et King 2003 ; Jamagne 2011). Ces toposéquences sont synthétisées sur la figure 1.9.

La carte pédologique simplifiée (fig.1.10) a été réalisée à partir de la carte des sols éditée en 1988 par le SERDA – Chambre d'agriculture de Haute-Normandie. Les dénominations des solums ont été mises à jour en suivant les termes du référentiel pédologique de 2008 (Baize *et al.* 2008 ; Jamagne 2011 ; Baize *et al.* 2013).

Tableau 1. 1 : Correspondance entre les classifications des sols RP 2008 et CPCS 1967 (Thiry *et al.* 2013, MEDDE GIS Sol)

Dénomination actuelle (Référentiel pédologique ; Baize <i>et al.</i> 2008)	Anciennes dénominations (« groupes » ou « sous-groupes » de la CPCS 1967)
Histosols (toutes références)	Sols à tourbe fibreuse Sols à tourbe semi-fibreuse Sols à tourbe altérée
Réductisols (toutes références)	Sols humiques à gley ou à stanogley Sols (peu humifères) à gley, stanogley ou amphigley
Rédoxisols	Sols (peu humifères) à pseudogley
Fluviosols bruts – Rédoxisols	Sols minéraux bruts d'apport alluvial
Fluviosols typiques – Rédoxisols	Sols peu évolués d'apport alluvial (sous-groupe « hydromorphe »)
Fluviosols brunifiés – Rédoxisols	Sols peu évolués d'apport alluvial (sous-groupe « hydromorphe »)
Thalassosols – Rédoxisols	Sols peu évolués d'apport alluvial (sous-groupe « hydromorphe »)
Planosols typiques	Sols (peu humifères) à pseudogley de surface
Luvisols dégradés – Rédoxisols	Sous-groupe des sols lessivés glossiques
Luvisols typiques – Rédoxisols	Sous-groupe des sols lessivés hydromorphes
Sols salsodiques	Tous les groupes de la classe des sols sodiques
Pelosols – Rédoxisols	Sols (peu humifères) à pseudogley
Colluviosols – Rédoxisols	Sols peu évolués d'apport colluvial
Podzosols humiques et podzosols humoduriques	Podzols à gley, sous-groupe des sols podzoliques à stanogley ou pseudogley

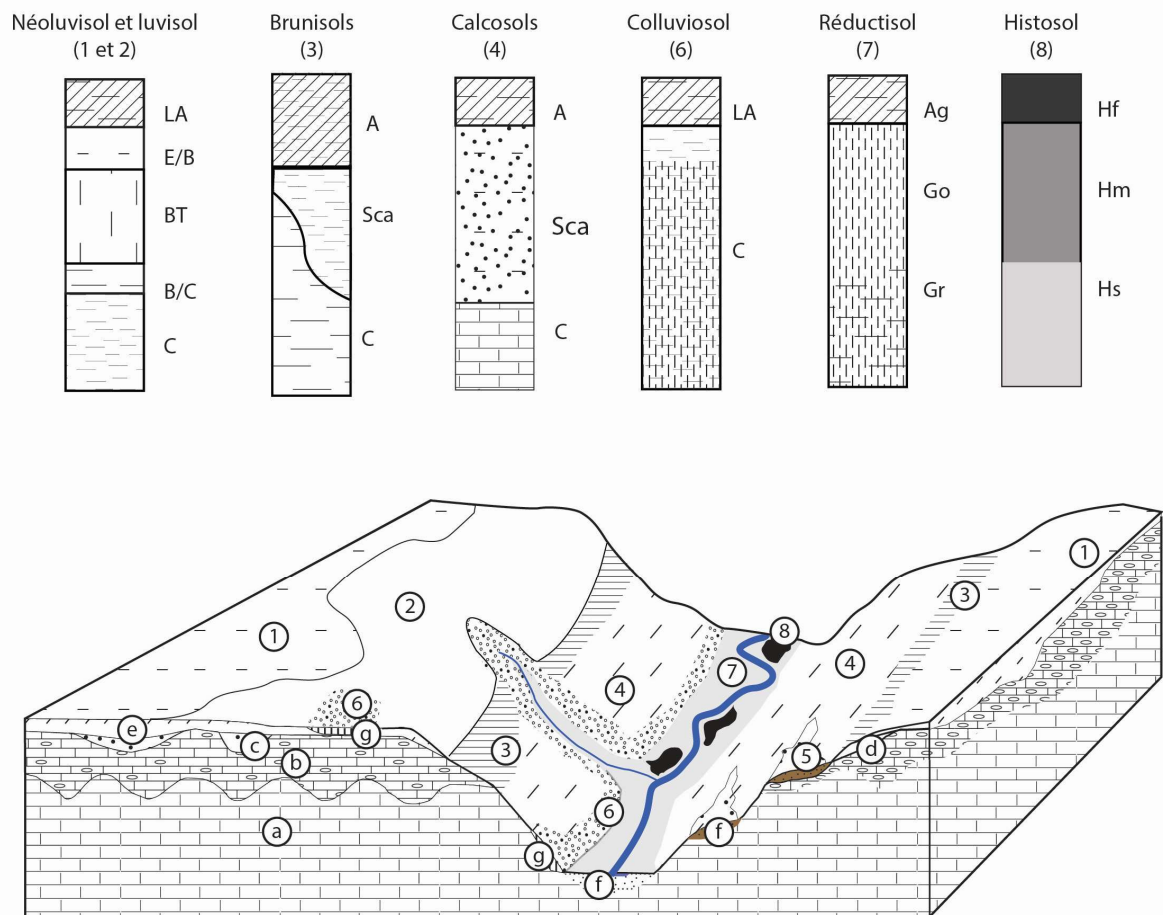


Figure 1. 9 : Contexte pédologique et toposéquence simplifiée de l'Ouest du Bassin parisien (modifié d'après Horemans in Jamagne 2011). Légende : **Lithologie** : a : Craie ; b. Formations résiduelles à silex ; c. Sables tertiaires ; d. Biefs à silex ; e. Læss ; f. Alluvions et terrasses alluviales ; g. Colluvions – **Pédologie** : 1. Luvisols ; 2. Néoluvisols ; 3. Brunisols ; 4. Calcosols et calcosols ; 5. Calcosols rédoxiques ; 6. Colluviosols ; 7. Fluviosols (incluant réductisols et rédoxisols) ; 8. Histosols. Légende des profils pédologiques : LA : Horizon A labouré ; E : Horizon Eluvial ; Bt : Horizon illuvial ; Sca : Horizon S (structural) peu évolué calcaire ; C : Horizon d'altération de la roche mère ; Go : Horizon réductique temporairement réoxydé ; Gr : Horizon G réductique non réoxydé ; Hs : Horizon histique saprique ; Hm : Horizon histique mésique ; Hf : Horizon histique fibrique.

2.1. Les sols de plateaux : les luvisols/brunisol

La couverture læssique évoquée précédemment et qui occupe une grande partie des plateaux normands permet le développement de sols types brun lessivés (Duchaufour 1997 ; Jamagne et King 2003). Ils sont particulièrement typés lorsqu'ils se développent exclusivement à partir des loess weichséliens (pédogenèse holocène, voire tardiglaciaire, selon Van Vliet-Lanoe 1990 ; Van Vliet-Lanoe *et al.* 1992). Le référentiel pédologique de 2008 définit une nouvelle appellation pour ces sols bruns lessivés, sous le terme de luvisol (Baize *et al.* 2008 ; Jamagne 2011 ; Baize *et al.* 2013).

Les luvisols se caractérisent par « l'importance des processus d'argilluviation au sein de matériau originel unique (sans discontinuité lithologique importante) avec une accumulation des particules déplacées au sein du solum » (Baize *et al.* 2008 ; Jamagne 2011). Ils présentent ainsi un horizon supérieur appauvri en fer ainsi qu'en argile, noté horizon Ae (éluvial) et un horizon d'accumulation, noté Bt. Cet horizon argilluvial Bt présente ainsi une teneur en argiles et en fer supérieure à celles de l'horizon qui le surmonte. Sur substrat limoneux (origine loessique), le Bt est épais d'au moins 15 cm, mais peut aisément dépasser les 50 cm.

Les luvisols sont particulièrement sensibles aux processus de ruissellement et d'érosion (Boiffin *et al.* 1986, 1988 ; Auzet 1987 ; Bussière 1996 ; Martin *et al.* 1997 ; Delahaye et Hauchard 1998 ; Souadi *et al.* 2000 ; Hauchard *et al.* 2002 ; Viel 2012). Ces derniers sont en lien étroit avec les mutations des pratiques agricoles au cours du XX^{ème} siècle, telles que l'augmentation des surfaces exploitées (remembrement ou réunions de parcelles) ou la suppression de haies (Ouvry 1992 ; Lequien 2006).

Le premier stade de formation des sols bruns lessivés est qualifié de néoluvisol (Baize *et al.* 2008 ; Jamagne 2011). Leur dégradation se manifeste par une apparition progressive de glosses dans les profils, à l'interface entre l'horizon éluvial et l'horizon illuvial.

Les brunisols correspondent à des solums ayant subi une altération ménagée des minéraux primaires de la roche mère, en contexte généralement tempéré humide (Jamagne 2011). Ils se caractérisent par la présence d'un horizon structural « S haplique » bien développé (structure en agrégats) et bioturbé (Baize *et al.* 2008). Ils sont régulièrement présents sous couvert forestier et ne présentent pas d'horizon éluvial France ou illuvial (Bt). Il peut toutefois exister des processus de migrations verticales de particules, mais macroscopiquement, il n'y a pas de différence texturale entre les horizons. Ces brunisols sont souvent caractéristiques d'une pédogenèse encore jeune, dont les matériaux parents (roche mère) sont souvent peu acides.

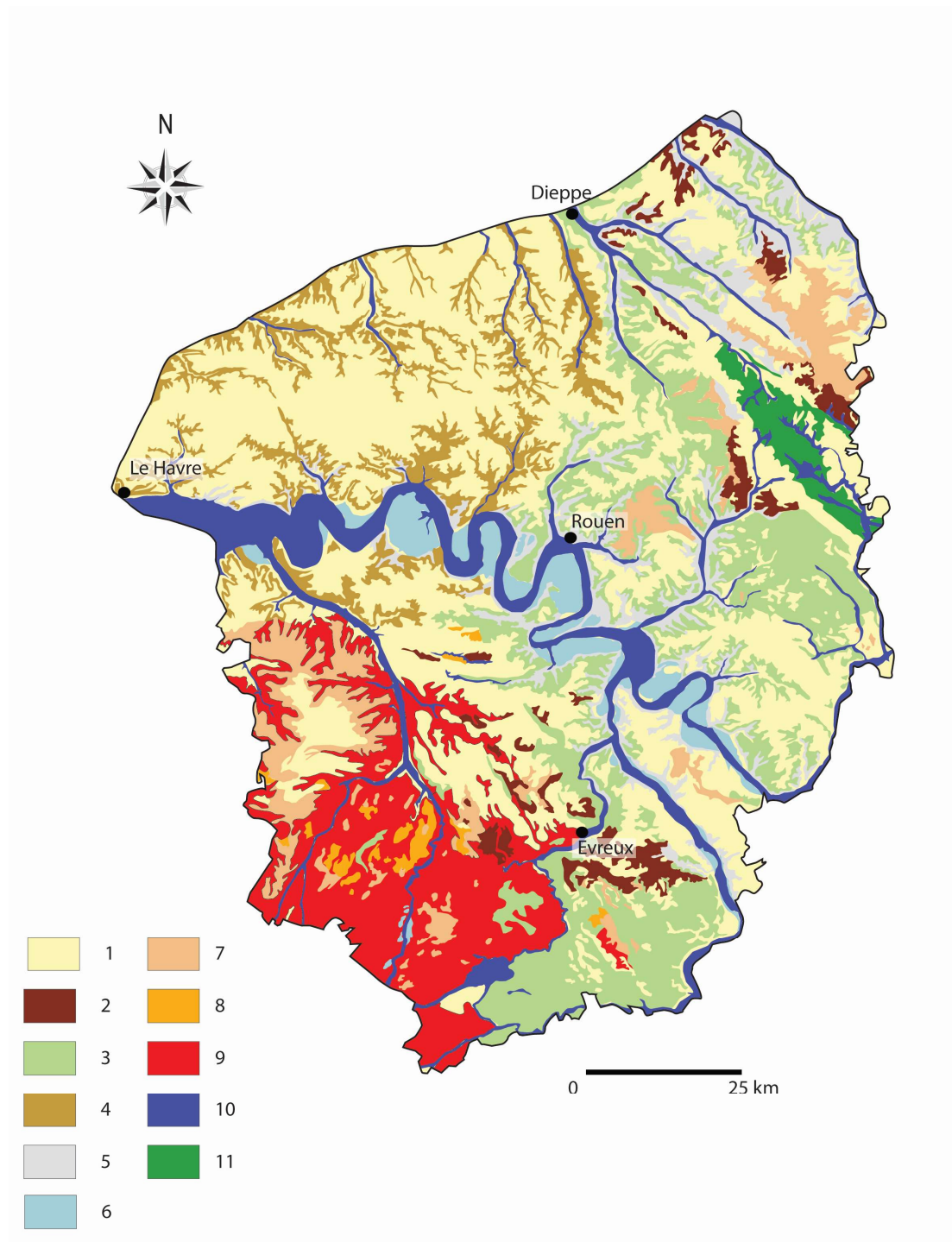


Figure 1. 10 : Carte pédologique simplifiée de la Seine-Maritime et de l'Eure (modifiée d'après la carte des sols du SERDA 1988 ; classification des sols d'après le Référentiel Pédologique 2008, Baize et al. 2008).
Légende : Sols non hydromorphes : 1. Luvisols 2. Néoluvisols 3. Brunisols 4. Colluviosols 5. Calcisols/Calcisols 6. Calcisols rédoxiques ; Sols hydromorphes : 7. Luvisols hydromorphes rédoxiques 8. Néoluvisols hydromorphes réductisols/rédoxisols 9. Brunisols hydromorphes/Arénosols 10. Fluviosols, histosols 11. Aérosols hydromorphes.

2.2. Les sols de versants : les calcisols/calcosols et les colluviosols

Les versants présentent plusieurs types de solum en fonction des processus d'érosion, mais également des matériaux lithologiques sur lesquels ils se forment. D'une part, la grande majorité des formations pédo-sédimentaires recouvrant les versants est soumise à un nombre important de transferts latéraux (Jamagne 2011). D'autre part, la répartition spécifique des précipitations en fonction des modelés (processus d'infiltration ou au contraire écoulements de surface) impacte les transferts de flux au sein des solums. Ainsi, la répartition des sols sur les versants est directement liée à ces différenciations tant verticales que latérales (Jamagne 2011).

2.2.1. Les calcosols et calcisols

Les calcosols sont des solums rattachés aux lithosols, c'est-à-dire aux sols peu développés (jeunes), ou résultant de l'érosion des horizons supérieurs en partie liée à leur position topographique sur les versants (Baize *et al.* 2008 ; Jamagne 2011). Il s'agit de solums peu mûres, limités en profondeur par le matériau lithologique cohérent (calcaire/craie) localisé généralement à une dizaine de centimètres sous la surface et qui peuvent être décarbonatés en surface (horizon Aci). La séquence d'horizons de référence est la suivante : Aca (horizon A carbonaté) ou Aci (si décarbonaté)/Sca (horizon S carbonaté)/R (roche mère, souvent riche en CaCO_3).

Les calcisols correspondent aux anciens « sols bruns calciques ». Ils présentent un profil type constitué d'un horizon A surmontant un horizon S (Sci), saturés en calcium (Ca^{2+}) et en magnésium (Mg^{2+}). Il s'agit également de sols peu développés puisque les profils ne dépassent généralement pas 35 cm (horizon A et Sci compris). Les réserves de calcium accumulées dans ces sols proviennent du CaCO_3 présent dans la roche mère.

2.2.2. Les colluviosols

Les colluviosols sont définis par leurs matériaux parents que constituent les colluvions (Kwaad *et al.* 1977, 1979 ; Baize *et al.* 2008 ; Wilkinson 2009 ; Küster *et al.* 2011). Ils sont généralement observés en pied de versants et en position de piémont, dans les fonds de vallon sec (principalement dans les têtes de talweg), dans les modelés de surface d'origine karstique (piégeage dans les bétoires), en milieu de pente au niveau des replats, ou encore au pied des grands talus de terrasses alluviales (Bertran 2004 ; Baize *et al.* 2008 ; Wilkinson 2009). On parle de colluviosol si l'épaisseur des matériaux colluvionnés excède 50 cm. Dans le cas des sols cumuliques, l'horizon de surface est plus épais que la normale en raison d'apports

ponctuels colluvionnés. La cartographie des colluviosols (fig.1.10) ne correspond pas exclusivement aux colluvions holocènes, ces solums se développant également sur des dépôts de bas de pente mis en place au cours du Pléistocène.

L'évolution pédologique transforme les dépôts colluviaux, de façon plus ou moins rapide selon l'état d'altération préalable des matériaux d'origine (Baize *et al.* 2008). De même, les propriétés des colluviosols dépendent de la nature des matériaux colluvionnés, de l'importance de la pente ou encore de leur position sur les versants. Ces solums ont des propriétés également dépendantes de l'importance de la dynamique hydrique et latérale (flux superficiels de type ruissellement). De fait, ces colluviosols peuvent être soumis à des engorgements temporaires, surtout si le substrat sous-jacent est imperméable (ex. argiles à silex), ce qui se caractérise par des traits d'oxydo-réduction (traits réductiques et/ou rédoxiques).

2.3. Les sols de fonds de vallée et de milieux humides : les fluviosols, rédoxisols/réductisols et histosols

2.3.1. Les fluviosols

Les fluviosols ou sols alluviaux fluviatiles et lacustres sont les formations pédologiques rencontrées dans les fonds de vallée de Normandie (fig.1.9). Ils sont également appelés sous l'ancienne dénomination de sol hydromorphes d'alluvions fines (Duchaufour 1997 ; carte des sols de Haute-Normandie, SERDA 1998, fig.1.10).

Ces sols sont développés sur des matériaux déposés récemment (alluvions fluviatiles ou lacustres), mis en place par transport et sédimentation en milieu aqueux (Baize *et al.* 2008 ; Thiry *et al.* 2013). Ils sont observables dans les vallées et dans les plaines alluviales (lits majeurs/mineurs) à l'exception des terrasses anciennes. Ils sont principalement caractérisés par la présence d'une nappe alluviale permanente ou temporaire à forte oscillation, et sont régulièrement inondés en périodes de crues. Ces inondations peuvent être responsables de troncatures du solum ou au contraire permettre l'apport de sédiments et un atterrissement des zones humides.

2.3.2. Les réductisols et rédoxisols

Les conditions d'hydromorphie caractérisant les fonds de vallée où l'engorgement en eau est important peuvent également permettre la mise en place de solums conditionnés par les

processus d'oxydo-réduction. Ces sols sont qualifiés de rédoxisols ou de réductisols selon les conditions d'engorgement/saturation en eau.

Les rédoxisols correspondent à des « solums dans lesquels les processus d'oxydo-réduction sont jugés prédominants, voire seuls à s'exprimer. Le fonctionnement de ces solums est dominé par l'existence de saturations temporaires par l'eau, plus ou moins prolongées » (Thiry *et al.* 2013).

Les réductisols sont des « solums dont le fonctionnement est dominé par l'existence de saturations permanentes ou quasi-permanentes par l'eau » (Baize *et al.* 2008 ; Thiry *et al.* 2013).

La saturation par l'eau limite les échanges d'oxygène entre le sol et l'atmosphère, ce qui entraîne plusieurs phénomènes tels que :

- La ségrégation du fer (liée aux processus d'oxydo-réduction) qui impacte la mobilité des différents constituants du sol ;
- L'évolution de la fraction organique si la saturation en eau n'affecte que la partie supérieure. L'anaérobiose entraîne ainsi une modification ou un ralentissement des activités biologiques et une hausse des taux de matière organique. Ces solums subissant des excès d'eau peuvent se développer dans différentes situations topographiques (plateaux, glacis, plaine alluviale), bien qu'ils s'observent principalement dans les vallées pour lesquelles les processus d'engorgement sont les plus courants du fait de la proximité avec les nappes alluviales.

Les rédoxisols ou réductisols présentent généralement deux horizons caractéristiques. Les horizons réductiques (notés Gr pour « horizons réductiques totalement réduits », Go pour « horizons partiellement réoxydés » ou Ga pour « horizon G albique ») sont conditionnés par la prédominance des processus de réduction et de mobilisation du fer, alors que l'engorgement est permanent au moins pour la partie inférieure du solum.

Les horizons rédoxiques (notés g ou -g) résultent de « la succession de processus de réductions accompagnés d'une mobilisation partielle du fer (saturation par l'eau) et de processus de réoxydation accompagnés d'une immobilisation du fer (réoxygénation) » (Baize *et al.* 2008). Ils se caractérisent ainsi par une distribution du fer hétérogène, qui s'exprime par la succession de plages grisées, appauvries en fer, et de traces de couleur rouille, enrichies en fer.

Les processus d'oxydo-réduction pouvant intervenir également hors des contextes strictement alluviaux, dès lors que des conditions d'engorgement temporaire des solums existent, les rédoxisols peuvent être également observés en position de plateau ou de versant (luvisols rédoxiques, colluviosols rédoxiques).

2.3.3. Les histosols

Les histosols correspondent à des sols dont la pédogenèse est conditionnée par la présence de tourbe. Ils sont composés de matière organique et d'eau et se développent à partir de l'accumulation de débris de végétaux morts, dont la décomposition est lente. Cette évolution est expliquée par des conditions d'anaérobiose (absence d'oxygène dans le solum) résultant d'un engorgement permanent ou quasi-permanent. Un histosol est composé de façon presque exclusive d'un horizon H, qualifié d'histique. La typologie des horizons histiques est basée sur le degré de décomposition de la matière organique, notamment sur l'échelle de Von Prost (Manneville *et al.* 1999 ; Payette et Rochefort 2001 ; Baize *et al.* 2008, 2013).

Pour que la formation d'un histosol se mette en place, les conditions suivantes doivent être respectées :

- Un bilan hydrique positif, lié à des précipitations plus importantes que des pertes (évaporation, infiltration vers le substrat, ruissellement latéral)
- Une accumulation de matière organique en excédent (production primaire de matière organique supérieure à la matière organique décomposée).
- Un processus d'atterrissement et/ou de paludification à l'œuvre avec une végétation hygrophile comblant de ses débris la colonne d'eau.

Lorsqu'il y a une saturation permanente du solum par l'eau, la transformation des débris végétaux est beaucoup plus lente et les histosols sont donc les plus développés. Si le niveau d'eau permet une saturation du milieu et limite la présence d'oxygène, le processus d'accumulation de matière organique se poursuit. L'histosol peut ainsi se développer à une vitesse de 0,2 à 1,6 mm par an (Baize *et al.* 2008). Si seul un horizon histique unique est identifiable, les fluctuations de la nappe permettent toutefois de distinguer deux ensembles : la partie supérieure, également appelée acrotelm, est affectée par les battements de nappe et subit des phases d'aérobies. Au contraire, la partie inférieure, ou catotelm, reste saturée en permanence. Ces histosols ont donc une capacité de stockage en eau importante et peuvent en contenir jusqu'à 92 % (Thiry *et al.* 2013).

De par leurs processus de mise en œuvre qui dépendent de la présence d'eau, les histosols occupent généralement de petites superficies, principalement localisées dans les plaines alluviales ou la liaison avec l'aquifère est indispensable.

2.4. Les anthroposols

Les anthroposols regroupent l'ensemble des solums fortement modifiés ou fabriqués par les activités anthropiques, à la fois en contexte urbain et rural (Baize *et al.* 2008). Le référentiel pédologique de 2008 effectue une distinction entre les anthroposols entièrement fabriqués par l'homme (sous forme d'apports de matériaux artificiels ou de terre transportée) et les anthroposols résultant d'une transformation par des processus « anthropo-pédogénétiques », si bien que le matériau d'origine n'est plus identifiable. Les principaux processus qualifiés d'anthropo-pédogénétiques concernent le travail du sol (travail profond tel que le labour) à l'aide d'outils agricoles ou d'interventions mécaniques répétées descendant à plus de 40 cm de profondeur (Baize *et al.* 2008), l'utilisation de fertilisants organiques sans addition de matière minérale (surfertilisation), la destruction d'horizons du sol de manière artificielle (nivellement, talus), ou encore l'addition répétée de matière allochtone (curage de fossés).

Cette appellation d'anthroposol renvoie ainsi aux sols transformés par les processus cultureux, aux sols artificiels provenant de l'apport de déblais, de dépôts de déchets, de gravats, ou encore à la mise en place de jardins ou espaces verts artificiels. On peut alors distinguer les anthroposols transformés, artificiels, reconstitués/construits ou archéologiques :

- Anthroposols transformés : issus de modifications anthropiques réalisées principalement en zone rurale dans le but d'améliorer la productivité agricole (fertilisation, apport de matière organique).
- Anthroposols artificiels : issus de l'apport de matériaux entièrement mis en place par l'homme, et où les activités anthropiques sont les plus développées (voirie, industrie, mines, artisanat...).
- Anthroposols reconstitués/construits : issus d'actions volontaires visant à fabriquer artificiellement un sol, dans le cadre d'opération de végétalisation (jardins, parcs, carrières comblées, polders construits...).
- Anthroposols archéologiques : solums ayant subi des modifications d'origine anthropique au cours du temps et sur une épaisseur de plus de 50 cm. Les horizons comportent le plus souvent des débris d'activités anthropiques et du mobilier archéologique.

L'impact anthropique sur les sols (anthroposols, horizons de labours) étant un facteur conditionnant les processus pédogénétiques, il convient désormais de s'intéresser plus spécifiquement à l'évolution des pratiques humaines en Normandie depuis le début de l'Holocène. Ces pratiques, notamment agro-pastorales, ont ainsi pleinement évolué au cours de cette période, laissant une trace largement visible sur les mosaïques paysagères normandes (Viel 2012 ; Lespez 2012 ; Viel *et al.* 2014).

3. L'OCCUPATION HUMAINE EN NORMANDIE DU PALEOLITHIQUE SUPERIEUR A L'EPOQUE MODERNE ET CONTEMPORAINE.

La compréhension des impacts anthropiques sur les milieux ne peut se faire sans intégrer l'évolution des pratiques et des cultures des sociétés passées. Les données chrono-culturelles, fondées sur de nombreux travaux (synthèses, rapports d'opérations archéologiques) permettent de mieux appréhender les contextes archéologiques dans lesquels s'insèrent les sites à l'étude, et de pouvoir mieux comprendre l'empreinte humaine sur les mosaïques paysagères normandes (fig.1.11).

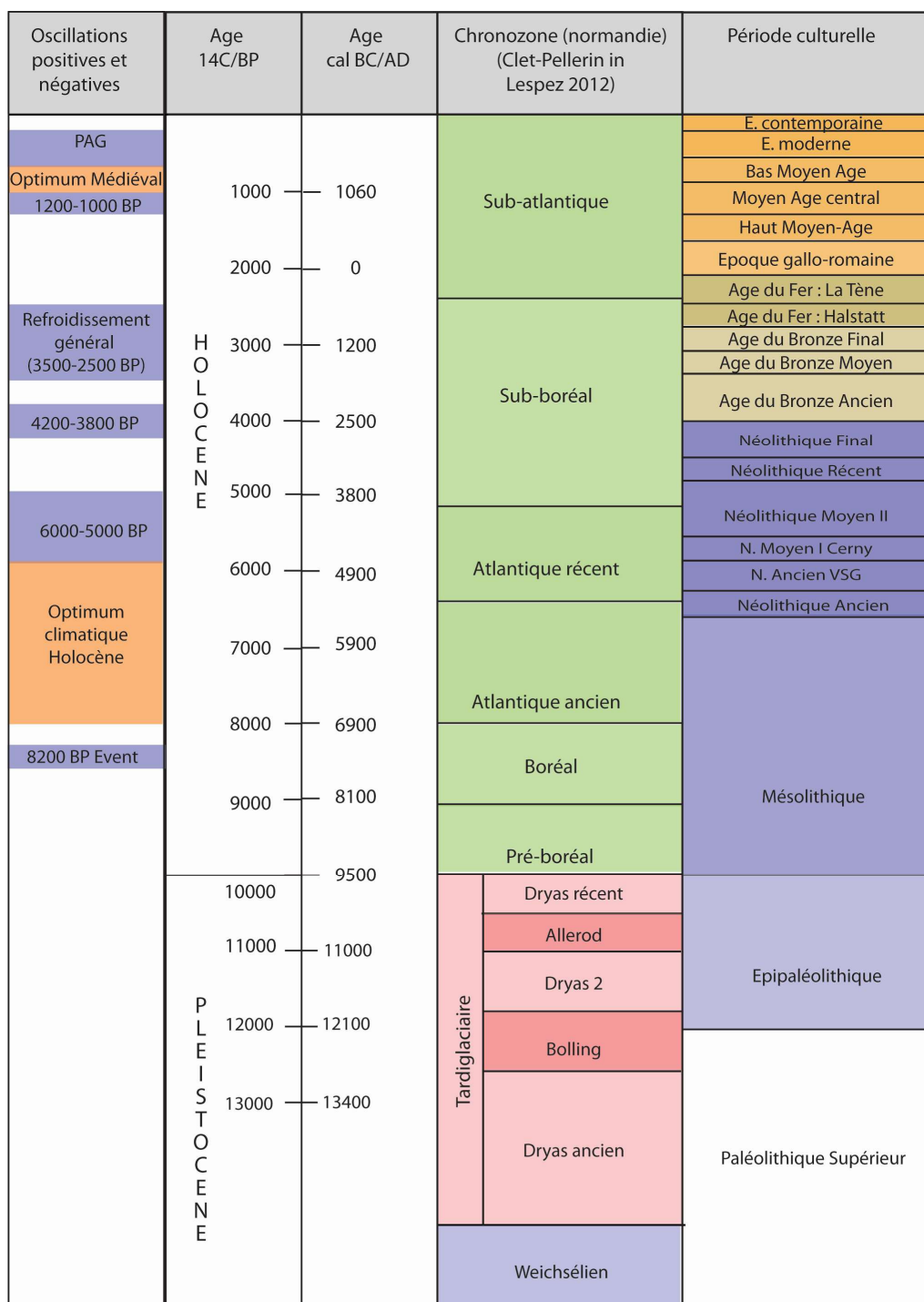


Figure 1. 11 : Chronozones régionales (Clet-Pellerin in Lespez 2012) et cadre chrono-culturel en Normandie (modifié d'après Laignel 2003 et Sechi 2012)

3.1. Les traces d'occupations paléolithiques en Normandie

Les premières traces d'occupation paléolithique en Normandie ont été documentées par le biais du gisement de Saint-Pierre-les-Elbeuf¹ (Seine-Maritime), un site acheuléen daté autour de 350 000 ans (Cliquet et Lautridou 2006). Les traces d'occupation y ont révélé des successions d'implantation tout au long du Paléolithique, sous la forme de bifaces ainsi que des restes fauniques. De même, les sites de Ranville (Calvados) et de Tourville-la-Rivière (Seine-Maritime), respectivement datés autour de 230 000 ans pour le premier et 200 000 ans pour le second ont livré des restes fauniques bien conservés, faisant état d'un spectre archéozoologique diversifié au cours du Paléolithique.

Au cours du Paléolithique supérieur, les vestiges mis au jour présentent une faune caractéristique de milieux froids, tels que le renne, le cheval ou le mammouth. Pendant le dernier maximum glaciaire les groupes préhistoriques semblent être absents de Normandie (Biard *et al.* 2005 ; Biard *in* Marcigny et Mazet 2016). Ce n'est que vers 16 000 avant notre ère que les repeuplements du territoire normand commencent à se mettre en place de façon timide (Carpentier *et al.* 2007, Biard *in* Marcigny et Mazet 2016), après 40 000 ans d'absence (ou de biais archéologique). Les indices d'occupations humaines paléolithiques en Normandie sont en effet peu nombreux, mais néanmoins existants, en témoignent les gravures de la grotte de Gouy, découvertes en 1956 (Bordes *et al.* 1974), les habitats d'Ambenay (Fosse *et al.* 1997), l'atelier de taille de silex d'Acquigny (Aubry *et al.* 2001 ; Biard *et al.* 2010) ou l'occupation nomade de Calleville (Biard *et al.* 2010). Récemment, les fouilles réalisées à Alizay-Igoville (Eure), site localisé en rive droite de la Seine, à sa confluence avec l'Eure, ont révélé l'existence d'une occupation attribuée au Paléolithique supérieur. Il s'agit ici d'une vaste occupation des derniers « *tailleurs de lame* » de cette période (Biard *in* Marcigny et Mazet 2016), qui présente un mobilier caractéristique de l'outillage domestique (grattoirs, lames mâchurées, armatures à troncature oblique).

3.2. Les derniers chasseurs-collecteurs en Haute-Normandie : l'Epipaléolithique et le Mésolithique

La transition Pléistocène/Holocène, marquée d'un point de vue climatique par le Tardiglaciaire et la fin de la dernière glaciation, est le témoin d'une reconquête des plaines du Nord-Ouest européen par les groupes à Federmesser (Aziliens) de l'Epipaléolithique, succédant aux cultures

¹ NB : Les sites archéologiques normands cités dans cette partie sont localisés sur une carte située en annexe 1.

magdaléniennes (Bodu 1995 ; Coudret et Fagnart 1997, 2006 ; Antoine *et al.* 2000b). Caractérisés par des outillages lithiques à « petits couteaux pointus », les gisements archéologiques localisés à proximité de la Seine et attribués à cette période, témoignent d'une occupation nomade de courte durée, notamment liée à la pratique de la chasse (Fosse *et al.* 1990 ; Bodu 1995). Ces sociétés apparaissent d'abord dans les vallées du Nord de la France (vallée de la Somme, Antoine *et al.* 2000b) au cours de l'Allerød alors que le milieu est de plus en plus boisé et que la faune typique des environnements froids du Magdalénien (à chevaux et rennes) laisse peu à peu place à celle d'un climat plus tempéré (à cerfs et aurochs) (Coudret et Fagnart 1997, 2006 ; Antoine *et al.* 2000b).

Le Mésolithique est peu représenté en Normandie dans les départements de l'Eure et de la Seine-Maritime, hormis en vallée de Seine dans la boucle du Vaudreuil, avec le site d'Alizay-Igoville, évoqué précédemment, et dans la basse vallée de l'Eure à Acquigny « L'Onglais » (Souffi 2003, 2004). Ainsi, le site d'Alizay-Igoville présente des indices d'occupation rattachés au Mésolithique moyen, correspondant essentiellement en des microlithes attribués au VIII^{ème} millénaire avant notre ère (Michel *in* Marcigny et Mazet 2016). A Acquigny « l'Onglais », l'assemblage microlithique mis au jour est accompagné d'outils prismatiques en grès (Souffi 2003). A travers ces deux sites, le Mésolithique normand est caractérisé par des assemblages lithiques (armatures microlithiques) témoins des activités de chasses (Ghesquière et Marchand 2010). La typologie de ces armatures permet de distinguer différents groupes mésolithiques et leur répartition sur le territoire. Entre 8500 et 7800 av. J.-C., le Beuronien A domine la moitié nord de la France, incluant la Normandie. Il se caractérise par des armatures de flèches aux pointes non retouchées à la base, et de forme ogivale. Le groupe de Horsham occupe également les deux rives de la Manche et sa culture des armatures se retrouve ainsi sur la pointe du Cotentin (Auderville, Jobourg) jusqu'au bassin versant de la Somme (Longpré-les-Corps-Saints « La Gravière Merque ») (Ghesquière *et al.* 2003 ; Ghesquière et Marchand 2010).

Durant la seconde partie du Mésolithique moyen, entre 7500 et 6500 ans, la Normandie se trouve à l'interface entre les groupes Beuronien B, au sud-ouest de la Seine jusqu'à la Loire, le groupe Horsham d'influence outre-manche sur le littoral seino-marin, le groupe Rhin-Meuse-Escaut au nord de la Seine (armatures à retouches couvrantes) et le groupe Sauveterrien dans la partie septentrionale du Bassin parisien (Ghesquière et Marchand 2010).

Considéré comme une période de transition (Carpentier *et al.* 2007), le Mésolithique récent et final (VI^{ème} millénaire) est peu représenté en Normandie et laisse peu à peu place aux premières

formes d'agriculture du Néolithique. Il se caractérise néanmoins par l'apparition d'un nouveau type d'armatures en trapèze et une base décalée (Ghesquière et Marchand 2010) provenant de l'influence du groupe Rhin-Meuse-Escaut, dominant le Nord de la Seine.

Ainsi, les cultures et les sociétés du Paléolithique supérieur, de l'Épipaléolithique et du Mésolithique sont constituées de groupes nomades, dont l'activité principale reste la pratique de la chasse et de la collecte. Ces sociétés contemporaines des grands bouleversements climatiques qui marquent la transition du Tardiglaciaire et le début de l'Holocène n'ont donc qu'un faible impact sur les mosaïques paysagères normandes et plus généralement celles de l'Europe du Nord-Ouest (Thévenin 2002).

3.3. Le Néolithique

Dans le Nord de la France, le VI^{ème} millénaire correspond à celui de l'acquisition des techniques et de la culture du Néolithique, à la fois en terme d'agriculture, d'élevage, de fabrication de céramiques ou encore d'outillage lithique. Si le Mésolithique avait permis d'expérimenter certains de ces pans culturels, le Néolithique voit se généraliser la sédentarisation, une forte croissance démographique sur l'ensemble du territoire (Guilaine et Demoule 1986 ; Carpentier *et al.* 2007 ; Demoule *et al.* 2007 ; Salanova *et al.* 2011) ainsi que la naissance d' « une économie de production » (Guilaine et Demoule 1986 ; Guilaine 2001). Cette période, régulièrement qualifiée de « révolution néolithique » est donc charnière pour comprendre les relations Homme/milieu au cours de l'Holocène (Guilaine et Demoule 1986 ; Dubouloz *et al.* 1989 ; Demoule *et al.* 2007).

3.3.1. La diffusion du Néolithique en France et son apparition dans le Bassin de Paris

La diffusion du Néolithique en Europe s'étend à partir du VII^{ème} millénaire avant notre ère et couvre au moins 4000 ans (Clark 1965 ; Guilaine 2001), certains auteurs ayant évoqué une « vague d'avancée » régulière (Clark 1965 ; Ammerman et Cavalli-Sforza 1971, 1984), d'autres une « diffusion arythmique » (Guilaine 2001, 2003), marquée par des pauses dans cette propagation. Cette diffusion d'innovation semble toutefois se faire sur des espaces de plus en plus grands avec des échelles temporelles plus courtes (Rasse 2008, 2014). En France, elle s'opère de façon lente, par phénomènes d'acculturation à partir du VI^{ème} millénaire. La lenteur de ce processus de diffusion est principalement liée à l'interprétation et l'adaptation par les cultures pré-néolithiques de ces nouveaux modèles culturels (Marcigny *et al.* 2007).

Ainsi, l'économie néolithique se base sur l'agriculture et l'élevage, avec un habitat sédentaire (total ou partiel) qui se développe, de concert avec l'apparition de nouvelles techniques de travail et d'utilisation de l'outillage lithique (Salanova *et al.* 2011).

Deux courants de diffusion sont identifiés. Le courant dit « méditerranéen », également appelé « cardial », en raison des modes de décoration de certaines céramiques utilisant des mollusques de types *cardium*, se met en place sur les pourtours de la Méditerranée. Son aire de répartition englobe le Nord-Ouest de l'France, la Provence, le Languedoc-Roussillon, la côte est de l'France et enfin le France. Le second courant de diffusion est appelé « danubien » (5500-4700 av. J.-C.), la vallée du Danube servant d'axe majeur de propagation pour l'Europe centrale (Demoule *et al.* 2007). Lorsque ce courant atteint la partie nord de l'France, il se scinde en deux groupes, le premier continuant son expansion vers le Nord de l'Europe. Le second sous-courant, qualifié de « rubané » (5500-4700 av. J.-C.) en raison des décors des éléments céramiques sous forme de rubans, poursuit une diffusion vers l'Ouest, atteignant le Bassin parisien entre 5300 et 5100 av. J.-C. (Guilaine et Demoule 1986 ; Demoule 1989 ; Salanova *et al.* 2011). Lorsqu'à la fin du VI^{ème} millénaire le Rubané atteint le Bassin parisien, on parle de Rubané récent du Bassin parisien (RRBP). Ce dernier courant marque les premières traces néolithiques de la partie centrale du Bassin de Paris. Il s'agit paradoxalement du Néolithique le plus ancien de cette région (Demoule *et al.* 2007), mais de la forme la plus récente du courant rubané. Dans l'état actuel des connaissances, l'habitat se caractérise quant à lui par un plan strictement rectangulaire et une orientation des bâtiments selon un axe ouest-est.

Alors que le Rubané du Bassin de Paris continue son extension, son évolution directe est définie par le courant appelé Villeneuve-Saint-Germain (VSG), dénommé ainsi d'après le site archéologique éponyme mis au jour dans l'Aisne. Cette culture, dont les prémices sont calées entre 4950 et 4900 av. J.-C. (Dubouloz 2003), est principalement caractérisée par ses décors de céramiques, qui succèdent aux céramiques linéaires (Constantin et Ilett 1982). Celles-ci se distinguent par une céramique grossière à parois et aux bords verticaux, des décors incisés en chevrons verticaux, ou encore par l'utilisation de l'os pilé en guise de dégraissant (Constantin et Ilett 1982). L'occupation du site de Villeneuve-Saint-Germain est également marquée par plusieurs plans parallèles de bâtiments sur poteaux, longés par des fosses de construction, Constantin et Ilett 1982).

3.3.2. *Le Néolithique en Normandie*

En Normandie, le Néolithique est bien documenté dans la boucle du Vaudreuil, un méandre de la Seine localisé en amont de Rouen, à la confluence entre l'Eure, l'Andelle et la Seine (Giligny 2005). Les fouilles nombreuses réalisées dans le contexte de carrière de granulat ont permis de mettre au jour de nombreuses traces d'occupation rattachées à cette période. Le Néolithique ancien et le Néolithique récent/final sont les deux périodes les mieux représentées.

Le Néolithique ancien en Normandie se manifeste en premier lieu par l'apparition des cultures rubanées récentes du Bassin parisien (avec des traces d'occupation localisées dans la vallée de Seine), ainsi que par les courants VSG anciens et récents (Dubouloz 2003). Toutefois, le Rubané récent du Bassin de Paris est encore peu documenté en Normandie, au contraire du VSG, dont les sites de Poses « Sur la Mare », (Bostyn 2003), Incarville « les Prés » et Incarville « Echangeur A13 RN154 » (Beurion *et al.* 1994 ; Lepert 1995 ; Paez-Rezende et Lepert 1997) sont les représentants majeurs. De même, l'attribution chronologique du Rubané récent en Normandie est encore sujette à débats au sein de la communauté scientifique (Ilett et Meunier 2013), celle-ci ne se basant que sur les typo-chronologies des céramiques linéaires en raison de datations radiocarbone peu fiables (âge plateau). De plus, ce type de céramiques linéaires a également été mis au jour sur certains sites au sein de structures dont l'attribution au courant VSG ne fait aucun doute. Ainsi, les indices d'occupation en Normandie par des groupes RRBP est à considérer avec prudence.

Les courants VSG ancien et récent en Normandie voient l'apparition de l'occupation en dehors des grandes vallées, notamment sur les plateaux. On notera toutefois que les cultures VSG récentes observées en Normandie présentent un mode d'habitat commun aux cultures néolithiques de tradition « danubienne », et se matérialisent sous la forme de bâtiments allongés, bordés de fosses d'extractions (Demoule *et al.* 2007) comme c'est le cas à Mondeville « Le Haut-Saint-Martin » (Renault 1993), Fontenay-le-Marmion « le Grand Champ / Le chemin Haussé » (Carpentier *et al.* 2007 ; Giroud *et al.* 2012) et à Aubevoye « la Chartreuse » (Riche 2005 ; Allard *et al.* 2016), Poses « Sur la mare » (Bostyn 2003), Parville « le Croissant » (Roudié 2006) ou Guichainville/Le Vieil Evreux « ZAC du Long-Buisson » (Cliquet 2013) dans l'Eure.

Le Néolithique moyen est en revanche beaucoup moins bien représenté à l'échelle de la Normandie. Une cartographie des sites néolithiques dans l'Ouest du Bassin parisien a été proposée dans le cadre d'un travail de doctorat sur les territoires et les ressources au Néolithique moyen I et II dans le Bassin de Paris (Liétar 2013), à partir d'une base de données des sites

étudiés à cette échelle (fig.1.12 et fig.1.13). Cette cartographie met en avant une occupation des territoires au Néolithique principalement concentrée autour des grandes vallées, délaissant les plateaux et les petits hydrosystèmes normands. Toutefois, pour également expliquer cette occupation différentielle, les problématiques taphonomiques sont également à considérer (biais statistique et d'échantillonnage qui tient compte principalement des opérations archéologiques, Liétar 2013). On note toutefois un retrait des occupations en contexte de zone humide au cours du Néolithique moyen I (Liétar 2013), que certains auteurs attribuent à une phase de péjoration climatique et humidification du milieu vers 4500 av. J.-C. (Magny 2004 ; Sechi 2012).

La grande majorité des occupations néolithiques attribuées au Néolithique moyen I pour le nord de la France est rattachée au groupe Cerny, avec des datations comprises entre 4700 et 4300 av. J.-C. (Prost *et al.* 2010 ; Marcigny 2010 ; Guesquière et Marcigny 2012 ; Liétar 2013, Prost 2015). Sur le site d'Alizay-Igoville dans la boucle du Vaudreuil, le Cerny « Videlles » (Cerny ancien) est représenté par trois occupations sous forme de bâtiments sur poteaux porteurs, et par deux zones de concentration de mobilier, notamment une série céramique Cerny (Aubry *et al.* 2012).

Le Néolithique moyen II est principalement représenté par le courant Chasséen et bien documenté par le site de Louviers « La Vilette », fouillé au cours des années 1990 (Lepert 1995 ; Lepert et Cliquet 1995 ; Giligny 2005). Ce site présente des traces d'occupations en milieu humide (zone marécageuse localisée dans un paléochenal de l'Eure) avec une occupation principale attribuée au Chasséen septentrional (fig.1.13 numéro 17).

L'outillage agricole utilisé au Néolithique moyen permet d'appréhender les mutations des pratiques agraires, et tend à supposer une adaptation des groupes humains à leur environnement, notamment pour les milieux boisés et les zones humides (Marcigny *et al.* 2007 ; Guesquière et Marcigny 2012), l'intégration des sites dans leur espace pouvant également varier en fonction de la gestion du milieu et des « terroirs » (Liétar 2013).

Le Néolithique récent et final, compris entre 3500 et 2300 av. J.-C., présente des traces d'occupations bien plus marquées en Normandie, même si les fouilles ayant mis au jour des sites d'habitat restent peu nombreuses. Cette période est principalement marquée par l'apparition de monuments funéraires, notamment dans le secteur de la boucle du Vaudreuil et de la confluence Eure-Seine (Billard *et al.* 2010), à Portejoie-Val-de-Reuil « les Varennes » « la Butte Saint-Cyr » et « Beausoleil » (Billard *et al.* 1995), sous la forme de sépultures collectives.

Les structures d'habitat, quant à elles, sont mal connues pour le Néolithique final en Normandie, la plupart du mobilier archéologique mis au jour lors des fouilles réalisées dans le secteur du Vaudreuil ayant été découvert déconnecté de toute structure. Le mobilier, principalement de nature domestique, est en effet généralement mis au jour dans des niveaux d'occupation sans que des plans de bâtiments ne soient discernables. Ainsi, le Néolithique voit la mise en place d'un mouvement d'implantation sédentaire commun à tous les grands sous-courants culturels de cette période (RRBP ?, VSG, Néolithique moyen I et II), avec, en Normandie, des occupations localisées dans un premier temps en fond de vallée de Seine puis qui semblent migrer progressivement vers les affluents et les marges des plateaux. En quelques millénaires, les espaces forestiers qui recouvrent l'ensemble du territoire français vers 5500 av. J.-C., font place au début de l'âge du Bronze à « *un paysage maîtrisé, anthropisé, quadrillé de champs et de pâtures et jalonné de fermes* » (Demoule *et al.* 2007). Précisons toutefois que cette vision est à nuancer pour les plateaux de l'Eure et de la Seine-Maritime, les occupations néolithiques de ces espaces étant encore peu denses à la fin de la période. Les outils agricoles tels que l'utilisation de l'araire et de la roue se sont répandues dans toute l'Europe, entraînant ainsi les premières mutations des paysages et des espaces ruraux.

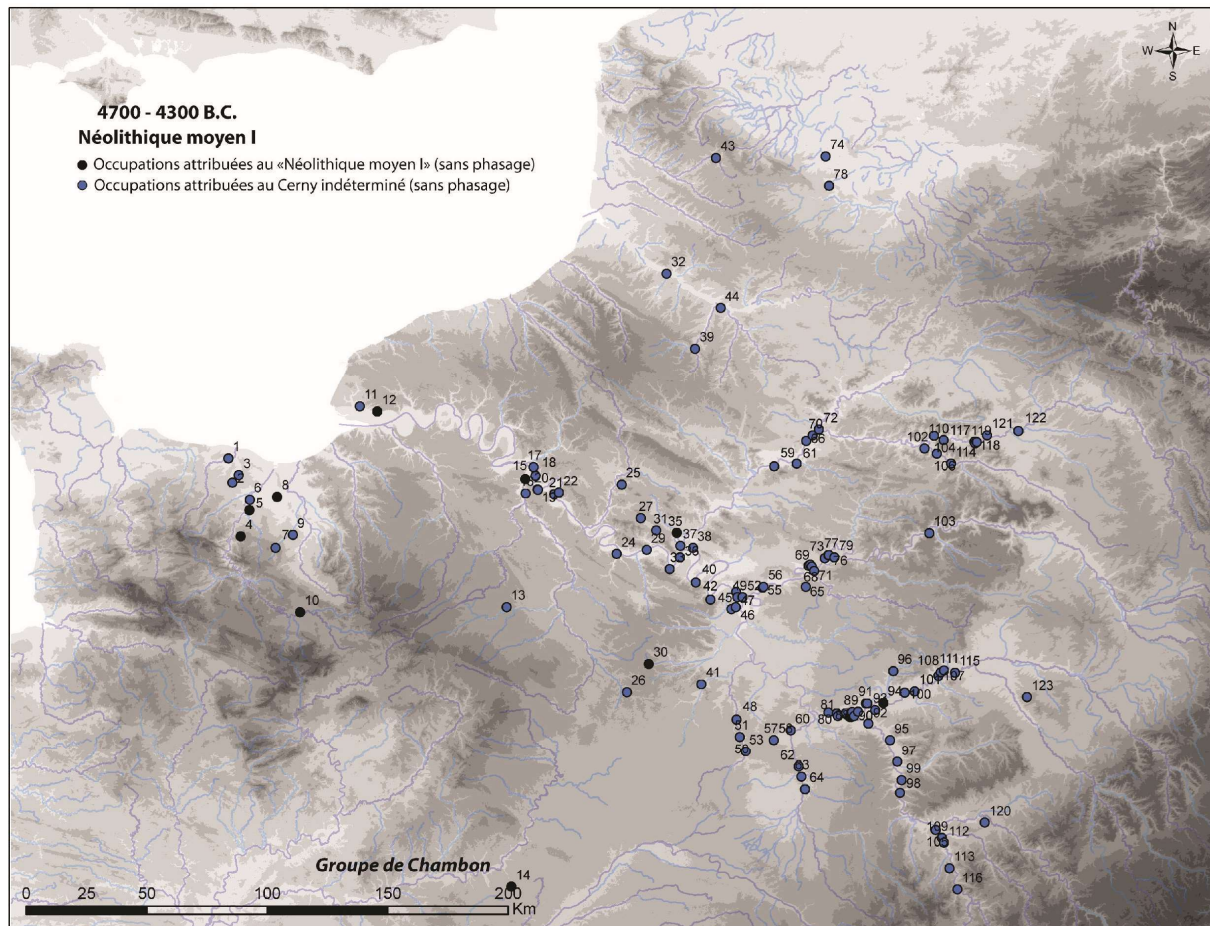


Figure 1. 12 : Occupation du Nord-Ouest de la France entre 4700 et 4300 BC : Cerny indéterminé et Néolithique moyen I (Liétar 2013).

Légende : 1. Colombiers-sur-Seulles «la Commune Sèche» 2. Rots «la Haute-Bonny» 3. Cairon «la Pierre tourneresse» 4. Espins «Foupendant» 5. Saint-Martin-de-Fontenay «Le Diguët» 6. Fleury-sur-Orne «Les Hauts de Fleury» 7. Soumont-Saint-Quentin «Mont Joly/Brèche du Diable» 8. Saint Sylvain «Rue Vilaine» 9. Ernes «Derrière-les-Prés» 10. Goulet «Le Mont» 11. Gonfreville-l'Orcher «Le Camp Dolent» 12. Saint-Vigor-d'Ymonville «Les Sapinettes» 13. Acon «Les près d'Acon» 14. Villeromain 15. Val-de-Reuil «Les Clouets» 16. Pinterville «23 rue Mermoz» 17. Poses «Le Vivier – le clos Saint-Quentin» 18. Val-de-Rueil «Les Varennes» 19. Muïds 20. Muïds «le Gorgeon des rues» 21. Bouafles «Les longues Raies/ Les Vallots» 22. Bouafles «Carrière RD 313» 23. Contres «Le château Gabillon» 24. Mantes-la-Ville «La Glaisière» 25. Boury-en-Vexin «Le Cul Froid» 26. Auneau «Le Parc du Château» 27. Guiry-en-Vexin «La source Virginia» 28. Nohant-en-Gracay «La Tuille» 29. Fins-sur-Seine/Les Mureaux «Vallée de l'automobile» 30. Sonchamp «la butte rouge» 31. Longuesse «le fond de la Gâtine» 32. Longpré-les-Corps-Saints «chemin France» 33. Poissy «les monts Chauvets» 34. Saint-Hilaire de court «le Casson» 35. Cergy «ZAC des linandes» 36. Achères «station d'épuration» 37. Neuville-sur-Oise «Chemin fin d'Oise» 38. Herblay «ZAC Olympium» 39. Conty «ZAC Dunant» 40. Reuil-Malmaison «côteau de la Jonchère» 41. Etrechy «Butte St Martin de la Roche» 42. Meudon «les Trivaux» 43. Eps «Le champs d'Eps» 44. Amiens «Etouvy» 45. Chevillon «ZAC de la petite-Bretagne» 46. Vitry-sur-Seine «parc départemental des Lilas» 47. Paris «ZAC du nouveau Bercy» 48. Buno-Bonnevaux «Chantambre» 49. Ivry-sur-Seine «Rue Molière» 50. Malesherbes «La Chaise» 51. Malesherbes «Les Marsaules» 52. Maison-Alfort «ZAC d'Alfort» 53. Orville «Le Bois Guillot» 54. Orval «Les Arondes» 55. Noisy-le-Grand «La Rive Charmante» 56. Neuilly-sur-Marne «La Haute-Ile» 57. Larchant «La Roche au Diable» 58. Larchant «Les Dégoutants à Ratard» 59. Pont-Saint-Maxence «Le Grand Bosquet» 60. Grez-sur-Loing «L'épine» 61. Verberie «Lit de l'Oise» 62. Souppes-sur-Loing «Brésigny» 63. Château-Landon «Le Camp» 64. Fontenay-sur-Loing «La Prairie» 65. Serris «Les Ruelles» 66. Compiègne «le Coq Galleux» 67. Lesches «Les Prés du Refuge» 68. Vignely «La Noue Fenard» 69. Vignely «la porte aux Bergers» 70. Compiègne «Lit de l'Oise» 71. Isles-les-Villenoy «Les Pendants» 72. Choisy-au-Bac «le Confluent» 73. Meaux «La buissonnière» 74. Harnes 75. La Grande Paroisse «Pincent» 76. Poincy 77. Meaux 78. Fresnes-les-Montauban «Le Chemin des vaches» 79. Poincy «Les longs près Sud Zone 1 80. Montereau-Fault-Yonne «Les Sêcherons 81. Varennes-sur-Seine «Le Marai du Pont» 82. Marolles-sur-Seine «Le Tureau des gardes» 83. Marolles-sur-Seine «Les Prés Hauts» 84. Barbey «le Chemin de Montereau» 85. Marolles-sur-Seine «Le Chemin de Sens» 86. Marolles-sur-Seine «Le Grand Canton» 87. Marolles-sur-Seine «la Butte-saint-Donain» 88. Barbey «Le Chemin de Misy» 89. Marolles-sur-Seine «Gours-aux-Lions» 90. Courbes «les pâtures» 91. Châtenay-sur-Seine «Les Sêcherons» 92. Vinneuf «le champ de la Garenne» 93. Balloy «les Reaudins» 94. Bazoches-lès-Bray «la Grande Pièce» 95. Gisy-les-Nobles «Le Pré Tomery» 96. Sainte-Colombe «Beaujard» 97. Sens «La Motte du Ciar» 98. Villeneuve-sur-Yonne «plaine des Egriselles» 99. Vêron «Les Sablons» 100. Noyen-sur-Seine «le Haut des Nachères» 101. Villiers-sur-Seine «les Vallées» 102. Ciry-Salsogne «collection Moreau» 103. Fossoy «les Aulnes du Rû Chailly» 104. Vailly-sur-Aisne «Les Longues Raies» 105. Charmoy «Château de Charmeau» 106. Braisne «Le Mont Maigre» 107. Nogent-sur-Seine «Haut de Crevan» 108. La Saulsotte «le Vieux-Bouchy» 109. Chichery «sur les Patureaux» 110. Cys-la-Commune «Collection Joulié» 111. Barbuise-Courtavant «L'Erable» 112. Gurgy «Le Nouveau» 113. Auxerre «Rue du Général Sarrail» 114. Bazoches-sur-Vesles «Les Chantraines» 115. Pont-sur-Seine «Le Haut de Launoy» 116. Escolives Ste Camille «la pièce de l'étang» 117. Beaurieux «la Plaine» 118. Cuiry-les-Chaudardes «les Fontinettes» 119. Cuiry-les-Chaudardes «le Champ Tortu» 120. Chêu «les Blimes» 121. Pontavert «le Marteau» 122. Menneville «Sablière Villet» 123. Sougères-sur-Sinotte «le Grand Pien»

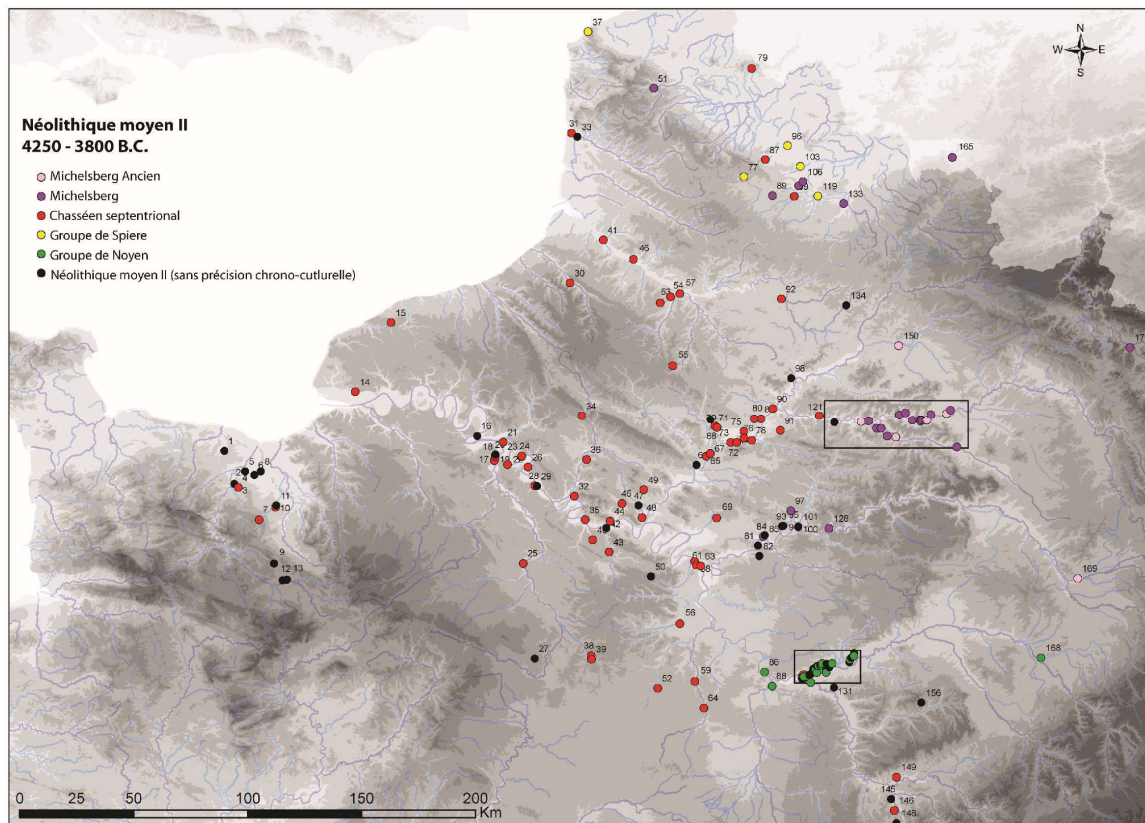


Figure 1. 13 : Occupation du Nord-Ouest de la France entre 4250 et 3800 BC : Néolithique moyen II (Liétar 2013).

Légende : 1 Cairon « La Pierre Tourneresse » 2 Saint-Martin-de-Fontenay « Le Diguet » 3 Fontenay le Marmion « La Hoguette » 4 Fontenay Le Marmion « La Hogue » 5 Grentheville « ZI sud » 6 Cagny « Espace Decathlon » 7 Soumont-Saint-Quentin « Mont Joly/Brèche du Diable » 8 Saint-Sylvain « Rue Vilaine » 9 Ri et Ronai « Le Fresne » 10 Ernes « Derrière-les-Près » 11 Condé-sur-Ifs « La Bruyère du Hamel » 12 Goullet « Le Mont » 13 Argentan « Le Grand Beaulieu 14 Saint-Vigor-d'Ymonville « Les Sapinettes » 15 Theuville aux Maillots 16 Tourville-la-Rivière « La Voie du Mesnil, Les Basses Terres » 17 Louviers « La Villette » 18 Incarville « les Près » 19 Val-de-Reuil « Epreville » 20 Val-de-Reuil « Les Clouets » 21 Poses « Les Quatre Chemins » 22 Muids « Le Gorgeon des Rues » 23 Bernières-sur-Seine « la Banque » 24 Bernières-sur-Seine « Les Fondriaux » 25 Sorel-Moussel « Fort-Harrouard » 26 Bouafles « La Plante à Tabac » 27 Maignilliers « Le Vallier Ouest » 28 Saint-Pierre-D'Autils « Mestreville » 29 Saint-Pierre-d'Autils « Carrière GSM » 30 Blangy sur Bresle « Le Campigny » 31 Etaples « Bel Air » 32 Chêrence « Les Sauts Grains » 33 Etaples « Les Sablins » 34 Bouchevilliers « Les Petits Bois/Les Sources » 35 Limay « Rue Nationale » 36 Bourry-en-Vexin « Le Cul Froid » 37 Escalles « Cap Blanc-nez » 38 Auneau « Le parc du Château » 39 Auneau « Le Parc » 40 Jumeauville « Les Bricons » 41 Abbeville « La Portelette » 42 Aubergenville « ZAC du Trait d'Union » 43 Beynes « Les Plantins 2 » 44 Flins-sur-Seine/Les Mureaux « GPFI Vallée de l'automobile » 45 Sagy « Sur-Ambrimont » 46 L'Etoile « Le Champ de Bataille » 47 Cergy « ZAC des Linandes » 48 Neuville-sur-Oise « Chemin fin d'Oise » 49 Epiais-Rhus « Bois des menus terres » 50 Buc, Jouy-en-Josas « Déviation de la RD 938 » 51 Lumbres « La Montagne de Lumbres » 52 Arrancourt « Les Tartres » 53 Clairy-Saulchoix « La Croupe de Saint-Vaast » 54 Pont-de-Metz « A29 » 55 Troussencourt 56 Brétigny-sur-Orge « Z.A.C de la Maison Neuve » 57 Amiens « Etouvy » 58 Paris « ZAC du nouveau Bercy » 59 Buno-Bonnevaux « Chantambre » 60 Z AC « Maison Neuve » 61 Ivry-sur-Seine « ZAC C. Grand Ciel » 62 Bruere-Allichamps « Champ de la Grange » 63 Maisons-Alfort « ZAC d'Alfort » 64 Boulancourt « Le Châtelet » 65 Saint-Maximin « Canneville » 66 Nointel 67 Creil « Canneville » 68 Catenoy « La Remise d'en Haut » 69 Aéroport de Roissy-Charles « L'Echelle Haute » 70 Catenoy « Le camp de César » 71 La Groutte « Le Camp de César » 72 Pont-Sainte-Maxence « Le Bois de Sarron » 73 Pont-sainte-Maxence « Le Poirier » 74 Pontpoint « Moru » 75 Chevrières « Les Plaines du Marais » 76 Longueil-Sainte-Marie « Le Parc aux France & Les Gros Grès V » 77 Mont-Saint-Eloi 78 Verberie « Lit de l'Oise » 79 Saint-Jans-Cappel « Le Mont Noir » 80 Jonquières « Mont d'Huette » 81 Dampmart « Le Champ Breton, Les Sables » 82 Montévrain « Le Clos Rose (sud) » 83 Compiègne « Le Coq Galleux » 84 Lesches « Les Près du Refuge » 85 Vignely La Noue Fenard » 86 Champagne-sur-Seine « Garage Dousset » 87 Avion « Echangeur RN 17 – ZAC de la Glissoire » 88 Ecuelles « La Croix Sainte Eugénie/La Fontaine du Dy » 89 Monchy-le-Preux « Le Buisson Dampterain » 90 Choisy-au-Bac « Le Confluent » 91 Saint-Jean-aux-Bois 92 Villers-Carbonnel « Sole d' Haplincourt » 93 Meaux « Barreau routier de la Rocade de Meaux (RD405/RD17A) » 94 Poincy « Avenue de Meaux » 95 Poincy « Avenue de Meaux/Le Trou Marion » 96 Carvin « la Gare d'eau » 97 Trocy-en-Multien « La Justice » 98 Passel 99 Etaing « Marlenpuits » 100 Changis-sur-Marne « Le Chemin de la Fosse de la Haye, La Masure à Boquet » 101 Changis-sur-Marne « Les Pétreaux » 102 Noyelles-Sous-Bellonne « Le Chemin du Verger » 103 Lauwin-Planque « Avenue Jacques Cartier » 104 Marolles-sur-Seine « Saint Donain-Le Grand Canton » 105 Marolles-sur-Seine « Les Prés Hauts Deuxième vallée » 106 Corbehem « Château d'eau » 107 Barbey « Le Chemin de Montereau » « Le Buisson rond » 108 Marolles-sur-Seine « Le Chemin de Sens » 109 Marolles-sur-Seine « Le Grand Canton sud » et « Le Chemin de sens » 110 Marolles-sur-Seine « Les Taupes » 111 Marolles-sur-Seine « Les Carrières/Le Vieux Chemin de Bray (RD 411) » 112 Marolles-sur-Seine « Au Levant des Gours des Lions » 113 Villeneuve-La-Guyard « les Falaises de Prépoux » 114 La Tombe « Le Champ Mort, gravière Bergeron » 115 Châtenay-sur-Seine « Le Merdat » 116 Châtenay-sur-Seine « Le Maran » 117 Gravon « Au Nord du chemin de la tombe » 118 Châtenay-sur-Seine « Les Pâtures » 119 Brunémont « Blanche Terre » 120 Châtenay-sur-Seine « Les Sécherons » 121 Bery-sur-Marne « La Croix-Jean-Guérin » 122 Egligny « Le Bois Rond » 123 Balloy « Bois des Roselles » 124 Egligny « La Pêcherie » 125 Balloy « Les Défriches » 126 Balloy « Les Reaudins » 127 Vimpelles « La Petite Reculée, Les Onze Arpents, Sous la Noue du Longuin » 128 Méry-sur-Marne « La Remise » 129 Bazoches-lès-Bray « La Noue Noire » 130 Saint-Sauveur-lès-Bray « Le Port aux Pierres » 131 Serbonnes « Le Revers de Bossard » 132 Pernant « Roc Pottier » 133 Estrun « Camp César » 134 Saint-Quentin « Chemin d'Harly » 135 Grisy-sur-Seine

« Les Mechantes Terres » 136 Grisy-sur-Seine « Les Roqueux » 137 Noyen-sur-Seine « Les Longs réages/Prés Millard » 138 Noyen-sur-Seine « La Nasse/La Chapotte et le Haut du Fay/Le Bois du Chêne » 139 Noyen-sur-Seine « Le Haut des Nachères » 140 Bucy-le-Long « La Héronnière-La Fosse Tounise » 141 Missy-sur-Aisne « Les Gardots » 142 Vasseny « Le Dessous des Grouins » 143 Braine « La Grange des Moines » 144 Limé « Les Gros-Bois » 145 Gurgy « Le Nouzeau » 146 Monetau « Sur Macherin » 147 Bazoches-sur-Vesle « Le Bois de Muisemont » 148 Auxerre « La fosse des Vauviers » 149 Eson « Le bas d'Eson » 150 Crecy-sur-Serre « La Croix Saint-Jacques » 151 Moussy-Verneuil « la Pree, la Pature » 152 Bourg-et-Comin « La Montagne de Comin » 153 Maizy « Les Grands Aisements » 154 Beaurieux « La Plaine » 155 Cuiiry-Les-Chaudardes « Les Fontinettes » 156 Villemaur-sur-Vanne « Les Orlets » 157 Cuiiry-Les-Chaudardes « le Fond de la plaine » 158 Cuiiry-Les-Chaudardes « Le Champ Tortu » 159 Concevreux « La Rosière » 160 Concevreux « Les Jombras » 161 Pontavert « Le Port au Marbre » 162 Saint Moré « Grotte de Nermont » 163 Berry-au-Bac « la Croix-Maigret » 164 Juvincourt-et-Damary « Le Gué de Mauchamps » 165 Spiennes « Le Versant de la Wampe » 166 Champigny-sur-Vesle 167 Môlay « La fosse des Chapes » 168 Lesmont « Les Graveries » 169 Plichancourt « Les Communes » 170 Mairy « Les Hautes Chanvières »

3.4. L'âge du Bronze

Jusqu'aux années 1980, la Protohistoire normande était encore peu documentée (Carpentier *et al.* 2007). Si quelques objets de l'âge du Bronze étaient parvenus jusqu'à nous dès le XVIII^{ème} siècle par le biais de dépôts domestiques et funéraires, les questionnements sur la vie quotidienne à travers la vie domestique et l'habitat n'étaient que peu traités par les découvertes archéologiques (Carpentier *et al.* 2007 ; Carozza et Marcigny 2007 ; Marcigny *et al.* 2010).

Au cours des trois dernières décennies, l'accroissement des fouilles archéologiques en Normandie, en partie dans un cadre préventif, a permis un changement d'échelle dans l'étude des populations anciennes (Marcigny *et al.* 2005), permettant l'observation et la remise en contexte des sites sur de grands espaces. Ces fouilles ont notamment permis de mieux renseigner et de mieux appréhender cette période de l'âge du Bronze sur le territoire normand.

Ainsi, l'âge du Bronze est apparenté à la naissance de la métallurgie, d'abord du cuivre puis du bronze (alliage de cuivre et d'étain notamment), et de son usage au sein de toutes les sphères de la société (Carozza et Marcigny 2007 ; Marcigny *et al.* 2010). Cette période effectue la transition entre le Néolithique, une période de développement d'une économie de production, et l'âge du Fer, traduisant les prémices des périodes historiques.

A l'échelle du Bassin parisien, on attribue le début de l'âge du Bronze aux alentours de 2300 av. J.-C. et sa fin vers 800 av. J.-C. (Marcigny *et al.* 2005, 2010 ; Carozza et Marcigny 2007), même si la Normandie n'entre dans la période de l'âge du Bronze qu'au cours de la première moitié du second millénaire avant notre ère entre 2000 et 1500 av. J.-C. (Marcigny *et al.* 2005). Cette période débute par le Campaniforme, une période de transition entre la fin du Néolithique final et le début de la Protohistoire (Salanova *et al.* 2011). Elle est marquée par une culture qui se caractérise par sa céramique en forme de cloche renversée (du latin *campana* qui signifie cloche), décorée richement avec des formes de hachures ou de chevrons (Marcigny *et al.* 2005, 2010 ; Carozza et Marcigny 2007).

De nombreux habitats attribués au Campaniforme ont fait l'objet de fouilles archéologiques dans la vallée de la Seine, plus précisément dans la boucle du Vaudreuil (Poses « Le Vivier-le Clos-Saint-Quentin », Tourville-la-Rivière « le Clos-Bâtard », Val-de-Reuil « les Florentins »), ou sur le littoral de la Manche (Lingreville « le Havre de la Vanlée », Mondeville « MIR », Octeville-sur-Mer « le Croquet », Yport « Saint-Léonard » ou Digulleville « le Raumarais »). Les sites du Campaniforme mis au jour dans la basse vallée de Seine sont régulièrement localisés dans la plaine alluviale (Billard *et al.* 1998 ; Marcigny *et al.* 2005), permettant la conservation de vestiges d'habitats, au sein des archives pédo-sédimentaires.

Le Campaniforme voit se mettre en place une évolution des pratiques funéraires, puisque l'inhumation collective est remplacée par une inhumation individuelle (Marcigny *et al.* 2005). C'est également au cours de cette période que la maîtrise des techniques de production de cuivre, d'or et d'argent apparaît.

Au cours du Bronze ancien, la Normandie est témoin de l'élaboration de réseaux d'échanges parfois sur des distances relativement grandes, comme avec l'Angleterre ou l'France (Marcigny *et al.* 2005). Nés de l'impulsion de la métallurgie et des besoins croissants de matières premières (cuivre et étain pour la fabrication d'objets en bronze), ces échanges ont abouti à la mise en place de systèmes de communications et au développement de moyens de transports (Marcigny *et al.* 2005, 2010). Parallèlement, les systèmes parcellaires apparaissent de façon ponctuelle avec la mise en place de réseaux d'établissements à vocation agricole, qui augmentent de manière significative la densité de peuplement (Carpentier *et al.* 2007). Enfin, les pratiques funéraires se caractérisent par des sépultures protégées par des *tumuli* de terre pour les sociétés « aristocratiques » (Carpentier *et al.* 2007).

Le Bronze moyen (1650 à 1150 av. J.-C.) et final (1150 à 800 av. J.-C.) voit se mettre en place un accroissement de la production métallique. En matière d'outillage, cette intensification de la production d'objet se caractérise en Normandie par la fabrication des haches à talon de type normand (Deine 1964 ; Carozza et Marcigny 2007 ; Watté 2009 ; Marcigny *et al.* 2010), décorées de symboles en écusson ou trident (fouilles de la Chapelle-du-Bois-des-Faulx et découvertes fortuites de Pierreval (Seine-Maritime) en 2011 et de Buis-sur-Damville (Eure) en 2016, Lepert, comm. pers.) et celle d'objets diversifiés en métal (épées, pointes de lance, bracelets massifs).

En parallèle, les pratiques funéraires évoluent au cours du Bronze moyen, avec la mise en place de *tumuli*, délimités par des enclos funéraires. Si l'inhumation persiste jusqu'au Bronze final,

les incinérations (en pleine terre ou dans des urnes dédiées) font leur apparition, et deviennent la pratique funéraire dominante au cours de l'âge du Bronze (Marcigny *et al.* 2005, 2010). Ces urnes funéraires sont également placées au centre d'enclos circulaires, révélés récemment par les prospections aériennes (Marcigny *et al.* 2005, 2010 ; Carozza et Marcigny 2007 ; Carpentier *et al.* 2007).

En outre, l'habitat évolue également, avec la mise en place de grandes enceintes fossoyées (de plan ovale ou rectangulaire) et de fossés internes, ayant pour vocation de délimiter l'occupation en différents secteurs (domestiques, funéraires, agricoles, Marcigny *et al.* 2005). Les établissements agricoles possèdent désormais des bâtiments dédiés à l'usage domestique et d'autres à vocation agro-pastorale (greniers, fours). Les parcelles localisées autour de ces établissements ruraux sont structurées et délimitées par des fossés.

La fin du Bronze final (1150-800 av. J.-C.) voit l'accroissement des innovations techniques dans les productions métalliques en bronze (Marcigny *et al.* 2005 ; Carpentier *et al.* 2007) ce qui se manifeste par la diversité des objets fabriqués. De même l'habitat est en mutation et c'est au cours de la transition âge du Bronze/âge du Fer qu'apparaissent les premiers habitats groupés en Normandie, comme à Cahagnes dans le Calvados (Jahier 1997 ; Marcigny *et al.* 2005, 2010 ; Carpentier *et al.* 2007) ou à Malleville-sur-le-Bec « Buisson du Rouï » dans l'Eure (Mare 2006).

Ainsi, s'il se définit initialement par l'émergence et l'utilisation de la métallurgie, l'âge du Bronze est principalement marqué par des changements économiques et politiques avec une multiplication des échanges au sein des territoires et de nouvelles façons de concevoir l'espace rural et les pratiques agro-pastorales.

3.5. L'âge du Fer

L'âge du Fer dans le Nord-Ouest européen est communément divisé en deux grandes phases, qualifiées de premier et second âges du Fer. Le Hallstatt ou premier âge du Fer, s'étend de 800 à 450 av. J.-C. (Brun et Ruby 2007) et est marqué en France par des changements politiques, économiques et idéologiques, plus que par l'adoption d'une autre technique métallurgique, dont l'utilisation d'abord sous la forme d'armement (des épées notamment) était en premier lieu réservée à une élite masculine (Brun et Ruby 2007). A l'échelle de la Normandie, le début du premier âge du Fer s'inscrit cependant dans la continuité du Bronze final, alors que dans le reste de la France les occupations témoignent d'une complexification sociale avec l'émergence des « sociétés aristocratiques » identifiées notamment grâce aux tombes princières (Brun et Ruby

2007). En dehors de cette complexification des sociétés, les espaces ruraux sont encore très proches de ce qu'ils étaient à la fin de l'âge du Bronze (Brun et Ruby 2007). Concernant l'habitat, par exemple, les occupations rurales normandes restent similaires à la période précédente avec la présence de bâtiments à vocation domestique associés à des annexes à but agro-pastoral (Carpentier *et al.* 2007). L'économie repose essentiellement sur les pratiques agro-pastorales, notamment l'élevage de bovins, porcins et ovicaprinés, en parallèle des cultures céréalières (Brun et Ruby 2007 ; Baudry et Auxiette *in* Giraud 2009 ; Zech-Matterne *in* Giraud 2009). Au cours du premier âge du Fer, on assiste à la réapparition des pratiques funéraires d'inhumation, identifiables sur le site d'Eterville dans le Calvados (Jahier *in* Carpentier *et al.* 2007), ce qui semble témoigner de changements sociaux importants (Carpentier *et al.* 2007).

Le Hallstatt est encore peu documenté dans les départements de l'Eure et de Seine-Maritime, bien que quelques sites aient contribué à une meilleure connaissance de l'occupation humaine de cette période, comme à Val-de-Reuil « Le-Chemin-aux-Errants » ou au Mesnil-Esnard « Route de Darnétal ».

Le second âge du Fer ou La Tène (450-50 av. J.-C., Brun et Ruby 2007) est caractérisé en Normandie par la mise en place d'un vaste réseau parcellaire, illustré par de nombreux fossés à partir de La Tène C. Ce réseau est déjà observable au tout début de La Tène autour de la Méditerranée. En Normandie, les établissements agricoles se développent progressivement sur les zones de plateaux, à partir de La Tène C (selon le système de chronologie allemande établi par P. Reinecke (1965), soit à La Tène II, entre 250 et 150 av. J.-C.), et continuent globalement à exister jusqu'au III^{ème} siècle de notre ère, marqué par une déprise agricole. Cette expansion des établissements à caractère agricole s'accompagne d'une intensification des pratiques du travail de la terre (Brun et Ruby 2007). Un nouveau système économique se met en place et en réponse aux pressions sur les ressources, la production s'accroît via l'augmentation des surfaces des parcelles cultivées (Fajon et Lepert 2000). Ainsi, si l'utilisation des araires pour les labours remonte au IV^{ème} millénaire av. J.-C., la fabrication en fer de ces objets auparavant en bois permet de labourer plus rapidement et plus profondément les sols cultivés (Brun et Ruby 2007). Certains auteurs parlent d'un « *développement et d'une structuration croissante des paysages agraires* » (Malrain *et al.* 2002). L'agriculture fait l'objet de mutations au cours de La Tène finale, avec le développement de cultures monospécifiques (Matterne 2001) où les céréales (blé, orge) dominant, voire dans certains cas les légumineuses telles que la lentille (Carpentier *et al.* 2007 ; Zech-Matterne *in* Giraud 2009). Les excédents font ensuite l'objet d'échanges

commerciaux. On passe ainsi d'« *une économie de subsidence à une production pour l'échange* » (Fajon et Lepert 2000 ; Brun et Ruby 2007 ; Carpentier *et al.* 2007).

Au cours de la fin de La Tène, sous l'emprise de l'intensification de la production agricole, une nouvelle organisation de l'espace commence à se mettre en place dans le Nord de la France, avec un processus d'agglomération puis d'urbanisation (Fajon et Lepert 2000). Cela se caractérise par la présence de camps fortifiés ou *oppida*, sur des superficies parfois très importantes (à l'image de l'*oppidum* de Villeneuve-Saint-Germain dans l'Aisne, dont la superficie est estimée à près de 100 ha), qui concentrent des activités d'artisanat et de commerce et ont pour but de renforcer la cohésion sociale ainsi que le contrôle politique pendant une période de forte instabilité (Brun et Ruby 2007). Concernant la Normandie, le développement de ce type d'habitat se met en place tardivement, essentiellement sur les hauteurs que constituent les plateaux incisés par la vallée de la Seine, comme à Orival ou Vernon (Dechezleprêtre 2009a *in* Dorion-Peyronnet ; Lepert 2009 *in* Dorion-Peyronnet ; Basset, thèse en cours).

A l'échelle du Nord de la France, la pression anthropique sur les milieux semble donc de plus en plus importante à partir de La Tène, principalement en raison de l'extension et de l'intensification des pratiques agricoles, constituant là une des périodes clés dans les relations Homme/environnement.

3.6. L'époque gallo-romaine

Au cours des trois premiers siècles de notre ère, on assiste à l'émergence de nouveaux cadres de vie inspirés de la mode romaine, conséquence directe de la conquête des Gaules par la République romaine au milieu du I^{er} siècle avant notre ère. L'essentiel de la population vit alors en campagne, ce qui entraîne de profondes transformations de l'occupation des territoires et de l'espace rural. La plus significative est l'extension du modèle de la villa gallo-romaine, accompagnée d'une tendance à la pratique de grandes cultures et d'élevage (Fajon et Lepert 2000 ; Lepert *et al.* 2002). Ces villas prennent généralement la suite d'établissements agricoles antérieurs déjà établis au cours de la Protohistoire, comme à Val-de-Reuil « la Comminière » (Beurion *in* Dorion-Peyronnet 2009). Chaque unité d'exploitation agricole génère des productions en excédent. On produit alors pour d'autres consommateurs, localisés au sein des zones de production (Fajon et Lepert 2000).

En parallèle, cette période est marquée par une densification de l'espace rural, ainsi que par le développement dans les campagnes d'habitats groupés le long des axes de communication (Ifs ou Rots dans le Calvados, Condé-sur-Iton « le Val » ou Brionne/*Breviodurum* dans l'Eure). Les trois premiers siècles sont ainsi témoins d'une augmentation encore plus significative des surfaces cultivées, augmentation déjà entamée au cours de la fin de l'âge du Fer (Lepert *et al.* 2002), et par une poursuite désormais franche de l'émergence du fait urbain (Lepert, comm. pers.).

A la veille de la conquête romaine au cours de la moitié du I^{er} siècle avant notre ère, la basse vallée de Seine est un espace limitrophe entre la Gaule celtique au sud et la Gaule France au nord selon Jules César (*Guerre des Gaules*, I, 1). Plus précisément, au cours du I^{er} siècle av. J.-C., la Basse-Normandie est dominée par les Unelles (Cotentin), les Baiocasses (ouest du Calvados) et les Lexoviens à l'ouest de la Seine. Le littoral au nord de la Seine-Maritime est occupé par les Calètes, tandis que l'intérieur des terres appartient aux Véliocasses et aux Aulerques-Eburovices (Dechezleprêtre 2009b *in* Dorion-Peyronnet 2009). Cependant, il est possible que les deux rives de la Seine aient été contrôlées par les Calètes et les Véliocasses, le fleuve faisant intégralement partie de la Gaule France à la fin de l'âge du Fer (Lepert comm. pers.).

Ainsi, si la géographie des peuples gaulois en Normandie subit de profondes mutations, les I^{er} et II^{ème} siècles voient également s'amorcer la genèse des paysages urbains (Carpentier *et al.* 2007). Le territoire de la Gaule romaine et de la Normandie s'articule autour d'un réseau de chefs-lieux de cités (villes capitales des *civitates*), d'agglomérations, de routes et de zones portuaires, ce qui entraîne des répercussions importantes sur les modes de vie et l'économie. C'est sous Auguste que les premières villes sont édifiées en Normandie, bien que les oppida soient considérés comme un premier stade d'urbanisation de la Gaule pré-romaine. Les capitales des *civitates* du Haut-Empire se développent à proximité des anciens *oppida* de la Gaule pré-romaine, quand ils n'occupent pas les mêmes emplacements. Pour la Seine-Maritime, les agglomérations de Lillebonne/*Juliobonna* (capitale des Calètes) et Rouen/*Rotomagus* (capitale des Véliocasses), seulement éloignées d'une cinquantaine de kilomètres structurent la basse vallée de Seine autour de deux pôles majeurs (Dechezleprêtre 2009b *in* Dorion-Peyronnet 2009).

La restructuration du territoire au Haut-Empire s'accompagne également de la construction d'ouvrages d'arts, de ports et de canaux, permettant une nouvelle intensification des échanges.

Celle-ci se manifeste notamment par le commerce des amphores au Ier siècle de notre ère, dont le type Dressel 1 a été mis au jour lors des fouilles à Caudebec en Caux, Pîtres (Eure), Incarville « La Villette », Louviers ou encore Brionne (Laubenheimer *in* Dorion-Peyronnet 2009 ; Laubenheimer et Marlière 2010). De même, dans le domaine agricole, la Gaule romaine semble poursuivre le passage d'« une économie de subsistance à une économie d'échange » (Lepert et Paez-Rezende 1998 ; Lepert *et al.* 2002), initié à La Tène finale (Matterne 2001), où la multiplication rapide des grandes exploitations entraîne une production en excédent, favorisant ainsi cette « mutation agricole » (Lepert *et al.* 2002).

L'Antiquité tardive voit une organisation de l'espace bouleversée, notamment à partir du dernier quart du III^{ème} siècle. En Normandie, on assiste en effet à un abandon progressif d'une partie des habitats ruraux, tandis que les espaces urbains connaissent d'importantes mutations, notamment les capitales de cités. Cette réorganisation de l'espace va se poursuivre sur le début de la période médiévale, en partie en raison de la déstabilisation politique et économique qui caractérise l'Antiquité tardive et le haut Moyen Âge dans son ensemble.

3.7. L'occupation de l'espace à l'époque médiévale

Le Moyen Âge en Normandie se divise en plusieurs périodes déterminées par les évolutions socioéconomiques, politiques et événementielles, encore sujettes à controverses. Nous retiendrons ici une subdivision en trois périodes.

Au cours du haut Moyen-Âge (seconde moitié du V^{ème} siècle à la fin du X^{ème} siècle de notre ère), la Normandie est marquée par la présence de très nombreux habitats agricoles, qui attestent du fait que la population est essentiellement rurale (Carpentier *et al.* 2007 ; Carré 2011) au cours de la période mérovingienne, comme sur le plateau de Saint-André-de-l'Eure (Lepert *et al.* 2002). Le site de Guichainville « le Long Buisson » (Eure) a en effet révélé la réutilisation des espaces agricoles antiques au cours du haut Moyen-Âge (Carpentier *et al.* 2007).

En Normandie, au cours du Moyen Âge central (compris entre la fondation du premier comté de Rouen, attribuée à Rollon en 911, et la reconquête de Philippe Auguste en 1204), la croissance économique s'accompagne d'une croissance démographique, alors que les terres exploitables sont en pleine expansion, par le biais de grands défrichements et de l'optimum climatique médiéval (Carpentier *et al.* 2007 ; Michaux 2007 ; Carré 2011). L'agriculture est également en mutation, puisqu'apparaît un nouveau mode d'attelage des animaux de trait (colliers d'épaules) ainsi que l'utilisation de la charrue. Les rendements agricoles sont encore

améliorés grâce à l'assolement triennal qui se met en place (Carré 2011). C'est également à cette période que se développent les sites castraux. La plupart des fortifications du Moyen Âge, concentrant le siège de la seigneurie féodale, sont dans un premier temps constituées de terre et de bois et se mettent en place dans la partie centrale de bourgs ruraux (Carpentier *et al.* 2007 ; Carré 2011) avant d'évoluer vers des plans plus complexes au XII^{ème} siècle comme à Notre-Dame-de-Gravenchon (Seine-Maritime).

Enfin le bas Moyen Âge s'étend jusqu'à la fin du XV^{ème} siècle et se caractérise par la crise politique marquée par la guerre de Cent ans, ainsi que par les fluctuations démographiques liées à l'apparition de pandémies de peste noire en Europe au cours du XIV^{ème} siècle. Outre ces crises politiques et démographiques, la transition entre le Moyen Âge tardif et l'époque moderne se caractérise par l'apparition du Petit Âge Glaciaire (PAG, 1550-1850 AD, Bradley 2003), dont les prémices remontent au XIV^{ème} siècle, succédant à l'Optimum Climatique Médiéval (OCM, 900-1300 AD, Bradley 2003), et s'étendant jusqu'au milieu du XIX^{ème} siècle.

Ainsi, au cours des dix siècles du Moyen-Âge, favorisée par l'optimum climatique médiéval, l'agriculture continue d'être le pilier de l'économie, s'étendant sur des territoires toujours plus vastes et développant toujours la productivité et les rendements à travers la mise en place d'innovations technologiques, celles-ci se poursuivant et s'accéléralant au cours de l'époque moderne (Michaud 2007).

3.8. De l'époque moderne à l'époque contemporaine

Déjà initiée au cours de la période médiévale, l'expansion agricole continue, notamment avec l'assèchement des zones humides, pour en faire des espaces propices à l'agriculture. Ainsi, au XVII^{ème} siècle, le marais Vernier, localisé en rive gauche de la Seine dans sa zone estuarienne fait l'objet de drainages (Penna 2003 ; Frouin *et al.* 2006, 2007a, 2007b, 2009 ; Frouin 2007). Cette période se caractérise également par une explosion démographique responsable de l'accéléralation d'innovations en matière d'agriculture afin de produire mieux et plus sur des espaces non extensibles (intensification des pratiques agricoles).

L'archéologie de l'époque moderne met en évidence l'évolution des paysages ruraux et des systèmes parcellaires, ainsi que des réseaux de drainage (estuaire de la Dives, estuaire de la Seine) ou encore des aménagements hydrauliques (digues, moulins, étangs). Ces études, qui bénéficient de l'existence de sources écrites et d'archives plus nombreuses que pour les périodes précédentes (Carpentier *et al.* 2007), ont permis de comprendre les mutations des

pratiques agro-pastorales au cours de l'époque moderne, aujourd'hui qualifiée de « révolution agricole », avec le développement notable des sciences de l'agronomie. Cette révolution agricole a pour principal effet une hausse de la productivité (Carpentier *et al.* 2007) ainsi qu'une transformation durable des paysages (Lespez 2012).

Enfin, au cours des XIX^{ème} et XX^{ème} siècles, l'industrialisation intervient dans les milieux agricoles et se caractérise par l'utilisation d'outils mécanisés, comme les moissonneuses batteuses et les tracteurs, augmentant encore les rendements et les productions, impactant de ce fait l'érosion des sols (Boiffin *et al.* 1986, 1988 ; Auzet 1987 ; Delahaye et Hauchard 1998). Cependant, en raison du contrôle qu'exercent les sociétés sur les fonds de vallée au cours des XIX^{ème} et XX^{ème} siècles (ex. dragages), l'impact de la mécanisation dans le Bassin de Paris n'y est pas toujours enregistré, tandis qu'il s'exprime dans les vallons secs par la présence de plusieurs mètres de colluvions (Pastre *et al.* 2002, 2006 ; Wuscher *et al.* 2012).

Ainsi, depuis les premières traces d'anthropisation en Normandie au cours du Paléolithique, l'impact anthropique et culturel sur les milieux n'a cessé de croître, aboutissant à un travail de la terre bien plus impactant au fil des siècles, dont les effets ont été globalement enregistrés dans les archives pédo-sédimentaires stockées dans les hydrosystèmes.

4. LES MUTATIONS PAYSAGERES EN EUROPE DU NORD-OUEST : CARACTERISATION DES FORÇAGES ANTHROPIQUES ET CLIMATIQUES

Depuis la fin de la dernière période froide amorcée au Tardiglaciaire, les paysages de l'Europe de l'Ouest ont subi de nombreux bouleversements, à la fois en terme de couvert végétal, d'hydrosystèmes, mais également de modelés, conditionnés par le couple érosion/sédimentation (Bravard 1992 ; Pastre *et al.* 2006). L'anthropisation croissante des milieux amorcée au cours de l'Holocène et développée suite à la sédentarisation et aux pratiques agro-pastorales à partir du Néolithique, a souvent été identifiée comme un forçage notable de mutation paysagère en Europe du Nord-Ouest (Dambeck et Thiemeyer 2002 ; Kalis *et al.* 2003 ; Lewin *et al.* 2005 ; Macklin *et al.* 2006, 2010 ; Collins *et al.* 2006 ; De Moor *et al.* 2008 ; Broothaerts *et al.* 2010 ; Küster *et al.* 2011 ; Daley et Barber 2012) et dans le Bassin de Paris (Leroyer 1997 ; Pastre *et al.* 1997 ; Antoine *et al.* 2000 ; Lespez *et al.* 2005, 2008 ; Leroyer et Allenet 2006 ; Coutard *et al.* 2010 ; Leroyer *et al.* 2011 ; Lespez 2012 ; David 2014). Quantifier

la part de l'Homme dans les processus érosifs constitue l'un des axes de recherche que les études paléo-environnementales récentes ont investi.

En France, de nombreuses recherches géoarchéologiques se sont mises en place en contexte fluvial (Bravard 1997 ; Brown 1997 ; Arnaud-Fassetta 2007, 2008 ; Arnaud-Fassetta *et al.* 2010). Si les premières investigations portant sur ces problématiques se sont concentrées en premier lieu sur les hydrosystèmes majeurs et les terrasses alluviales associées, les fonds de vallée ont fait l'objet d'études depuis une vingtaine d'années. Dans un premier temps, les bassins versants les plus importants et leurs hydrosystèmes ont été au centre des préoccupations des quaternaristes (Bravard 1983, 1992, 1997). C'est ainsi que de nombreux travaux se sont focalisés sur les environnements passés et les modifications de styles fluviaux sur la Loire et ses affluents (Castanet 2008 ; Burnouf *et al.* 2000, 2001, 2009 ; Piana *et al.* 2010), le Rhône (Bravard 1983, 1992, 1997 ; Salvador *et al.* 2005 ; Berger 2008 ; Arnaud-Fassetta 2003, 2007, 2008 ; Arnaud-Fassetta *et al.* 2010 ; Brousse et Arnaud-Fassetta 2011 ; Vella *et al.* 2013 ; Berger *et al.* 2016), la Somme (Antoine 1997 ; Antoine *et al.* 2000, 2002, 2003a, 2003b) ainsi que les bassins versants britanniques (Johnstone *et al.* 2006 ; Macklin *et al.* 2006, 2010) comme la Tamise et ses affluents (Evans *et al.* 1993 ; Gibbard 1999 ; Lewis *et al.* 2001 ; Gibbard et Lewin 2002 ; Collins *et al.* 2006 ; Parker *et al.* 2008), le Rhin (Dambeck et Thiemeyer 2002 ; Kalis *et al.* 2003) l'Elbe (Rommel 1998 ; Kaiser *et al.* 2012) ou encore le Danube (Kalis *et al.* 2003) pour le Nord-Ouest européen (fig.1.14).

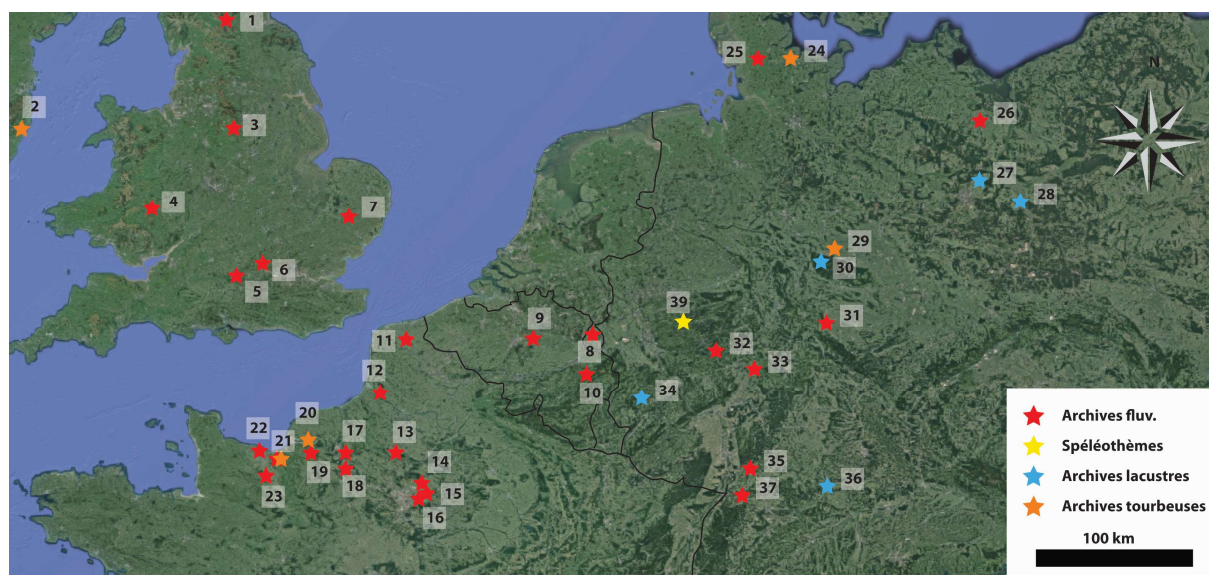


Figure 1. 14 : Quelques sites d'études (liste non exhaustive) pour les thématiques des forçages anthropiques et climatiques holocènes du Nord-Ouest européen selon différents types d'archives (fluviales, lacustres, palustres, spéléothèmes).

Légende : 1. Hexham (Macklin 1999) 2. Mongan Bog (Barber et al. 2003) 3. Trent (Greenwood & Smith 2005) 4. Severn (Macklin et al. 2002) 5. Kennet (Evans et al. 1993 ; Collins et al. 2006) 6. Tamise (Gibbard 1999 ; Collins et al. 2006 ; Parker et al. 2008) 7. Gipping (Rose et al. 1980) 8. Geuhl (De Moor et al. 2008) 9. Dyle (Broothaerts et al. 2014) 10. La Lienne (Denis et al. 2013) 11. L'Aa (Sommé 2006 ; Gandouin et al. 2009) 12. La Somme et la Selle (Antoine 1997 ; Antoine et al. 2000, 2002, 2003a, 2003b) 13. Le Thérain (Coutard et al. 2010) 14. La Beuvronne (Orth 2003 ; Orth et al. 2004) 15. L'Oise et la Marne (Pastre et al. 1997, 2006) 16. La Marne (Le Jeune et al. 2005, 2012) 17. La Basse vallée de Seine (Sebag 2002 ; Sechi et al. 2010) 18. Louvier (Lebret 1995) 19. La Risle – Pont-Audmer (Sechi et al. 2010 ; Sechi 2012) 20. Marais Vernier – Estuaire de la Seine (Garnaud et al. 2003 ; Frouin 2007 ; Frouin et al. 2010) 21. La Dives (Lespez et al. 2010) 22. La Mue (Lespez et al. 2005, 2008) 23. La Laize (Limondin-Lozouet et al. 2005) 24. Dosenmoor (Daley & Barber 2010) 25. Albersdorf (Reiß et al. 2007) 26. Uckermark (Kalis et al. 2003) 27. Muggelsee (Kalis et al. 2003) 28. Treppelsee (Kalis et al. 2003) 29. Harz (Voigt et al. 2000, 2008 ; Kalis et al. 2003) 30. Juessee (Kalis et al. 2003 ; Voigt et al. 2008) 31. Werra (Kalis et al. 2003) 32. Lahn River (Kalis et al. 2003) 33. Wetterau (Kalis et al. 2003) 34. Meerfelder Maar (Kalis et al. 2003) 35. Vallée du Rhin – Kraichaud (Dambeck & Thiemeyer 2002 ; Kalis et al. 2003) 36. Wetzhausen (Kalis et al. 2003) 37. Haute Vallée du Rhin – Forêt Noire (Dambeck & Thiemeyer 2002 ; Kalis et al. 2003) 38. Vallée de la Seille (Riddiford et al. 2012) 39. B7 Cave – Sauerland (Niggerman et al. 2003 ; Kalis et al. 2003)

De même, la Seine et ses affluents ont été régulièrement étudiés, à la fois dans les zones aval (Sebag 2002 ; Garnaud *et al.* 2003 ; Frouin 2007 ; Sorrel *et al.* 2009), dans les secteurs amont (Pastre *et al.* 1997, 2000) et les affluents et sous-affluents tels que l'Oise, la Marne ou la Beuvronne (Pastre *et al.* 1991, 1997, 2000, 2003, 2006 ; Orth *et al.* 2004 ; Le Jeune *et al.* 2005, 2012). Les études concernant les remplissages sédimentaires holocènes de la Basse vallée de la Seine depuis les années 1970 (Huault et Lefèbvre 1974, 1983 ; Lefebvre 1977 ; Porcher 1977 ; Sebag 2002 ; Laignel 2003 ; Frouin 2007 ; Sorrel *et al.* 2009 ; Sechi 2010) ont fait l'objet de synthèses récentes (Frouin *et al.* 2010 ; Sechi *et al.* 2010), tandis que les affluents principaux de la Basse Seine, tels que l'Eure, la Risle ou l'Andelle, commencent à être l'objet d'études

paléo-environnementales et géoarchéologiques (Lebret 1995 ; Sechi *et al.* 2010 ; Levigneux 2011 ; Sechi 2012).

Enfin, la Normandie a récemment fait l'objet de travaux sur les remplissages sédimentaires de petits bassins versants du Calvados ou de la Manche en lien avec l'occupation du territoire au cours de l'Holocène (Thérèse 2003 ; Limondin-Lozouet et Preece 2004 ; Limondin-Lozouet *et al.* 2005 ; Lespez *et al.* 2005, 2008, 2010 ; Germain-Vallée et Lespez 2011, 2012 ; Lespez 2012).

Ces études témoignent de la complexité et de la diversité des réponses morpho-sédimentaires des hydrosystèmes au cours de l'Holocène face à la variabilité climatique et aux pressions anthropiques exercées sur les milieux bio-physiques. Elles ont néanmoins permis, au cours des dernières années, de préciser l'influence des forçages anthropiques et climatiques dans les mutations paysagères pour l'Ouest du Bassin de Paris, mais également de façon plus générale pour l'ensemble de l'Europe du Nord-Ouest, en se basant sur les archives sédimentaires lacustres, palustres ou encore fluviales.

4.1. Les archives pédo-sédimentaires du Nord-Ouest européen comme enregistrements de la variabilité climatique holocène et des forçages anthropiques : synthèse des données

4.1.1. Les études menées dans le sud de l'Angleterre, en France, aux Pays-Bas et en France

Les travaux réalisés dans le sud de l'Angleterre ont principalement porté sur le rôle des forçages climato-anthropiques dans les modifications de styles fluviaux d'hydrosystèmes comme le Kennet, un affluent de la Tamise, au cours de la transition Tardiglaciaire/Holocène (Evans *et al.* 1993 ; Collins 1994 ; Macklin 1999 ; Lewin *et al.* 2005 ; Collins *et al.* 2006). Il apparaît que cet hydrosystème suit le modèle des autres bassins versants du sud de l'Angleterre (Macklin 1999 ; Gibbard et Lewin 2002 ; Lewin *et al.* 2005, 2010 ; Macklin *et al.* 2006, 2010), par sa réponse morpho-sédimentaire très rapide à la variabilité climatique du début de l'Holocène. Les bassins versants britanniques enregistrent une phase importante de sédimentation organique pour le début de l'Holocène (11000-9800 cal. BP), qui précède des périodes favorables à la formation d'édifices tufacés, traduisant des changements hydrologiques et géochimiques (ex. variation des $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$, *cf* chapitre 4) attribués au réchauffement climatique du début de l'Holocène (10 500-8000 cal. BP). Ces édifices connaissent un déclin à la moitié de l'Holocène (Goudie *et al.* 1993 ; Ford et Pedley 1996 ; Limondin-Lozouet et Preece 2004, 2005 ; Collins *et al.* 2006 ; Limondin-Lozouet *et al.* 2013). Le milieu de l'Holocène semble être une période

de stabilité pédo-sédimentaire, avant que la partie amont du Kennet n'indique un impact des sociétés du Néolithique en France, sur les crises d'alluvionnement (Evans *et al.* 1993 ; Favis-Mortlock *et al.* 1997 ; Collins *et al.* 2006). Parallèlement la plupart des datations obtenues sur les paléochenaux des systèmes fluviaux de l'Angleterre indiquent des défluviations et des migrations de méandres qui se mettent en place à partir de 5000 cal. BP (Johnstone *et al.* 2006 ; Lewin *et al.* 2010 ; Macklin *et al.* 2010). Les modifications de styles fluviaux et le comblement des chenaux d'autres cours d'eau britanniques apparaissent principalement au cours de la seconde moitié de l'Holocène, principalement avant 2000 cal. BP (Lewin *et al.* 2010). Les petites vallées sèches enregistrent des dépôts colluviaux issus de la troncature des sols holocènes développés sur substrat lœssique à partir de la fin de l'âge du Bronze (Favis-Mortlock *et al.* 1997 ; Wilkinson 2009). Enfin, le comblement des fonds de vallée et des plaines alluviales britanniques semble avoir été accéléré, mais non déclenché, par les activités humaines (Collins *et al.* 2006 ; Lewin *et al.* 2005, 2010 ; Johnstone *et al.* 2006 ; Macklin *et al.* 2006, 2010), avec l'identification de six crises majeures d'alluvionnement entre 5730 et 570 cal. BP dans les bassins versants du sud de l'Angleterre (Johnstone *et al.* 2006 ; Macklin *et al.* 2006, 2010). L'impact des sociétés sur le détritisme des hydrosystèmes britanniques a été particulièrement mis en avant pour la période médiévale (Macklin *et al.* 2006, 2010) à travers des épisodes de sédimentation qui s'accélérent après 1000 cal. BP. Cette période coïncide avec la révolution agricole médiévale du Nord-Ouest européen, caractérisée par les grands défrichements et la mise en place de l'assolement triennal (Carré 2011).

L'impact anthropique sur l'érosion hydrique des sols et son enregistrement au sein des archives sédimentaires fluvio-lacustres ainsi que celui de la variabilité climatique holocène observée dans les spéléothèmes, sont également bien documentés en France (Lang 2003 ; Kalis *et al.* 2003 ; Dotterweich 2008 ; Voigt *et al.* 2008 ; Dreibrodt *et al.* 2010 ; Küster *et al.* 2011 ; Daley et Barber 2012). Ces systèmes fluviaux sont marqués par des changements de style fluvial à la transition Pléistocène/Holocène, changements principalement liés à la péjoration climatique du Dryas Récent, notamment dans la vallée du Rhin (Dambeck et Thiemeyer 2002 ; Kalis *et al.* 2003). Ainsi, la réactivation de certains chenaux secondaires hérités du Pléistocène, ainsi que la remobilisation des archives plus anciennes se mettent en place à cette période, avant que le début de l'Holocène ne soit caractérisé par l'apparition d'une première phase de sédimentation organique (entourbement), témoignant de plus faibles apports terrigènes (Dambeck et Thiemeyer 2002 ; Kalis *et al.* 2003 ; Küster *et al.* 2011 ; Daley et Barber 2012).

Les études polliniques réalisées au sein des archives fluviales des hydrosystèmes germaniques ont révélé qu'à partir du début du premier âge du Fer, les défrichements s'accroissent et les prairies se développent sur les plateaux, entraînant de ce fait une hausse des pollens non arborés (NAP) dans les archives (Kalis *et al.* 2003).

Dans la partie centrale de la France, à proximité de Bruxelles, le bassin de la Dyle (ou Dijle) a fait l'objet de sondages dans le fond de vallée, au sein duquel de nombreuses traces d'occupations antiques (période romaine) ont été découvertes (Broothaerts *et al.* 2014). Les analyses polliniques réalisées sur des prélèvements provenant de cinq sites d'études localisés dans le bassin versant, ont permis de déterminer que l'impact anthropique était plutôt limité avant l'âge du Bronze puisque, hormis quelques processus de déforestations sur des superficies peu importantes au cours du Néolithique, aucun changement majeur n'intervient dans les archives polliniques. Cependant, après 3900 cal. BP, l'impact anthropique est largement enregistré et se manifeste par des défrichements importants au cours du Bronze, qui s'accroissent encore pour la période suivante, à l'exception d'une courte période comprise entre 1900 et 1600 cal. BP, attribuée selon les auteurs à une période de diminution de la population en Europe (Broothaerts *et al.* 2014). Ces données sont complétées par l'étude du bassin versant de la Nethen, affluent de la Dyle, pour lequel une quantification des bilans sédimentaires a pu être mise en place (Verstraeten *et al.* 2009b) et qui enregistre les premières phases érosives massives des plateaux lœssiques à partir de la transition Bronze/Fer (Verstraeten *et al.* 2009b).

Au sud-est de la France, les tourbières de la vallée de la Liègne, un affluent de la Meuse, ont permis de reconstituer l'évolution paléo-environnementale ainsi que les dynamiques hydrologiques de la plaine alluviale depuis le Tardiglaciaire, à partir notamment de marqueurs palynologiques (Denis *et al.* 2013) ou des données sédimentologiques (Houbrechts *et al.* 2013). Ainsi, le début de l'Holocène est représenté par une incision des dépôts du Dryas récent et la mise en place des premières tourbières dans le fond de vallée au cours du Préboréal. Dans le bassin versant de la Liègne, le colmatage tourbeux se généralise au cours de l'Atlantique et se poursuit au cours des périodes historiques. Ce n'est qu'à partir de 1500 av. J.-C. que les archives fluviales des Ardennes belges n'enregistrent les premiers indices de déboisement et de défrichement (Houbrechts *et al.* 2013 ; Denis *et al.* 2013). Les tourbières datées du Subboréal étudiées dans le fond de vallée de la Liègne ont révélé une alternance de périodes caractérisées par de faibles apports sédimentaires puis des phases d'érosion intenses, liées à la pression anthropique sur les milieux au cours de l'époque médiévale (Denis *et al.* 2013 ; Houbrechts *et al.* 2013). Les archives sédimentaires ont également enregistré des épisodes de sédimentation

particulièrement importants durant la période comprise entre 1350 et 1850 (début de l'activité sidérurgique proto-industrielle). Toutefois, la mobilité latérale du cours d'eau est réduite au sein de sa plaine d'inondation depuis le XVI^{ème} siècle et le développement des activités sidérurgiques dans la région (Houbrechts *et al.* 2013 ; Denis *et al.* 2013). En parallèle, ce fond de vallée présente une faible aggradation de ses dépôts et des taux de sédimentation relativement bas depuis la fin des activités sidérurgiques. D'après les auteurs, cela ne signifie pas l'absence de crues depuis le XVI^{ème} siècle, mais il semble que les vitesses d'écoulement du cours d'eau soient trop importantes au sein du bassin versant pour permettre à la sédimentation de se mettre en place (Denis *et al.* 2013).

Enfin, dans la partie méridionale des Pays-Bas, les travaux réalisés dans le bassin versant de la Geul ont révélé deux périodes principales de défrichement et de déforestation au cours de l'Holocène, la première ayant lieu pendant l'époque romaine, tandis que la seconde enregistrée est rattachée au haut Moyen-Âge. Ces deux épisodes ont entraîné deux crises érosives majeures, tandis que les séquences alluviales montrent des taux de sédimentations élevés et un stockage de matériaux terrigènes continu depuis la première grande phase de déforestation de l'époque romaine (De Moor *et al.* 2008).

Ainsi, pour le Nord-Ouest européen, les forçages climatiques semblent jouer un rôle dans la plupart des hydrosystèmes pour le début de l'Holocène, entraînant la mise en place d'une sédimentation tufacée et organique, tandis que l'impact anthropique sur l'érosion des sols et le stockage des sédiments en fond de vallée semble globalement généralisés à partir de l'âge du Fer, pour les bassins versants britanniques, germaniques, ainsi que ceux des Pays-Bas et de la France. L'époque médiévale, quant à elle, se caractérise par l'accentuation de l'impact et de la pression anthropiques sur les milieux.

4.1.2. Les petits hydrosystèmes du Nord et de l'Est de la France

Jusqu'à présent, peu d'études ont été réalisées sur les archives fluviales holocènes du nord et de l'est de la France, notamment pour les petits hydrosystèmes, celles-ci s'étant concentrées sur le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène (Antoine 1997 ; Antoine *et al.* 2000, 2002, 2003a, 2003b ; Deschodt *et al.* 2005). Certaines rivières, comme la Seille, localisée dans une vallée affluente de la Moselle (Riddiford *et al.* 2012), la Deûle (Deschodt *et al.* 2005 ; Deschodt 2014), le bassin français de l'Escaut dans l'Aisne (Deschodt 2014) ou encore l'Aa, dans le Pas-de-

Calais (Gandouin *et al.* 2009), ont fait l'objet de travaux concernant leur évolution morphologique, hydrosédimentaire et paléo-environnementale, en relation avec les activités humaines depuis le Tardiglaciaire.

Au sein du bassin versant de l'Aa, un hydrosystème littoral, l'impact des sociétés, enregistré principalement dans les séquences polliniques, est un facteur dominant dans les modifications des paysages à partir de 4000 cal. BP (Gandouin *et al.* 2009). Pour les périodes précédentes, notamment au cours de l'Atlantique, l'impact de l'eustatisme a été particulièrement enregistré par la présence de taxons témoignant d'une végétation halophile, dans des milieux dominés par une influence de l'estuaire.

Pour le Nord de la France, la Somme (et ses affluents tels que la Selle et l'Hallue) et la Deûle sont des hydrosystèmes bien documentés pour le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène (Antoine *et al.* 2000, 2000b, 2002, 2003a, 2003b ; Deschodt *et al.* 2005 ; Limondin-Lozouet *et al.* 2013 ; Deschodt 2014). Les fluctuations climatiques du Tardiglaciaire s'y manifestent par l'incision des dépôts weichséliens puis par le passage d'un système hydrologique tressé à un cours d'eau à chenaux multiples avant une stabilisation avec un chenal unique dans le fond de vallée. Les dynamiques sédimentaires enregistrées dans le bassin versant de la Somme et de la Deûle pour le Tardiglaciaire sont caractérisées par des remplissages tourbeux pour les phases de réchauffement (Bolling/Allerød) et par des remplissages de limons calcaires caractérisant les périodes de péjoration climatique tels que le Dryas II et le Dryas récent (Antoine *et al.* 1997, 2000, 2000b, 2003a ; Deschodt *et al.* 2005 ; Deschodt 2014). Au Dryas récent se mettent en place des processus d'érosion relativement intenses sur les versants, ce qui se manifeste par un remaniement des tourbes Allerød dans les petits hydrosystèmes comme la Deûle, même si l'ampleur de ces phénomènes n'est pas la même pour les grands réseaux hydrographiques (Deschodt 2002, 2014 ; Deschodt *et al.* 2005). Toutefois, selon L. Deschodt (2014), « au Tardiglaciaire les hydrosystèmes du Nord de la France présentent des enregistrements cohérents avec ceux du centre du Bassin de Paris ».

Pour ces hydrosystèmes du Nord de la France, le début de l'Holocène est caractérisé un colmatage tourbeux qui se met en place du Préboréal au milieu de l'Atlantique, accompagné de limons organiques dans les petits chenaux latéraux (Antoine *et al.* 1997, 2000, 2000b, 2002), bien que dans la vallée de l'Escaut, l'enregistrement de formations sableuses au début du Préboréal signale une forte activité hydrologique, liées à « un retour à des conditions humides

tempérées et au temps de latence du développement de la couverture végétale » (Deschodt 2014).

Pour les périodes successives de l'Holocène, l'évolution des systèmes du Nord de la France restent similaire à celles des vallées du centre du Bassin parisien (Deschodt 2014).

Enfin, l'étude des tourbières de la vallée de la Seille dans l'est de la France, a permis de mettre en évidence l'impact anthropique (notamment lié à la production de sel au cours de l'âge du Bronze et du Fer) sur le régime hydrologique du fond de vallée, à l'origine d'une accélération de l'atterrissement de la Seille (Riddiford *et al.* 2012).

Mais si ces hydrosystèmes du Nord ou de l'Est de la France commencent à faire l'objet d'études ponctuelles, ce sont principalement ceux localisés au centre du Bassin parisien qui sont les mieux documentés pour la période de l'Holocène.

4.1.3. L'évolution des fonds de vallée du centre du Bassin parisien depuis le Tardiglaciaire

Les recherches portant sur les séquences alluviales du centre du Bassin de Paris au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène ont bénéficié de l'expansion des opérations de fouilles archéologiques de sauvetage, puis préventives au cours des années 90 et 2000, notamment dans le cadre de l'exploitation de carrières de granulats (Pastre *et al.* 2003, 2006 ; Le Jeune *et al.* 2005, 2012). L'approche transdisciplinaire développée dans ces travaux, confrontant données archéologiques, géomorphologiques, sédimentologiques, palynologiques et malacologiques, a permis de mettre en avant un enregistrement des mutations environnementales dans les archives fluviales des hydrosystèmes du Bassin parisien au cours de l'Holocène, en lien avec la variabilité climatique et l'impact de l'anthropisation des milieux (Pastre *et al.* 1997, 2000, 2002, 2003, 2006 ; Orth *et al.* 2004 ; Deschott *et al.* 2005, Le Jeune *et al.* 2005, 2012).

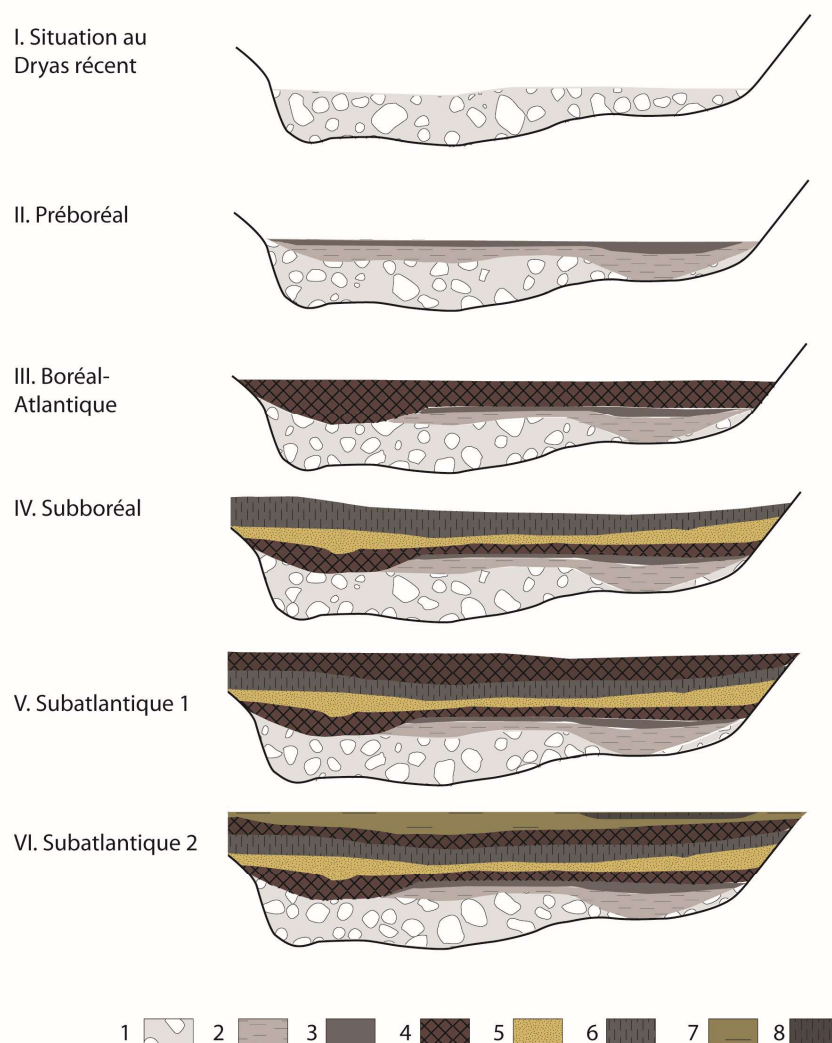


Figure 1. 15 : Evolution de la vallée de la Nonette à Baron (Oise) au cours de l'Holocène (modifié d'après Pastre et al. 1997) : Légende : 1. Sables et limons avec graviers et cailloux calcaires (Pléistocène supérieur). 2. Limons organo-minéraux. 3. Limons humifères 4. Tourbes 5. Limons sableux. 6. Limons organiques 7. Limons argileux 8. Limons tourbeux I. Colmatage sablo-graveleux et cailloutis (Pléni et Tardiglaciaire). II. Creusement d'un chenal, dépôts limoneux organo-minéraux et limons organiques noirs. III. Premier épisode de tourbification IV. Erosion des tourbes atlantiques, dépôts limono-sableux et limons organiques. V. Seconde phase de tourbification. VI. Dépôts de limons bruns.

Le début de l'Holocène, à travers le Préboréal (11200-10000 cal. BP), est marqué par une incision rapide des cours d'eau dans les vallées principales de la partie centrale du Bassin parisien, laquelle érode une partie du colmatage du Dryas récent, dans un milieu encore relativement ouvert (Leroyer 1997 ; Pastre et al. 1997, 2003b ; Leroyer et Allenet 2006 ; Leroyer et al. 2011 ; David 2014). Dans les petites vallées (fig.1.15), cette incision atteint localement les dépôts alluviaux weichséliens et marque l'individualisation d'un chenal unique (Pastre et al. 1997, 2003, 2006 ; Orth 2003 ; Orth et al. 2004). Au cours de la première moitié de l'Holocène (Préboréal, Atlantique, Boréal), le développement du couvert végétal ralentit les

processus érosifs et sédimentaires, ainsi que la dynamique fluviale. Les grandes vallées voient un net ralentissement des apports détritiques dans la seconde partie du Préboréal, tandis qu'une sédimentation organique (entourbement) se met en place au cours du Boréal. Parallèlement, et comme dans la partie méridionale de l'Angleterre (Collins *et al.* 2006) des tufs calcaires croissent à proximité des chenaux à partir du Boréal puis à l'Atlantique. Au sein des petits chenaux latéraux, hérités du Tardiglaciaire, se développe une sédimentation organique et une tourbification dès le début du Boréal. C'est dans ces contextes de sédimentation organique qu'ont été mis au jour certains gisements mésolithiques dans la vallée du Thérain (Oise), à Warluis (Coutard *et al.* 2010). Au cours de l'Atlantique, les chenaux latéraux se colmatent définitivement, présentant un chenal unique bordé de zones palustres.

Les premières activités agricoles des sociétés du Néolithique sont bien marquées dans les spectres polliniques des hydrosystèmes du centre du Bassin parisien, en particulier celui de la Marne (Leroyer 1997, 2004 ; Le Jeune *et al.* 2005, 2012 ; Leroyer et Allenet 2006 ; Leroyer *et al.* 2011 ; David 2014), ces derniers témoignant d'une ouverture des milieux et d'un enregistrement des rudérales. Néanmoins, l'impact anthropique n'entraîne pas de déstabilisation notable ni de bilan érosif, à une époque où les régimes hydrologiques sont en mutation au début du Subboréal (Pastre *et al.* 1997), avec l'apparition d'une charge organo-minérale dans les remplissages sédimentaires des fonds de vallée. La mise en place de ces dépôts sableux fait suite à l'érosion d'une partie des tourbes atlantiques et constitue la principale manifestation des apports terrigènes causés par les pratiques agro-pastorales des sociétés du Néolithique et de l'âge du Bronze (Pastre *et al.* 1997, 2003). Enfin, dans les petites vallées du centre du Bassin de Paris, les tourbes les plus tardives se mettent en place au milieu du Subboréal (Leroyer 1997, 2004, Pastre *et al.* 1997, 2003 ; Leroyer *et al.* 2011 ; David 2014), tandis que les apports détritiques les plus importants apparaissent postérieurement à 3300 cal. BP dans la basse vallée de la Marne, (Le Jeune *et al.* 2005, 2012) et s'intensifient dès le Subatlantique (Pastre *et al.* 1997, 2003, Orth 2003 ; Orth *et al.* 2004, Le Jeune *et al.* 2005, 2012).

En effet, à partir du Subatlantique, le colmatage limoneux se poursuit dans les vallées de la Marne ou de l'Oise, donnant aux fonds de vallée leur morphologie actuelle. Les chenaux latéraux sont ainsi totalement colmatés, laissant un système hydrologique méandrique à un seul chenal, favorisant la mise en place de limons de débordements en période de crues (Le Jeune *et al.* 2005, 2012). Ce colmatage des fonds de vallée au cours du Subatlantique a été largement attribué aux pratiques anthropiques et à l'ouverture généralisée des milieux dans

l'ensemble des bassins versants du Bassin parisien (Pastre *et al.* 1997, 2003, 2006 ; Leroyer 1997 ; Orth *et al.* 2004, Le Jeune *et al.* 2005, 2012 ; Leroyer et Allenet 2006 ; Leroyer *et al.* 2011 ; David 2014).

4.2. L'étude des relations Homme/Environnement à l'Holocène en Normandie : état actuel de la recherche.

4.2.1. Les recherches récentes dans le Calvados et la Manche

Les études portant sur les relations Homme/Milieux au cours de l'Holocène sont relativement récentes pour la Manche et le Calvados. Ces thématiques géoarchéologiques ont fait l'objet d'un Programme Collectif de Recherche (Germain-Vallée et Lespez 2011, 2012) pour cette zone d'étude localisée dans la partie la plus occidentale du Bassin parisien, à la limite avec le Massif Armoricain. Le fort potentiel archéologique de la région ainsi que la multitude d'hydrosystèmes s'écoulant dans la plaine de Caen confèrent la possibilité d'obtenir des archives sédimentaires nombreuses en documentant les relations Homme/environnement depuis le Néolithique jusqu'à l'époque mérovingienne. Parallèlement à ces travaux, les questionnements liés aux transferts hydrosédimentaires actuels dans l'ancienne Basse-Normandie, et aux relations entre les paysages des plateaux et des vallées, commencent à se développer et fournissent des données sur la rythmicité des phases d'alluvionnement en lien avec l'érosion des sols (Germain-Vallée et Lespez 2011, 2012).

4.2.1.1. Les zones amont des petits hydrosystèmes du Calvados : un impact anthropique à partir de l'âge du Fer sur l'érosion hydrique des sols.

Pour le Calvados et la Manche, les travaux récents portant sur l'érosion hydrique des sols cultivés au cours de l'Holocène, ont montré que les sédiments issus de l'érosion des sols limoneux de plateaux constituent l'essentiel du colmatage des fonds de vallée et des plaines littorales, favorisant ainsi l'atterrissage progressif des zones humides (Viel 2012 ; Lespez 2012, Viel *et al.* 2014). Ce matériel sédimentaire est en premier lieu transporté par ruissellement diffus puis concentré avant d'être repris et redéposé par débordement des cours d'eau au cours des épisodes de crues.

En amont de ces petits hydrosystèmes du Calvados, la première moitié de l'Holocène est marquée par le développement d'édifices tufacés dans les parties amont des petites vallées,

notamment la Laize (Limondin-Lozouet et Preece 2004 ; Limondin-Lozouet *et al.* 2005) ou la Mue, localisées à l'est de la Plaine de Caen (Lespez *et al.* 2005, 2008 ; Lespez 2012), rapidement recouverts par une sédimentation organo-minérale.

Ces travaux réalisés dans les petits bassins versants du Calvados ont révélé la mise en place d'une troncature des sols cultivés entre le Néolithique et l'âge du Fer (Limondin-Lozouet et Preece 2004 ; Limondin-Lozouet *et al.* 2005 ; Lespez *et al.* 2005, 2008, Germain-Vallée et Lespez 2011, 2012 ; Lespez 2012). Les sites néolithiques présentent toutefois des phases d'érosion précoces, mais de courte durée et limitées dans le temps, en relation avec des mutations paysagères en contexte forestier, sur les versants et les fonds de vallée, limitant ainsi les transferts sédimentaires pour cette période. A partir du Bronze, et à l'échelle locale, les sols limoneux développés dans la Plaine de Caen sont victimes de processus érosifs d'une ampleur plus importante, confirmés par les premiers enregistrements détritiques dans les fonds de vallées de la Laize et de la Mue.

L'érosion des sols semble se généraliser à partir de l'âge du Fer, en raison de l'extension des parcelles et de pratiques agricoles plus intensives (Lespez *et al.* 2005, 2008 ; Lespez 2012 ; Germain-Vallée et Lespez 2011, 2012). C'est notamment le cas à Thaon, dans la partie amont de la vallée de la Mue, où les enregistrements sédimentaires ont montré la mise en place de deux épisodes d'érosion/sédimentation attribuables à l'âge du Fer. Toujours au sein de ce même bassin versant, des sondages réalisés dans la partie aval du cours d'eau ont révélé le début d'un colmatage du fond de vallée durant l'âge du Fer, se manifestant par des limons de débordement.

Ainsi, ces études dévoilent une lente transformation de la mosaïque paysagère sur les plateaux (Lespez 2012) à partir du Néolithique, et dont l'intensification entraîne les premières grandes crises détritiques d'origine anthropique. Il apparaît que l'âge du Fer est une période cruciale dans les mutations paysagères et l'impact anthropique sur les crises érosives semble se généraliser à partir de cette période de la Protohistoire tant dans la Manche que dans le Calvados.

4.2.1.2. Les zones aval des petits hydrosystèmes normands du Calvados : l'impact de l'eustatisme sur les fonds de vallée durant la première moitié de l'Holocène.

Concernant les zones humides localisées à l'aval des hydrosystèmes bas-normands, (ex. marais littoraux), des forçages naturels (principalement eustatiques) ont été identifiés comme principaux facteurs des transformations de paysages entre le Mésolithique et le début du Moyen

Âge (marais littoraux de la basse Dives, Lespez *et al.* 2010 ; Lespez 2012). La dynamique paléogéographique de ces zones humides littorale du Calvados a été conditionnée par la remontée rapide du niveau marin au début de l'Holocène. Au Mésolithique jusqu'au début du Néolithique, ces espaces correspondent principalement à une vaste zone estuarienne, où l'influence anthropique sur les paysages n'est pas encore marquée. Alors que la Plaine de Caen est largement anthropisée à partir du Néolithique moyen, à cette période, les zones humides littorales n'enregistrent qu'une empreinte anthropique faible, qui va se généraliser à partir de la fin du Néolithique récent et perdurer durant l'âge du Bronze.

A partir du Bronze, en relation avec le forçage eustatique, les zones amont des marais littoraux de la Basse Dives enregistrent une remontée du niveau des nappes phréatiques entraînant la mise en place de zones humides ouvertes dans une large partie des fonds de vallée (Lespez *et al.* 2010 ; Lespez 2012).

4.2.2. Les départements de l'Eure et la Seine-Maritime (ex-Haute-Normandie) : des études principalement portées autour du système séquanien

Les recherches ayant porté sur les remplissages sédimentaires et les forçages anthropiques et climatiques au cours de l'Holocène ont fait l'objet d'une synthèse pour les différents compartiments du système séquanien, que constituent l'estuaire de la Seine (Garnaud *et al.* 2003 ; Frouin 2007 ; Sorrel *et al.* 2009 ; Frouin *et al.* 2010), le fond de vallée de la Basse Seine (Sebag 2002) et les affluents principaux (Sechi *et al.* 2010).

Le système séquanien est aujourd'hui bien documenté par les études paléoenvironnementales et géoarchéologiques réalisées dans le cadre d'opérations de fouilles et de diagnostics. Ces études ont abouti à l'établissement d'un modèle régional des grandes phases érosives (fig.1.16) obtenu en confrontant différents sites représentatifs de l'hydrosystème et de ses affluents (Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012). Les forçages associés ont pu être identifiés, notamment dans le secteur estuarien pour le début de l'Holocène, forçages principalement d'origine climato-eustatique, tandis que l'impact anthropique pour ce secteur aval de la Basse Seine ne semble pas avoir été enregistré (Frouin 2007 ; Sorrel *et al.* 2009 ; Frouin *et al.* 2010, Sechi *et al.* 2010, Sechi 2012), excepté à partir de l'époque romaine (Garnaud *et al.* 2003).

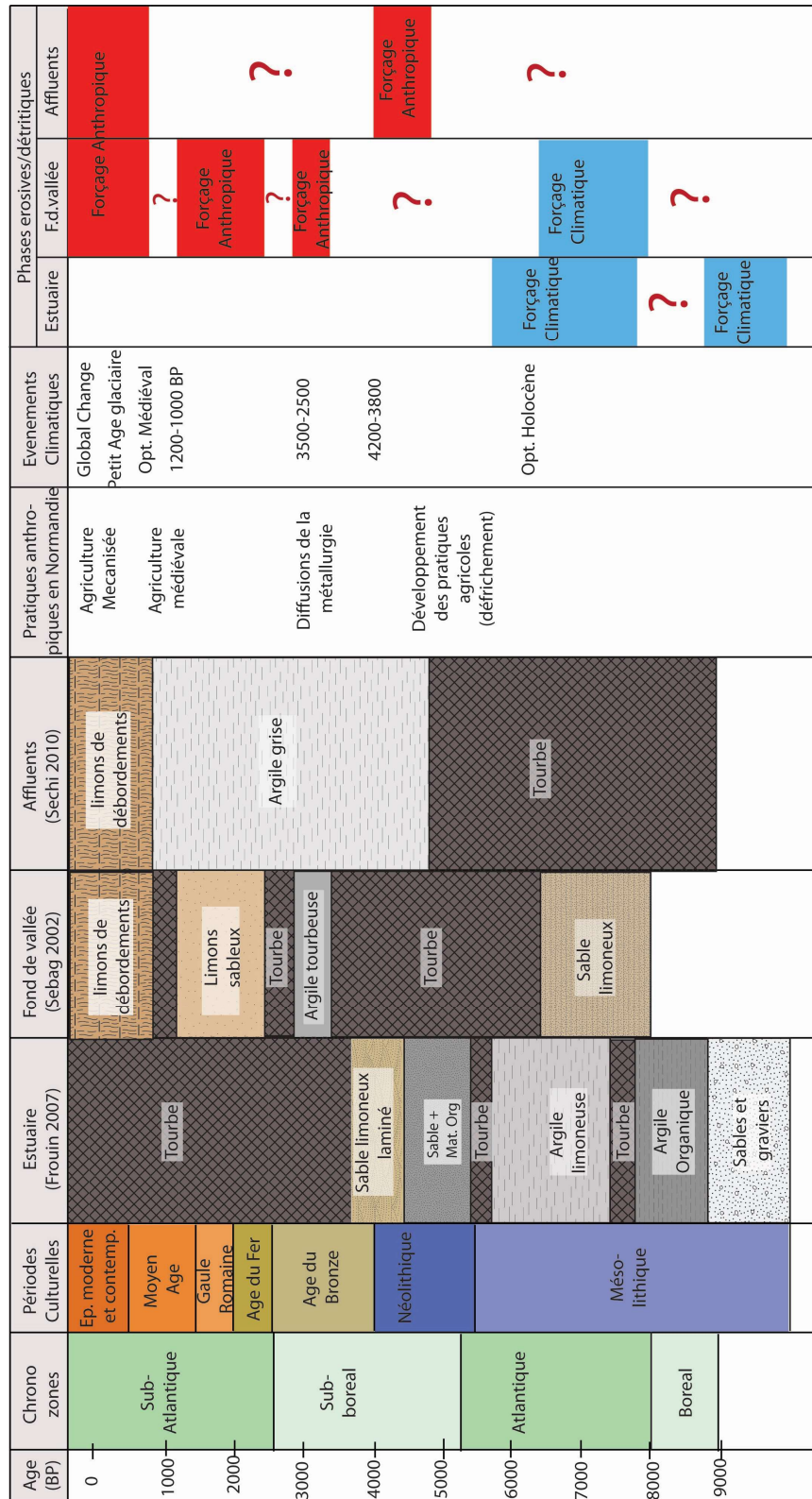


Figure 1. 16 : Synthèse des forçages climato-anthropiques et des grandes phases détritiques reconnues dans le système de la Basse Seine (modifié d'après Sechi et al. 2010)

En parallèle, les études réalisées sur le fond de vallée principal en zone aval (Sebag 2002) ont mis en évidence l'impact des sociétés humaines sur l'hydrosystème Seine à partir de l'âge du Bronze et du Fer, avant que celui-ci ne se généralise par un atterrissement constitué de limons de débordement au cours de la seconde moitié du Subatlantique. Le modèle proposé est ainsi proche de celui qui ressort des études menées sur les petites vallées du centre du Bassin de Paris (Pastre *et al.* 1997, 2003, 2006 ; Orth *et al.* 2004 ; Le Jeune *et al.* 2005, 2012).

Enfin, les affluents de la Basse Seine (Eure et Risle) ont fait l'objet d'études récentes (Sechi *et al.* 2010 ; Levigneux 2011 ; Sechi 2012) afin de permettre l'identification des forçages dans ces secteurs jusqu'alors peu étudiés du système séquanien.

La synthèse de ces travaux réalisés dans la partie aval du bassin versant de la Seine a permis l'identification de sept événements déterminés comme des phases ou crises érosives.

La première crise érosive est attribuée au début de l'Holocène et se manifeste par la présence de loess pré-weichséliens remaniés dans les archives sédimentaires de l'estuaire de la Seine (Marais Vernier, Frouin 2007 ; Frouin *et al.* 2010 ; Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012). Provenant des plateaux environnants, et se mettant en place au cours d'une période où les activités anthropiques sont trop peu développées pour avoir un impact sur les processus érosifs, cette phase est attribuée aux forçages climatiques du début de l'Holocène.

La seconde crise érosive, datée aux alentours de 6175 cal. BP, se manifeste par la mise en place de matériel organique dans le fond de vallée de la Seine (Sebag *et al.* 2006) et sa partie estuarienne. Les enregistrements sédimentaires des affluents principaux de la Basse Seine n'ont pas enregistré cet épisode (Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012).

La troisième phase de sédimentation observée dans le cadre de ce travail de synthèse est attribuée aux forçages eustatiques et se manifeste principalement, en zone continentale, dans la séquence du marais Vernier, par une alternance de dépôts limono-sableux détritiques et la mise en place sédiments tourbeux. Cet épisode est compris entre 5500 et 3900 BP, et fait suite au « *maximum flooding of the Seine Estuary* » (6000-5000 BP, in Garnaud *et al.* 2003 ; Frouin 2007 ; Sorrel *et al.* 2009 ; Fouin *et al.* 2010). En parallèle, la Basse Seine n'enregistre pas de séquence déritique, mais une accumulation de tourbe palustre se met en place entre 6200 et 3900 BP (Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012).

Les archives sédimentaires des affluents de la Seine témoignent d'un changement dans la sédimentation régionale au cours du Chasséen (Néolithique moyen II), avec la mise en place d'un dépôt argileux dans les fonds de vallée. Cette sédimentation a été attribuée aux premières activités de défrichage et de déforestation du Néolithique, ce qui témoignerait du premier enregistrement régional de la pression anthropique sur les milieux (Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012).

A partir de la transition entre le Néolithique et l'âge du Bronze, les archives sédimentaires de la Basse Seine enregistrent une tourbification (3900 BP), alors que dans plusieurs grandes vallées de l'Europe du Nord-Ouest une sédimentation terrigène est observée, confirmée par les marqueurs palynologiques (Leroyer 1997 ; Pastre *et al.* 1997, 2003, 2006). Mais si l'origine anthropique semble indéniable dans les processus de mobilisation des limons de plateaux, Sechi (2012) souligne la possibilité de pondérer cet impact humain par l'accentuation probable de la pluviométrie liée à la péjoration climatique du Subboréal. La Basse vallée de Seine présente, en outre, une occupation des sols peu marquée au cours du Néolithique et du début de la Protohistoire, limitant ainsi l'impact direct de l'Homme.

Une sixième phase de dépôts est enregistrée dans le fond de vallée de la Basse Seine (Berville-sur-Seine), à partir de 2700 BP (début de l'âge du Fer). Cet événement est marqué par la fin de la sédimentation organique et le début des premiers remplissages dont les matériaux source proviennent des sols loessiques weichséliens érodés dans les secteurs amont du bassin versant. Ces processus érosifs ont été attribués aux pressions anthropiques plus marquées. Ainsi, cette période de l'âge du Fer semble charnière à l'échelle régionale, puisque l'activité anthropique se manifeste dans les enregistrements sédimentaires des hydrosystèmes côtiers du Calvados (Lespez *et al.* 2005, 2008, Germain-Vallée et Lespez 2011, 2012, Lespez 2012), comme de la Basse vallée de la Seine (Sechi *et al.* 2010, Sechi 2012).

La dernière crise érosive et sa réponse sédimentaire enregistrée dans la Basse Seine et ses affluents se manifeste par un atterrissement généralisé du fond de vallée représenté par des dépôts de limons bruns de débordements, dont la mise en place s'étend à partir du XIII^{ème} siècle jusqu'à l'actuel. Les pratiques agro-pastorales (développement de la charrue) sont clairement identifiées durant cet épisode, également présent à l'échelle du Nord-Ouest européen, à travers les spectres polliniques (Leroyer 1997 ; Orth *et al.* 2004 ; Macklin *et al.* 2009).

L'ensemble de ces études permet ainsi d'amorcer une première réflexion sur la réponse morphoédimentaire des fonds de vallée à la variabilité climatique et à la pression anthropique

sur l'environnement au cours des 10 000 dernières années. Cependant, il existe encore des secteurs peu documentés pour la Normandie, notamment sur les plateaux et dans les remplissages des petits vallons de la Seine-Maritime et de l'Eure, qui n'ont pour l'heure pas fait l'objet d'études et n'ont pas été pris en compte dans les synthèses récentes. De même, les hydrosystèmes côtiers qui bordent le littoral nord de la Seine-Maritime n'ont pas été pris en compte, délaissant de fait l'impact potentiel des forçages eustatiques sur les remplissages sédimentaires des petits estuaires. Ainsi, cette première synthèse sur les recherches récentes sur ces thématiques, à l'échelle du Nord-Ouest européen, du Bassin de Paris et de la Normandie, nous permet d'amorcer cette réflexion sur le couple érosion/sédimentation comme témoin des phases d'anthropisation et de la variabilité climatique holocène, en y intégrant les différentes entités spatiales du géosystème qui n'ont actuellement pas été pris en compte par les études récentes (Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012). A l'échelle des petits hydrosystèmes, les transects plateaux/versants/fonds de vallée restent peu documentés, alors qu'ils permettent de mieux appréhender les transferts hydrosédimentaires, des zones sources aux zones d'accumulation et ainsi saisir l'évolution des inter-relations Homme/Environnement selon les différentes entités du géosystème.

5. PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS D'ETUDE : LE COUPLE EROSION/SEDIMENTATION, TEMOIN DES PHASES D'ANTHROPISATIONS ET DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE HOLOCENE

L'érosion des sols à l'échelle d'un bassin versant est soumise à l'association de plusieurs facteurs. La nature des sols et du substrat, les variations climatiques, la couverture végétale ou encore l'anthropisation des milieux sont considérés comme des composantes essentielles pour permettre l'érosion et la mobilisation des formations superficielles (Auzet 1987, Le Bissonnais *et al.* 2002 ; Walter-Simonnet 2008, Viel 2012 ; Viel *et al.* 2014).

La variabilité climatique holocène et l'augmentation de la pression anthropique sur l'environnement sont, comme nous l'avons évoqué précédemment, au centre de nombreuses études récentes, tant locales que régionales, en France mais aussi en Europe. Cependant, si ces études ont également porté sur divers secteurs de l'ex-Haute-Normandie, elles ne s'y sont principalement concentrées qu'autour de la Basse vallée de la Seine, ses affluents et son estuaire (Huault et Lefebvre 1974 ; Porcher 1977 ; Lefebvre 1977 ; Sebag 2002 ; Garnaud *et al.* 2003 ; Frouin 2007, Sorrel *et al.* 2009 ; Frouin *et al.* 2010 ; Sechi *et al.* 2010 ; Levigneux 2011 ; Granai *et al.* 2011 ; Sechi 2012).

Alors que le couple érosion/sédimentation a permis de mieux appréhender le rôle de l'anthropisation et du climat sur les mutations paysagères holocènes dans de nombreuses régions du Nord-Ouest européen, notamment en Angleterre (Gibbard et Lewin 2002 ; Collins *et al.* 2006) ou en France (Dotterweich 2008), il reste, à l'échelle de la Haute-Normandie, de nombreuses problématiques en suspens. Certaines périodes y sont en effet bien renseignées du point de vue de l'anthropisation à l'Holocène (fin de l'âge du Fer, Antiquité, Moyen-âge) et de l'impact de l'Homme sur le milieu, tandis que d'autres sont encore peu représentées notamment avant ou au début de la sédentarisation (dans une moindre mesure Paléolithique, Mésolithique, mais surtout Néolithique, Protohistoire).

De même, les petits hydrosystèmes et les têtes de bassins versants sont encore relativement peu étudiés dans l'Eure et la Seine-Maritime, au contraire des petits cours d'eau côtiers du Calvados, pour lesquels des études confrontant données archéologiques et paléo-environnements ont donné des résultats depuis une dizaine d'année.

Si aujourd'hui les travaux réalisés en Haute-Normandie sur les remplissages sédimentaires holocènes tendent à identifier des grandes phases de détritisme, mises en place par le couple érosion/sédimentation, **l'origine des forçages (anthropique, climatique, eustatique), reste quant à elle, difficile à déterminer et constitue donc la problématique majeure de ce travail de doctorat.** C'est pour tenter d'y apporter une réponse que nous avons pour objectif principal d'**aboutir à une forme de modélisation des relations Homme/milieus à différentes échelles spatiales et temporelles, sous la forme de transects des plateaux aux fonds de vallée, afin de déterminer les périodes clés d'influences anthropiques sur les systèmes fluviaux normands.**

Pour répondre à cet objectif général, notre réflexion sera menée autour des questions et objectifs spécifiques suivants :

- **Quelle est la dynamique spatiale et temporelle des transferts sédimentaires au sein des petits hydrosystèmes ?**

Cette question nécessite comme objectif spécifique d'identifier les processus d'érosion et de sédimentation à l'échelle des différentes unités géomorphologiques constituant les petits bassins versants (plateau, versant, fond de vallée). Ainsi, pour y répondre, il est nécessaire de constituer en premier lieu un corpus de sites de références, représentatifs de chaque unité du géosystème, et permettant d'appréhender les archives sédimentaires holocènes à différentes

échelles de temps. De plus, cette question soulève également la nécessité de comprendre les processus post-dépositionnels et les problématiques d'ordre taphonomique au sein d'un site ainsi que leurs causes. Si la taphonomie archéologique développe plusieurs axes de recherches, portant à la fois sur la fossilisation et la conservation des sites ou encore l'intégrité spatiale et physique des vestiges (Pathou-Mathys et Denys 2014), c'est l'angle de la mise en place des dépôts et de leur évolution macroscopique et microscopique qui sera abordée dans le cadre de cet objectif spécifique.

- **Quels enregistrements sédimentaires permettent d'identifier un forçage de nature climatique pour le début de l'Holocène, avant le développement des pratiques agricoles et leur intensification ?**

Cette question soulève la nécessité d'atteindre l'intégralité des archives sédimentaires holocènes sur les hydrosystèmes étudiés, et de déterminer si des témoins de forçages climatiques (ou eustatiques) sont enregistrés pour le début de l'Holocène. L'objectif spécifique derrière cette interrogation est également de permettre l'identification de niveaux repères au sein des archives sédimentaires, dont l'origine peut être attribuée à l'un des forçages naturels.

- **Comment s'inscrivent les mutations paysagères observées en Haute-Normandie dans le corpus de données existantes à l'échelle du Bassin de Paris et du Nord-Ouest européen ?**

Cette question, enfin, implique d'effectuer une remise en contexte régional et inter-régional des données recueillies dans les différents compartiments du géosystème en Normandie et de les intégrer dans une vision à l'échelle du Nord-Ouest européen. Il convient ainsi de confronter les niveaux repères évoqués au point précédent avec les grandes unités pédo-sédimentaires de sites déjà établis comme référence, en Normandie, dans le Bassin de Paris et dans l'Ouest de l'Europe.

CONCLUSION DU CHAPITRE 1

Si le Bassin parisien a bénéficié d'études portant sur les forçages anthropiques et climatiques dans les mutations paysagères holocènes, celles-ci se sont concentrées principalement autour des hydrosystèmes les plus importants, tels le système séquanien et ses principaux affluents, délaissant principalement les bassins versants de moindre superficie. Les hydrosystèmes ayant fait l'objet de telles études sont principalement localisés dans le secteur amont de la vallée de la Seine, comme la Beuvronne ou la Marne, tandis que les petits bassins versants de la zone aval n'ont pas encore été étudiés, ni intégrés dans les synthèses existantes.

Dans l'ancienne Basse-Normandie (Calvados), les études portant sur les petits hydrosystèmes ont mis en évidence l'existence de forçages anthropiques majeurs à l'échelle de l'Holocène, intervenant principalement à partir de la seconde moitié de la Protohistoire, plus précisément pendant le second âge du Fer, tandis que des forçages climato-eustatiques ont prédominé jusqu'alors, ayant pour conséquence des phénomènes d'entourbement et de remontée des nappes conjointement à la remontée du niveau marin dans les zones les plus proches du littoral.

Pour l'ancienne Haute-Normandie, les recherches récentes se sont concentrées principalement autour de la Basse vallée de la Seine et de ses affluents principaux (Risle et Eure), notamment dans leur secteurs aval, mettant en évidence une succession d'au moins sept crises érosives (Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012). Cependant, ces recherches, réalisées principalement en intra-site, voient leurs attributions chronostratigraphiques principalement basées sur des datations relatives et des *terminus ante et post quem* (*cf* chapitre 2), et délaissent les petites vallées secondaires, notamment les cours d'eau littoraux localisés au nord de la Seine-Maritime, pour lesquels peu de données sont disponibles. Certains de ces cours d'eau littoraux ont, certes, fait l'objet d'études concernant leurs dynamiques érosives et les transferts sédimentaires associés (Lequien 2006), mais celles-ci ne se concentrent que sur l'actuel et ne renseignent pas les évolutions hydromorphologiques au cours de l'Holocène.

C'est dans ce contexte que s'inscrit notre démarche, qui consiste à identifier les forçages climato-anthropiques dans les mutations paysagères à l'échelle des petits hydrosystèmes haut-normands, en choisissant de travailler sur différentes unités géosystémiques. Les différentes unités lithologiques et les contextes pédologiques ont été identifiés pour chaque compartiment du géosystème, du plateau au fond de vallée. De même, les grandes évolutions dans les pratiques anthropiques, principalement agro-pastorales, nous permettent de mieux mettre en relation les événements archivés dans les remplissages sédimentaires des fonds de vallon et de

vallée avec les périodes charnières dans l'anthropisation des milieux à l'échelle de l'Holocène. Ainsi, la sélection de différents sites d'études représentatifs de chaque unité, à des périodes clés de l'anthropisation des milieux (développement des pratiques agro-pastorales à l'âge du Fer par exemple) a pour vocation de nous permettre l'identification de niveaux repères dans les archives sédimentaires holocènes, relevant de la combinaison d'un ou plusieurs forçages, naturels ou anthropiques.

Le second chapitre permettra de définir les modalités d'études et la méthodologie adoptée pour répondre à la problématique et aux objectifs généraux et spécifiques explicités dans ce premier chapitre.

Chapitre 2 : Approche méthodologique

Le présent chapitre a pour vocation de présenter l'ensemble des méthodes de terrain et des outils utilisés en laboratoire, mises en place au cours de ce travail de doctorat afin de répondre à la problématique exposée précédemment. Cette méthodologie globale se base sur une approche géoarchéologique de terrain et de laboratoire, et vise à intégrer des méthodes et des outils divers et transdisciplinaires. Le choix des sites d'étude permettant de compléter les travaux antérieurs à l'échelle régionale et inter-régionale est également explicité ci-après.

1. UNE APPROCHE GEOARCHEOLOGIQUE

Le rôle des forçages anthropiques et climatiques dans les mutations paysagères au cours de l'Holocène fait l'objet de nombreuses études depuis une vingtaine d'année (Jorda et Provansal 1996 ; Kalis 2003 ; Pastre *et al.* 1997, 2003, 2006 ; Germain-Vallée *et al.* 2011, 2012 ; Lespez *et al.* 2005, 2008 ; Lespez 2012).

En France, alors que la plupart de ces études se concentrent sur les systèmes fluviaux majeurs tels que la Loire (Burnouf *et al.* 2001, Castanet 2008), la Seine (Sebag 2002, Frouin 2007, Sechi *et al.* 2010, Sechi 2012) ou encore le Rhône (Bravard 1983, Arnaud-Fassetta 2001, Salvador *et al.* 2004, 2005, Berger 2016), l'importance de l'étude des petits hydrosystèmes (d'ordre 1 à 3 selon la méthode d'ordination de Strahler 1957) est de plus en plus mise en avant dans les travaux récents portant sur ces thématiques (Helluin *et al.* 1991 ; Thérèse 2003 ; Orth *et al.* 2004 ; Lejeune *et al.* 2005, 2012 ; Lespez *et al.* 2005, 2008, 2010 ; Dotterweich 2008 ; Germain-Vallée 2011, 2012 ; Defive *et al.* 2016). En effet, ces petits hydrosystèmes offrent une réponse beaucoup plus rapide aux changements environnementaux et aux phénomènes induits par les actions anthropiques (défrichements, aménagements du territoire) ou climatiques (biostasie/rhexistasie, Larue 1995).

C'est pourquoi dans le cadre de ce travail de doctorat, le choix des sites d'étude est lié à ces cours d'eau de moindre importance en terme de débit, voire d'absence total d'écoulement pérenne (à l'image des vallons secs). La réflexion méthodologique envisagée dans le cadre de

ce travail consiste à intégrer des données environnementales issues de l'intra et de l'extra-site et d'en comprendre les mécanismes évolutifs à l'échelle de l'Holocène (fig.2.1).

Afin de mieux saisir les relations entre les sociétés passées et les milieux qu'elles ont contribué à façonner, il est nécessaire de comprendre l'évolution pédo-sédimentaire des différentes unités paysagères constituant notre terrain d'étude. Cette évolution ne peut se comprendre qu'en évaluant les pertes en sols des profils pédologiques des terrains localisés sur les plateaux et versants et en les confrontant aux produits d'érosion stockés en pied de versants et dans les plaines d'inondation des hydrosystèmes normands.

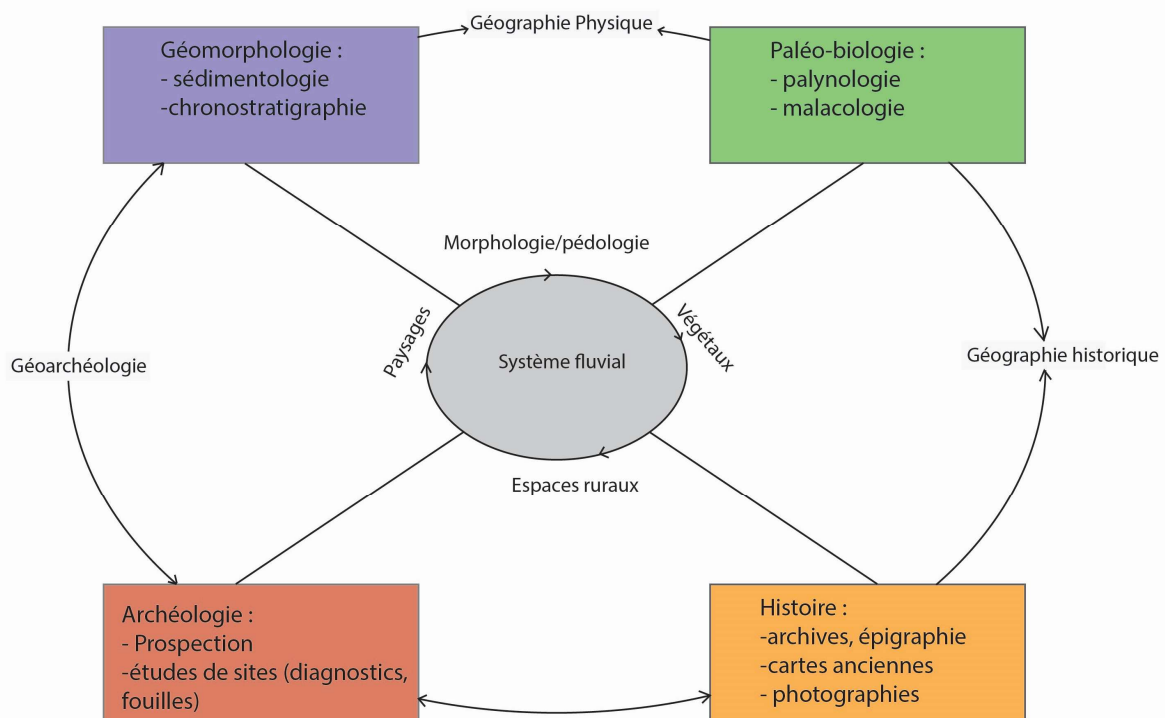


Figure 2.1 : La démarche géoarchéologique pour l'étude de l'évolution des hydrosystèmes et des paysages : objets et transdisciplinarité (modifié d'après Lespez 2012)

Les archives pédo-sédimentaires constituent de bonnes sources d'informations pour tenter d'appréhender les changements paysagers au cours de l'Holocène, sur des périodes où les sources écrites, principaux vecteurs d'informations sur les sociétés passées, sont inexistantes. L'action des sociétés humaines sur les modelés paysagers devenant plus marquée à partir du Néolithique, à l'image des défrichements mis en place à une période où l'agriculture se

développe de manière considérable, il convient donc de considérer ces archives comme sources d'informations majeures pour évaluer le rôle de l'Homme dans les changements d'organisation du territoire et du paysage (Lespez 2012).

Mais cette recherche ne peut se faire qu'en adoptant une démarche transdisciplinaire, tenant compte à la fois des données issues des sciences de l'environnement (géographie physique, paléo-biologie), de l'histoire et de l'archéologie (étude de sites archéologiques à différentes échelles spatiales). En insérant les méthodologies des géosciences au sein des disciplines archéologiques, il est ainsi possible d'adopter une approche géoarchéologique, telle qu'elle a été initiée par Claudio Vita Finzi (Vita Finzi 1969) et qui a ouvert le champ d'étude de l'archéologie à la compréhension des relations Homme/milieu. La géoarchéologie est ainsi l'étude combinée des archives archéologiques et sédimentaires afin de déterminer la façon dont les processus naturels et anthropiques ont altéré les paysages (French 2003 ; Goldberg et Macphail 2006). Elle peut également être définie « non pas comme une discipline, mais plutôt un mode d'approche interdisciplinaire des relations entre la Nature et la Société du passé, principalement à partir des archives du sol (Bravard et Magny 2002). L'approche géographique, quant à elle, permet de comprendre les milieux actuels dans lesquels s'inscrivent les sites étudiés. L'environnement physique, par le biais de la géomorphologie et de l'hydrologie, est un facteur nécessaire à l'intégration des sites dans un système géomorphologique plus global. En effet, lorsque l'objet d'étude concerne les changements paysagers à l'échelle archéologique, l'identification des processus géomorphologiques précède nécessairement leur interprétation, quel que soit l'environnement étudié (French 2003).

1.1. Choix des sites d'étude : approche spatiale

L'étude de petits hydrosystèmes permet d'observer les actions combinées des évolutions climatiques et anthropiques au sein des archives sédimentaires. En effet, ils offrent une réponse rapide aux changements anthropo-climatiques au cours de l'Holocène. C'est ainsi que trois secteurs d'études ont été choisis au sein des petits hydrosystèmes de l'Eure et de la Seine-Maritime (Normandie) afin d'apporter notre contribution aux connaissances actuelles sur ces problématiques (fig.2.2). Ces trois sites ont également été choisis en fonction des opérations archéologiques s'y déroulant car elles ont facilité l'accès aux archives pédo-sédimentaires (*cf infra*). Une première approche systémique est ici mise en place et consiste à replacer les différents sites d'étude dans leur contexte physique. Ce dernier est ici découpé en trois unités géomorphologiques : plateau, versant et fond de vallée. En effet, les remplissages sédimentaires

des vallées sont intimement liés aux processus érosifs ayant lieu sur les plateaux (Jorda & Provensal 1996 ; Dotterweich 2008). De plus, ces derniers font l'objet d'une anthropisation croissante à l'échelle de l'Holocène, avec le développement des pratiques agropastorales encore largement d'actualité aujourd'hui.

Les versants constituent un objet d'étude particulier d'un point de vue des transferts sédimentaires car ils sont soumis aux processus érosifs mais constituent essentiellement un secteur d'érosion et de transfert pour peu d'accumulation (Bertran et Texier 1997 ; Bertran 2004 ; Berger *et al.* 2000). Les fonds de vallée, quant à eux, permettent d'étudier les variations d'environnement, qu'il s'agisse des changements d'hydrodynamisme, le rôle de l'eustatisme sur l'entourbement ou encore les modifications de style fluvial d'un cours d'eau. C'est donc une démarche de « l'amont à l'aval » qui a été adoptée au cours de ce travail de recherche, en tentant ainsi de caractériser les archives pédo-sédimentaires pour ces unités géomorphologiques des départements de l'Eure et de la Seine-Maritime.

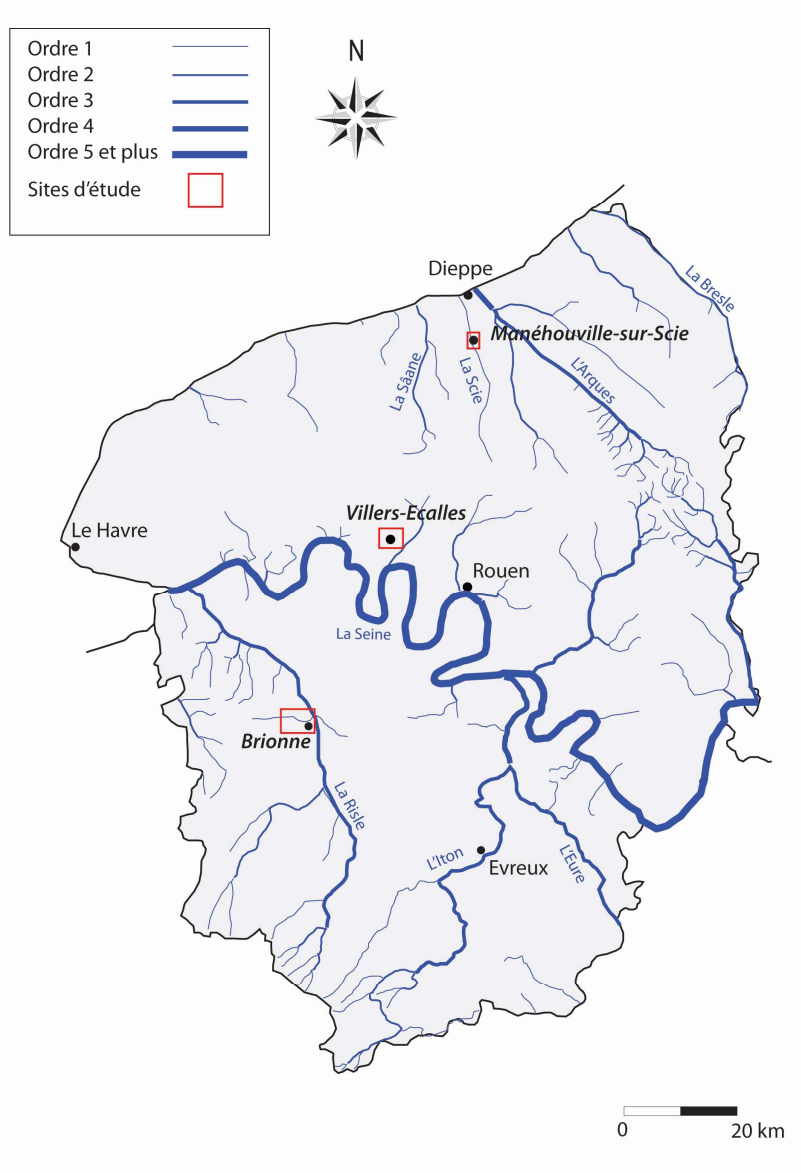


Figure 2. 2 : localisation des sites d'études (en italique) et réseau hydrographique (ordination simplifiée selon Strahler 1957) de l'Eure et de la Seine-Maritime

Ainsi chacun des sites que nous avons choisi d'étudier s'intègre dans l'une de ces unités géomorphologiques (plateau, versant, fond de vallée), certains étant localisés à l'interface entre ces unités.

1.2. Caractérisation des occupations archéologiques : approche chronologique

Le développement de l'archéologie préventive depuis quelques années permet, par le biais des opérations de diagnostics et de fouilles qu'il suscite, l'observation des dépôts sédimentaires en relation directe avec les occupations humaines. Cette activité de recherche archéologique permet également d'observer les mutations paysagères au moyen des enregistrements

stratigraphiques et de lier, par le biais de datations relatives et absolues, les bouleversements des écosystèmes avec le rôle des activités anthropiques (Allée et Lespez 2006 ; Sechi *et al.* 2010, Granai *et al.* 2011, 2014 ; Sechi 2012).

Le site de **Villers-Ecalles** (« le vallon d'Ecalles ») localisé au sein du plateau du Pays de Caux (Seine-Maritime) constitue un choix judicieux pour étudier ce type d'unité géomorphologique. En effet, le plateau du Pays de Caux est régulièrement exploité depuis le Néolithique moyen II (sites chasséen de Blangy-sur-Bresle ou Theuville-aux-Maillots) car il offre des terrains propices au développement de l'agriculture en raison de sa couverture loessique (Richard 2004). Il est également entaillé par de nombreux vallons. Ces petits vallons d'ordre 1 selon l'ordination de Strahler (Strahler 1957), généralement soumis à des écoulements intermittents, permettent un bon enregistrement des matériaux sédimentaires issus de l'érosion des versants (Larue 1995). De plus, le développement des pratiques agro-pastorales sur ces terrains privilégiés en raison de leur lithologie semble jouer un rôle prépondérant sur l'environnement, pouvant être à l'origine de crises érosives conjointement avec les péréorations climatiques.

Le second site d'étude, **Brionne** (Eure) est quant à lui localisé à la confluence de la vallée de la Risle (Eure) et du Ru des Fontaines, un petit hydrosystème dont la longueur n'excède pas un kilomètre. Il permet ainsi d'appréhender les archives pédo-sédimentaires au débouché d'un vallon, au contact avec le fond de vallée d'un hydrosystème plus important à l'échelle de la Normandie, la Risle. De plus, l'occupation, principalement gallo-romaine, de ce site archéologique correspond à une période charnière dans le développement de l'anthropisation de cette vallée. L'étude géoarchéologique de Brionne permet donc de mieux comprendre les inter-relations entre l'Homme et son milieu pour cette période charnière de l'Holocène.

Enfin, le site de **Manéhouville-sur-Scie** (Seine-Maritime), constitue un site d'étude propice à la compréhension des remplissages sédimentaires en fond de vallée côtière. Localisé au sein de la plaine alluviale de la Scie, il constitue un site privilégié pour l'étude des dynamiques géomorphologiques holocènes, de par la présence d'indices d'occupation humaine en fond de vallée. De plus, cette vallée permet de documenter un secteur de la Seine-Maritime jusqu'ici très peu étudié, en raison du nombre réduit de découvertes archéologiques au sein de ces hydrosystèmes côtiers. L'étude de ce bassin versant est également l'occasion d'inscrire ces données nouvelles dans une réflexion à l'échelle régionale, puisque ces petits hydrosystèmes

côtiers normands n'ont été que trop peu étudiés jusqu'alors dans ce département au contraire du Calvados.

1.3. Cartographie géomorphologique

La géomorphologie permet de comprendre l'environnement physique du terrain d'étude, ainsi que les différents processus à l'origine des modelés actuels. Elle se base sur la confrontation d'éléments physiques tels que le relief, la géologie ou encore l'hydrographie afin de comprendre l'évolution des paysages sur le temps long.

La cartographie géomorphologique est un outil permettant d'engager une étude géoarchéologique par une analyse géomorphologique régionale (Fouache 2010). En effet, la mise en place de cette cartographie permet d'identifier les dynamiques géomorphologiques à l'échelle d'un bassin versant et ainsi de déterminer les secteurs d'érosion et d'accumulation, conditionnant l'implantation des sites archéologiques et la conservation des vestiges. De plus, la localisation des sites archéologiques et de leurs vestiges est un facteur influençant largement leur conservation (Berger 2008). Cette approche permet également d'identifier les secteurs pour lesquels les archives sédimentaires sont susceptibles d'être les mieux conservées et ainsi offrir un potentiel solide pour l'étude géoarchéologique et paléo-environnementale.

Afin de faciliter l'identification des modelés normands permettant la réalisation d'une cartographie géomorphologique, nous nous sommes appuyés sur un Système d'Information Géographique (SIG).

Réalisé à l'aide de QGIS 2.6 et GRASS GIS 6.4, deux logiciels libres consacrés aux SIG et aux modèles numériques de terrain, ce travail a consisté en la construction d'une base de données comportant des informations spatialisées. En incorporant des données telles que la BD TOPO IGN 25 000 comportant les hydrosystèmes ou le couvert végétal sous une forme vectorisée et en confrontant ces données avec les informations données par les cartes géologiques et topographiques du BRGM et de l'IGN, ainsi que nos observations de terrain, la réalisation d'une cartographie géomorphologique pour chaque site d'étude a pu être mise en place. Les données topographiques utilisées pour le site de Brionne (Modèle numérique de Terrain et cartographie géomorphologiques) proviennent de données LIDAR acquises par

l'Université de Rouen, plus précises que la BD TOPO IGN 25000, et couvrant ce secteur de la vallée de la Risle (précision 1m).

2. METHODOLOGIE DE TERRAIN ET DE LABORATOIRE

2.1. Appréhender et comprendre les archives pédosédimentaires

Appréhender le terrain en géoarchéologie constitue la première phase d'acquisition de données. La reconnaissance des faciès sédimentaires et de leur origine (colluviale, alluviale) est essentielle à la compréhension des forçages ayant conduit à leur mise en place. Dans le cas de dépôts colluviaux ou alluviaux considérables, leur mise en place est potentiellement l'expression de l'anthropisation des bassins versants (Jorda et Provensal 1996 ; Allée et Lespez 2006 ; Germain-Vallée 2011, 2012).

2.1.1. Prospections géophysiques

L'étude géoarchéologique de l'un des trois sites d'étude, Manéhouville-sur-Scie localisé en fond de vallée, a été menée dans un premier temps à l'aide de prospections géophysiques, afin de caractériser le remplissage sédimentaire du fond de vallée et de déterminer les zones pour lesquelles les archives pédo-sédimentaires étaient les plus développées et les plus propices à fournir des données paléoenvironnementales inédites et détaillées. L'utilisation de cette méthode remonte au début de la seconde moitié du XX^{ème} siècle suite aux travaux de R.J.C. Atkinson qui utilisa la résistivité électrique des sols pour repérer le tracé de fortifications médiévales à Dorchester (Angleterre). Depuis, cette méthode a été largement utilisée en contexte archéologique (Tabbagh 1974, 1982, 1986 ; Hesse 1978 ; Dabas 1999, 2006 ; Dabas *et al.* 2005 ; Mathé *et al.* 2010, 2012 ; Simon 2012) ou non (Tabbagh *et al.* 2000), afin de repérer des traces d'occupations enfouies, ou bien d'évaluer l'épaisseur de formations superficielles recouvrant des matériaux plus résistants ou encore la mise en évidence de paléo-chenaux dans des contextes de marais littoraux (Mathé *et al.* 2010, 2012 ; Camus *et al.* 2011). Des études similaires ont été réalisées récemment dans d'autres contextes de fonds de vallée, notamment dans la vallée de la Seine sur le site d'Alizay-Igenville (Marcigny et Mazet 2016), afin d'identifier les paléochenaux de la Seine et d'observer les variations topographiques des dépôts de graves.

Dans la cadre de notre étude sur le site de Manéhouville-sur-Scie, les prospections géophysiques ont été réalisées par la société Géocarta, et se sont mise en place selon deux méthodes distinctes : la résistivité électrique (méthode Automatic Resistivity Profiling ou ARP) et la méthode électro-magnétique (Electro Magnetic Profiling EMP).

Principes de base

La résistivité électrique mesure la difficulté d'un courant électrique à traverser un matériau. Cette mesure est particulièrement utilisée en géomorphologie car elle permet de répondre aux problématiques concernant les épaisseurs des archives pédo-sédimentaires des fonds de vallées. En effet, la variabilité liée à la résistivité électrique est basée sur un paramètre essentiel : la teneur en argiles d'un sol, qui constituent un matériau très conducteur. Ainsi, une forte conductivité électrique traduira régulièrement une forte teneur en argile dans les sols.

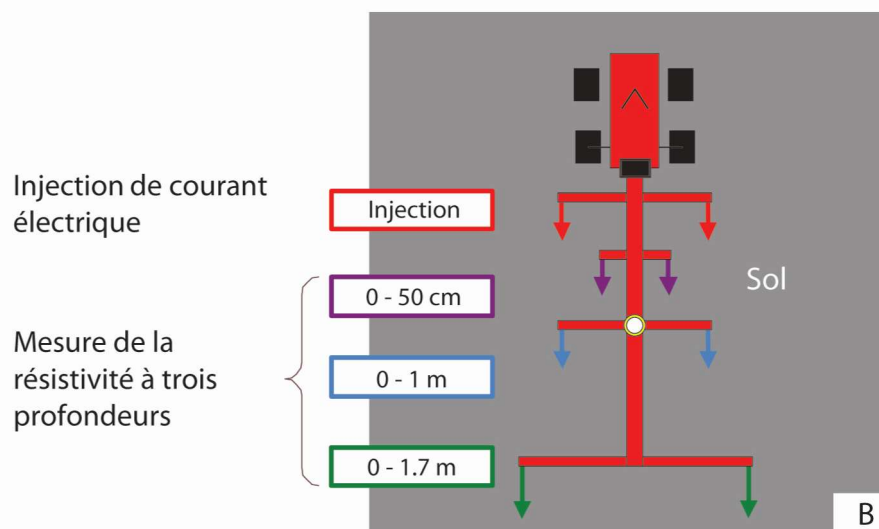
La résistivité (ou son inverse, la conductivité) varie également selon plusieurs autres paramètres tels que la texture des dépôts (l'argile est peu résistante), leur profondeur, leur porosité, le substrat, la pierrosité (Figueiredo 1996) ou encore la réserve utile (Tabbagh 1986 ; Dabas 1999, 2006, Dabas *et al.* 2005 ; Mathé *et al.* 2010, 2012 ; Simon 2012). La méthode électrique permet de caractériser les variations de résistivité électrique apparente du sous-sol. Elle consiste à injecter dans le sol un courant électrique, puis à mesurer la différence de potentiel (exprimé en volt) générée par ce courant. La valeur mesurée est celle de la résistivité électrique apparente et est exprimée en ohm/m. Elle est déduite des valeurs d'intensité du courant et de la différence de potentiel mesuré. Elle varie selon les matériaux constitutifs du terrain et la teneur en eau de celui-ci. De manière générale, une structure empierrée sera plus résistante qu'un matériau à granulométrie fine (comme un dépôt argileux ou une structure archéologique en creux).

Le matériel employé par la société Géocarta au cours de cette prospection est un dispositif multipôle ARP 03, composé de huit roues à pointes, tracté par un véhicule à quatre roues tout-terrain (fig.2.3.A). Le premier essieu de l'appareil comporte un émetteur de courant électrique tandis que les trois suivants sont constitués d'appareils récepteurs (fig.2.3.B). La localisation des mesures se fait en temps réel à l'aide d'un GPS RTK Trimble, constitué de deux appareils, l'un fixe et l'autre mobile. Les deux éléments sont reliés par radio, ce qui permet de corriger une erreur de position de 5 m et de la réduire à quelques centimètres. Le véhicule tout-terrain permet également une acquisition rapide des données, les profils se réalisant à une vitesse d'environ 15 km/h. La mesure de résistivité électrique (ARP) se base sur trois profondeurs

d'investigations : 0-0,5 m, 0-1 m et 0-1,7 m et permet d'aboutir à une cartographie du sol selon sa résistivité pour chaque profondeur d'investigation.



A



B

Figure 2. 3 : A. Dispositif multipôle ARP monté sur essieu et tracté par un véhicule motorisé tout terrain. (Photographie : Gonnet 2013) B. Schémas du dispositif de mesure ARP vu en plan (Géocarta 2013)

Une fois l'acquisition des données effectuées, un traitement de l'information est mis en place, afin d'éliminer les valeurs n'ayant aucune réalité physique (marge d'erreur). Une fois ce traitement terminé, les données ont fait l'objet d'une interpolation selon un maillage de 1,5 m x 1,5 m (ce qui signifie que le pixel de restitution est de 1,5 m de large, à titre comparatif, le maillage archéologique est de 0,5m de large pour la restitution des données fines).

La lecture des données cartographiques se fait grâce à la représentation visuelle (fig.2.4) par un jeu de couleur allant du bleu marine (faible résistivité) au rouge (forte résistivité), mais également par l'échelle de valeurs de résistivité correspondant à chaque plage colorée (exprimée en Ohm.m).

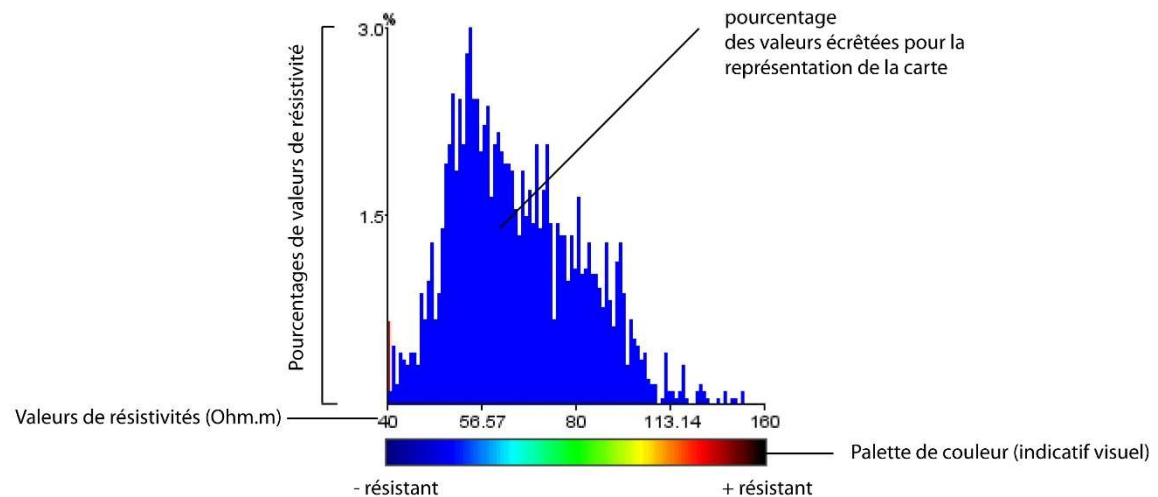


Figure 2. 4 : histogramme et échelle de couleur d'une carte de résistivité (Géocarta)

Ces valeurs de résistivités indiquent ainsi la difficulté qu'a connue le courant pour se diffuser dans les archives du sol en un endroit précis. Plus ces valeurs sont élevées, plus la résistivité est importante. La représentation cartographique en plage colorée est mise en place en échelle dite identique (même palette de couleur et même valeur minimale et maximale pour chaque carte) afin de faciliter l'approche comparative entre les différentes cartes obtenues pour le secteur, à profondeur variable. Au contraire, d'autres cartes dites ajustées sont proposées et permettent de mieux déterminer la variabilité de la résistivité sur une parcelle.

La méthode électro-magnétique apporte quant à elle des informations sur les six premiers mètres de profondeur (il y a ainsi deux profondeurs d'investigation : la première s'effectuant entre 0 et 3 m et la seconde entre 0 et 6 m). Elle mesure les variations de la conductivité électrique apparente du sol, exprimée en milli Siemens/m et notée Sigma. Tout champ magnétique induit dans un sol engendre un champ électrique (Chouteau et Giroux, 2005),

appelé courant de Foucault. La valeur de conductivité est déduite du rapport entre le champ primaire émis par la bobine émettrice et le champ secondaire (courant de Foucault) mesuré par la bobine réceptrice (fig.2.5.A), et induit par la circulation du courant électro-magnétique dans le sol, à l'aide d'un appareil tracté (fig.2.5.B).

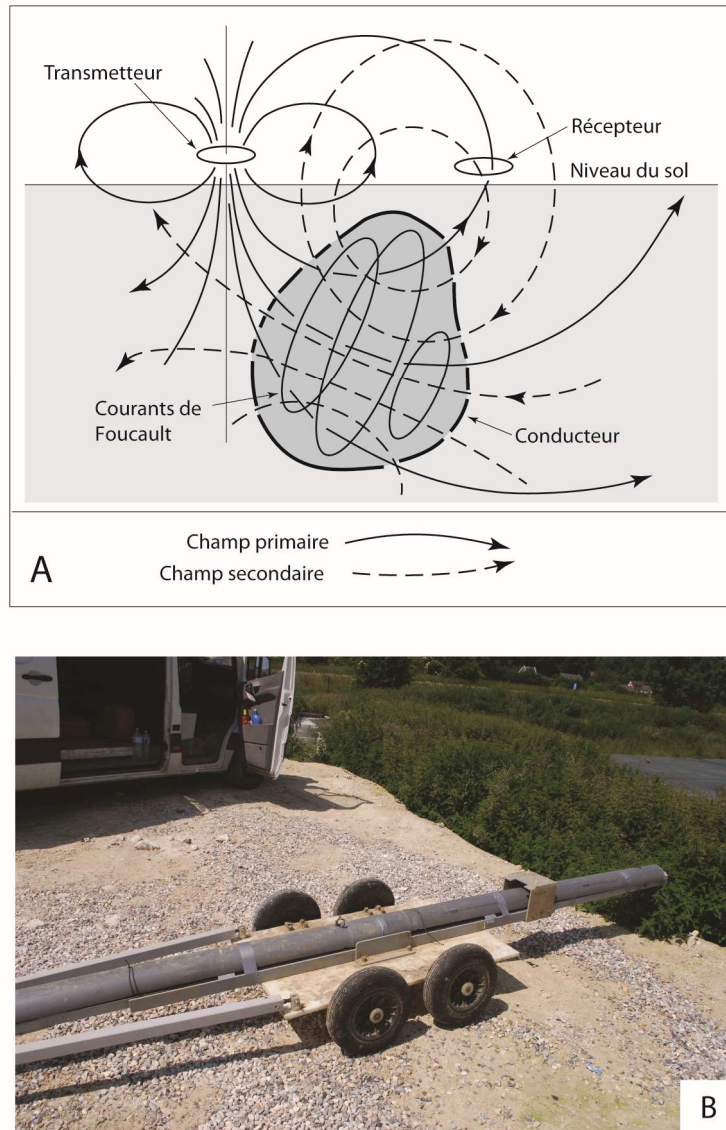


Figure 2. 5 : A. Représentation schématique en coupe de la prospection électromagnétique (Chouteau et Giroux 2005). B. Capteur tracté Dual EM421S utilisé pour le système EMP (photographie : Gonnet)

Les deux méthodes ARP et EMP sont donc complémentaires et permettent de mettre en évidence des anomalies (variations de susceptibilité magnétique ou de résistivité électrique), qu'il convient d'expliquer ensuite par le biais de sondages. En effet, les variations des résistivités rencontrées suite à leur traitement et à leur représentation cartographique ne

permettent pas de caractériser directement les sols, mais permettent de déterminer les secteurs où les dépôts fins (tourbes, argiles organiques et limons) semblent relativement bien dilatés.

2.1.2. La lecture stratigraphique et la description des unités pédosédimentaires

L'ensemble des sites ayant été étudié dans le cadre d'opérations archéologiques préventives, les coupes stratigraphiques ont été réalisées à l'aide d'engins mécaniques. Tous les sondages ont ainsi été effectués soit sous forme de tranchées, soit de sondages ponctuels lorsque les conditions ne permettaient pas la mise en place de tranchées continues (hydromorphie, conditions de sécurité lié au risque d'effondrement des coupes). Les sondages ainsi réalisés ont été effectués à l'aide d'une pelle mécanique à godet lisse, d'une largeur de trois mètres.

En concertation avec les équipes archéologiques, des mesures de sécurité ont été mises en place pour les sondages excédant 1,20 mètre de profondeur, sous la forme de paliers de sécurité d'un mètre de large. L'intérêt d'utiliser des engins mécanisés pour la réalisation de sondages est multiple. Tout d'abord, cette méthode permet d'éviter les phénomènes de compaction des séquences sédimentaires inhérents aux carottages motorisés ou à la sonde russe. Ils permettent de plus d'observer directement sur le terrain la géométrie des dépôts, ce que les carottages ne permettent pas aussi aisément. Enfin, ils autorisent un prélèvement systématique sur des séquences sédimentaires parfois dilatés, sans déstructuration du sédiment contrairement à l'utilisation de la tarière pédologique.

Une fois les sondages ouverts, un travail de nettoyage des coupes stratigraphiques a été mis en place, afin de repérer dans un premier temps les différentes unités stratigraphiques, avant le prélèvement d'échantillons (fig.2.6). Un relevé systématique au 1 : 20 a été effectué, puis les faciès observés ont été décrits. Cette analyse de faciès sédimentaires constitue une étape majeure dans la reconstitution des environnements passés, la compréhension des modes de sédimentations et des forçages à l'œuvre. Les éléments de description permettant cette analyse de faciès concernent la couleur du sédiment (à l'aide d'un code Munsell), sa texture, sa structure, la présence de traits pédologiques visibles (oxydo-réduction, bioturbation) ou encore la présence ou non d'artefacts archéologiques (fragments de céramique, charbons, empièvements, mobilier lithique...).

Afin d'aller plus loin dans les analyses de faciès sédimentaires, l'approche pédologique est nécessaire pour comprendre les stratigraphies holocènes, en contexte archéologique ou non.

Les liens entre dépôts et processus de développement de sol sont étroits, puisqu'ils aboutissent à la vision stratigraphique du géoarchéologue sur le terrain (Sechi 2012).



Figure 2. 6 : Méthodologie mise en place au cours de la phase de terrain (photographies A.Gonnet)

2.1.3. Echantillonnage et prélèvement

Une fois les coupes stratigraphiques observées, relevées et décrites, un échantillonnage a été réalisé sur l'intégralité des faciès sédimentaires lorsque cela était possible, pour effectuer des analyses laboratoires (sédimentologie, micromorphologie ou encore palynologie pour le site de Manéhouville-sur-Scie). Des échantillons ont également été prélevés afin de fournir une datation radiocarbone (charbons, malacofaune, sédiment organique, macroreste végétal) pour préciser la chronostratigraphie du site.

2.2. Méthodologie de laboratoire

Si dans un premier temps il est essentiel de comprendre et d'appréhender les archives sédimentaires sur le terrain afin d'en déterminer la succession des faciès et des dépôts, certaines analyses en laboratoire viennent compléter leurs observations et préciser des éléments non identifiables sur le terrain. Les principales unités stratigraphiques observées sur le terrain sont aisément attribuables à des environnements de zones humides organiques, à des plaines d'inondation ou encore à des matériaux colluvionnés. Mais l'ensemble des analyses présentées ci-dessous permettent de préciser les conditions de dépôts de ces sédiments ainsi que de comprendre leur transformations (processus post-dépositionnels) pour mieux caractériser la succession des milieux.

2.2.1. Sédimentologie : Caractérisation granulométrique des faciès sédimentaires

Les faciès sédimentaires observés et prélevés sur le terrain ont fait l'objet d'une caractérisation granulométrique afin de définir les conditions de dépôt de ces sédiments.

2.2.1.1. Protocole d'étude

Les analyses granulométriques ont été réalisées au laboratoire Geophen (Université de Caen, UMR 6554) et au laboratoire de Géographie Physique Pierre Birot à Meudon (UMR CNRS 8591), respectant un protocole similaire. Après un séchage à l'étuve (30°C) des échantillons, ceux-ci ont été pesés puis tamisés à sec à l'aide d'un tamis doté d'une maille de 2 mm, afin de séparer la fraction grossière de la fraction fine. En effet, le granulomètre laser de type Malverne ne peut analyser des sédiments supérieurs à 2 mm. Une fois cette séparation effectuée, la fraction grossière a été pesée. Entre 15 et 20 grammes de sédiments inférieurs à 2 mm ont fait l'objet d'une destruction de matière organique, afin de ne pas fausser les résultats granulométriques. En effet, la présence de matière organique (macro-restes végétaux, charbons et micro-charbons), peut fausser les analyses granulométriques et les composés humiques peuvent provoquer des phénomènes de floculation des argiles. Cette destruction de matière organique s'est réalisée en deux étapes : dans un premier temps, une solution d'eau oxygénée (H₂O₂ 25 ml) et d'eau déminéralisée (50 ml) a été versée dans les béchers contenant les échantillons. Après une réaction à froid d'une durée de 24h, les échantillons ont fait de nouveau l'objet d'une destruction de matière organique (50 ml d'H₂O₂, complété à 200 ml avec de l'eau

déminéralisée). Cette seconde phase de destruction de matière organique s'est effectuée à chaud sur une plaque chauffante à 70°C. De l'eau oxygénée a été ajoutée à chaque arrêt de réactions (vapeur, ébullition) et ce jusqu'à un arrêt complet de celles-ci.

La solution a ensuite été mise à refroidir puis à décanter. Une fois la décantation terminée, le surnageant a été aspiré à la pipette, en veillant à ne pas absorber le sédiment pour ne pas fausser les résultats.

Après avoir été transvasé dans un contenant en plastique, un dispersant a été ajouté (hexamétaphosphate de sodium, 25 ml) afin de veiller à ce que les particules ne s'agglomèrent pas entre elles pendant la mesure granulométrique. Un nouvel ajout de 200 ml d'eau déminéralisée a été effectué avant de placer les récipients sur un agitateur rotatif pendant une durée d'environ 12 heures.

Les analyses granulométriques ont ensuite été réalisées en versant le sédiment en solution (au préalable placé sous agitation magnétique à 800 rotations par minute) tout en prenant garde à effectuer le prélèvement à la pipette dans l'intégralité de la colonne d'eau (un prélèvement à la base, un autre au milieu du bécher puis un dernier au sommet de la colonne d'eau). Les mesures au granulomètre laser ont été effectuées en utilisant un granulomètre laser de type Malvern Mastersizer 2000, avec un taux d'obscurité de la cellule laser compris entre 17 et 20%. Un laser incident est projeté sur les particules. La diffraction de la lumière permet l'estimation de la taille des particules. La principale limite à l'utilisation de ce matériel consiste en la surestimation de la taille des grains par rapport à la méthode classique au tamis. En effet, les particules étant plus proches d'une forme ovoïde que d'une forme sphérique, l'axe selon lequel le rayon incident frappe le grain peut entraîner un biais dans les résultats. Afin d'obtenir des résultats homogènes, plusieurs passages d'un même échantillon ont été réalisés, en vérifiant que les courbes granulométriques et les paramètres de dispersion (mode, médiane, moyenne, D10, D99) étaient similaires ou très proches (marge d'erreur inférieure à 5%), afin de s'assurer de la répétabilité de la mesure.

Les résultats obtenus sous forme de courbes de fréquences simples et fréquences cumulées ont ensuite été traités à l'aide du logiciel Gradistat© (Blott & Pye 2001). Les limites des classes granulométriques sont celles définies par Gradistat© : la fraction > 2 cm est constituée de cailloux. La classe comprise entre 2 mm et 2 cm caractérise les graviers. Les sables sont compris

entre 63 μm et 2mm, et les sous-catégories (sables grossiers, sables moyens, sables fins) sont prises en considération. La fraction 2 μm -63 μm correspond aux silts (Freidman et Sanders 1978, Blott & Pye 2001), tandis que celle inférieure à 2 μm regroupe les argiles (Friedman et Sanders 1978).

2.2.1.2. Analyse des résultats

Les résultats obtenus suite au passage des échantillons inférieurs à 2 mm au granulomètre laser ont été représentés dans des diagrammes triangulaires indiquant la texture des échantillons, à l'aide du logiciel Gradistat©. De plus, la borne 2 μm a été choisie pour discriminer les particules argileuses des particules limoneuses, et la borne 63 μm pour séparer limons et sables.

En contexte alluvial, l'utilisation de l'image CM initiée par Passega (Passega 1957) à partir des alluvions du Mississipi, puis consolidée par les travaux récents sur le Rhône (Bravard 1983 ; Bravard et Peiry 1999 ; Arnaud-Fassetta 2003 ; Salvador *et al.* 2005 ; Brousse et Arnaud-Fassetta 2011) permet, en confrontant la médiane (M ou D50) et le percentile le plus grossier (D99 ou C), d'étudier les modalités de dépôt des sédiments au sein d'une colonne d'eau. La médiane est ici utilisée car elle représente le mieux l'ensemble de la série, tandis que le percentile le plus grossier représente la fraction grossière et mesure la compétence d'un courant (Passega 1957 ; Bravard 1983 ; Salvador *et al.* 2005).

L'image ainsi créée (fig.2.7) en confrontant ces deux paramètres permet de définir différentes zones, qui discriminent les sédiments selon leur appartenance à une unité morpho-structurale (Bravard 1983 ; Peiry 1994 ; Bravard et Peiry 1999). Les dépôts aquatiques (chenal actif, bras, banc) se distinguent ainsi des environnements terrestres (plaine d'inondation, berge). Il convient cependant d'ajouter qu'il n'existe actuellement pas d'image CM transposable à tous les environnements fluviaux (Bravard et Peiry 1999 ; Miall 2006 ; Houbrechts *et al.* 2013).

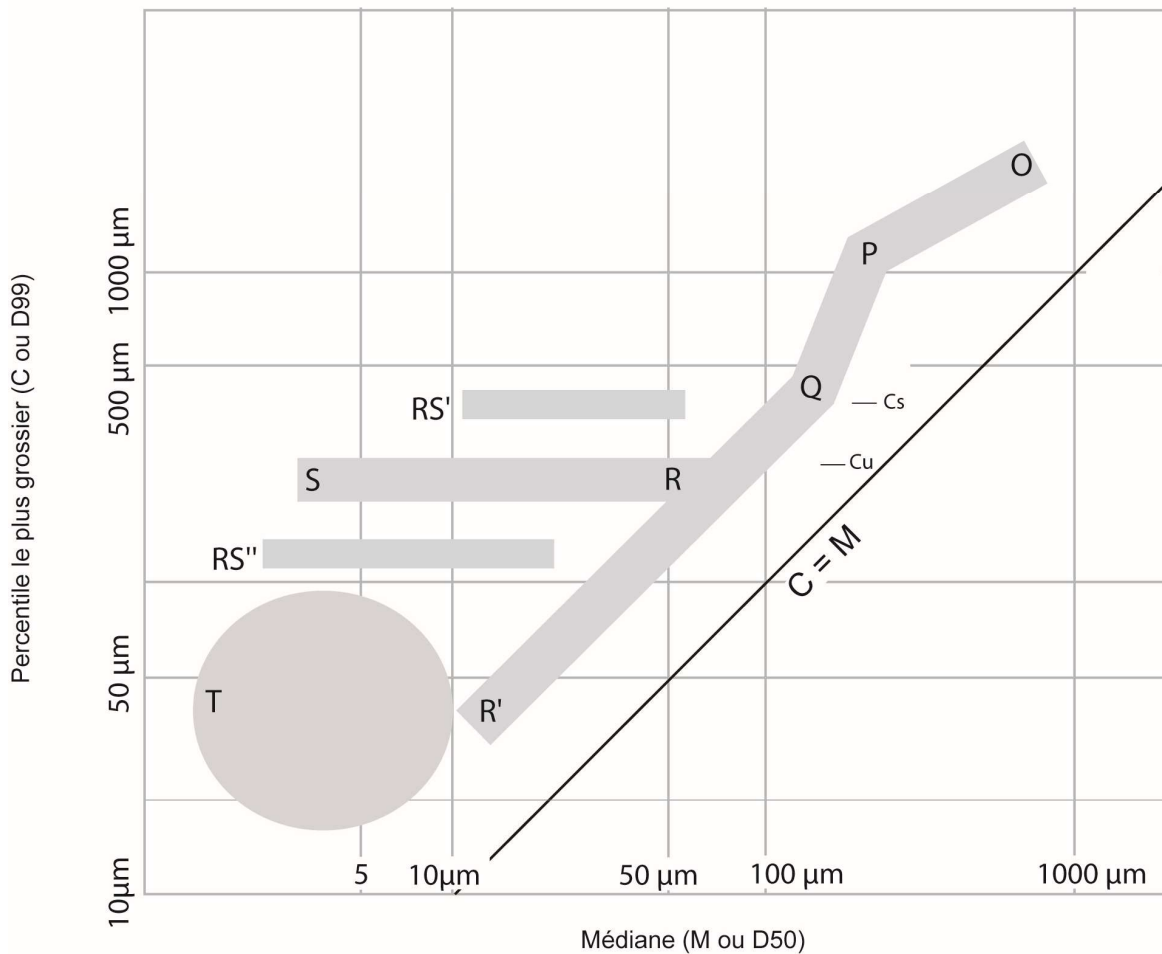


Figure 2. 7 : Image CM théorique (modifié d'après Passega 1957 et Bravard 1983)

Plusieurs segments du diagramme sont représentés par les nuages de points et sont chacun associés à un mode de transport bien distinct (roulement, saltation, suspension, décantation).

Ces modes de dépôt sont exprimés selon plusieurs ensembles :

- L'axe SR du diagramme définit les dépôts de suspension uniforme. Dans le cas des échantillons localisés sur cet axe, le transport de fond n'est pas assez important pour avoir un impact sur l'intégralité de la colonne d'eau et de permettre un granoclassement. Ce sont les particules les plus grossières qui se déposent dans un premier temps, avant les fines.
- l'axe RQ définit les dépôts de particules par suspension graduée, dans le cas de frottements des courants de fond.

- l'axe QP présente les modes de dépôts mis en place majoritairement par suspension graduée et secondairement par roulement de quelques éléments. Ces dépôts sont souvent caractéristiques des remblaiements sableux des chenaux ou de bancs alluviaux.

- l'axe PO indique les modes de dépôts par roulement et secondairement par des particules mises en place par suspension graduée.

- l'axe ON correspond aux dépôts de roulement uniquement. Il correspond aux matériaux de type galets et cailloutis de fonds de chenaux.

- L'enveloppe T souligne l'existence de dépôts qui se mettent en place en l'absence de courant, par décantation. Il s'agit des dépôts caractéristiques des bras morts déconnectés du cours d'eau principal.

Dans le cas d'un alignement des points parallèlement à la droite C=M (droite dite de « tri parfait »), on suppose un dépôt très bien trié (courbes unimodales). La valeur Cs indique la limite maximum de la suspension graduée. La valeur Cu indique la taille maximale des particules transportées par suspension uniforme. Ce mode de dépôt est caractéristique des plaines d'inondation et des berges (Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016).

La méthode de Passega a été perfectionnée depuis sa mise en place (Bravard 1983 ; Peiry 1988 ; Houbrechts *et al.* 2013), et elle reste largement employée pour déterminer les modes de transports sédimentaires et les conditions hydrodynamiques (Bravard 1983, 1997 ; Bravard et Peiry 1999 ; Brousse et Arnaud-Fassetta 2011 ; Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016).

Le diagramme de Hjulström (Hjulström 1939) complète les résultats issus de l'image CM, en indiquant les vitesses de courant nécessaires (hydrodynamisme) pour les processus d'érosion, de transport et de dépôt des particules en fonction de leur granulométrie (fig.2.8). Ces deux méthodes d'analyses des résultats granulométriques ne peuvent cependant être appliquées qu'en contexte alluvial, soit pour les sites de fond de vallée, et n'ont pas été appliquées sur le site de Villers-Ecalles, localisé en contexte de plateau et de versant. De plus, leurs résultats sont à considérer avec précaution, la méthodologie ayant été mise en place dans des contextes morphodynamiques, lithologiques et hydrologiques différents de ceux que nous étudions dans le cadre de cette thèse.

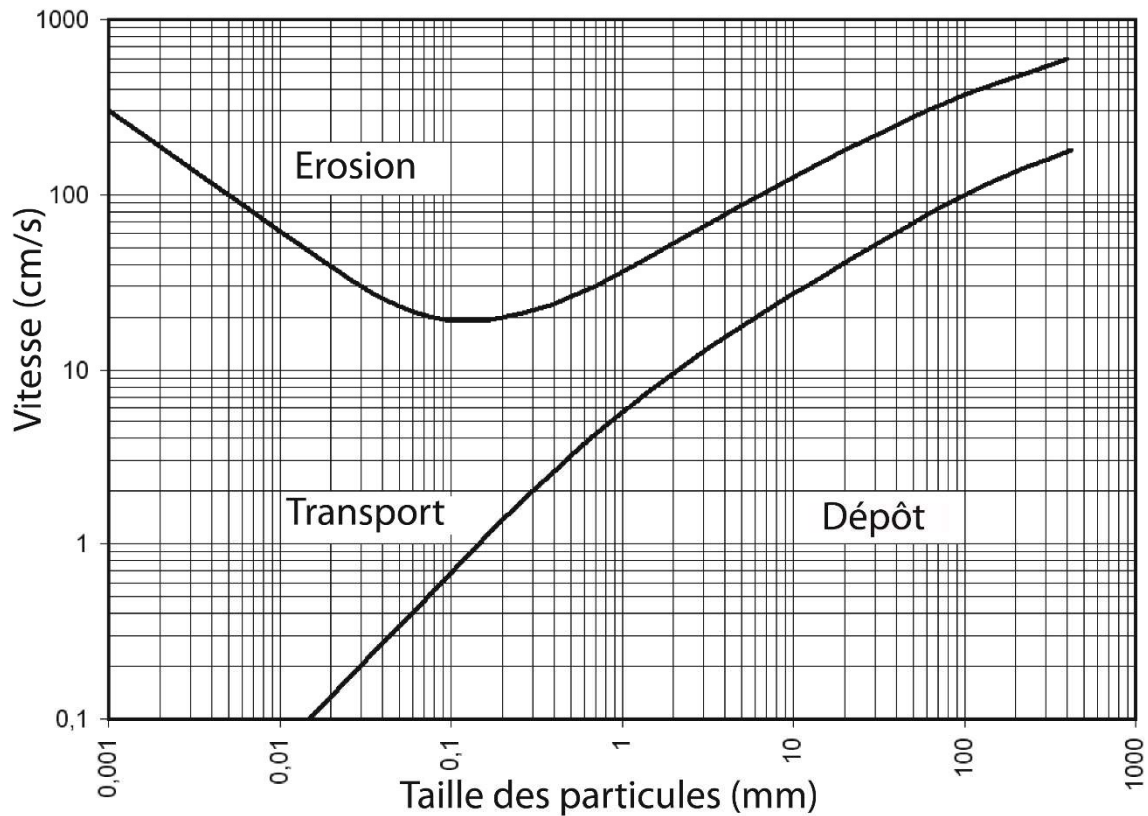


Figure 2. 8 : Diagramme théorique de Hjulström (Hjulström 1939) indiquant les vitesses nécessaires aux conditions d'érosion, de transport et de dépôts des particules, en fonction de la granulométrie des échantillons. La courbe supérieure indique les vitesses limites au-dessus desquelles les particules sont arrachées du fond. La courbe inférieure indique les vitesses limites en dessous desquelles les particules sédimentent.

Une autre méthode de traitement statistique des données a été mise en place, en utilisant la méthode des moments (Folk et Ward 1957 ; Blot et Pye 2001). Cette méthode permet d'obtenir et de confronter divers paramètres de tendance, tels que la moyenne, le tri (*sorting standard deviation*), l'asymétrie de la distribution (*skewness*) et le coefficient d'aplatissement (*kurtosis*). Si les paramètres ont été développés par Folk et Ward (Folk et Ward 1957) sur une échelle dont l'unité est exprimée en μm , la méthode existe également en utilisant l'échelle Phi (ϕ). Les paramètres de calculs sont indiqués sur la figure suivante (fig.2.9) :

(c) Logarithmic method of moments					
Mean		Standard deviation		Skewness	
$\bar{x}_\phi = \frac{\sum f m_\phi}{100}$		$\sigma_\phi = \sqrt{\frac{\sum f (m_\phi - \bar{x}_\phi)^2}{100}}$		$Sk_\phi = \frac{\sum f (m_\phi - \bar{x}_\phi)^3}{100\sigma_\phi^3}$	
$K_\phi = \frac{\sum f (m_\phi - \bar{x}_\phi)^4}{100\sigma_\phi^4}$					
Sorting (σ_ϕ)		Skewness (Sk_ϕ)		Kurtosis (K_ϕ)	
Very well sorted	<0.35	Very fine skewed	>+1.30	Very platykurtic	<1.70
Well sorted	0.35-0.50	Fine skewed	+0.43 to +1.30	Platykurtic	1.70-2.55
Moderately well sorted	0.50-0.70	Symmetrical	-0.43 to +0.43	Mesokurtic	2.55-3.70
Moderately sorted	0.70-1.00	Coarse skewed	-0.43 to -1.30	Leptokurtic	3.70-7.40
Poorly sorted	1.00-2.00	Very coarse skewed	<-1.30	Very leptokurtic	>7.40
Very poorly sorted	2.00-4.00				
Extremely poorly sorted	>4.00				

Figure 2. 9 : Paramètres de calculs de la moyenne, du tri granulométrique, de l'asymétrie, du coefficient d'aplatissement et interprétations selon la méthode des moments logarithmiques (Blott & Pye 2001).

2.2.2. Mesure de la susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique a été utilisée conjointement avec les analyses granulométriques pour déterminer les changements de faciès invisibles à l'œil nu. La susceptibilité magnétique (SM) mesure la capacité d'un sédiment à réagir à une excitation magnétique et permet de déduire les propriétés magnétiques d'un échantillon (Thompson et Oldfield 1986 ; Oldfield 1991 ; Dearing 1994 ; Dearing *et al.* 1996). La mesure est exprimée en SI (System International). Pour effectuer les mesures de SM sur les échantillons, une sonde Bartington de type MS3 a été utilisée. L'avantage de cette méthode consiste en l'acquisition rapide de données à haute résolution. Néanmoins, elle ne peut être utilisée seule et nécessite de corrélérer les résultats avec d'autres analyses sédimentologiques pour permettre une interprétation des données. De plus il est nécessaire de calibrer régulièrement l'appareil afin d'éviter une perturbation des résultats par l'environnement.

L'intensité du signal magnétique recueilli par le susceptibilimètre dépend de la présence ou de l'absence de grains magnétiques contenus dans les échantillons prélevés. Ainsi, les variations de susceptibilité magnétique enregistrées peuvent être dues à une plus ou moins grande teneur en matériaux ferri-magnétiques au sein des séquences. Une hausse du signal peut découler de plusieurs paramètres tels que la composition minéralogique du bassin versant, la mise en place de processus pédogénétiques ou encore l'anthropisation des milieux et certaines pratiques agricoles (apports d'engrais, labours) (Fassbinder *et al.* 1990, 1993 ; Dearing 1994 ; Vella *et al.*

2013). Au contraire, une réponse négative ou nulle est généralement liée à la présence de matière organique, d'eau ou d'absence totale de minéraux ferrimagnétiques (diamagnétisme).

2.2.3. *Quantification de la matière organique et dosage des carbonates*

Le taux de matière organique (MO) dans les échantillons en contexte alluvial peut être interprété comme une indication des phases d'alluvionnement (Arnaud-Fassetta 1998 ; Sebag 2002). Des valeurs élevés de MO sous-tendent un rythme de dépôt lent dans un environnement calme (type bas marais ou tourbière). De même, l'accumulation de MO dans les tourbières des plaines alluviales est considéré comme un indicateur d'un déficit d'apports terrigènes, et donc de conditions défavorables pour l'érosion mécanique (Sebag 2002 ; Macaire *et al.* 2005). De fortes accumulations de MO induisent généralement de mauvaises conditions de stockage de matière minérale (MM), bien qu'il convienne de considérer avec prudence les relations MO/MM, pouvant fonctionner de manière indépendante l'une de l'autre (Macaire *et al.* 2005).

Parallèlement à ces problématiques de relation entre MO et MM, ces analyses permettent d'aboutir à d'autres interprétations concernant les processus post-dépositionnels : le rapport C/N (carbone organique total/azote) est un rapport qui indique l'aptitude à la décomposition de la matière organique au sein d'un sol. Ainsi, ce rapport permet de déduire l'activité biologique du sol. Si ce rapport est élevé (> 12), il révèle une décomposition lente de la matière organique souvent synonyme d'une activité biologique faible. Cela traduit notamment des conditions d'hydromorphie importante et d'anaérobie. Au contraire, un rapport C/N inférieur à 8 traduit une décomposition très rapide de la matière organique, liée à des activités biologiques intenses (Gagnard *et al.* 1988).

Ainsi, une soixantaine d'échantillons prélevés sur les différents sites d'étude a fait l'objet de dosage des carbonates (CaCO₃) et de la matière organique, afin de caractériser plus finement les dépôts de tourbes ou de limons argileux organiques. Ces analyses ont été réalisées au sein du laboratoire Ecodiv (EA ECODIV 1293, Université de Rouen). Les mesures de carbone organique total ont été effectuées en deux temps. En premier lieu, le carbone inorganique total (CIT ou TIC) a été mesuré à l'aide d'un calcimètre de Bernard. Dans un second temps, un analyseur CHN (*Carbon, Hydrogen, Nitrogen* : Carbone, Hydrogène, Azote) a permis de déterminer le pourcentage de carbone total (CT ou TC) au sein de l'échantillon, par combustion sèche. L'analyseur CHN a pour avantage de réaliser les analyses sur de petites quantités de sédiment, de l'ordre de quelques milligrammes (entre 3 et 50 mg selon la quantité de matière organique estimée), placées dans une nacelle en argent. L'analyse de l'échantillon se fait par

une combustion totale de celui-ci, à une température de 1050°C. Le carbone et l'hydrogène contenus dans les échantillons sont transformés l'un en dioxyde de carbone, l'autre en eau sous l'effet de la combustion. Une colonne chromatique sépare les deux fractions et un détecteur mesure les deux éléments.

Pour chaque échantillon, l'analyseur CHN va détecter un pic de diazote (N₂) et de dioxyde de carbone (CO₂). Chaque pic doit être étalonné, d'où un premier passage à vide ne contenant que la nacelle en argent.

Le carbone organique total s'obtient par la différence entre le carbone total (mesuré au CHN) et le carbone inorganique total (mesuré au calcimètre de Bernard). Deux mesures du carbone total par la méthode CHN ont été réalisées sur chaque échantillon. Ces deux résultats ont fait l'objet d'une moyenne, ce qui explique que certaines valeurs de carbone organique soient négatives (COT = CT moyenné – CIT). Dans le cas où les valeurs obtenues étaient négatives, celles-ci ont été considérées comme nulles.

Les résultats de ces analyses ont été synthétisés pour chaque site dans un diagramme ternaire, chaque pôle correspondant à un élément mesuré (carbone organique, carbone minéral et azote).

2.2.4. Micromorphologie

2.2.4.1. Apport de la micromorphologie pour l'étude des formations pédosédimentaires en contexte archéologique

La micromorphologie, discipline initiée par W. Kubiena (Kubiena 1938) consiste en l'étude d'un sol ou d'un faciès sédimentaire à l'échelle microscopique, au moyen de lames minces. Les études micromorphologiques en contexte archéologique se sont développées depuis les trente dernières années (Courty *et al.* 1989 ; Gebhardt 1988, 2000 ; French 2003 ; Cammas et Watzel 2009 ; Kühn et Hilgers 2010 ; Germain-Vallée et Lespez 2011a ; Gebhardt et Langohr 2015) et complètent les observations macroscopiques des coupes stratigraphiques. Les processus post-dépositionnels et les transformations bio-pédologiques sont ainsi mieux identifiés et caractérisés. Les études micromorphologiques permettent également de livrer des informations sur les événements pédosédimentaires en lien avec les activités anthropiques des sociétés du passé (Gebhardt 1988, 2000) ou encore sur les processus érosifs (Fedoroff 1967 ; Mùcher *et al.* 1972, 1990 ; Kwaad et Mùcher 1977, 1979 ; French 2003 ; Germain-Vallée et Lespez 2011a).

Dans le cadre de ce doctorat, la micromorphologie est utilisée dans le but d'observer de façon fine les structures sédimentaires, la rythmicité des phases de dépôt, tout comme les traits biopédologiques marquant des périodes de stabilité et de pédogenèse dans la mise en place des dépôts, et ce afin d'aboutir à une caractérisation précise des faciès et sous-faciès observés sur le terrain.

2.2.4.2. Méthode de prélèvement et fabrication des lames

L'échantillonnage mis en place pour la majorité des prélèvements micromorphologiques a été fait de façon ponctuelle et non systématique. L'objectif était ainsi de répondre à des problématiques précises à l'aide de l'outil micromorphologique en prélevant les échantillons sur des faciès déjà identifiés (colluvions, alluvions, dépôts tourbeux ou tufacés...).

Les lames proviennent de blocs de sédiment prélevés sur le terrain, à l'aide de bandes plâtrées afin de ne pas déstructurer le sédiment. En effet, les investigations micromorphologiques ne peuvent s'effectuer que sur un sédiment non perturbé puisque l'on va chercher à décrire la microstructure. D'autre part, l'échantillonnage doit respecter l'orientation du bloc par rapport à la coupe stratigraphique dont il est issu. La fabrication des lames a été réalisée au sein du laboratoire AgroParistech de Grignon suivant la méthode de P.Guilloré (Guilloré 1985).

La première phase a consisté à imprégner les blocs de sédiments de résine puis à laisser agir sous vide. Une fois les blocs indurés, des lames ont été découpées à la scie circulaire puis montées sur un porte-lame temporaire. Les premières faces ont ainsi été affinées afin d'obtenir un bloc d'une épaisseur constante. Après un collage sur les porte-lames définitifs, les lames ont été affinées à la meule rotative, à une épaisseur comprise entre 25 et 30 μm , épaisseur contrôlée par l'observation de quartz blancs à gris au microscope polarisant. Les lames minces réalisées ont ensuite été couvertes (fig.2.10).

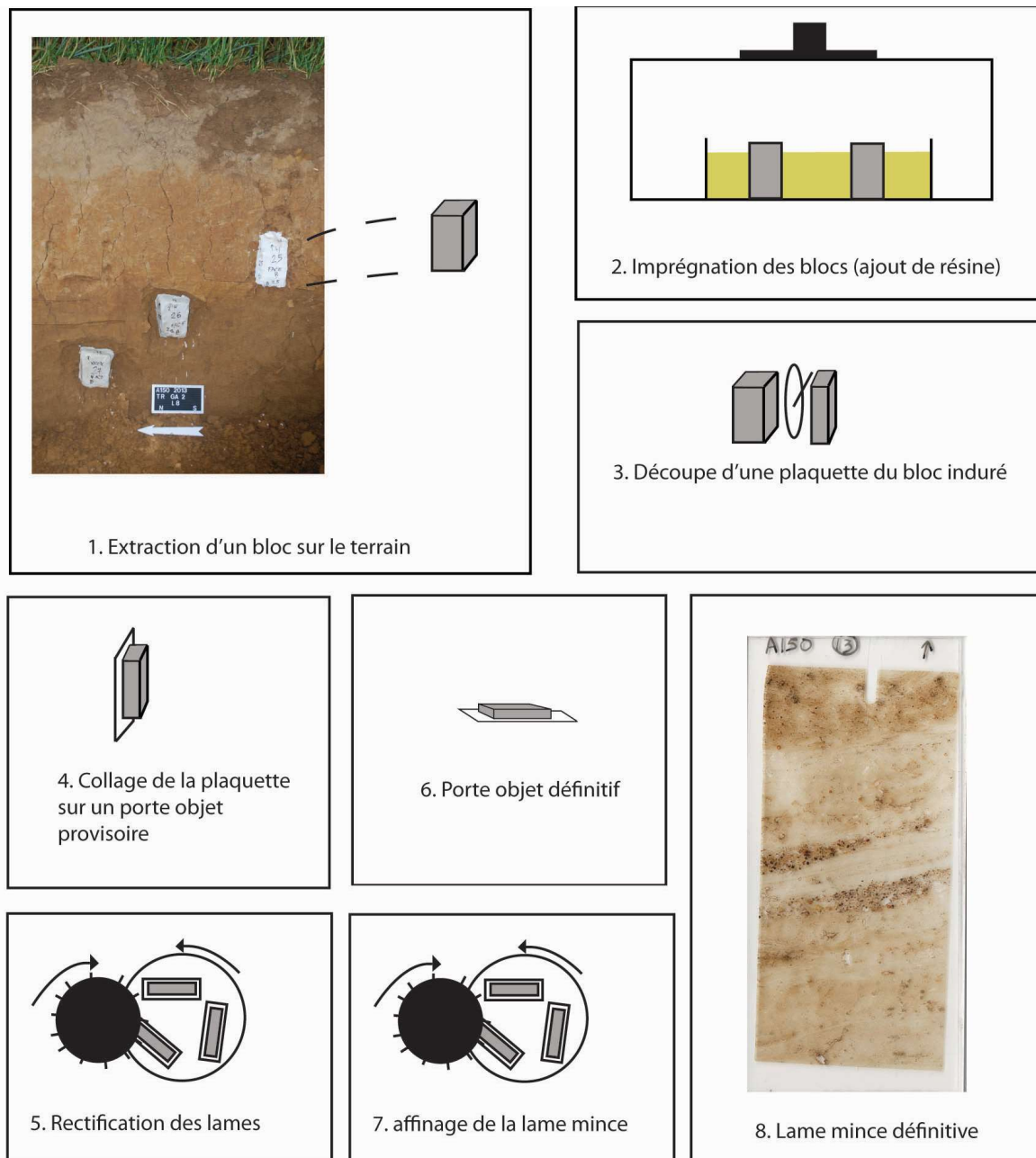


Figure 2. 10 : Protocole de prélèvement et de fabrication des lames minces (modifié d'après Le Drezen in Lespez 2012).

2.2.4.3. Lecture et description des lames minces

La lecture des lames s'est effectuée à l'aide d'un microscope optique à lumière polarisante comprenant cinq objectifs, permettant de faire varier le grossissement de x 2 à x 40. La description des microfaciès a été mise en place en utilisant la terminologie développée par Bullock *et al.* (Bullock *et al.* 1985) et également affinée par d'autres auteurs (Fitzpatrick 1984,

1993 ; Stoops 2003). Cette méthode d'observation et de description se base sur une approche qualitative (description des unités, identification des traits pédologiques) et semi-quantitative.

Les caractéristiques suivantes ont été étudiées :

- Microstructure : la taille des particules et des agrégats, leur tri, les relations entre les matériaux grossiers et fins.
- L'altération des minéraux et des lithoreliques (ex : silex)
- Vides : la présence de vides au sein des microfaciès peut s'expliquer par une origine biologique (bioturbation animale ou végétale) ou sédimentaire (ex : vésicules : échappement d'air).
- Macrorestes : racines, macrorestes végétaux (ex : bois) ou fongiques (ex : sclérotés), ou restes fauniques (ex : insectes).
- Traits pédofauniques (ex : boulettes fécales)
- Caractérisation de la matière organique (ex : amorphe ou dégradée, cellulaire...)
- Processus post-dépositionnels : présence de revêtements argileux (ex : élu-illuviation), traits calcitiques (liés à la présence de carbonates de calcium)
- Traits archéologiques ou anthropiques (traces directes ou indirectes ex : tassements du sédiment lié à la mise en culture, brassage des unités par les activités de labours...).

Les principales caractéristiques pédo-sédimentaires observées à l'aide des lames minces ont été recensées dans un tableau et semi-quantifiées visuellement, avant de confronter ces observations pour aboutir à une caractérisation fine des faciès sédimentaires.

2.2.5. Quantification minéralogique par Diffraction aux Rayons X (DRX) et apport de la géochimie

2.2.5.1. Quantification minéralogique par DRX

La composition chimique de la fraction fine des échantillons prélevés sur le terrain permet de déduire les matériaux sources dans le cas de dépôts d'origine colluviale ou alluviale. En effet, les signatures minéralogiques des cortèges argileux et les signatures géochimiques des formations superficielles (loess, altérites de craie) et de leur substrat crayeux sont connues pour la Normandie (Laignel 2003 ; Frouin 2007 ; Sechi 2012 ; Chédeville 2015 ; fig.2.11). Ainsi, la

quantification de kaolinite, de smectite (montmorillonite) et d'illite dans les échantillons issus des sites d'études, réalisée par Diffraction à Rayon X (DRX) est un bon indicateur pour définir la source des dépôts sédimentaires (Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012 ; Chédeville 2015).

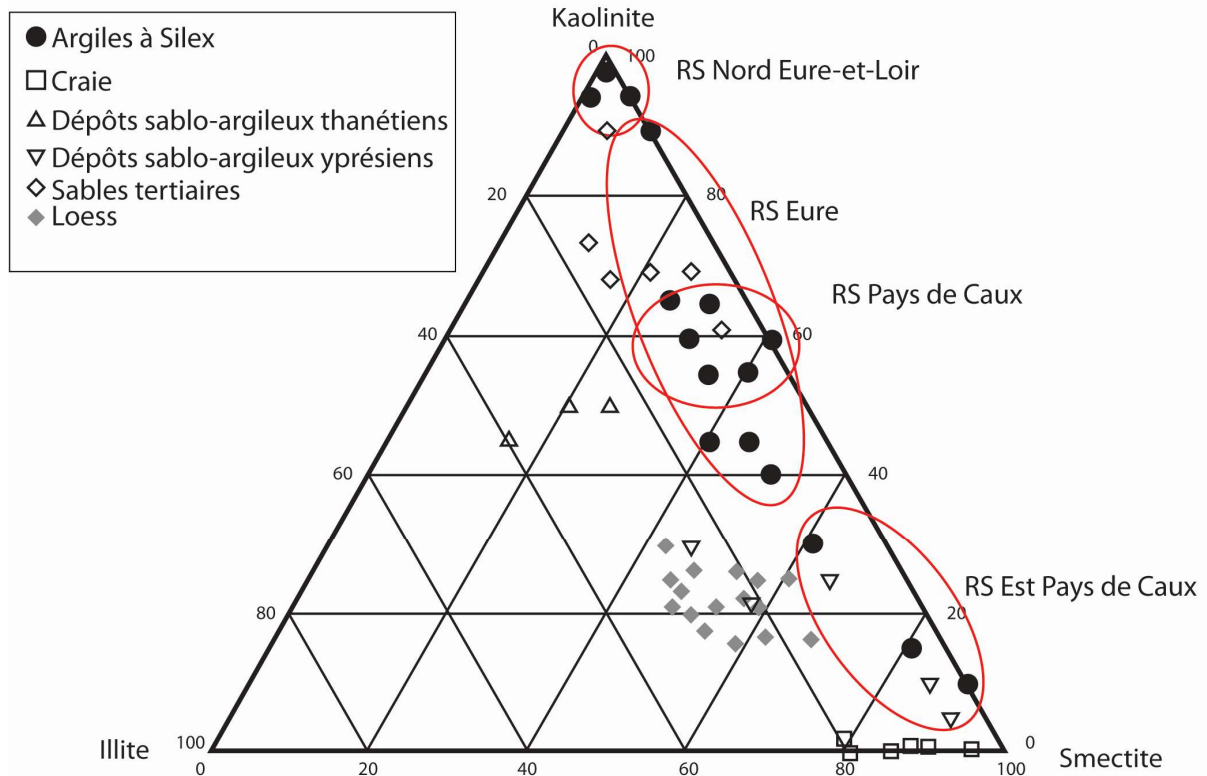


Figure 2. 11 : Caractérisation minéralogique des craies, argiles à silex et loess dans l'Eure et en Seine-Maritime. D'après Laignel 2003.

L'identification et la détermination des cortèges minéraux argileux ont été obtenues au laboratoire M2C de Caen (UMR 6143 M2C, Université de Caen Normandie) à l'aide d'un diffractomètre PW 3040, par diffraction aux rayons X. La méthode employée consiste à réaliser des lames orientées d'argiles (Holtzappffel 1985) à partir de 50 g d'échantillon. Le protocole a pour but d'extraire la fraction argileuse des échantillons. Pour cela, la fraction inférieure à 2 mm est prélevée et mise en solution (eau permutée et dispersant de type tripolyphosphate de sodium). Après une mise au repos d'une heure et demie, la méthode consiste à retirer les deux premiers centimètres de cette solution par siphonage. Un ajout de chlorure de magnésium permet d'obtenir un échantillon saturé. Puis à l'aide d'une centrifugeuse, on obtient la fraction argileuse qui est ensuite déposée sur une lame de verre. Le

diffractomètre à rayons X va ensuite effectuer les mesures avant et après chauffage de l'échantillon (deux heures à 520 °C) et saturation à l'éthylène glycol.

La méthode des pics (Brown 1961 ; Holtzappffel 1985) a permis l'interprétation des spectres, la détermination des minéraux et leur estimation semi-quantitative. En effet, la hauteur de chaque pic du diffractogramme sur les échantillons naturel, passés à l'éthylène glycolé et chauffé, correspondent à un minéral, qui a pu ainsi être identifié.

2.2.5.2. Apport de la géochimie pour le *sediment sourcing*

Pour compléter les signatures minéralogiques des dépôts, les signatures géochimiques quantifiant les éléments majeurs (SiO₂, Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂ et P₂O₅, méthode ICP-OES) ont été réalisées au laboratoire SARM du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimique (CRPG) de Nancy par la méthode ICP-OES (couplage plasma induit par haute-fréquence – spectrométrie optique). Ces mesures des éléments majeurs (Al₂O₃, Fe₂O₃ et SiO₂ principalement) permettent d'effectuer des comparaisons avec les signatures connues à l'échelle de la Normandie (Laignel 2003 ; Sechi 2012 ; Chedeville 2015) et ainsi déterminer l'origine et le matériau source (*sediment sourcing*) des sédiments accumulés en fond de vallée (fig.2.12).

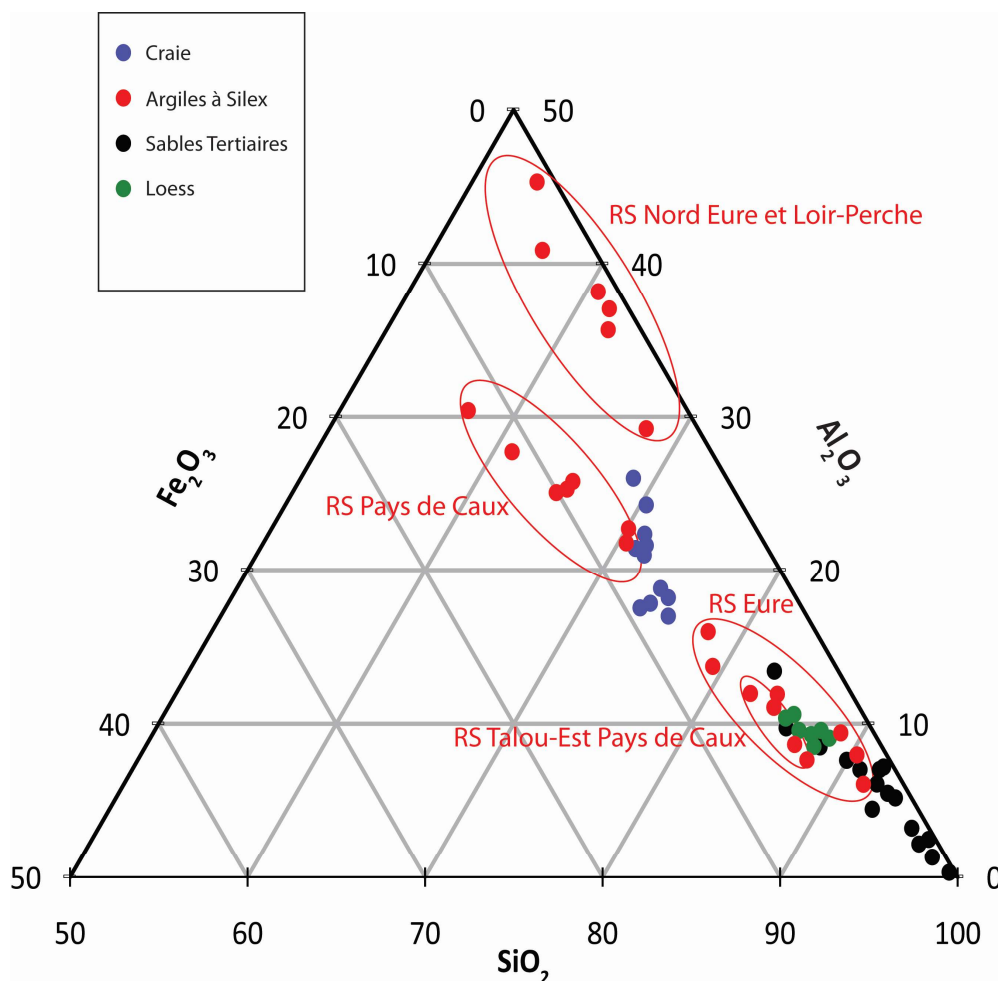


Figure 2. 12 : Signature géochimique régionales des formations superficielles, en fonction de trois éléments majeurs (Fe_2O_3 , SiO_2 et Al_2O_3). D'après Laignel 2003.

L'ensemble de données quantitatives obtenues suite aux analyses sédimentologiques, géochimiques ou encore par le dosage des carbonates ont été confrontées à l'aide d'une analyse en composante principale (ACP), permettant de déterminer les facteurs discriminants afin de mieux caractériser les échantillons pour chacun des sites d'étude.

2.2.6. Apport de la palynologie et des études xylologiques

2.2.6.1. Palynologie

Sur l'ensemble des sites étudiés dans le cadre de ce travail de doctorat, seul le site de Manéhouville-sur-scie a fait l'objet d'une étude palynologique, menée par David Aoustin et Chantal Leroyer (UMR CReAAH 6566 Université de Rennes 1). En effet, en raison de son contexte sédimentaire particulier (fond de vallée côtière présentant des traces d'entourbement) il se prête bien à la conservation de taxons polliniques, permettant ainsi leur identification et

apportant un proxy supplémentaire dans l'étude de l'évolution paléo-environnementale de ce site.

Cette étude palynologique permet un calage biochronologique en rapport avec les données issues d'un corpus régional, celui du Bassin parisien (Leroyer 1997). Elle permet également de déterminer dans un second temps l'évolution du couvert végétal et son histoire, en relation avec les activités anthropiques et les grandes phases de variations climatiques holocènes pour le site étudié. Enfin, il est possible d'en déduire l'importance des actions humaines sur l'évolution de ce couvert végétal.

Le protocole de traitement et d'analyse palynologique mis en place est celui propre au laboratoire CReAAH de l'université de Rennes 1, soit un protocole proche de celui développé par Faegri et Iversen (1975). Il a consisté dans un premier temps à mener une étude des concentrations absolues des grains de pollen (nombre de grains et de spores par cm³ de sédiment) selon deux méthodes :

- La méthode volumétrique (Cour 1974) se met en place avec une pesée à sec du sédiment, puis un ajout de glycérine phénolée (cinq fois le volume du sédiment sec).
- La seconde méthode, développée par Stockmarr (Stockmarr 1972) a consisté à ajouter des pastilles de lycopodes dans un volume de sédiment préalablement établi.

La lecture et l'identification des pollens ont été effectuées à l'aide d'un microscope optique avec des grossissements compris entre 500 et 1000. Les décomptes de taxons ont été poussés jusqu'à obtenir des sommes supérieures à 500 grains pour une bonne représentativité, ainsi qu'à l'individualisation de plus de vingt-et-un types polliniques. La conservation du matériel pollinique a également fait l'objet d'une attention particulière.

L'identification des taxons a été mise en place à l'aide des clés de déterminations couramment employées en palynologie (Faegri et Iversen 1975 ; Moore *et al.* 1991 ; Beug 2004) ou d'atlas photographiques (Reille 1992, 1995, 1998). Les résultats des identifications ont par la suite été traités à l'aide du logiciel Gpalwin (Goeury 1998, 1997) qui détermine des fréquences selon les sommes de base, permet un calcul de la diversité du spectre pollinique et construit les diagrammes palynologiques.

2.2.6.2. Etude xylogique de six fragments de bois

Le même site de Manéhouville-sur-Scie présentant des faciès hydromorphes, de nombreux fragments de bois en position de vie initiale ont pu être observés. Si une datation de ces restes végétaux par le radiocarbone complète les données chronostratigraphiques de ce site de fond de vallée (*cf* chapitre 4), l'identification des espèces permet également de fournir des informations paléo-environnementales non négligeables.

Le prélèvement des bois a permis d'obtenir des sections transversales des macro-restes. Dans un premier temps, l'étude xylogique a porté sur l'observation potentielle d'anciennes traces de débitage, ne correspondant pas à des enlèvements récents lors de la phase de terrain. Les sections transversales et longitudinales des bois ont fait l'objet de relevé et de photographies.

L'identification taxonomique des bois a pu être mise en place grâce à l'observation des sections transversales et longitudinales au microscope optique en lumière transmise, avec des grossissements de x 200, x 500 et x 1000. La détermination des taxons a été réalisée avec une approche comparative des structures anatomiques (Schweingruber 1978, 1990).

Afin de compléter l'identification taxonomique, d'autres traits ont été observés (position de la moelle, absence ou présence d'excroissances, rythme de croissance, présence ou absence de galeries creusées par des insectes xylophages) afin d'enrichir les données portant sur le calibre du bois, ses conditions de croissances ou son état sanitaire. Ces observations ont été faites à l'aide d'une loupe binoculaire avec un grossissement de x 7 à x 32.

2.2.7. Chronostratigraphie

L'ensemble des données stratigraphiques n'est exploitable qu'au sein de séquences successives à la chronologie établie et précise. En effet, la datation des faciès sédimentaires permet de comprendre les temporalités de mise en place des dépôts et de corréliser les différentes phases d'érosion/sédimentation avec des périodes clés déjà connues de l'Holocène (Préboréal, Boréal, Atlantique...) et du Tardiglaciaire. Cette chronologie repose sur deux types de datations.

Datations relatives : Les datations relatives sont essentiellement basées sur le mobilier archéologique localisé in situ au sein des archives sédimentaires. Ce mobilier fournit ainsi des *terminus post et ante quem*. Cette terminologie archéologique définit ainsi des dates planchers (*terminus post quem* ou TPQ) à partir desquelles un dépôt se met en place, et des dates plafonds (*terminus ante quem* ou TAQ), à partir desquelles un événement est obligatoirement antérieur.

Les typo-chronologies des artefacts archéologiques comme la céramique ou certains objets lithiques pouvant être de nature précise, dans la majorité des cas elles ne permettent de dater qu'une période d'abandon d'un site (position secondaire et rejet d'un artefact au sein d'une structure en cours de comblement). Malgré leur grande précision il faut considérer son apport avec prudence et garder à l'esprit la notion de *terminus post* et *ante quem* pour l'interprétation des résultats.

La détermination d'un *terminus ante quem* nécessite obligatoirement la présence de mobilier archéologique en position primaire, tandis que l'utilisation des *terminus post quem* peut se déterminer à partir de mobilier remanié, ou en position secondaire. On part donc dans ce dernier cas du postulat que les unités stratigraphiques supérieures au mobilier sont contemporaines ou postérieures à la datation relative obtenue par le mobilier.

Datations absolues : Les datations absolues sont mises en place par le biais de la méthode de datation au radiocarbone, méthode largement utilisée pour les archives sédimentaires holocènes en raison de sa fiabilité pour cette période. La datation au carbone 14 mesure l'activité radiologique de l'isotope 14 du carbone contenu dans la matière organique et permet de déterminer quel intervalle de temps s'est ainsi écoulé depuis la mort de l'organisme servant à la datation.

Une grande partie du support financier du GRR SER/SCALE et de la DREAL a été destinée aux datations radiocarbones. Les échantillons ayant fait l'objet de datation ont été envoyés au laboratoire d'analyses radiocarbones de Poznan pour le site de Villers-Ecalles et au laboratoire Beta Analytic pour les deux autres sites de Brionne et Manéhouville-sur-Scie. En choisissant de ne travailler qu'avec un laboratoire par site, l'objectif est de garder une cohérence dans la méthode de traitement de l'échantillon et d'en faciliter l'approche comparative.

Les datations ont été réalisées par spectrométrie de masse (méthode AMS). Les échantillons ayant fait l'objet de datations sont de nature diverse : sédiment organique (humines et acides humiques), charbon de bois, macroreste végétal, tourbe, sable tufacé ou coquille de mollusques ont ainsi fourni les résultats chronologiques escomptés. L'avantage lié à l'utilisation de la méthode AMS pour la réalisation des datations réside dans la faculté à traiter des échantillons de taille réduite (quelques mg pour les charbons de bois ou les macro-restes, quelques grammes pour les sédiments organiques). Au contraire, l'inconvénient de cette méthode est le risque de

pollution inhérent à la présence de racines pénétrantes ou à la circulation d'eau dans les archives sédimentaires (Cubizolle 2009). Il convient également de considérer certains résultats obtenus avec prudence, en raison du paramètre de l'effet réservoir (Cook *et al.* 2001 ; Philippsen 2013).

L'effet réservoir des eaux riches en carbonates peuvent en effet produire un vieillissement anormal de l'âge de l'échantillon prélevé en contexte d'eau douce, enrichies en carbonates tels que les coquilles de mollusques aquatiques ou les fragments de tuf calcaire (Philippsen 2013). En raison de cet effet réservoir, ce type de matériaux n'a fait l'objet de datation que dans les cas où aucun autre matériel plus fiable (charbon, bois) ne pouvait être prélevé et daté. La calibration avec un écart-type de 2σ a été privilégiée, permettant d'obtenir une précision de 95% sur les résultats des datations.

L'ensemble des dates obtenues ont été intégrées dans le logiciel Oxcal©, logiciel de modélisation chronostratigraphique (Bronk Ramsey 1994, 1995, 2001). Un second essai de modélisation chronostratigraphique utilisant l'approche bayésienne est proposé dans le cadre de ce travail de doctorat, utilisant le logiciel Chronomodel©. La modélisation bayésienne donne l'opportunité de prendre en considération les informations qualitatives concernant la chronologie relative entre deux événements (Desachy 2005 ; David 2014). Ainsi, l'objectif de cette modélisation est de dater le dépôt des différentes unités sédimentaires observées sur les différents sites afin d'obtenir un modèle âge/profondeur et de connaître les intervalles de transition entre la mise en place de deux dépôts (Philippe et Vibet 2016).

Ces datations et leur traitement statistique permettent ainsi d'obtenir une bonne connaissance des périodes clés dans la mise en œuvre des forçages conduisant aux grandes phases d'érosion/sédimentation à l'échelle des bassins versants étudiés.

CONCLUSION DU CHAPITRE 2

Afin de répondre à la problématique ainsi qu'aux objectifs généraux et spécifiques de ce travail de thèse, une méthodologie basée sur une approche géoarchéologique a été mise en place. Cette approche se base sur un travail de terrain, mais également de laboratoire. Pour caractériser les milieux, un premier travail de cartographie géomorphologique a été mis en place en utilisant les outils SIG. Dans un second temps, le travail de terrain a consisté en l'acquisition de données

diverses concernant les archives sédimentaires comme leur épaisseur (résistivité électrique et conductivité électro-magnétique), ou leurs caractéristiques macroscopiques (ouverture de sondages et détermination des grands traits pédo-sédimentaires).

Les sondages ayant fait l'objet de prélèvements, il a été possible de compléter ces données de terrain par des analyses en laboratoire nous permettant de caractériser les dépôts de manière plus fine (granulométrie), de tenter d'en déterminer leur origine (*sourcing* à l'aide de la géochimie et des mesures DRX), les processus post-dépositionnels à l'œuvre (micromorphologie) ou encore les temporalités de leur mise en place (datations et chronostratigraphie). L'un des trois sites a également fait l'objet d'analyses paléo-environnementales basées sur l'évolution des taxons polliniques et l'identification de fragments de bois conservés en milieu humides et prélevés sur le terrain.

Chapitre 3 : Erosion des sols et impacts des activités anthropiques protohistoriques : l'exemple du plateau du Pays de Caux et du site de Villers-Ecalles (Seine-Maritime)

La réflexion menée sur l'impact des pratiques anthropiques et notamment agro-pastorales à l'Holocène, sur les processus érosifs en Normandie ne peut se faire sans intégrer les plateaux et les versants, considérés comme zones sources des sédiments accumulés dans les fonds des vallées (Bertran et Texier 1997 ; Berger et al. 2000 ; Pastre *et al.* 2000, 2002 ; Lespez et Germain-Vallée 2011). De plus, les remplissages sédimentaires holocènes conservés dans les vallons et les petites vallées sèches commencent à faire l'objet d'études ponctuelles, à l'échelle du Nord-Ouest européen (Kwaad et Mùcher 1977, 1979 ; Larue 1995, Larue *et al.* 1996 ; Lang 2003 ; Kalis *et al.* 2003 ; Wilkinson 2009 ; Ertlen *et al.* 2012 ; Wuscher *et al.* 2012). En effet, les données géoarchéologiques qu'ils délivrent permettent de mettre en place une approche taphonomique *lato sensu* intégrant les questions de conservation intra-site des paléosols, anthroposols et des vestiges culturels (artéfacts, écofacts), mais également celles relatives aux accumulations pédo-sédimentaires extra-site.

Plusieurs études révèlent que les sols développés sur les formations lœssiques (ex. luvisols) durant la première moitié de l'Holocène (même si l'acidification des sols existe à la fin du Tardiglaciaire, Van Vliet-Lanoe *et al.* 1992) ont subi d'importants remaniements et des troncatures érosives suite aux pratiques agro-pastorales depuis le Néolithique (Favis-Mortlock *et al.* 1997 ; Lang 2003 ; Wilkinson 2009 ; Germain-Vallée et Lespez 2011, 2012 ; Ertlen *et al.* 2012 ; Wuscher *et al.* 2012). En observant l'évolution et la dégradation des profils pédologiques depuis le plateau jusqu'aux talwegs ainsi que les éventuelles reprises de pédogenèse témoignant de périodes de (bio)stabilité (biostasie), il est ainsi possible de mieux comprendre l'impact anthropique sur les sols et les formations superficielles sur lesquelles ces derniers se sont développés (Kwaad et Mùcher 1977, 1979 ; Lang 2003 ; Kalis *et al.* 2003 ; De Moore *et al.* 2008 ; Dotterweich 2008 ; Wilkinson 2009 ; Germain-Vallée et Lespez 2011, 2012, Viel 2012).

En raison de son importante superficie son anthropisation croissante au cours de l'Holocène, le plateau du Pays de Caux est un choix pertinent pour étudier le rôle du forçage anthropique dans les dynamiques sédimentaires. De plus, la réalisation d'opérations archéologiques préventives ces dernières années, notamment dans le cadre de l'aménagement de l'autoroute A150, reliant Rouen au Havre, a permis de développer les études géoarchéologiques et d'intégrer ces travaux dans une réflexion plus régionale, pour un secteur qui n'était jusqu'alors que peu étudié d'un point de vue

archéologique. Quelques études existent sur les remplissages de vallons de premier ordre (Kwaad *et al.* 1977, 1979 ; Helluin *et al.* 1991 ; Lahousse *et al.* 2003, Wilkinson 2009 ; Viel 2012 ; Viel *et al.* 2014), mais si elles concernent essentiellement l'Europe du Nord-Ouest, les questions de phasage et de rythmicité des remplissages ne sont que peu abordées en Normandie.

Situé à l'emplacement de l'actuelle barrière de péage de l'autoroute A150, le site du vallon d'Ecalles permet d'appréhender le rôle de processus érosifs imputables à l'anthropisation croissante du milieu au cours de l'Holocène.

1. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE ET CADRE DE L'INTERVENTION

L'étude géoarchéologique du site de Villers-Ecalles/Bouville et le travail de terrain ont été réalisés en deux temps. Au cours du printemps 2012, le diagnostic archéologique réalisé par l'Institut National de Recherches Archéologiques Préventives (Inrap) a permis d'effectuer les premières observations de profils pédologiques et de mettre en place une première évaluation de l'érosion des sols holocènes. De même, au cours de la phase de diagnostic, un sondage profond a été réalisé dans le vallon d'Ecalles, pour déterminer la puissance stratigraphique des produits d'érosion, dans ce talweg jugé propice à l'accumulation des dépôts colluviaux venus de l'amont. Le second volet de la phase terrain, quant à lui, a été réalisé au cours du premier semestre de l'année 2013, une fouille archéologique préventive ayant été prescrite par le Service Régional d'Archéologie suite au diagnostic Inrap. Cette fouille a été réalisée par le bureau d'étude Eveha, à laquelle il nous a été possible de participer, dans le cadre d'une collaboration scientifique entre cette société et l'Université de Rouen. Cette fouille a ainsi permis de confirmer les premières observations de terrain réalisées dans le cadre du diagnostic Inrap.

1.1. Contexte géomorphologique et pédosédimentaire local

1.1.1. Contexte géologique et géomorphologique

Le Pays de Caux est un vaste plateau en pente douce reliant le Pays de Bray et le littoral de la Manche (Lautridou 1968, 1987), dont l'altitude moyenne est comprise entre 200 m (au contact avec le Pays de Bray) et 90 m (Tancarville). L'emprise du site du vallon d'Ecalles (A150, site 6) est localisée dans la partie centrale du plateau du Pays de Caux, dans le bassin versant de l'Austreberthe (fig.3.1), dont

la superficie avoisine 215 km² (Petelet-Giraud *et al.* 2007). L'Austreberthe, affluent de la Seine et cours d'eau d'ordre 1, est longue de 18 km et incise la partie centrale et sud-est du plateau du Pays de Caux. L'altitude moyenne des plateaux du bassin versant de l'Austreberthe est de 126 m NGF. Comparativement, l'altitude moyenne du site 6 est de 115m, tandis que l'axe du talweg étudié au sein de l'emprise de fouille s'élève à environ 95 m NGF (fig.3.2). Les versants localisés de part et d'autre du vallon d'Ecalles présente une pente douce, dont l'inclinaison est comprise entre 2 et 3 degrés.

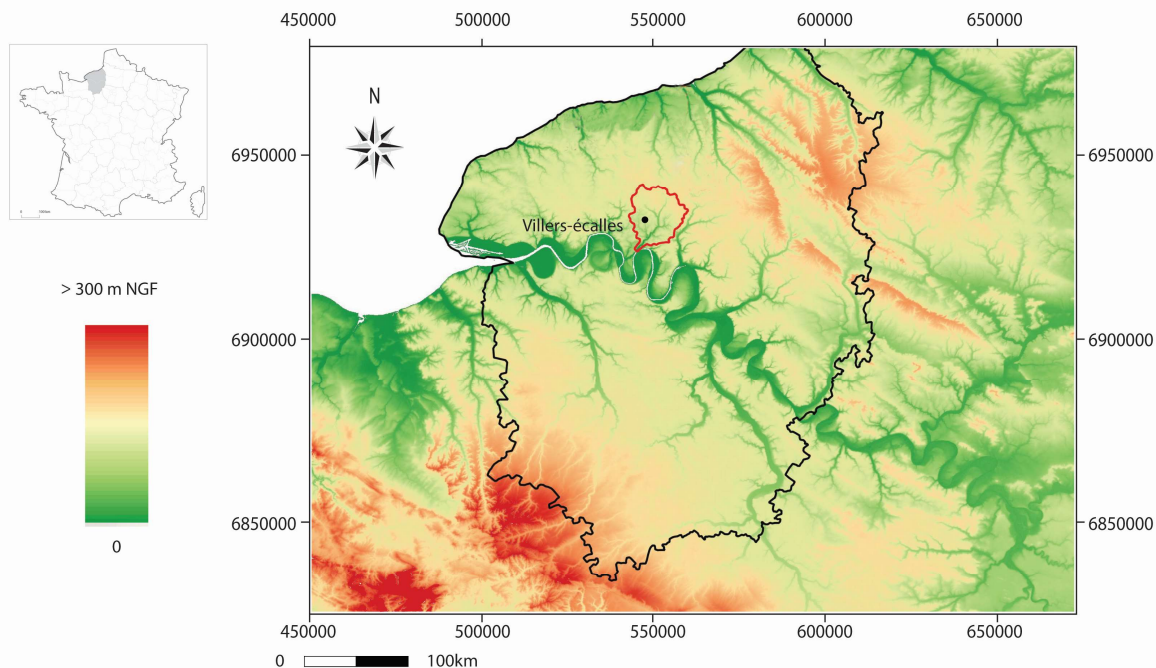


Figure 3. 1 : Localisation du bassin versant de l'Austreberthe. MNT réalisé à l'aide de Grass/Qgis et de la BD alti IGN 75 m, coordonnées en Lambert 93



Figure 3. 2 : Topographie et emprise de fouille du site de Villers-Ecalles (en blanc) et de la tranchée transversale au vallon d'Ecalles (en rouge) (MNT réalisé avec QGIS/GRASS. Exagération verticale x5 Fond de carte : BD ortho 76 (IGN) MNT : BD Alti 75 m (IGN))

Le Pays de Caux est incisé par de nombreux vallons secs, comme le vallon d'Ecalles (orienté nord-est / sud-ouest, fig.3.2), traits de relief généralement identifiés comme des héritages périglaciaires (Lautridou 1968, 1987 ; Delahaye 1998), même si certains sont attribués à la transition Pliocène/Pléistocène, dans la partie la plus occidentale du Pays de Caux (Lautridou 1968, 1987). Ces vallons fossiles ne présentent plus d'écoulement pérenne, mais peuvent être régulièrement réactivés lors d'épisodes de précipitations intenses. La plupart présentent une pente longitudinale faible (fig.3.3.A), mais un profil transversal en V plus ou moins ouvert et des morphométries de bassin versants particulièrement propices à la concentration des eaux de ruissellement (Boiffin *et al.* 1986, 1988 ; Auzet 1987 ; Bussière 1996 ; Bertran et Texier 1997 ; Delahaye et Hauchard 1998 ; Hauchard 2001 ; Hauchard *et al.* 2002 ; Le Bissonnais *et al.* 2002 ; Viel *et al.* 2014). Le vallon d'Ecalles conflue vers l'aval avec deux autres vallons secs d'un sous-bassin versant de l'Austreberthe (bassin de Saint-Paër, d'une superficie de 44 km²) au lieu-dit « impasse du Glu » (fig.3.3.B).

Cette situation de confluence de vallons induit une concentration des eaux de ruissellement lorsque surviennent d'intenses précipitations liquides. Ainsi, en 1997 et en 2000, deux épisodes de précipitations importantes ont entraîné un débordement des eaux de l'Austreberthe ainsi que l'apparition de « crues turbides » (*flash floods*) au lieu-dit « Le Paulu » à l'exutoire du bassin de Saint-Paër (en rive droite de l'Austreberthe), où les débits de pointes ont été mesurés à 44 m³.s⁻¹ (Hauchard 2001 ; Douvinet 2008). A l'exutoire du bassin de Villers-Ecalles (rive gauche de l'Austreberthe, fig.3.3.D), les estimations des débits des crues turbides sont comprises entre 12 et 23 m³.s⁻¹ (Douvinet 2008). Ainsi, le 10 mai 2000, le niveau piézométrique a atteint l'altitude de 17,20 m NGF entraînant des inondations importantes sur la commune de Saint-Paër (fig.3.3.C). Ces phénomènes de « crues turbides » sont souvent assimilés à la forme la plus dangereuse d'inondation dans le Nord-Ouest de la France (Auzet 1987 ; Le Bissonnais *et al.* 2002 ; Delahaye 2002 ; Douvinet 2008 ; Douvinet et Delahaye 2010 ; Viel 2012).



Figure 3. 3 : Vues du bassin versant de l'Austreberthe.

A. Ravine ouverte dans un substrat limoneux en amont du vallon d'Ecalles ; B. Incision de près de 3m du substrat crayeux en aval de la confluence de vallons secs ; C. Repère piézométrique témoignant de la hauteur de la crue du 10 mai 2000 au lieu-dit « Impasse du Glu » ; D. lit mineur de l'Austreberthe à 8 km en amont de la confluence avec la Seine (photographies : A.Gonnet).

Le vallon d'Ecalles, et les vallons qui y confluent vers l'aval, s'ouvrent dans des formations superficielles d'épaisseur variable, qui recouvrent le substratum crayeux (Lautridou 1968, 1983, 1987 ; Kuntz 1976 ; Laignel 1997, 2003). Les craies sont attribuées au Crétacé supérieur, plus précisément au Santonien sur le site de Villers-Ecalles/Bouville (Kuntz 1976 ; Quesnel 1997 ; Laignel 2003, fig.3.4). Ce substrat crétacé n'affleure cependant pas dans le secteur étudié, tandis que des affleurements de craie du Coniacien sont observables sur les versants de la basse vallée de l'Austreberthe (Kuntz 1976). Les dépôts résiduels sableux tertiaires observables localement dans la partie Nord-Ouest du Bassin parisien sont absents dans le secteur étudié, n'étant conservé que dans certaines dépressions d'origine karstique (Kuntz 1976), mais érodés sur le secteur de Villers-Ecalles/Bouville (fig.3.4).

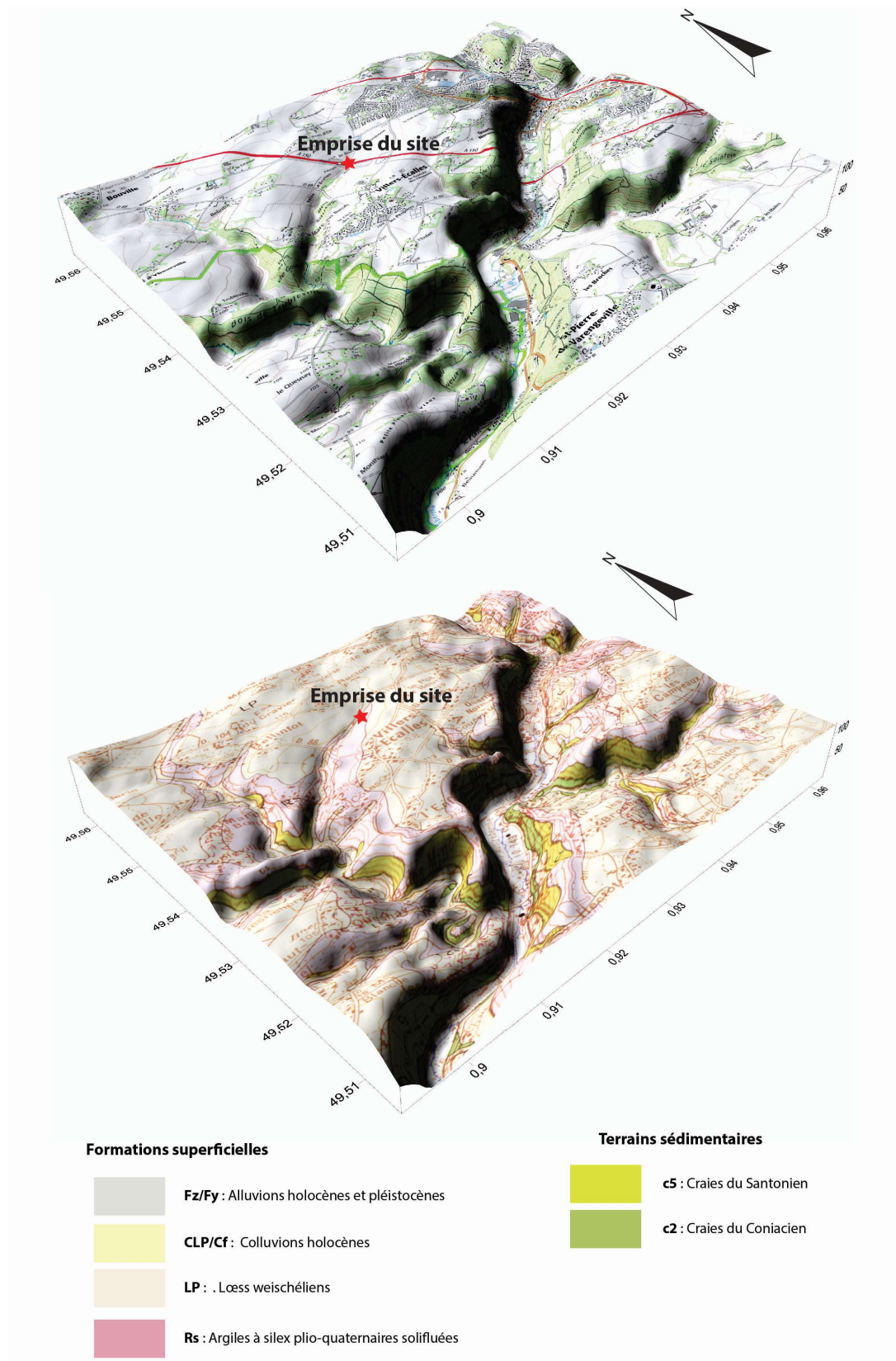


Figure 3. 4 : Contexte topographique et géologique de l'emprise de fouille de Villers-Ecalles. Modèle numérique de Terrain réalisé sous Surfer 12. BD Alti : RGE IGN 5m, Fonds de cartes : scan 25 IGN (1 : 25 000) et feuille géologique d'Yvetot BRGM (1 : 50 000).

Ce substrat créacé est recouvert de formations superficielles résiduelles à silex (argiles à silex). A Villers-Ecalles, sur les pentes, ces formations apparaissent sous une forme remaniée, notamment par des mouvements de masse de type solifluxion (Kuntz 1976), soit des déplacements gravitaires lents d'origine périglaciaire qui s'exprime notamment par une orientation des clastes parallèles à l'axe de la pente (Bertran et Texier 1997, 1999 ; Bertran *dir.* 2004). Dans l'ensemble de la feuille géologique d'Yvetot (Kuntz 1976), ces formations avoisinent une épaisseur de 10 mètres. Elles sont surmontées des lœss pléistocènes, dont l'épaisseur varie localement, étant généralement comprise entre un et cinq mètres, mais pouvant atteindre localement des épaisseurs allant jusqu'à plus de 10 mètres (Kuntz 1976 ; Lautridou 1987 ; Laignel 2003). Enfin, la carte géologique BRGM du secteur de Villers-Ecalles/Bouville indique la présence de colluvions en pied de versants et dans les vallons secs (Kuntz 1976). Une cartographie géomorphologique (fig.3.5) du secteur étudié a pu être dressée en confrontant les données issues des cartes topographiques (IGN 1 : 25 000 Série Bleue), géologiques (Kuntz 1976, BRGM Feuille d'Yvetot 1 : 50 000) et les observations de terrain.

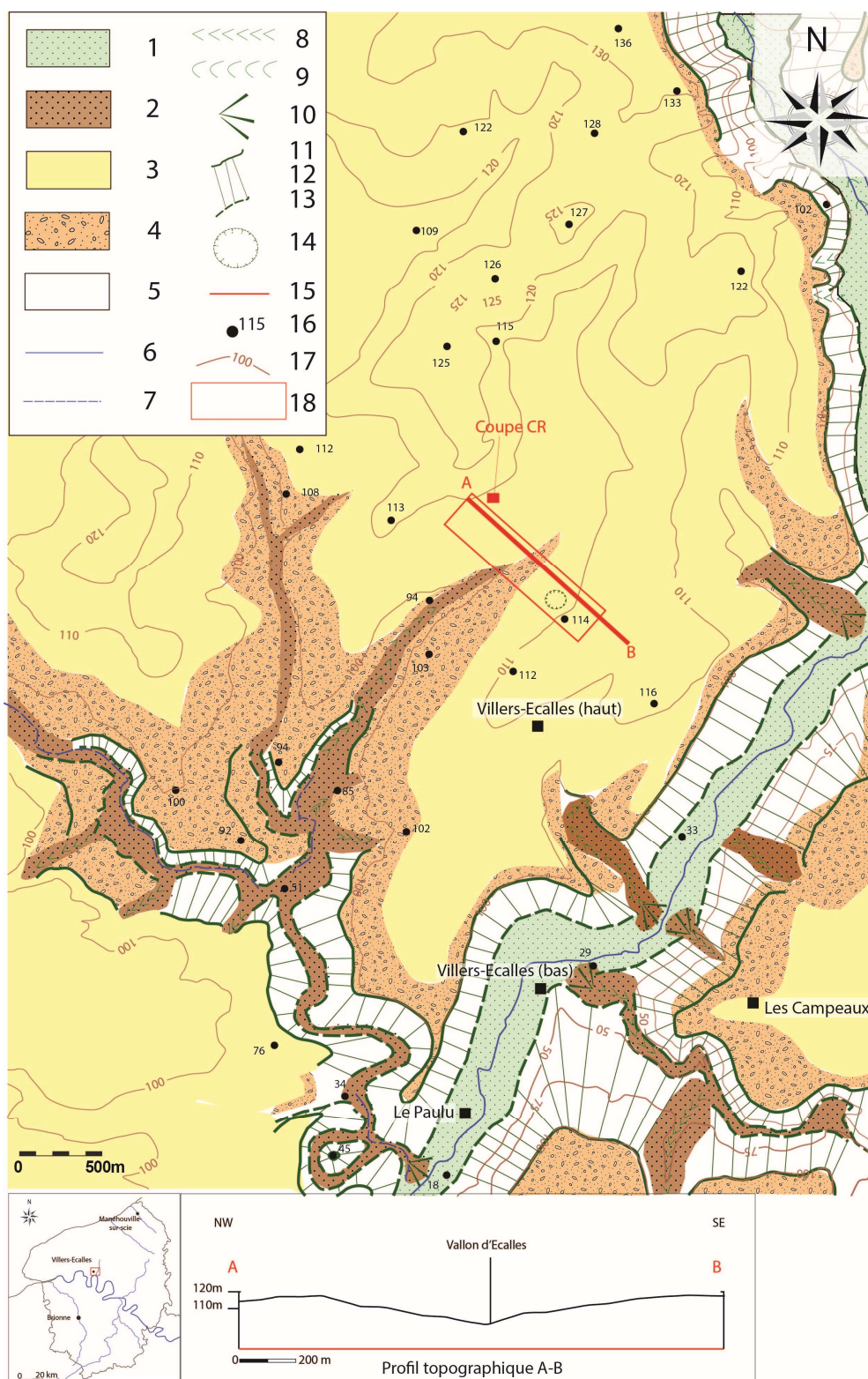


Figure 3. 5 : Cartographie géomorphologique de la vallée de l'Austreberthe à Villers-Ecalles (réalisation A.Gonnet, 2015, à l'aide de la carte topographique IGN (2009) au 1 : 25 000 et de la carte géologique du BRGM au 1 : 50 000, Kuntz 1974).

Légende Lithologie et formations superficielles : 1. Alluvions holocènes et pléistocènes ; 2. Colluvions holocènes ; 3. Læss weichséliens ; 4. Argiles à silex plio-quaternaires ; 5. Craie du Crétacé (Coniacien et Santonien indifférencié) ; **Hydrologie :** 6. Cours d'eau permanent ; 7. Cours d'eau intermittent ; **Morphologie :** 8. Vallon sec à profil transversal en V ; 9. Vallée à fond plat ; 10. Cône de déjection ; 11. Rupture de pente convexe ; 12. Versants ; 13. Rupture de pente concave ; 14. Doline ; **Topographie :** 15. Profil topographique ; 16. Points côtés ; 17. Courbes de niveau ; 18. Localisation du site à l'étude

1.1.2. Contexte pédologique et sensibilité des luvisols à l'érosion

Les sols du plateau du Pays de Caux, développées sur les lœss, sont de type « sol bruns lessivés » (Auzet 1987 ; Hauchard 2001 ; Hauchard *et al.* 2002) ou « luvisol » (Baize *et al.* 2008). Ils sont décarbonatés et se caractérisent par une texture faiblement argileuse en surface. Comme évoqué dans le chapitre 1, les processus d'argilluviation, soit le déplacement vertical des particules argileuses de l'horizon supérieur E éluvial vers l'horizon sous-jacent illuvial, sont importants au sein des luvisols, aboutissant à la formation d'un horizon Bt enrichi en argiles, développé sur au moins 50 cm.

La notice de la *carte des sols de Haute-Normandie* (réalisée en 1988 par le Service d'Economie Régionale et de Développement Agricole – SERDA et reprise comme carte pédologique simplifiée cf chapitre 1) précise les épaisseurs théoriques des différents horizons des sols bruns lessivés/luvisols du Pays de Caux (fig.3.6).

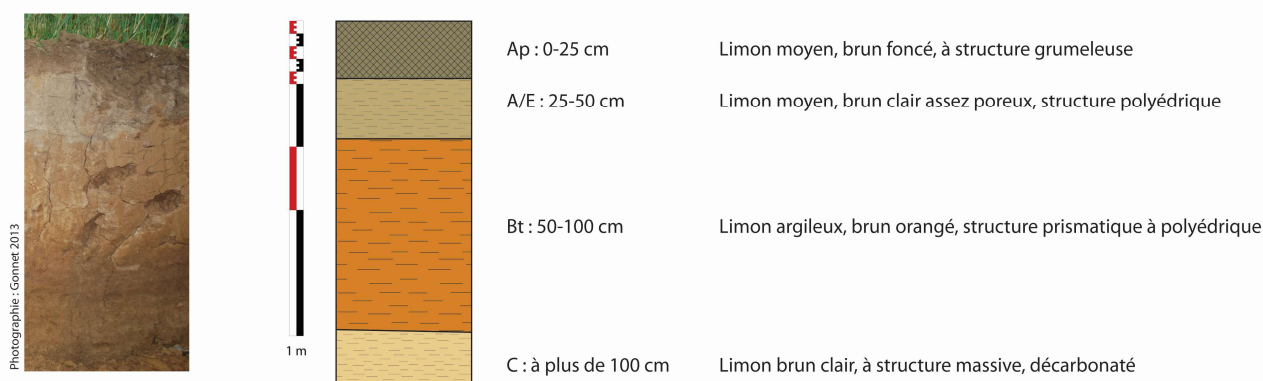


Figure 3. 6 : Profils de sols théoriques, luvisols de Normandie (modifié d'après Notice de la carte des sols SERDA 1988 et du référentiel pédologique, Baize *et al.* 2008). Photographie : A.Gonnet 2013

Les horizons supérieurs sont donc appauvris en argile et en fer. Au contraire, l'horizon Bt enrichi présente une structure bien développée, prismatique à polyédrique, et une coloration orangée plus marquée, en raison de l'accumulation des particules d'argiles et de fer. Cette pédogenèse caractéristique des sols bruns se développant sur substrat lœssique est favorisée par des conditions climatiques tempérées et humides et ce fut notamment le cas durant l'Atlantique (Baize *et al.* 2008). La sensibilité de ce type de sols aux processus de formation de croûtes de battance ou d'organisation pelliculaire de surface (OPS) est bien documentée (Boiffin *et al.* 1986, 1988 ; Auzet 1987 ; Bussière 1996 ; Martin *et al.* 1997 ; Souadi *et al.* 2000 ; Hauchard 2001 ; Hauchard *et al.* 2002 ; Le Bissonnais *et al.* 2005 ; Viel 2012). Sur faibles pentes, ces sols sont sujets aux processus d'érosion hydriques ainsi qu'à la formation de ravines (fig.3.7). De plus, ces sols du Pays de Caux sont soumis à une exploitation agricole intense et sont régulièrement mis à nu, ce qui augmente l'intensité des processus

érosifs (Auzet 1987 ; Boiffin *et al.* 1986 ; 1988 ; Ouvry 1992 ; Bertran et Texier 1997 ; Le Bissonnais *et al.* 2002 ; Viel 2012), par ruissellement hortonien (Horton 1933) lorsque la capacité d'infiltration du sol est inférieure à l'intensité des précipitations (fig.3.8).



Figure 3. 7 : Vue d'une ravine en amont du vallon d'Ecalles.

L'incision se fait sur environ 25 à 30 cm et la largeur de la ravine est comprise entre 70 cm et un mètre. La croûte de battance observable au second plan de la photographie empêche l'infiltration des eaux et entraîne un ruissellement d'abord diffus, puis concentré.

La présence de matériel érodé issu des luvisols tronqués dans les vallons et les vallées sèches entraîne la mise en place de colluviosols ou rédoxisols définis par leur développement sur des matériaux d'origine colluviale (Baize *et al.* 2008, *cf* chapitre 1). Ces colluviosols sont également définis par leurs traits rédoxiques marqués, tels que la présence d'oxy-hydroxydes de fer, et peuvent témoigner d'un engorgement ponctuel, notamment lors des phases de réactivation des écoulements des eaux de surface (Baize *et al.* 2008).

		Processus sur les versants					
		caractéristiques du ruissellement					
		Absence de ruissellement		Présence de ruissellement			
				Vitesse d'écoulement (Ve) < Seuil critique (Vc)		Vitesse d'écoulement (Ve) > Seuil critique (Vc)	
		Effet de la pluie sur la surface : détachement de particules		Effet de la pluie sur la surface : détachement de particules			
		OUI	NON	NON	OUI	NON	OUI
Processus dans le talweg		Pas d'érosion : formation croûte de battance	Pas d'érosion	Pas d'érosion	Erosion diffuse sur les versants	Rigoles sur les versants	
	Ve < Vc	Cas impossibles					
	Ve > Vc	Erosion concentrée dans le talweg					

Figure 3. 8 : Formes d'érosion en fonction des processus de détachement des particules du sol et caractéristiques de ruissellement (d'après Auzet 1990 in Delahaye 2002)

1.2. Contexte archéologique

Les opérations de diagnostics et de fouilles archéologiques préventives ont révélé principalement des occupations protohistoriques (dont trois nécropoles laténiennes) et gallo-romaines ainsi que quelques indices de fréquentation préhistoriques de part et d'autre du vallon d'Ecalles (fig.3.9). Des indices de fréquentation ont été attribués au Néolithique et ont été mis au jour au cours du diagnostic archéologique Inrap (Kliesch 2012). Très ponctuels, ils s'expriment essentiellement sous la forme de fosses contenant du mobilier lithique (silex chauffé et/ou taillé) associé à de la céramique de type Cerny (Kliesch 2012).

La fig.3.11 présente un plan simplifié des occupations du site au moment de la fouille par Eveha (fouille 2013). D'après le découpage de l'emprise totale du site, les secteurs E et F s'étendent dans la partie localisée au sud du talweg, et au niveau de la rupture de pente pour le secteur F. Les secteurs A, B et C du site 6 se trouvent, quant à eux, au nord du vallon sec.

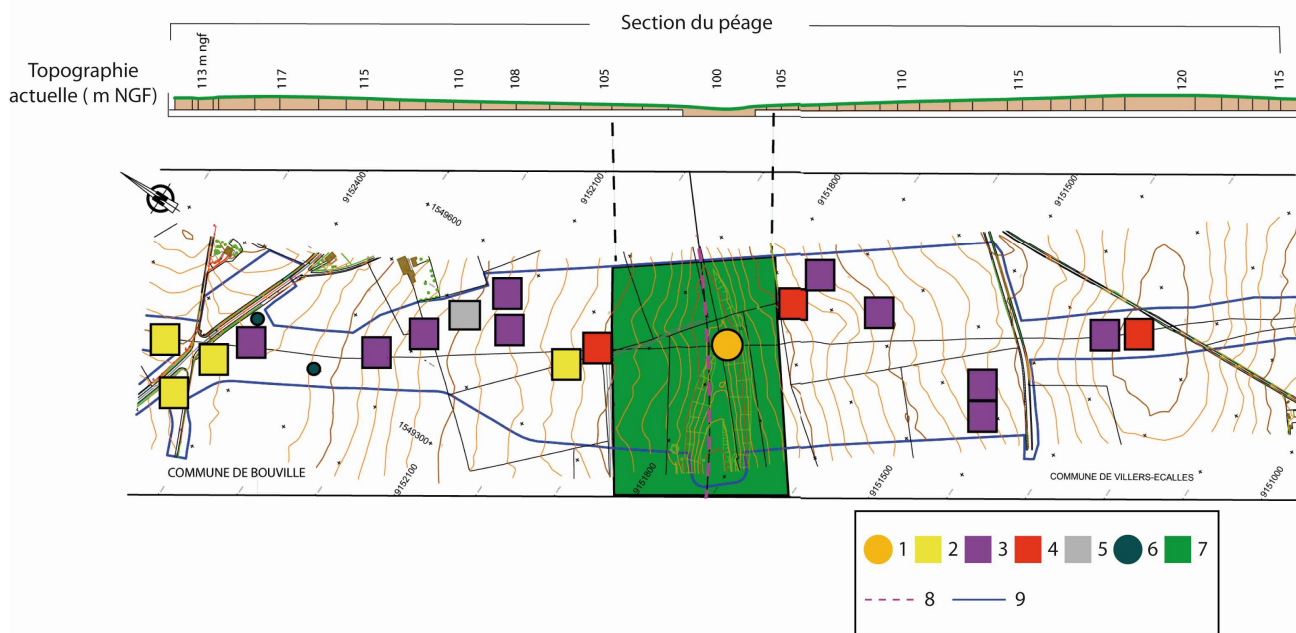


Figure 3. 9 : Profil topographique en long et indices d'occupations dans le secteur du vallon d'Ecalles, d'après le diagnostic archéologique de l'Inrap (modifié d'après Kliesch 2012). Légende : 1. Sondage géomorphologique G3 diagnostic Inrap 2. Indices d'occupation gallo-romaine 3. Indice d'occupation protohistorique 4. Nécropole laténienne 5. Indices d'occupation préhistorique (Cerny) 6. Outillages lithiques indéterminés 7. Zone à faible densité de vestige et mauvaise conservation des structures archéologiques 8. Limite communale 9. Limite d'emprise du diagnostic

Si l'on écarte les indices de fréquentation Cerny ainsi que les pièces lithiques non identifiées, les premières occupations pérennes se mettent en place au cours du III^{ème} siècle avant J.-C. sur les deux versants. Celles-ci se caractérisent par la présence d'un réseau parcellaire régulier, constitué de fossés formant une parcelle quadrangulaire dans la partie localisée sur le versant sud (secteur 6F), mais également de trois nécropoles laténiennes. La première est localisée à proximité de la parcelle quadrangulaire évoquée précédemment, dans l'emprise du secteur F. La seconde nécropole de l'Âge du Fer est localisée dans l'emprise du secteur E, également située sur la commune de Villers-Ecalles, au sud du vallon sec. La troisième nécropole mise au jour au cours de la fouille archéologique est localisée au nord du talweg, dans l'emprise du secteur 6ABC (commune de Bouville). La nécropole du secteur F présente des vestiges funéraires peu denses, comprenant une demi-douzaine de tombes mal conservées, contenant du mobilier en métal et des vases en céramique. Les deux autres nécropoles sont beaucoup plus conséquentes. Celle mise au jour dans l'emprise 6^E contient 38 tombes à inhumations et incinérations (fig.3.10), tandis que la nécropole du site 6ABC en renferme une soixantaine. Certaines sépultures sont assimilées à des tombes à armes, typiques de la période gauloise en Normandie (Michel et Pezennec 2013 ; Pezennec 2016). La chronologie des trois nécropoles protohistoriques semble s'étendre de La Tène C2 et La Tène D1 (180 à 90 av J.-C.) selon le mobilier découvert au cours de la fouille.



*Figure 3. 10 : Structures funéraires laténiennes de type incinération avec dépôts, site 6^E (Pezennec 2016)
Photographie : © N.Rolland / Eveha*

Des vestiges d'habitat ont également été observés, bien qu'ils se fassent rares sur le site. La présence d'une occupation laténienne sous forme d'habitat a été attestée dans la partie localisée au sud-ouest de l'emprise des secteurs 6ABC (fig.3.11). Il s'agit plus précisément d'un bâtiment sur poteaux entouré d'un enclos et associé à quelques fosses de rejets domestiques (contenant des tessons de céramiques essentiellement).

Le réseau parcellaire gaulois semble avoir été réutilisé au cours du Haut-Empire, d'après les indices céramiques obtenus dans le comblement des fossés (Michel et Pezennec 2013). De plus, des structures de combustion et de rejet attribuées au Haut-Empire ont été attestées, soulignant la possibilité d'une activité artisanale localisée en périphérie d'une ou de plusieurs fermes antiques (Kliesch 2012 ; Michel et Pezennec 2013). Les traces d'occupation gallo-romaines sont localisées essentiellement à la limite septentrionale de la zone 6ABC sur la commune de Bouville.

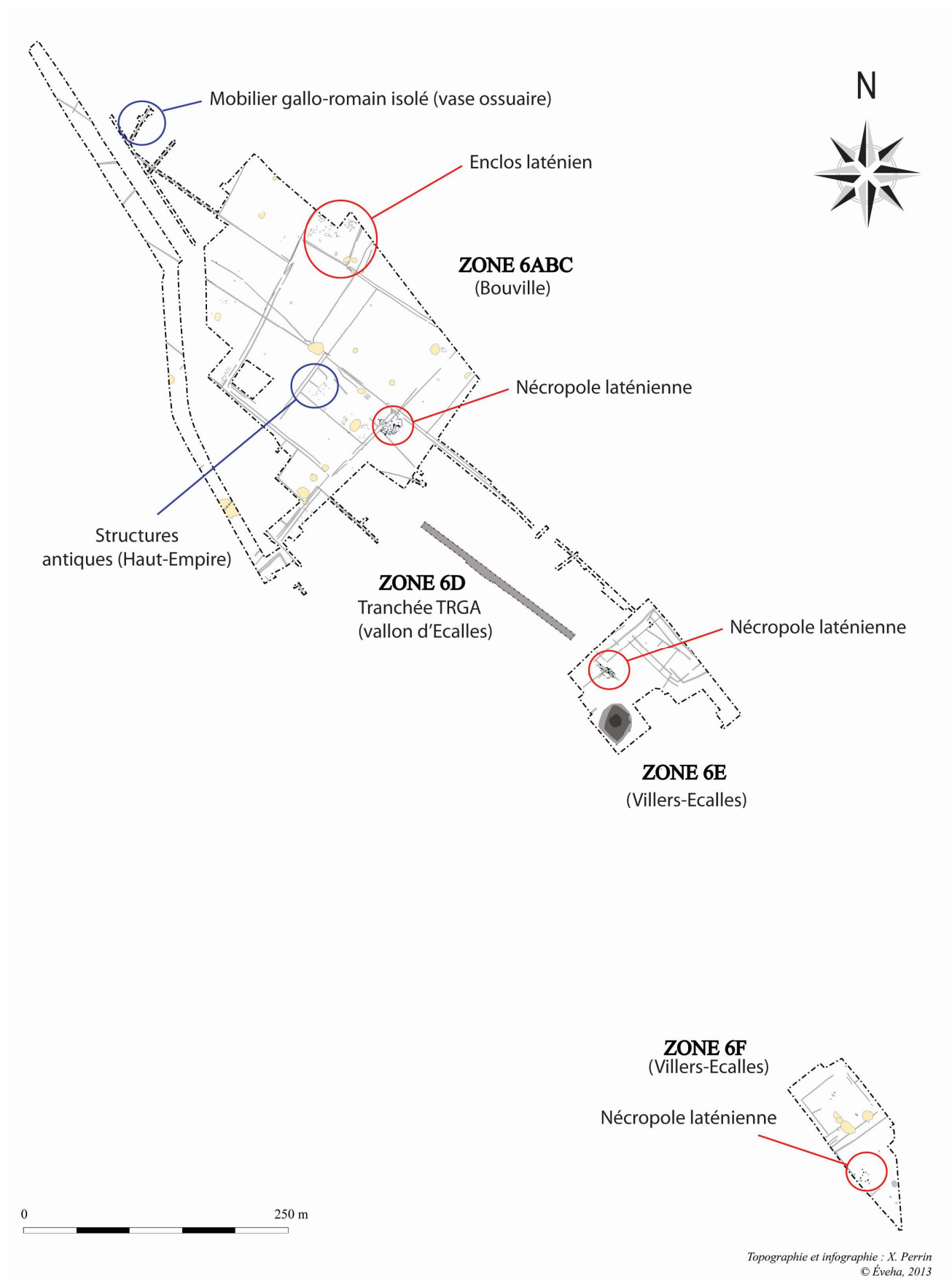


Figure 3. 11 : Plan général du site 6 A150, Villers-Ecalles/Bouville (modifié d'après Perrin in Pezennec 2016). En gris clair : réseau fossoyé toutes périodes confondues ; en jaune pâle : fosses indéterminées ; en gris foncé : sondages profonds ; cercles rouges : structures laténiennes ; cercles bleus : structures antiques

1.3. Problématique et objectifs spécifiques de l'étude

Au cours du diagnostic archéologique, il a été mis en évidence l'érosion intense des horizons Ap (horizon labouré/anthroposol) et Ae (horizon éluvial), notamment sur le versant localisé au sud du vallon d'Ecalles (Gonnet *in* Kliesch 2012). Cette érosion s'inscrit dans les profils pédologiques par l'absence ou la quasi-absence de l'horizon A et par un horizon C présent à une faible profondeur sous les labours contemporains, avec bien souvent une troncature érosive de la partie supérieure ou intégrale de l'horizon Bt (correspondant au niveau d'apparitions des structures archéologiques, Sechi 2012). De ce fait, les processus érosifs agissant dans les têtes de vallons affectent l'état de conservation des vestiges, comme c'est le cas pour les sépultures qui sont présentes sous un état particulièrement arasé (diagnostic et fouille). Afin de comprendre les relations entre les zones sources, de transferts et de stockage des sédiments, il convient de déterminer **à quelle période se généralisent les processus érosifs, et s'ils sont contemporains ou postérieurs des premières traces d'occupation et d'anthropisation de ce plateau**. Les objectifs spécifiques à cette étude sont (i) de **déterminer l'intensité des processus érosifs** selon un axe transversal au vallon sec, intégrant ainsi la catena par le biais de divers profils pédologiques, (ii) **définir quelles ont été les rythmicités dans les processus érosifs** et (iii) **identifier les éventuelles phases de stabilité** (pédogenèse se surimposant aux dépôts colluviaux).

2. RESTITUTION DES DONNEES DE TERRAIN ET OBSERVATION DES PROFILS PEDOLOGIQUES

2.1. Présentation du profil de luvisol complet sur une coupe de référence

Au cours du diagnostic, l'observation directe des tranchées localisées sur le versant sud-est du vallon d'Ecalles a permis de mettre en évidence l'érosion intense de l'horizon A/E et d'une partie de l'horizon Bt, tronqué sur une épaisseur d'une vingtaine de centimètres (Gonnet *in* Kliesch 2012). Afin d'affiner l'approche comparative entre les profils pédologiques théoriques (présentés précédemment), et ceux observés sur les versants bordant le vallon d'Ecalles et les secteurs de plateau, un profil de référence a été dressé (fig.3.12). Celui-ci fait suite à un sondage profond réalisé par l'aménageur, GIE Albea, en vue de la création d'un bassin de rétention sur la commune de Bouville, en amont du secteur 6ABC au croisement de la RD 104 et de l'axe du tracé autoroutier. Ce profil de référence a été décrit afin de d'évaluer l'intensité de la troncature érosive sur l'ensemble de la *catena*, du sommet du

plateau, relativement stable, au fond du vallon, stockant les produits d'érosion, et peut établir un référentiel local pour le type de luvisol présent.

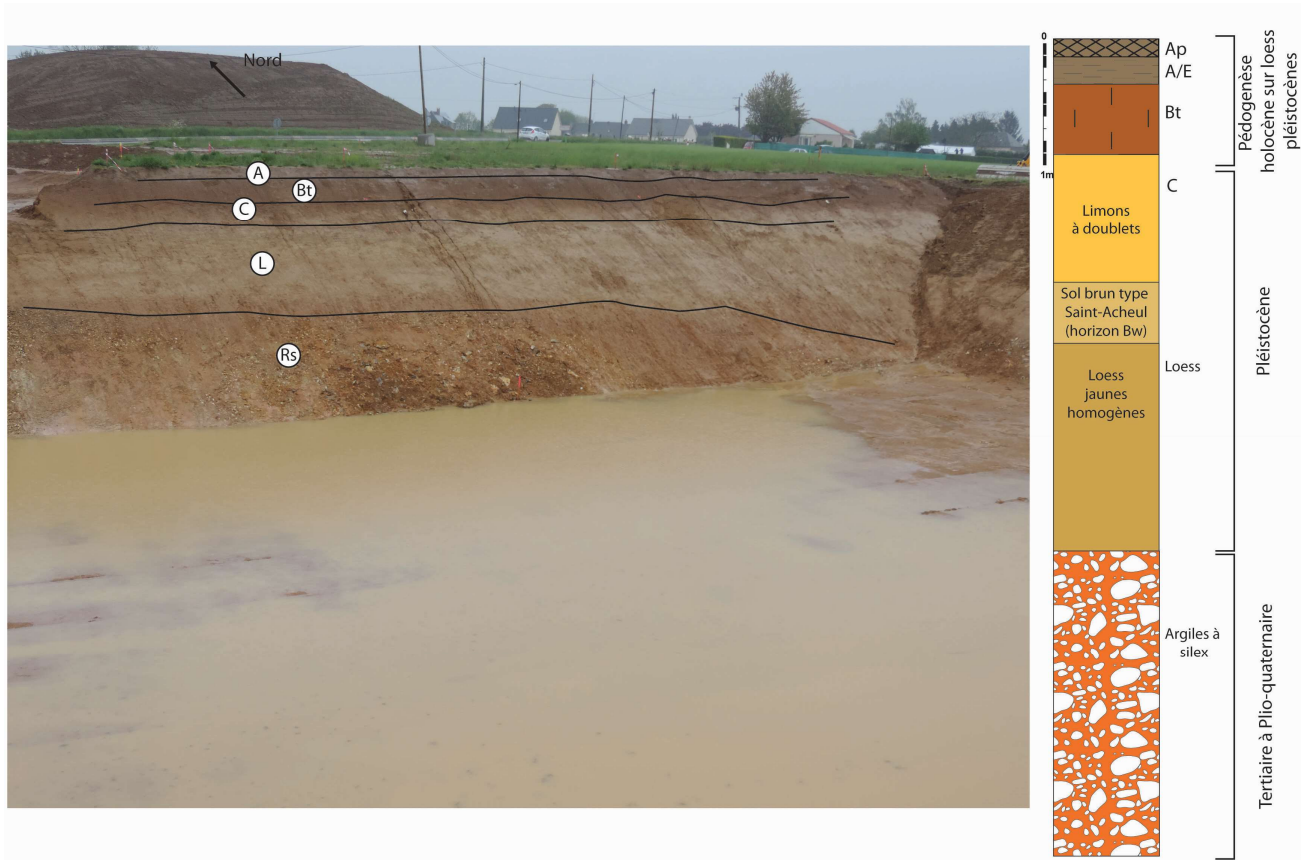


Figure 3. 12 : Coupe de référence Villers-Ecalles et profil pédologique de luvisol complet (photographie : Gonnet 2013)

Cette coupe d'une puissance stratigraphique de six mètres, a révélé l'existence d'un luvisol se développant directement sur les dépôts loessiques, constitué d'un horizon Ap en surface (horizon A anthropisé), d'une vingtaine de centimètres (labours). L'horizon A/E, éluvial, est caractérisé par une épaisseur d'environ 25 cm. L'horizon argilluvial, Bt, correspondant généralement au niveau de lisibilité des structures archéologiques et non au niveau d'apparition (Sechi 2012), se développe sur une épaisseur de soixante centimètres. Ainsi, le profil semble complet et mûre, avec des glosses observées localement au sein de l'horizon Bt. Ces glosses ou « langues de dégradation » se forment à partir de fissures verticales se développant au sommet de l'horizon Bt (Kuntz 1976 ; Baize *et al.* 1995 ; Baize 2008 ; Jamagne *et al.* 2009 ; Jamagne 2011) et indique la présence d'un luvisol en cours de dégradation (luvisol glossique). Les processus d'hydrolyse, d'oxydo-réduction et des traits réductiques se développent lorsque le sol est engorgé, avec des migrations de matière et la mise en place de « langues » gris-clair appauvries en argiles et en fer (déplétion, Ruellan et Dosso 1993 ; Baize 2008). L'horizon C est composé d'un loess finement lité, de type « limons à doublets ». Décarbonaté, il se caractérise par des microlitages alternant de petits niveaux beiges et bruns. La mise

en place est attribuée au Pléniglaciaire supérieur et une décarbonatation rapide a lieu au cours du Tardiglaciaire, entre 14 et 15 ka (Van Vliet-Lanoë 1988 ; Antoine *et al.* 2003c, 2014).

Au sein de la séquence lœssique, un horizon limono-argileux orangé présentant de nombreuses imprégnations ferro-manganiques ainsi que quelques concrétion carbonatées, a été également observé. D'après les éléments descriptifs, il a été corrélé au sol de Saint-Acheul/Villers-Adam. Ce type de sol de type « sol brun boréal » a été observé dans de nombreuses séquences lœssiques du Nord de la France, parfois bien plus développés. La datation de la pédogenèse a été attribuée entre 55 et 44 ka environ (Antoine *et al.* 2003c, 2014). L'horizon sous-jacent est, quant à lui, constitué d'un lœss jaune homogène très bien trié présentant quelques poupées carbonatées.

Ainsi, les épaisseurs des différents horizons du profil sont conformes aux valeurs théoriques des luvisols normands (SERDA 1988 fig.3.6) et permettent d'appréhender l'intensité des processus érosifs en comparant ce profil à ceux observés à l'amorce du vallon sec.

2.2. Toposéquence et *catena* sur le site de Villers-Ecalles

L'observation des niveaux d'apparition des structures archéologiques au cours du diagnostic a révélé une érosion marquée des sols sur les versants, puisque l'horizon Bt y apparaît parfois directement sous les labours (rajeunissement de profil) et présente des épaisseurs relatives bien moindres que celles observées sur la coupe de référence (l'épaisseur de l'horizon illuvial atteignant parfois seulement 20 centimètres, quand il n'est pas absent). Cela nous a conduit à observer ponctuellement les profils topographiques de part et d'autre du vallon d'Ecalles (zone 6ABC jusqu'à la zone 6F), depuis la coupe de référence présentée précédemment, afin de déterminer les zones sources, les zones de transfert et les zones d'accumulation des stocks sédimentaires et de restituer la *catena* présente à l'échelle intra-site (fig.3.13 et fig.3.14).

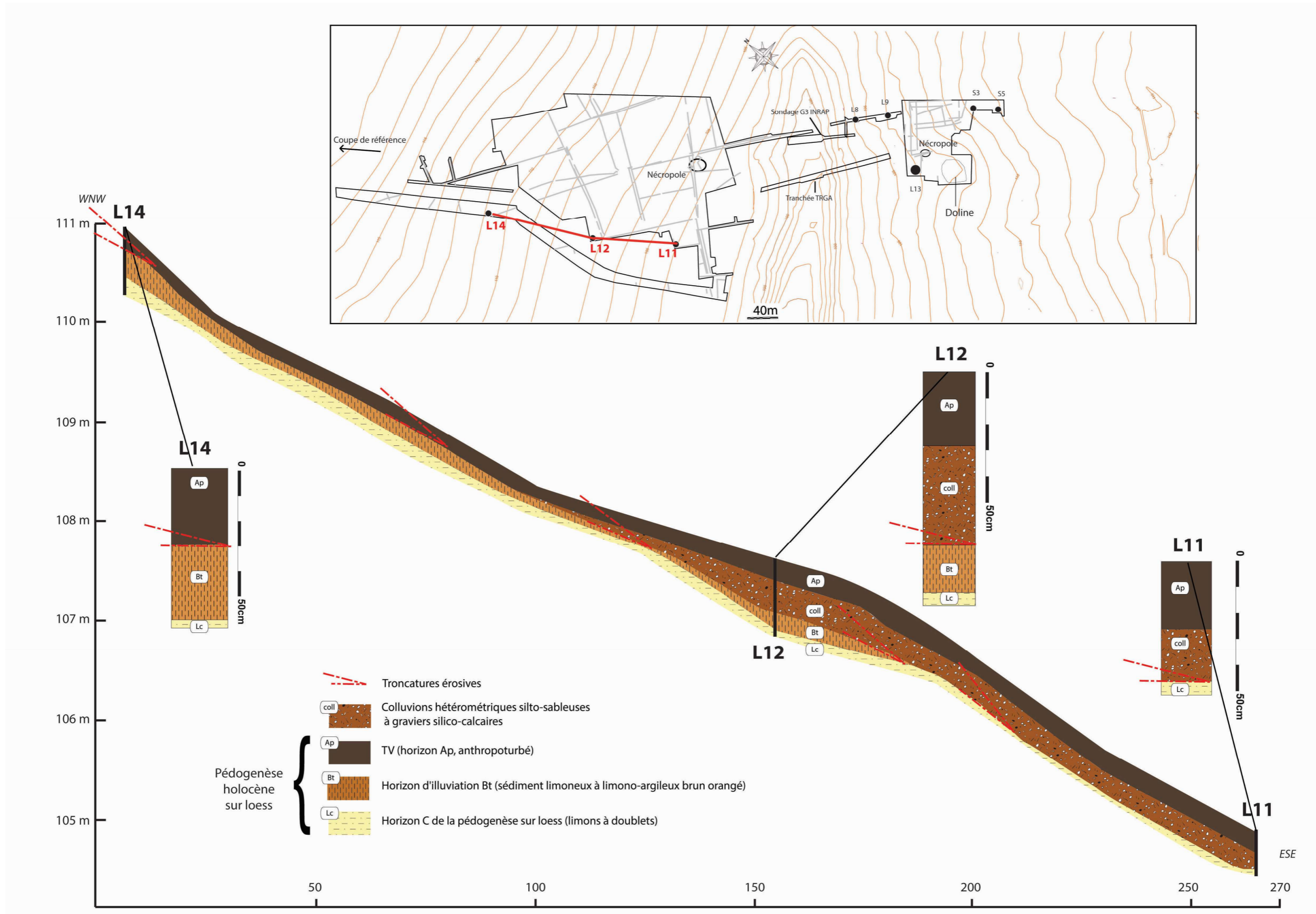


Figure 3. 13 : localisation des profils pédologiques (transect ouest) au sein de l'emprise de fouille du site 6ABC, versant localisé au nord-ouest du vallon.

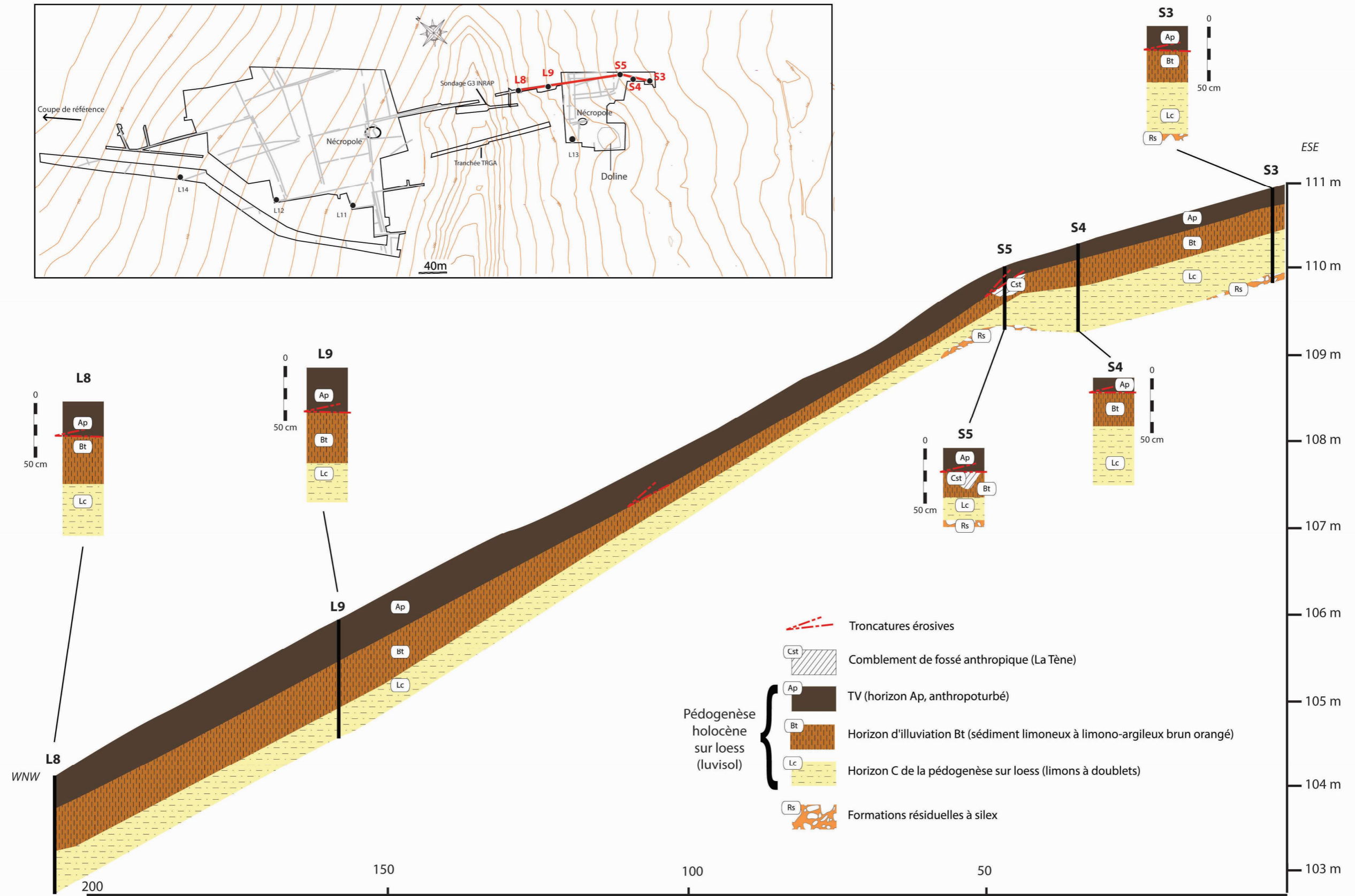


Figure 3.14 : localisation des profils pédologiques (transect est) au sein de l'emprise de fouille du site 6^E, versant localisé au sud-est du vallon.

L'observation de la toposéquence révèle que l'érosion (ou troncature) de l'horizon Bt s'exprime d'avantage lorsque la pente s'accroît (fig.3.13). En rupture de pente sur le versant sud-est, le log 13 a montré l'absence totale de sol brun lessivé, l'horizon de labour reposant directement sur les formations résiduelles à silex sub-affleurantes. A l'amorce de la tête de vallon, les logs L8 et L9 présentent des profils pédologiques où l'ensemble des horizons (excepté l'horizon Ae) sont présents. Néanmoins, l'épaisseur de l'horizon argilluvial (Bt), d'environ 30 à 35 centimètres souligne qu'une partie du profil est manquante, de même que le profil L14, localisé sur le versant nord-ouest bordant le vallon d'Ecalles. Les deux profils observés le long de la berme sud-ouest de l'emprise du site 6ABC ont révélé la présence de colluvions constituées de sédiments silto-sableux, mal triés, surmontant un horizon Bt largement tronqué pour le log 12 (l'épaisseur de l'horizon illuvial étant inférieure à 20 centimètres). Le profil 11, quant à lui, montre la présence de colluvions silto-sableuses hétérométriques reposant directement sur l'horizon C (limons à doublets).

Les données concernant la toposéquence et les profils associés à l'échelle du site sont synthétisées dans le schéma conceptuel suivant (fig.3.15) :

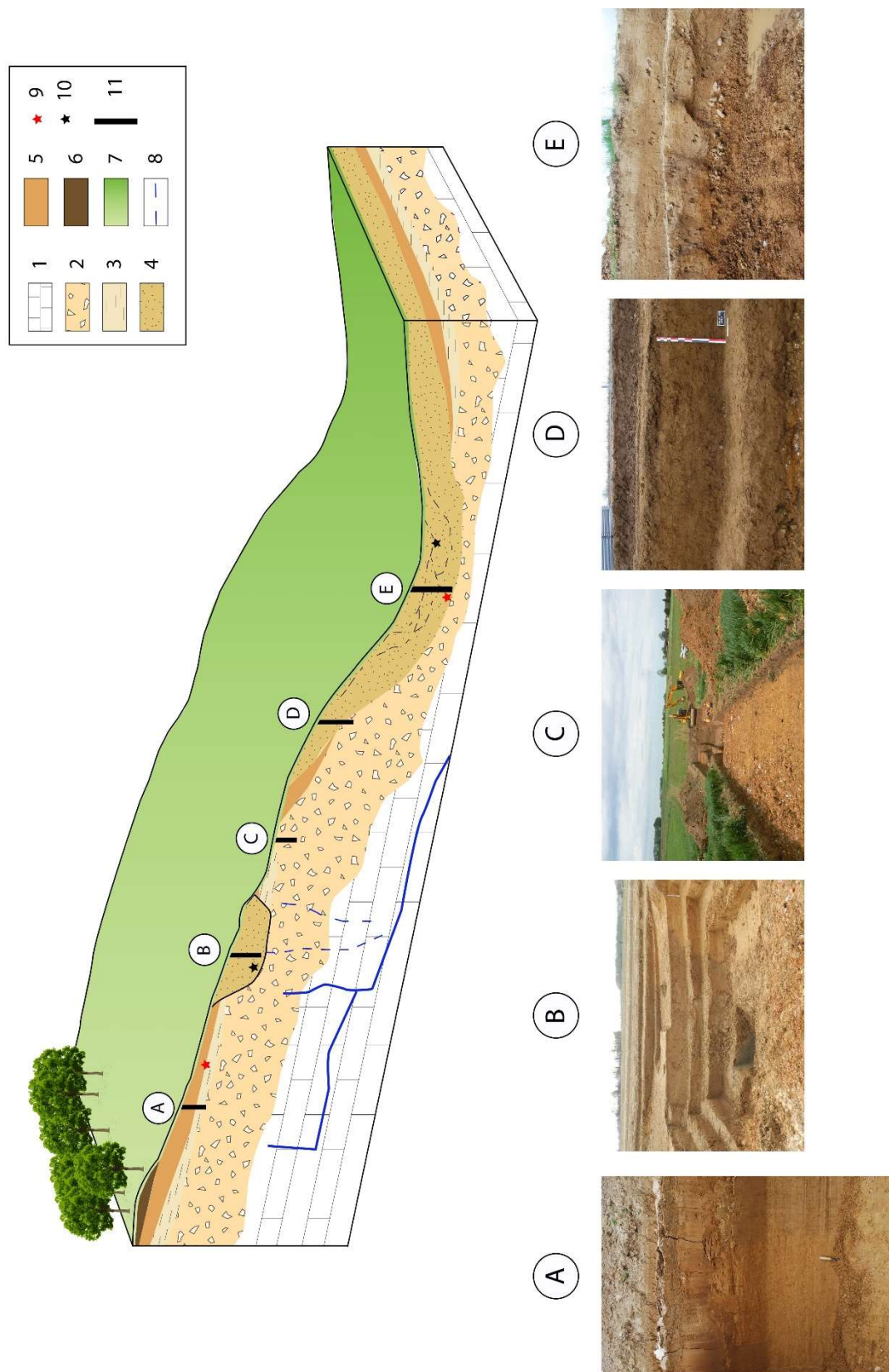


Figure 3. 15 : Schéma conceptuel de la toposéquence pédo-stratigraphique observées sur le site de Villers-Ecalles « le vallon d'Ecalles ». Légende : 1. Craie ; 2. Argiles à silex ; 3. Loess ; 4. Colluvions ; 5. Horizon Bt illuvial ; 6. Horizon A éluvial ; 7. Labours ; 8. Karst d'introduction ; 9. Eléments de datation âge du Fer (terminus postquem) ; 10. Eléments de datation modernes/contemporains ; 11. Sondages/profils pédo-stratigraphiques

2.3. Secteurs d'accumulation des produits d'érosion

Si la toposéquence observée le long de l'axe transversal au vallon d'Ecalles a permis d'appréhender les processus érosifs sur les sols bruns lessivés, l'accumulation des produits d'érosion a pu être mise en évidence dans deux secteurs : une dépression topographique localisée dans l'emprise du site 6^E ainsi que le fond du vallon d'Ecalles. Ces deux secteurs d'accumulation offrent ainsi la possibilité, à travers leurs archives colluviales, de déterminer l'intensité des processus érosifs et de préciser à quelle période sont mises en place ces dynamiques de versant.

2.3.1. Secteur 6E : impact de la karstification sur le stockage/piégeage d'archives colluviales en surface

Lors du décapage de l'emprise du secteur 6 E, une large dépression de plusieurs mètres de diamètre, de forme ovoïde a été mise au jour. Cette « structure », mécaniquement sondée, a présenté un comblement limono-sableux grossier récent, notamment attesté par la présence de mobilier contemporain observable en position de rejet. La limite avec l'encaissant constitué des formations résiduelles à silex est particulièrement bien marquée et l'hypothèse d'une dépression d'origine karstique a été proposée sous forme de doline ou bétoire.

Les bétoires sont des zones d'introduction karstique qui ont été régionalement étudiées (El Janyani 2013 ; Chedeville 2015). Plus généralement, une typologie des dolines a été proposée par Lowe et Waltham (2002, fig.3.16). Ainsi, selon cette dernière, la bétoire observée sur le site de Villers-Ecalles correspond aux dolines enfouies (fig.3.16.D). Celles-ci sont comblées par une couverture meuble constituée de sols ou de formations superficielles remaniées. La réactivation ponctuelle de la fonction de drainage de la doline peut entraîner des dépressions et des tassements de surface (Lowe et Waltham 2002 ; Waltham et Fookes 2003).

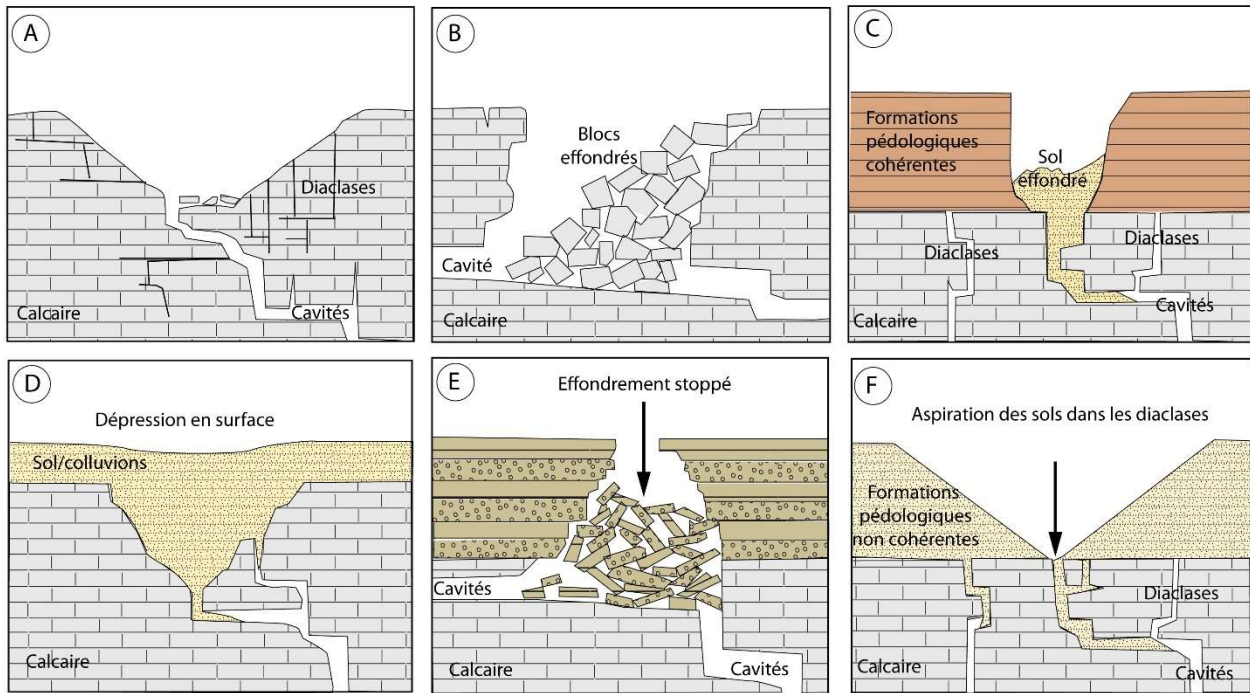


Figure 3. 16 : Typologie des dolines selon Lowe et Waltham (modifié d'après Lowe & Waltham 2002, in El Janyani 2013). A. Solution sinkhole (doline de dissolution) B. Collapse sinkhole (doline d'effondrement) C. Dropout sinkhole (doline de subsidence – effondrement) D. Buried sinkhole (doline enfouie) E. Caprock sinkhole (doline d'effondrement avec pinacle) F. Suffosion sinkhole (doline de subsidence – suffosion)

En raison de la profondeur du sondage réalisé dans la doline (entre 6 et 7 mètres), plusieurs paliers de sécurité ont été mis en place. L'observation de la coupe réalisée a permis de définir trois unités stratigraphiques principales (fig.3.17). L'unité stratigraphique 1 (US 1, à la base) correspond à un sédiment limono-argileux hydromorphe, gris foncé à structure massive, mal trié. Il présente de nombreux traits réductiques (oxydo-réduction) témoignant d'un engorgement marqué, mais ne présente pas de matière organique (charbons, micro-charbons), qui aurait pu permettre une datation radiocarbone pour appréhender la base de la séquence. L'unité supérieure (US 2) correspond à un sédiment limoneux à limono-sableux, bioturbé en surface, à structure polyédrique, non laminé. De nombreux graviers de taille centimétrique sont mêlés à la matrice limono-sableuse. L'origine colluviale du comblement est l'hypothèse privilégiée, en raison notamment du mauvais tri granulométrique, mais également par la présence de graviers de silex ponctuels au sein de la séquence. Enfin, l'unité stratigraphique 3 (US 3) correspond à un empierrement vertical, très probablement d'origine anthropique (des traces de rejet y ont été observées, comme la présence de fer corrodé). Au sein de cette unité 3, les silex de taille décimétrique composant l'unité 3 sont mêlés à une matrice limoneuse à limono-sableuse. Aucun matériel datant n'a pu être prélevé au sein de ce remplissage en raison de la mauvaise conservation de charbon et de matière organique.

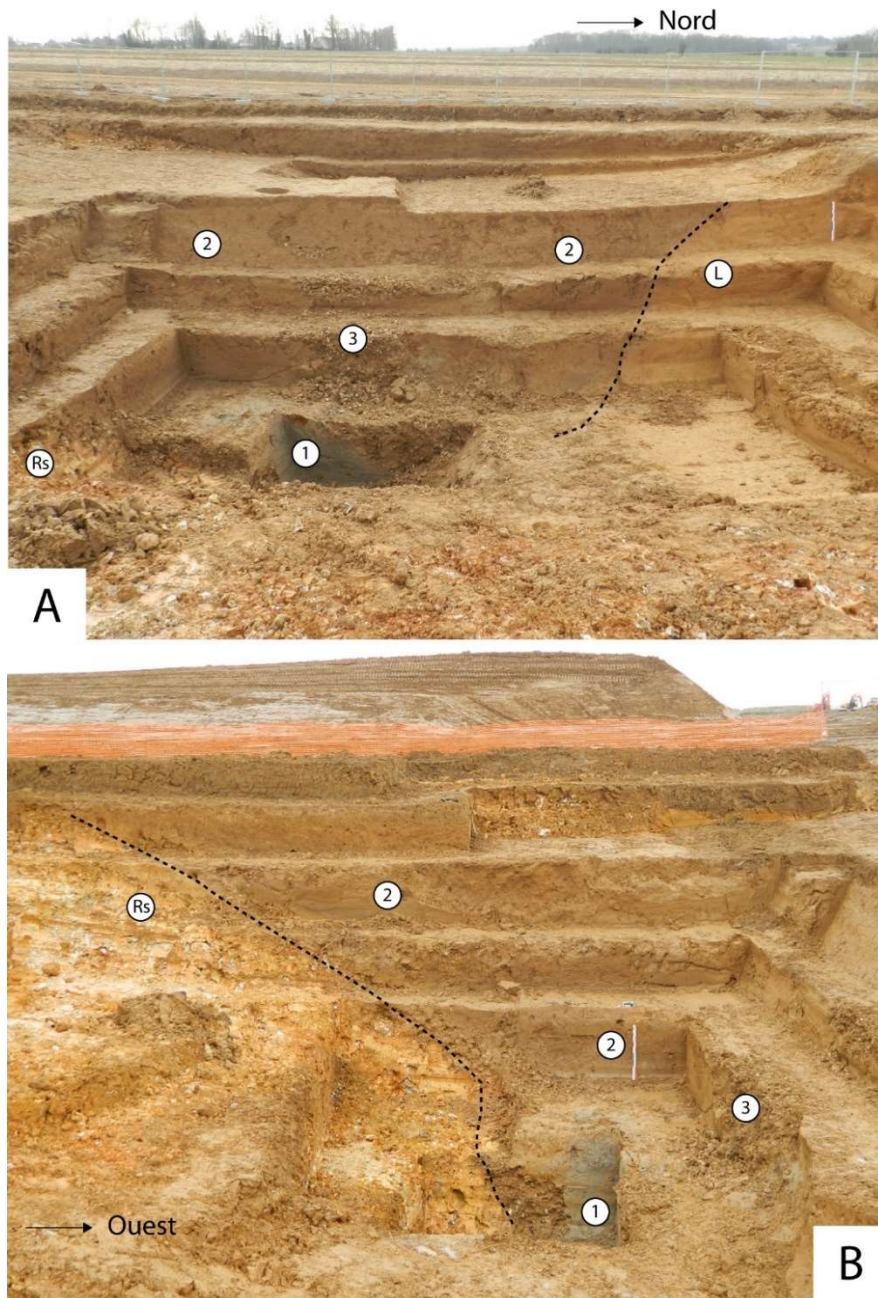


Figure 3. 17 : Sondage S1 réalisé dans la doline (photographies Gonnet) Photo A : Coupe Ouest Photo B : Coupe Sud
Légende : Rs : Formations résiduelles à silex L. Loess 1. US 1 limons argileux à traits réductiques 2. Colluvions limono-sableuses 3. Rejet de silex anthropique

Malgré l'absence d'éléments offrant une datation absolue, le mobilier contemporain observé ponctuellement, jusqu'à 2 mètres sous la surface topographique actuelle, permet d'affirmer le caractère récent du remplissage. Ce sondage réalisé dans la dépression d'origine karstique a permis de mettre au jour une accumulation importante et surtout très récente des produits d'érosion du versant (site 6^E et 6F). En aval immédiat de cette doline, les loess en place (non ou très peu remaniés, ni par ruissellement ni par mouvements de masse) ont été conservés (fig.3.17.A), le soutirage karstique ayant certainement limité les écoulements et les risques de troncature érosive, par un rôle de piégeage

des matériaux sédimentaires provenant de l'amont du versant.

2.3.2. Secteur 6D : accumulation des produits d'érosion dans le vallon d'Ecalles

La réalisation d'un sondage profond dans l'axe du talweg au cours du diagnostic archéologique (sondage G3 Inrap, fig.3.18), puis celle d'une tranchée transversale au vallon pendant la fouille (tranchée TRGA, fig.3.19) ont permis d'appréhender les stocks sédimentaires et de révéler l'accumulation des produits d'érosion sous forme de dépôts colluviaux au sein d'un deuxième secteur d'accumulation (secteur 6D).

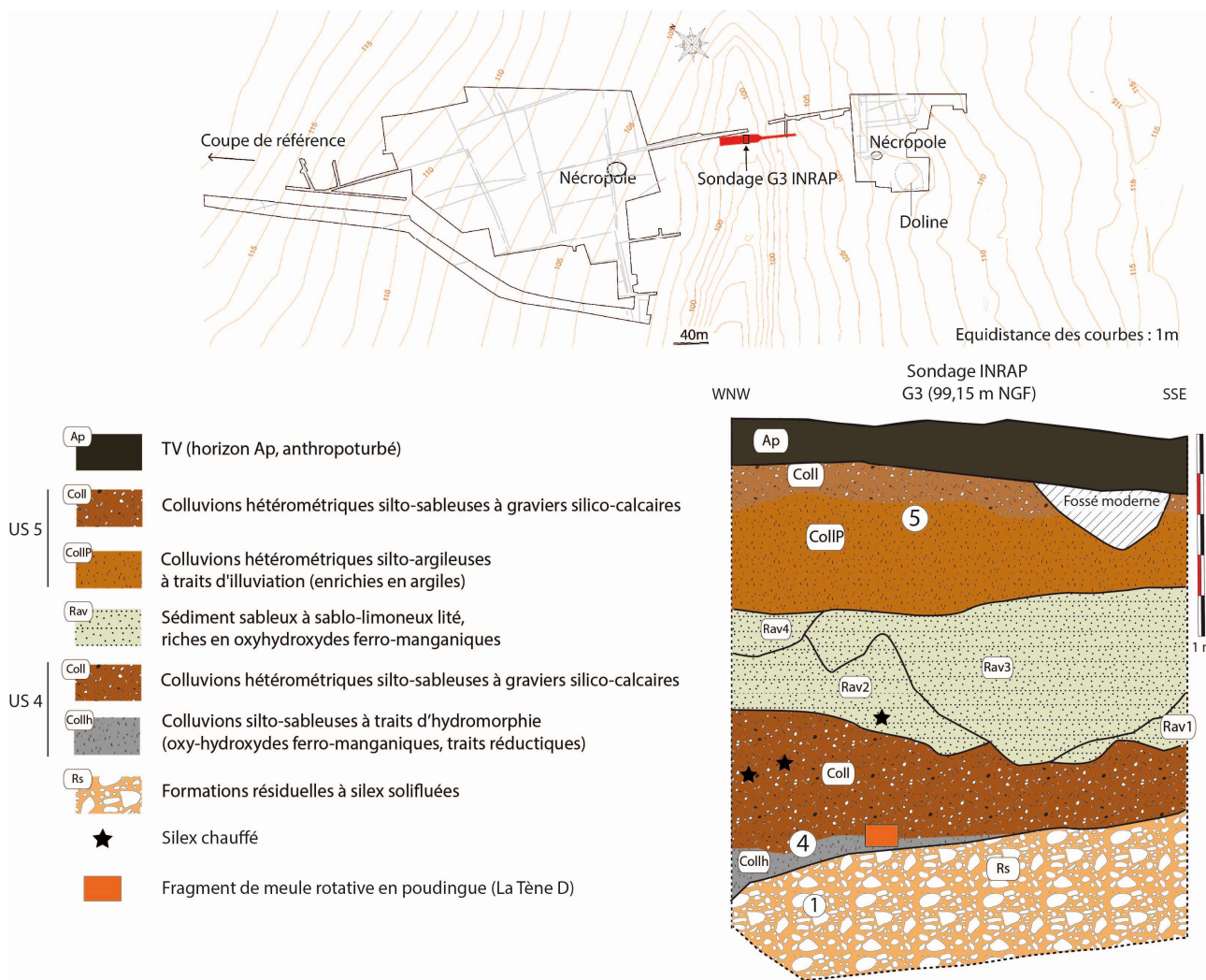


Figure 3. 18 : Sondage profond G3, réalisé dans l'axe du talweg lors du diagnostic Inrap
 Légende : Coll. Hydr : colluvions hydromorphes. Numérotation des unités stratigraphiques : correspondance avec les US de la tranchée TRGA (fig.3.19).

Le sondage Inrap (fig.3.18) ainsi que la tranchée TRGA (fig.3.19) ont révélé des dépôts colluviaux d'une puissance stratigraphique de plus de 2 mètres dans l'axe du vallon. Présentant des faciès

relativement semblables, l'accumulation de ces produits d'érosion se présente sous la forme de dépôts sablo-limoneux mal triés, hétérogènes, de couleur brun orangé, décarbonatés et bioturbés en surface. L'observation de la géométrie des dépôts colluviaux permet de mettre en évidence la présence d'incisions emboîtées dans les dépôts colluviaux accumulés dans l'axe principal du talweg. Ces ravines désormais comblées incisent les dépôts de bas de pente silto-sableux. Ponctuellement au sein de ces ravines comblées, quelques litages de graviers et de sables grossiers indiquent des épisodes de ruissellement caractérisés par une charge sédimentaire plus importante et un débit plus fort. Ces dépôts ne présentent pas de traces de matière organique, hormis quelques micro-charbons utilisés pour datations radiocarbone.

Au sein de la tranchée TRGA, les dépôts colluviaux reposent sur les formations résiduelles à silex (US 1, fig.3.19), puisque les lœss n'ont pas été conservés dans le vallon sec à l'exception d'un dépôt peu épais (US 2, fig.3.19) probablement remanié en partie, puisque quelques graviers silico-calcaires épars ont été repérés dans la partie supérieure de ce dépôt. Ainsi, les unités colluviales basales de l'US 4, en contact avec l'argile à silex présentent des traits d'oxydo-réduction, certainement lié à l'engorgement temporaire des unités lithologiques à faible perméabilité. Ces traits d'oxydo-réduction sont principalement présents sous la forme de nodules d'oxydes de fer et de manganèse, mais également de traits réductiques (gris) à la base de l'unité 4. Ces traits pédologiques sont les principales différences observées entre les unités 3 et 4 sur le terrain. Cependant, la discrimination entre les deux unités a également été déterminée car l'unité 3 contient une proportion plus importante de fragments de silex, l'argile à silex étant sub-affleurante sur le versant sud-est, contrairement au versant nord-ouest, où les lœss sont observables ponctuellement. Les ravines localisées dans l'axe principal du vallon indiquent une incision des dépôts des unités 3 et 4, puis une succession d'épisodes de comblement et d'érosion de ces ravines (emboitement et comblement lité, témoignant d'épisodes saisonniers). L'ensemble de ces dépôts est scellé par l'unité 5 constituée de deux faciès relativement proches : un sédiment sablo-limoneux à limono-sableux mal trié, relativement bioturbé et à structure massive et un second faciès plus sableux en surface (US 5b).

Enfin, quelques traces de mobilier archéologique (tessons de céramique protohistorique indifférenciés, tessons modernes et contemporains) ainsi que des silex chauffés (thermo-clastes) ont pu être observés dans les différents sondages réalisés dans le fond du vallon d'Ecalles, permettant de préciser le calage chronostratigraphique à l'aide de *terminus post quem* (cf *infra*). L'observation des coupes stratigraphiques dans le fond du vallon a également permis de révéler l'existence de structures anthropiques en creux, non datées (le comblement ne contenant pas de mobilier), et d'un empierrement sans élément datant à la base des unités colluviales.

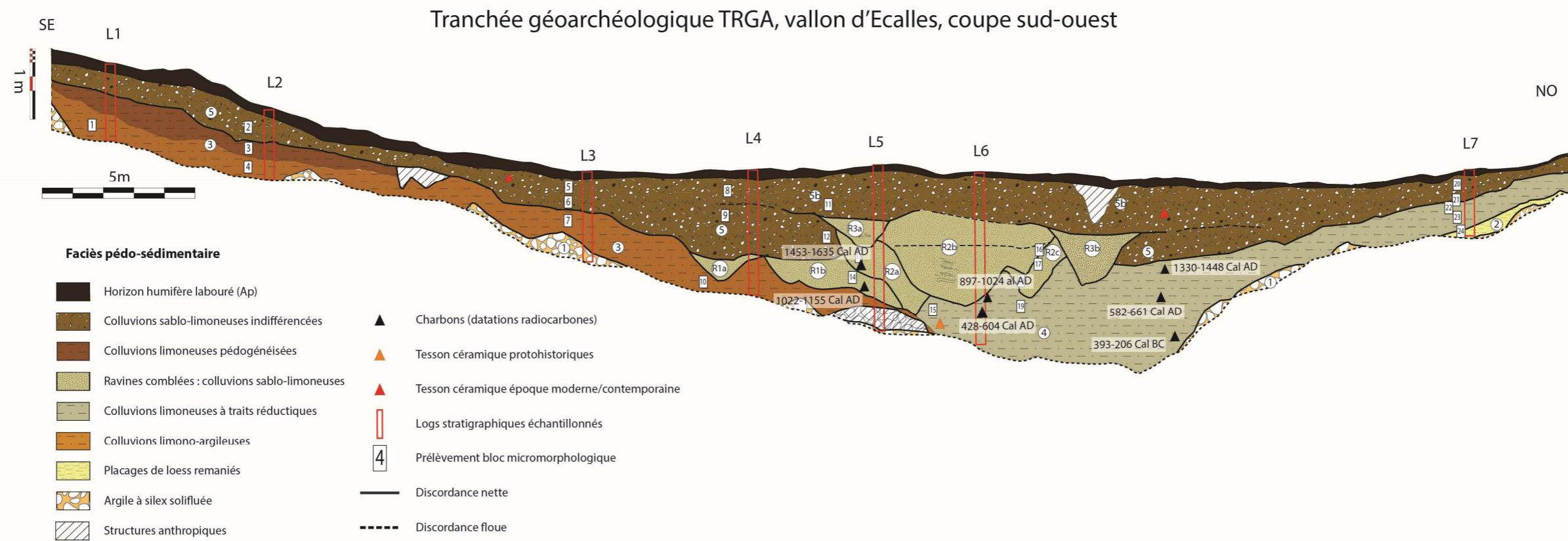
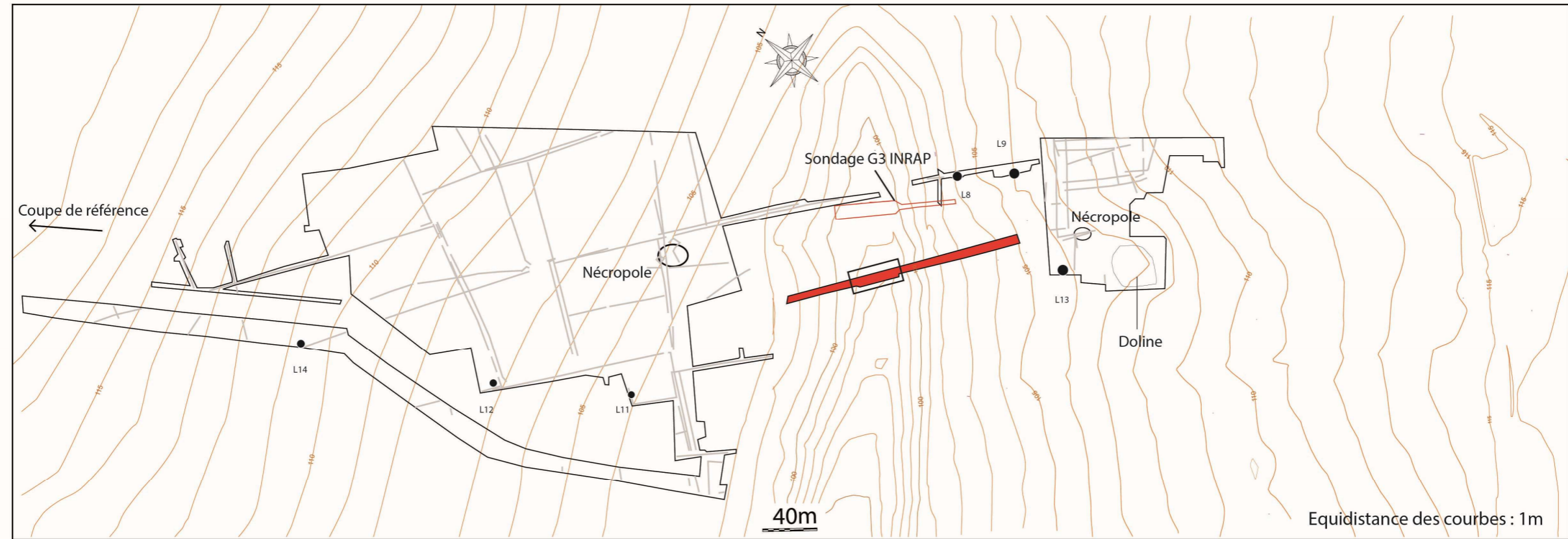


Figure 3. 19 : Localisation de la tranchée TRGA dans le vallon d'Ecalles et coupe dans l'axe principal

3. RESULTATS DES ANALYSES DE LABORATOIRE ET CARACTERISATION DES FACIES SEDIMENTAIRES

3.1. Résultats des analyses sédimentologiques et interprétation

3.1.2. Caractérisation granulométrique des faciès observés

Les analyses granulométriques réalisées sur les logs 1 à 7 (au sein de la tranchée TRGA, fig.3.19) présentent toutes des courbes unimodales, dont les classes granulométriques s'étendent des argiles aux sables fins (fig.3.20). Le traitement des données effectué à l'aide de Gradistat© permet de constater que les échantillons sont majoritairement constitués de limons sableux mal triés, à l'exception de l'échantillon prélevé au sein de la matrice des formations à silex solifluées (base du Log 1), à dominante silteuse.

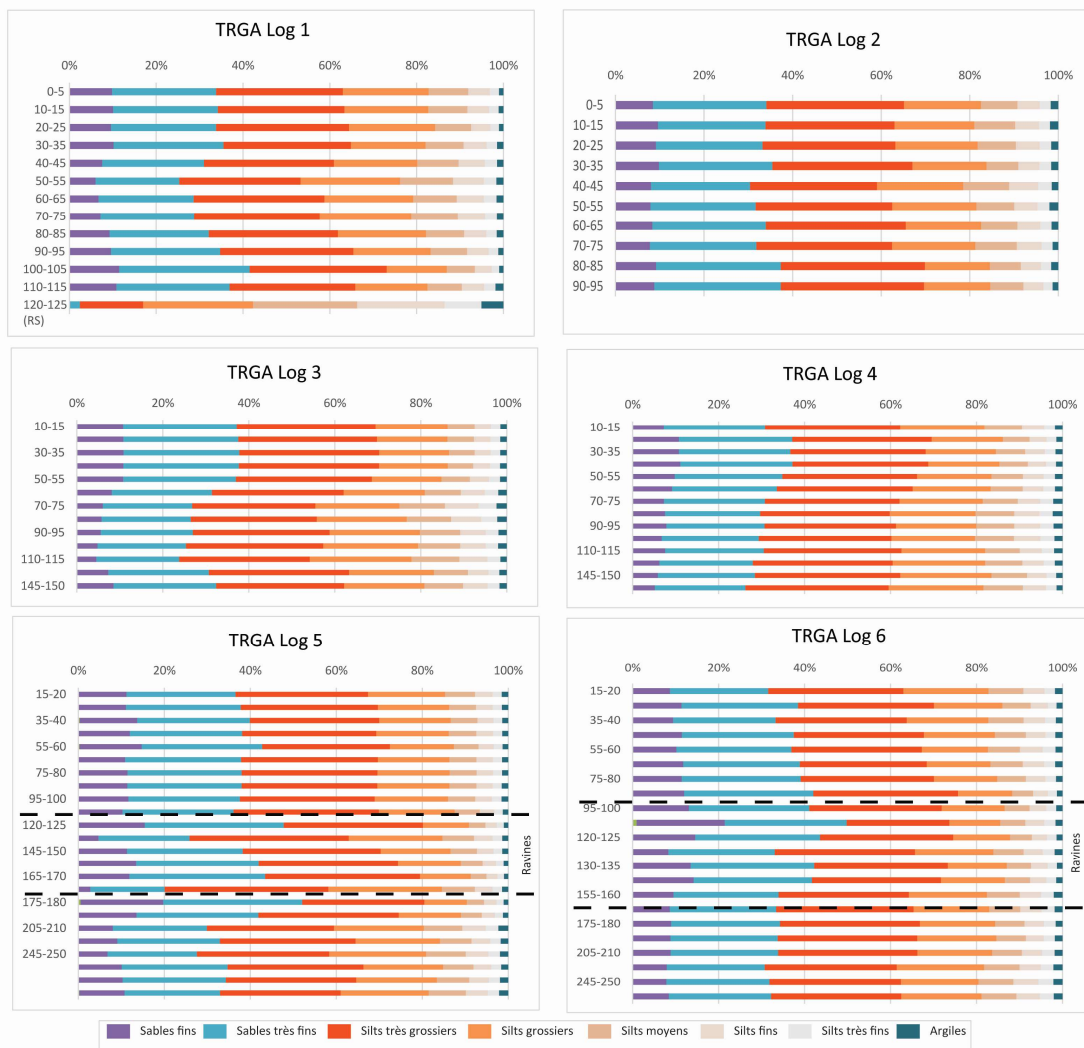


Figure 3. 20 : Synthèse des distributions granulométriques des logs 1, 2, 3, 4, 5 et 6 de la tranchée TRGA
 La profondeur en centimètres est exprimée en ordonnée. Les caractérisations granulométriques sont issues de Gradistat© et sont exprimées en fréquence cumulée.

Ces résultats sont présentés dans le diagramme triangulaire de répartition granulométrique ci-dessous (fig.3.21), afin de permettre la discrimination des faciès sédimentaires.

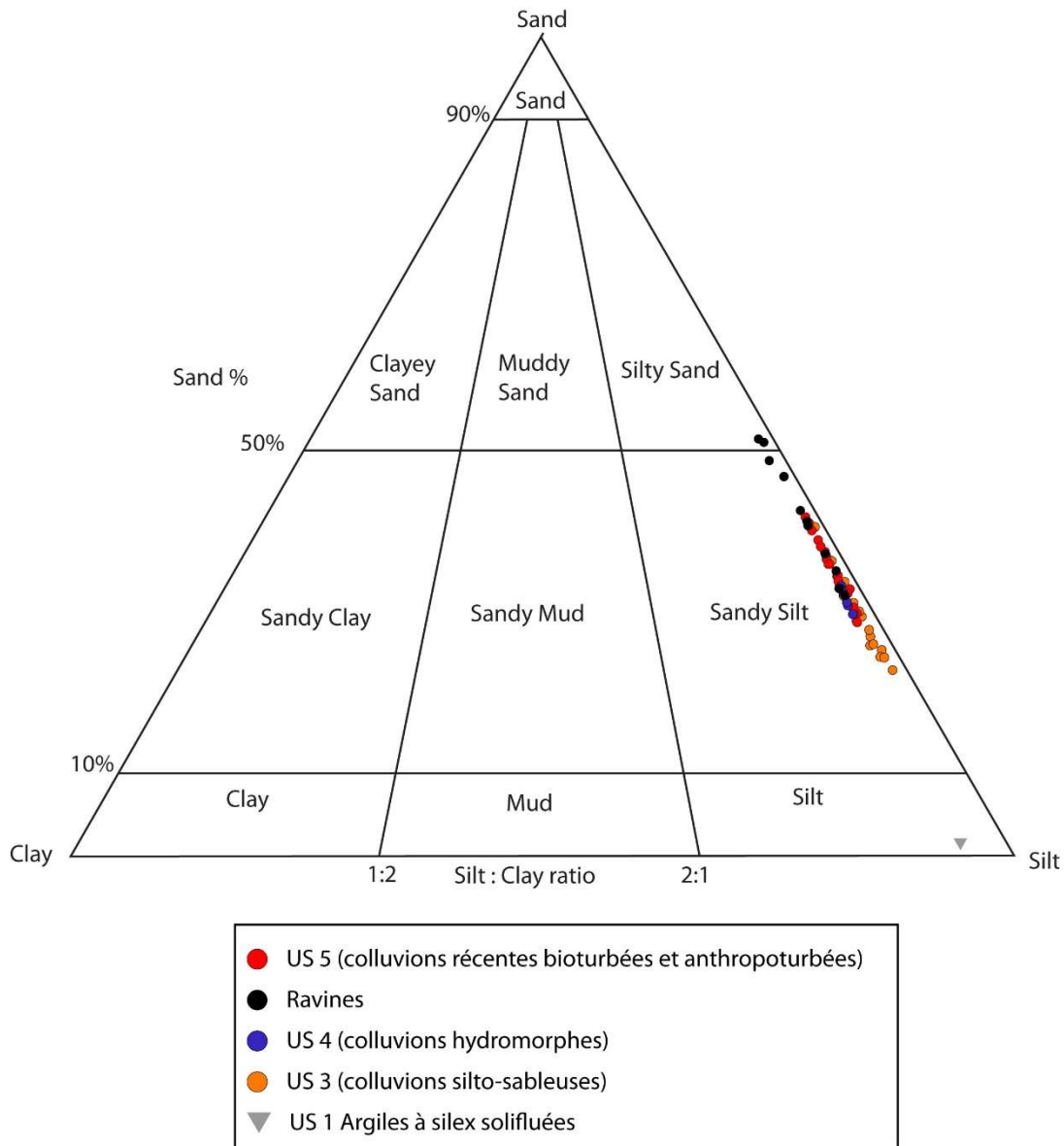


Figure 3. 21 : Diagramme triangulaire de répartition granulométrique des échantillons prélevés dans les unités colluviales de la coupe TRGA.

Hormis les échantillons prélevés au sein des ravines qui présentent une granulométrie un peu plus grossière, sablo-limoneuse, les résultats mettent en avant le caractère limono-sableux des colluvions. Déjà difficile à distinguer en observation macroscopique, les faciès sédimentaires ne sont pas aisés à discriminer par l'analyse granulométrique. Ceci traduit ainsi une convergence ou une signature granulométrique caractéristique. Les colluvions provenant des formations superficielles remaniées et des horizons pédologiques surimposés, il n'est pas étonnant d'observer une telle fraction silto-sableuse au sein des dépôts du fond de vallon. En effet, la composition granulométrique des sols

découle en partie de la granulométrie des formations superficielles (Laignel 2003 ; Lequien 2006). Lorsque l'épaisseur des lœss sous-jacents est importante, les sols auront une fraction silteuse plus importante, autrement lorsque les lœss sont peu épais, l'argile à silex génère une fraction sableuse plus marquée, en raison de la fragmentation des silex (Laignel 1997, 2003 ; Lequien 2006). C'est notamment ce qui a permis de discriminer les unités 3 et 4 sur le terrain. D'autre part, l'échantillon prélevé à la base du Log 1 (unité 1 argile à silex) ne présente pas de fraction argileuse, celle-ci est majoritairement silteuse, ce qui permet de supposer que ces formations résiduelles à silex ne sont plus en place dans le vallon, mais qu'elles ont été remaniées, par une solifluxion ante-holocène.

Les analyses granulométriques combinées aux observations de terrain permettent de caractériser deux litho-faciès colluviaux, selon la nomenclature établie par Wilkinson (2009) sur les colluvions observées dans les vallons secs entaillant le substratum crayeux du sud de l'Angleterre. Le premier litho-faciès correspond aux unités 3 et 4 et s'apparentent à un sédiment mal trié, constitué de silts non-stratifiés et décarbonatés, présentant ponctuellement de petites quantités de silex anguleux (code Fnu). Selon la classification de Wilkinson (2009), ces colluvions se mettent en place par ruissellement et ont pour origine les sols bruns ou les sols développés sur un substrat constitué d'argiles à silex.

Le second litho-faciès colluvial est reconnu dans le comblement des ravines et correspond au code Fs de la classification de Wilkinson. Décrit comme un sédiment stratifié, constitué de microlitages silteux décarbonatés et de sables plus grossiers granuleux, sa genèse est celle d'un apport par ruissellement de sédiments dérivant de sols cultivées et mis en place avec une plus forte compétence le long de l'axe du vallon. La structure litée indique quant à elle un enfouissement rapide et rythmé des dépôts (Wilkinson 2009).

3.1.2. Variation de la susceptibilité magnétique au sein des formations colluviales

Les mesures de susceptibilité magnétique réalisées sur les échantillons n'ont pas montré de variation majeure au sein des unités stratigraphiques (fig.3.22). Cependant aucun échantillon diamagnétique n'a été mesuré (mesure négative). Cela résulte de la forte concentration d'éléments riches en oxydes de fer, induisant une réaction lors de la mesure (Fassbinder *et al.* 1990, 1993 ; Oldfield 1991 ; Dearing *et al.* 1996). Sur les échantillons du log 6, seul un échantillon prélevé au sein de la ravine R4 a révélé un pic lors de la mesure. Cela est notamment lié à la présence de thermo-clastes au sein de l'unité stratigraphique, ce qui a pu perturber la mesure.

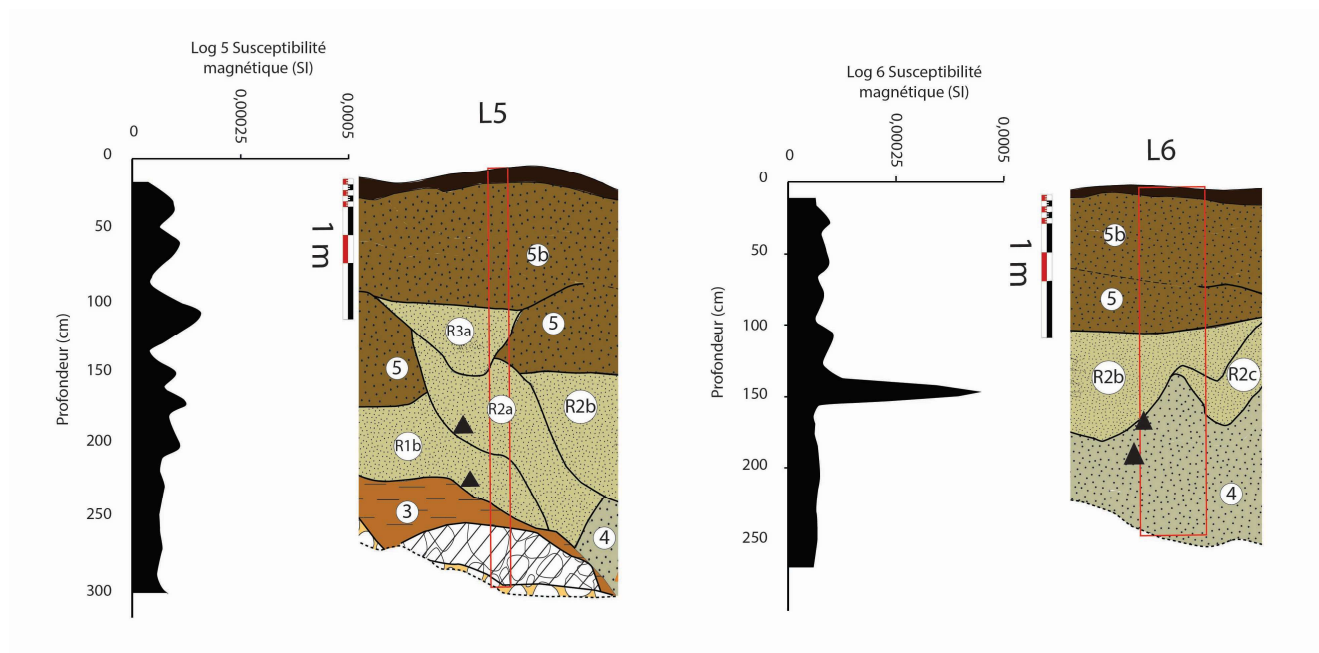


Figure 3. 22 : Mesures de susceptibilité magnétique sur les logs 5 et 6 de la tranchée TRGA (Gonnet 2015).

3.2. Analyses géochimiques et détermination des minéraux argileux par Diffraction aux Rayons X (DRX)

Les mesures de CaCO_3 réalisées au calcimètre de Bernard sur le Log 5, localisé dans l'axe du talweg, ont révélé que les dépôts colluviaux étaient entièrement décarbonatés, avec des valeurs nulles pour l'ensemble des échantillons.

De plus, les mesures des éléments majeurs par ICP-OES sur l'ensemble des échantillons du log 6, et ceux prélevés ponctuellement dans les dépôts colluviaux de la tranchée, ont mis en évidence que la fraction silicatée domine dans la composition géochimique des sédiments (fig.3.23). Les taux sont compris entre 65 et 82%, la fréquence la plus basse de SiO_2 étant attribuée à un échantillon prélevé à l'interface entre les argiles à silex de l'US 1 et les colluvions de l'unité 3.

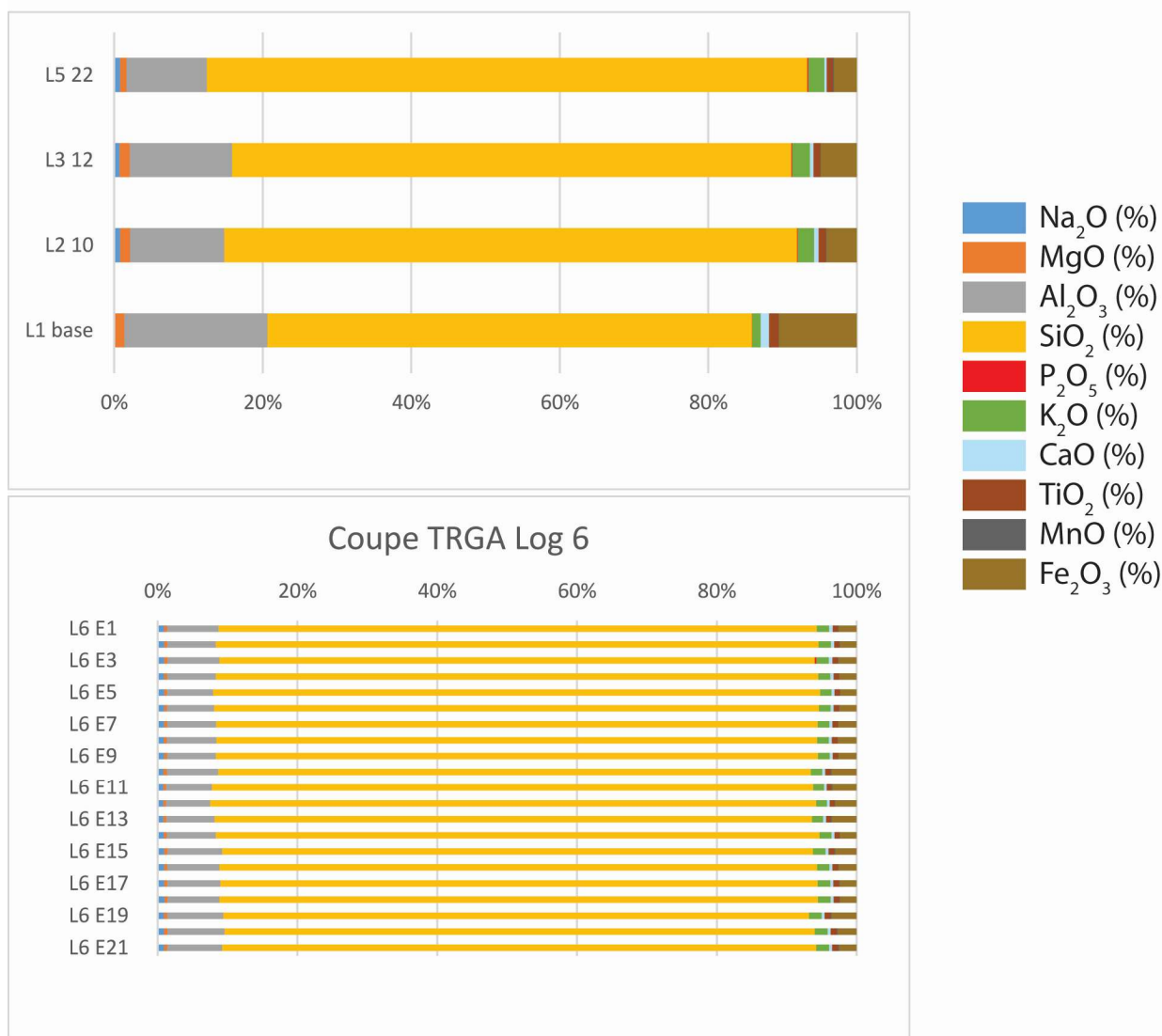


Figure 3. 23 : Résultats des analyses géochimiques (éléments majeurs, méthode ICP-OES) de la fraction argileuse des colluvions du vallon d'Ecalles.

Les taux d'alumine (Al₂O₃) sont les plus élevés après le SiO₂, variant entre 9,7 et 13,7 %, avec un pic à 19,3 % pour l'échantillon issu de la base du log 1. Enfin, les taux de Fe₂O₃ sont globalement compris entre 2,9 et 4,8 % (à l'exception de l'échantillon du Log 1, présentant un pic à 10,4 %). Les fréquences des autres éléments majeurs sont faibles, globalement inférieures à 2%. Si les observations de terrain ont permis de mettre en évidence de légères variations de faciès, principalement liées à la présence de traits d'oxydo-réduction et des traces de bioturbation plus ou moins marquée, la géochimie présente une certaine homogénéité entre les dépôts colluviaux. En comparant les données obtenues avec les données régionales (Laignel 2003 ; Sechi 2012 ; Chedeville 2015), un *sourcing* sédimentaire peut être proposé avec une composition chimique proche des lœss et des argiles à silex pour les échantillons prélevés dans les dépôts colluviaux (fig.3.24). Si les observations de terrain ont permis de mettre en évidence de légères variations de faciès (principalement liées à la présence de traits

d'oxydo-réduction et de traces de bioturbations plus ou moins marquées), la géochimie présente une bonne homogénéité entre les dépôts colluviaux. Les signatures géochimiques mises en évidence soulignent une origine principalement loessique des échantillons, dans ce secteur où les formations à silex sont également sub-affleurantes.

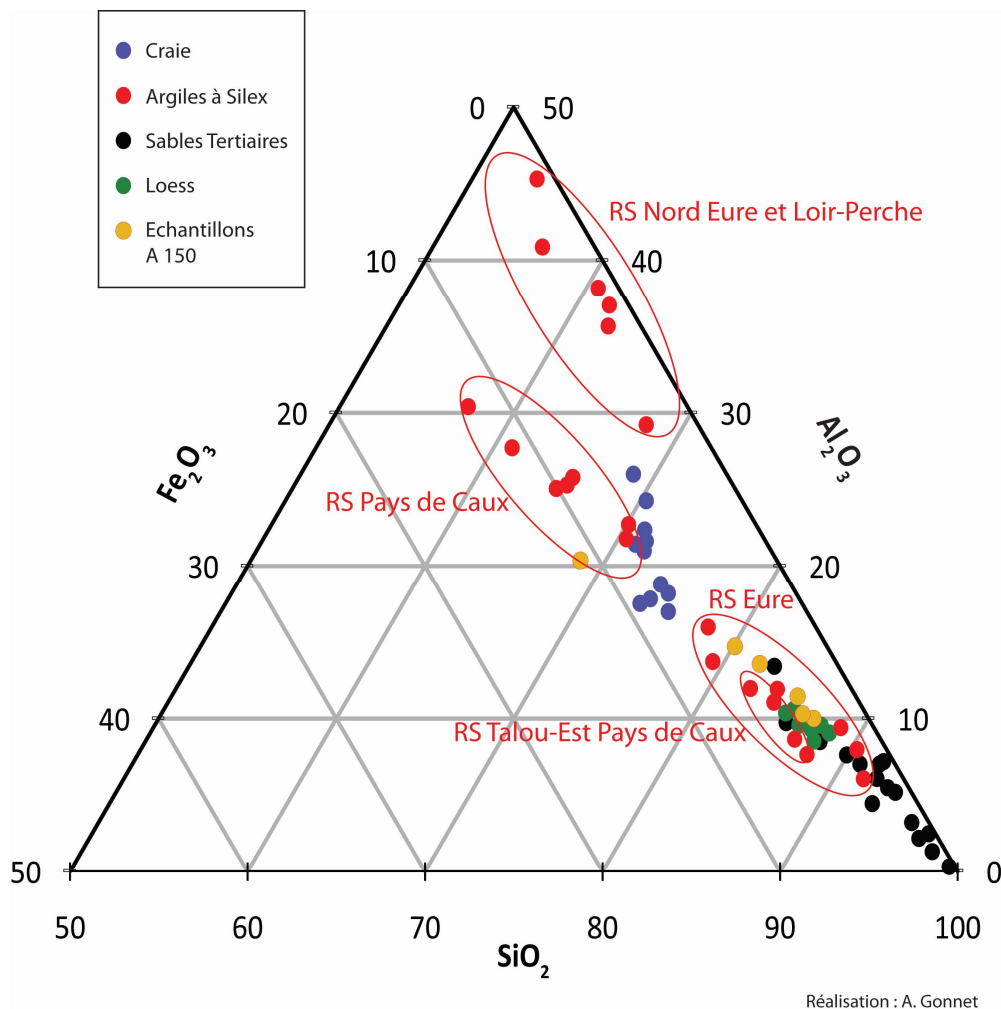


Figure 3. 24 : Signatures géochimiques des dépôts colluviaux du vallon d'Ecalles, comparées aux signatures régionales des formations superficielles (complété d'après Laignel 2003). Ces signatures permettent de proposer un sourcing sédimentaire

Les mesures réalisées en diffraction à rayon X ont permis l'identification des pics de smectite, de kaolinite et d'illite, mais en raison d'un signal brouillé sur les diffractogrammes (fig.3.25), la semi-quantification n'a pu être réalisée que sur trois échantillons sur la dizaine prélevée (fig.3.26). Deux sont issus des dépôts colluviaux, le troisième provenant de l'horizon Bt de la coupe de référence, à des fins comparatives.

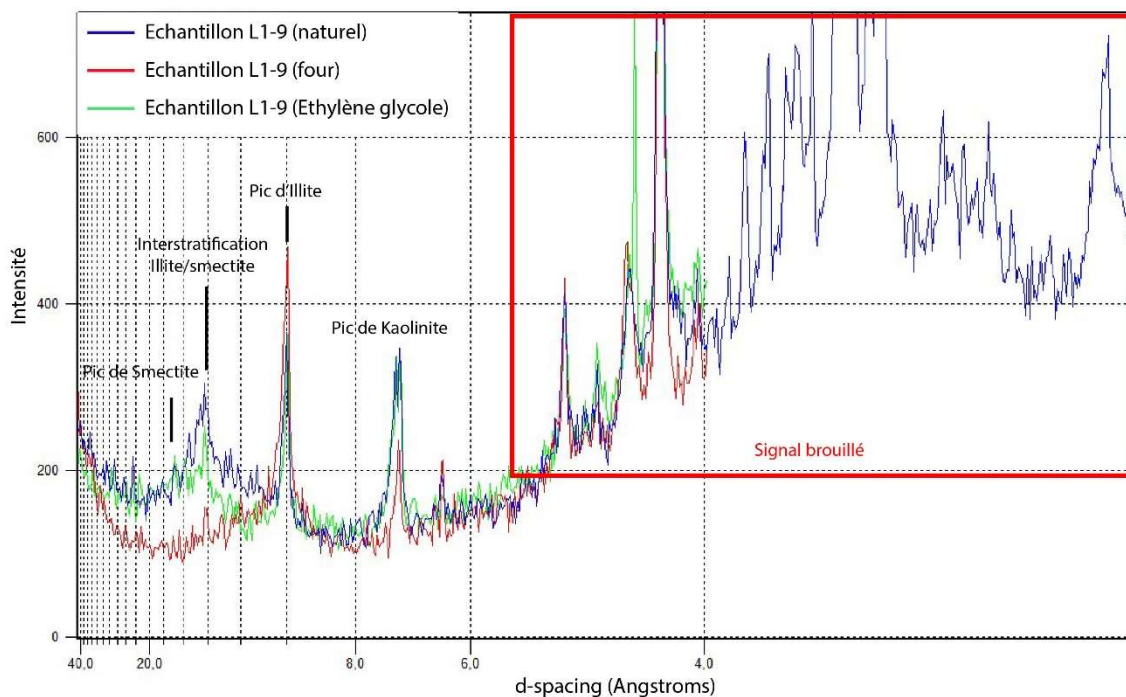


Figure 3. 25 : Diffractogramme de l'échantillon L1-9

Pour ce dernier, c'est l'illite qui domine dans les signatures minéralogiques, avec un taux de près de 39 %. Les deux autres échantillons ont révélé une signature minéralogique dominée par la kaolinite, avec des fréquences respectives de 43% (Log 3) et 49% (Log 1).

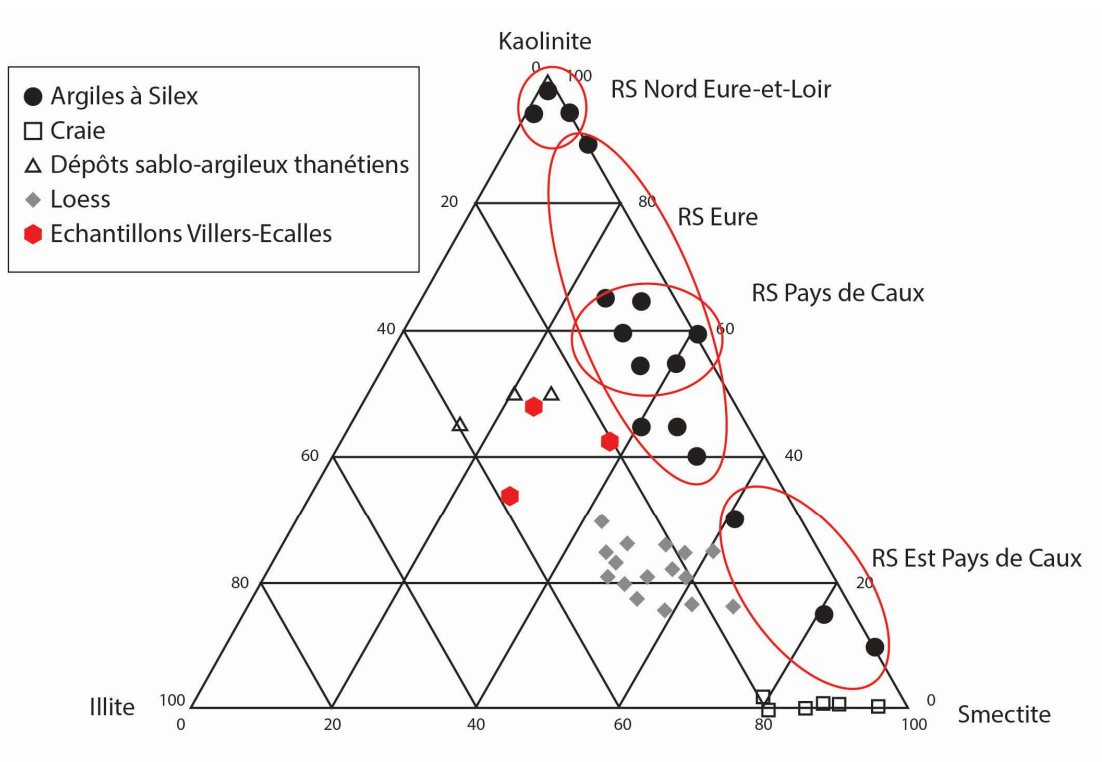


Figure 3. 26 : Détermination du cortège des minéraux argileux par DRX de trois échantillons de Villers-Ecalles (complété d'après Laignel 2003). RS : Argiles à silex

Cependant, la confrontation de ces données avec les signatures régionales ne permet pas de faire ressortir un *sourcing* cohérent et clair avec la lithologie du secteur, constituée de lœss et d'argiles à silex, et présente des résultats qui semblent discutables. L'échantillon prélevé sur le log 1 est celui présentant les plus forts taux de kaolinite, que l'on peut éventuellement mettre en relation avec les formations résiduelles à silex sous-jacentes, d'autant plus que la signature semble être similaire à l'enveloppe des formations résiduelles à silex du Pays de Caux selon Laignel (2003, fig.3.26).

Finalement, lorsque l'on compare les deux types de *sourcing*, des échantillons semble bien plus fiable à partir des données géochimiques et semble indiquer une dominante de lœss pédogénésés comme matériaux sources des colluvions du fond de vallon, auxquels s'ajoute une composante argileuse secondaire issue des altérites.

3.3. Micromorphologie

Les observations micromorphologiques réalisées sur les lames issues du comblement du vallon d'Ecalles (fig.3.19) ont permis de caractériser les différents faciès à l'échelle microscopique. Les observations ont principalement porté sur l'identification de traits biopédologiques et sédimentaires. Les traits sédimentaires renvoient aux modes de mise en place des dépôts, alors que les traits biopédologiques traduisent les transformations post-dépositionnelles (Béguier *et al.* 2011). Dans les lames ici étudiées, les traits pédologiques les plus marquants sont d'origine texturale (revêtements argileux en bordure de vide), biologique (bioturbation) ou témoignent de l'hydromorphie des dépôts (nodules, imprégnations ferrugineuses, vides de type vésiculaire ou chambres...). Ces observations sont synthétisées dans le tableau 3.1 :

Tableau 3. 1 : Description synthétique macroscopique et microscopique des unités observées dans le remplissage du vallon d'Ecalles

Unité stratigraphique	Observations macroscopiques	Lames prélevées	Observations micromorphologiques	Interprétations micromorphologiques
US 2	Texture limoneuse fine, bien triée, jaunâtre (10YR 7/8)	L23 L24	Limons fins décarbonatés quartzeux, composante rotationnelle au sommet et revêtements argileux (argicutanes), quelques nodules ferriques anorthiques, microstructure polyédrique à massive, fragments ponctuels de croûtes sédimentaires	Lœss pédogénéisés (transition Bt/C), en partie remaniés par ruissellement.
US 3	Texture sablo-limoneuse, sédiment brun orangé (7,5YR 5/6), structure compacte à grumeleuse, graviers et clastes de taille centimétrique (silex), traits rédoxiques	L1 L3 L4 L7 L10	Limons (origine lœssique) et sables fins quartzeux, origine lœssique, microstructure massive, à polyédrique en surface, vides sous forme de vésicules, imprégnations et nodules ferrugineux, revêtements argileux micro-lités et massifs, argilcutanes, pédoreliques (papules) et poussières argileuses dans la partie supérieure de l'unité.	Colluvions alimentées par l'horizon illuvial (Bt) d'un luvisol tronqué, présentant des traces d'une courte pédogenèse (colluviosol) dans sa partie supérieure. Croûtes sédimentaires remaniées par colluvionnement (verticalisées),
US 4	Texture limono-sableuse, sédiment brun foncé (7,5YR 4/6) à structure massive, quelques clastes de taille centimétrique (silex), hydromorphe	L15 L19	Limons (origine lœssique) et sables fins quartzeux, vésicules, vides plans, fentes de dessiccation, nombreux traits ferrugineux (nodules orthiques, imprégnations), microcharbons, argicutanes, pédoreliques (papules), bioturbation sous forme de « pile d'assiettes » verticalisées, quelques revêtements argileux, microstructure massive	Colluvions alimentées par la troncature de l'horizon Bt des luvisols holocènes, présentant des traits d'hydromorphie dans la partie basale de l'unité. Engorgement saisonnier avec mise en place de vides d'échappement d'air et/ou de liquéfaction du sédiment
Ravines (R2, R3, R4)	Texture sableuse grossière litée et sables fins, sédiment brun jaunâtre (10YR5/6) nombreux traits rédoxiques,	L13 L14 L16 L17 L18	Limons (origine loessique) et sables grossiers interstratifiés, nombreux traits rédoxiques (nodules anorthiques et imprégnations ferrugineuses), vides	Colluvions grossières, témoignant d'un hydrodynamisme plus marqué. Engorgement ponctuel (traits rédoxiques)

	quelques microcharbons, nombreux cailloutis et clastes de taille centimétrique		sous forme de vésicules, quelques fentes de dessiccation. Microstructure laminée	
US 5 et 5b	Texture limono-sableuse, sédiment brun foncé (10 YR ^{3/4}) (radicelles, racines), bioturbé structure polyédrique à grumeleuse, quelques clastes	L2 L5 L6 L8 L9 L11 L12	Limons (origine lœssique) et sables grossiers, vides sous forme de chenaux, chambres, vésicules et vides plans. Silex altérés, microcharbons, pédoturbation en « pile d'assiettes », microstructure polyédrique à compacte	Colluvions grossières, pédogenèse récente (colluviosol), formations remaniées en surface par les labours et l'activité pédofaunique

US 2 – Placages de lœss pédogénéisés : transition entre les horizons Bt/C de la pédogenèse holocène

L'unité 2 (log 7) se caractérise en macroscopie par un sédiment à texture limoneuse fine, bien triée et de couleurs jaune à jaune-orangé. Les observations micromorphologiques ont révélé la présence de limons quartzeux fins, à microstructure massive. Quelques revêtements argileux (fig.3.27.A et B) et remplissages lités (argicuitanes, fig.3.27.D) dans la partie supérieure de l'unité ont pu être observés, soulignant la mise en place de processus d'illuviation au sein de cette séquence. L'observation de petits nodules ferro-manganiques roulés présentant un degré d'imprégnation selon un mode anorthique (limites marquées, Bullock *et al.* 1985 ; Stoops *et al.* 2003), témoigne probablement du caractère remanié de ces derniers et non d'une formation *in situ* (Bullock *et al.* 1985 ; Stoops *et al.* 2003). De plus, en microscopie, ces dépôts ne présentent pas de litages correspondant aux « doublets » observés en macroscopie au sein de l'horizon C du luvisol développé sur les lœss. Des déplacements rotationnels du sédiment limoneux ont pu être examinés, tout comme quelques fragments épars de croûte sédimentaire (anciennes OPS : organisation pelliculaire de surface, fig.3.27.C). Ces éléments de croûte sédimentaire se caractérisent par l'orientation d'argiles poussiéreuses et un microlitage (alternant lamines fines – inférieures à 30 µm – et plus grossières – silteuses environ 60 µm -), et ont été régulièrement décrites dans la littérature (Bullock *et al.* 1985 ; Stoops 2003 ; Le Bissonnais *et al.* 2005 ; Béguier *et al.* 2011 ; Gebhardt et Langohr 2015).

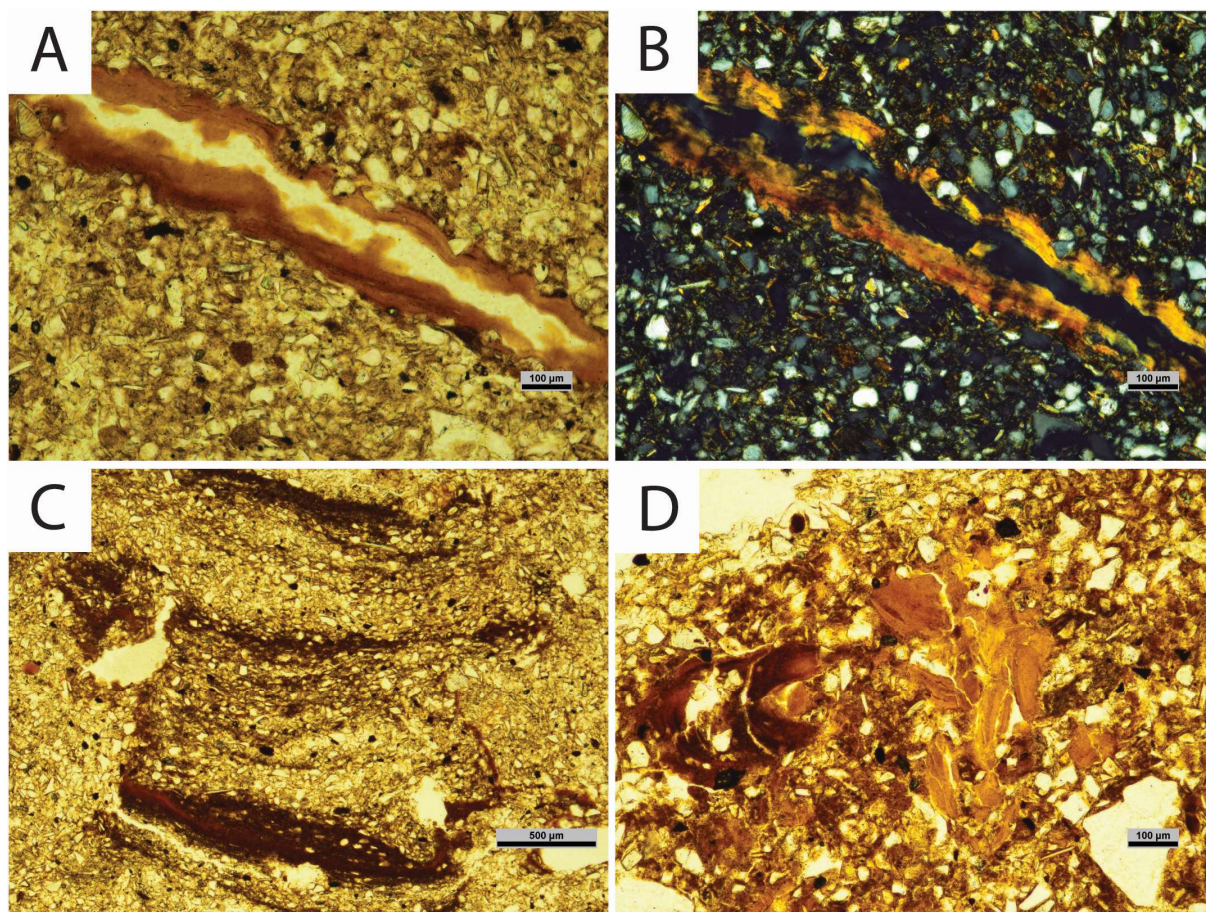


Figure 3. 27 : Observations micromorphologiques des lames prélevées dans l'US 2 du vallon d'Ecalles PPL : Lumière naturelle, XPL : lumière polarisée analysée. (photographies : A.Gonnet) Légende : A. PPL x 10, Revêtement argileux ; B. XPL x 10 Revêtement argileux ; C. PPL x 4 Croûte sédimentaire ; D. Remplissage argileux remanié et silex émoussés

US 3 – Colluvions silto-sableuses à traits rédoxiques

Les dépôts colluviaux de l'unité 3 ont été observés à partir des lames 1, 3, 4 (localisées sur les logs 1 et 2, fig.3.19) 7 (log 3) et 10 (log 4). L'observation micromorphologique a mis en évidence une matrice silto-sableuse quartzreuse, à microstructure massive, vraisemblablement issue en partie des dépôts lœssiques remaniés.

Quelques vides, principalement de type vésiculaire, sont observés dans la matrice présentant ponctuellement des revêtements argileux en bordure (fig.3.28.D), caractéristiques des horizons illuviaux des luvisols (Stoops *et al.* 2003 ; Germain-Vallée et Lespez 2011). Des remplissages argileux lités (argicutanes, remplissages argileux lités « limpides ») sont présents dans la partie supérieure de l'unité, soulignant potentiellement la mise en œuvre des processus d'illuviation. Des pédo-reliques telles que des fragments de croûte sédimentaire en position verticale, témoignant d'un remaniement d'une OPS (fig.3.28.B) sont également présentes en nombre au sein de ces dépôts colluviaux. Elles

s'accompagnent également de papules (fig.3.28.A), terme désignant des pédo-reliques ou fragments de revêtements argileux (Brewer 1964 ; Kühn *et al.* in Stoops 2010 ; Buégier *et al.* 2011 ; Germain-Vallée et Lespez 2011), présents initialement au sein des horizons illuviaux (fig.3.28.C). Quelques nodules sphériques ferrugineux anorthiques, donc allochtones (Bullock *et al.* 1985 ; Stoops *et al.* 2003) sont également identifiés au sein de cette unité.

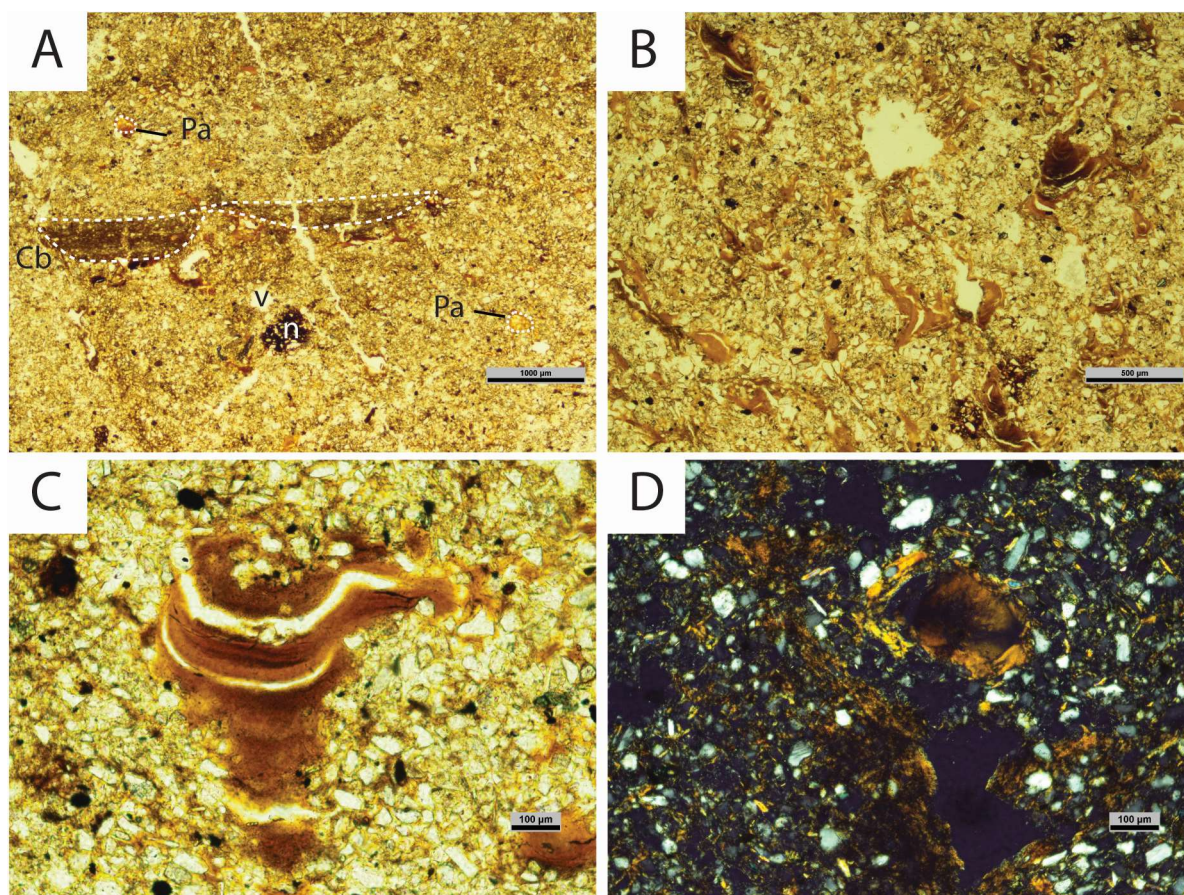


Figure 3. 28 : Observations micromorphologiques des lames prélevées dans l'US 3 du vallon d'Ecalles PPL : Lumière naturelle, XPL : lumière polarisée analysée. (photographies : A.Gonnet)

Légende : A. PPL X 2 Nodules (n), vésicules (v), papules (Pa) et fragment colluvionné de croûte de battance (Cb) lame 3 ; B. PPL x 4 Vésicules, papules et croûtes remaniées milieu lame 3 ; C. PPL x 10 Revêtement argileux micro-lité, bas lame 1 ; D. XPL x 10 revêtement argileux à biréfringence granostriée milieu lame 7.

US 4 – Colluvions silto-sableuses à traits réductiques et oxy-hydroxydes de fer et de manganèse

L'unité 4, décrite macroscopiquement comme un dépôt non laminé, à texture limono-sableuse, de couleur brun foncé, présentant de nombreux traits d'hydromorphie, a pu faire l'objet d'observations micromorphologiques, à l'aide des lames 15 (fig.3.29) et 19. Cette unité est caractérisée par une microstructure massive, composée d'une matrice fine silteuse quartzreuse, à relation g/f monique² (Bullock *et al.* 1985 ; Stoops 2003). Les traits d'oxydo-réduction visibles à l'échelle microscopique

² Relation entre les éléments grossiers et fins pour laquelle seul un groupe granulométrique est représenté, soit grossier (*coarse monic*), soit fin (*fine monic*) – Bullock *et al.* 1985.

ont été également mis en évidence en microscopie, avec la présence de nombreux traits rédoxiques sous la forme de nodules ferriques. Contrairement aux nodules observés dans l'unité précédente, il s'agit de nodules orthiques (fig.3.29.A), traduisant une formation *in situ* (Bullock *et al.* 1985 ; Stoops 2003), vraisemblablement en raison de l'hydromorphie. De nombreux vides sous forme de vésicules (fig.3.29) témoigneraient de l'échappement d'air et/ou de la liquéfaction du sédiment saturé d'eau, en lien avec l'engorgement saisonnier. En outre, l'observation micromorphologique des colluvions massives a révélé ponctuellement la présence de croûtes sédimentaires remaniées, en position subhorizontale (fig.3.29.C et fig.3.29.D). Elles présentent régulièrement des fentes de dessiccation traduisant l'assèchement d'un milieu saisonnièrement/temporairement humide (Gebhardt et Langohr 2015). Malgré le caractère hydromorphe de l'unité 4, la composante organique est absente des lames observées, à l'exception de micro-charbons identifiés ponctuellement (fig.3.29.B).

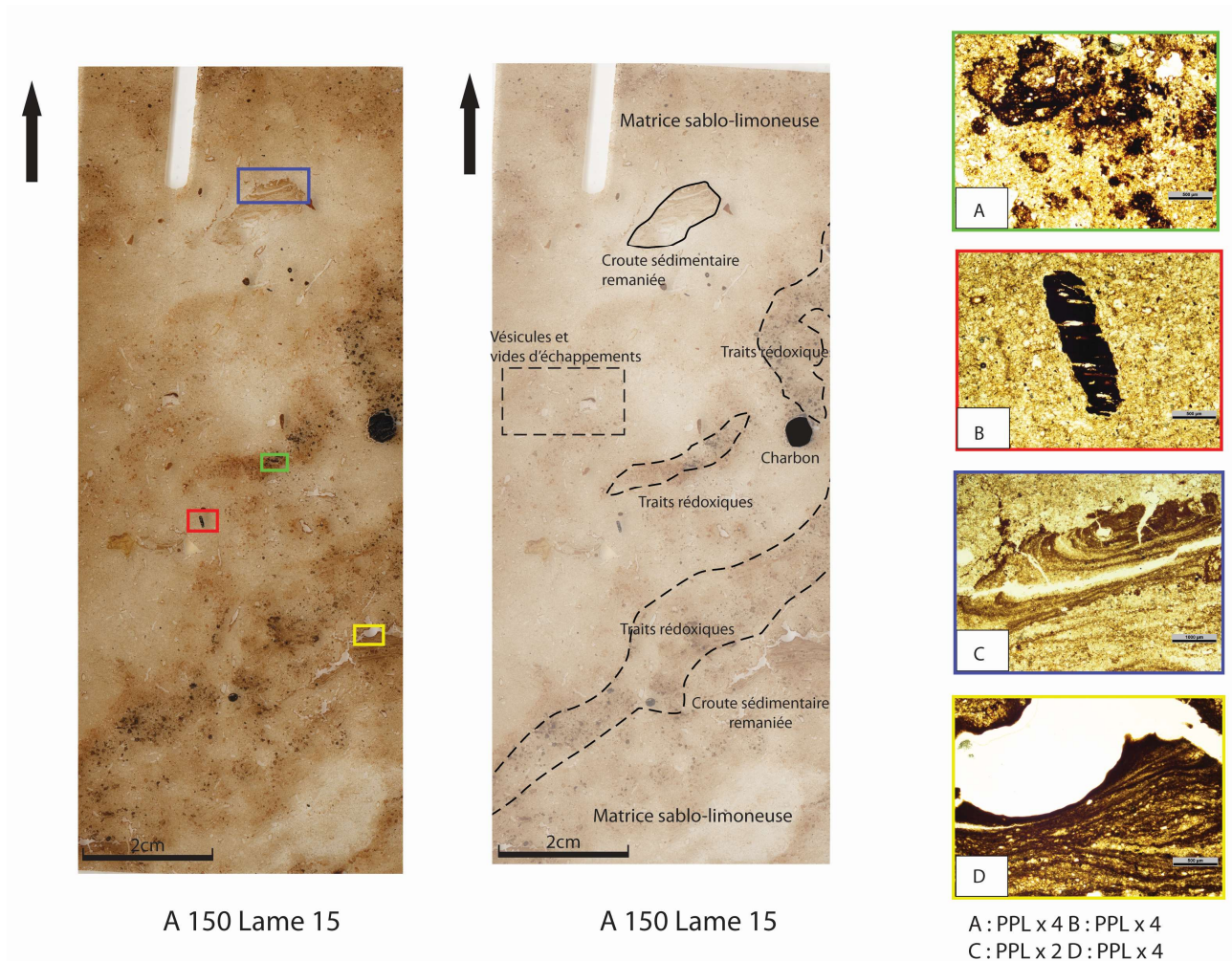


Figure 3. 29 : Observations micromorphologiques de la lame 15 (US 4). Cette lame présente des traits rédoxiques sous forme d'imprégnations ferro-manganiques et des remaniements de croûte sédimentaire (photographies A.Gonnet). PPL : Lumière naturelle, XPL : lumière polarisée analysée

Légende : A. PPL x4 Traits rédoxiques et nodules de fer orthiques ; B. PPL x 4 Microcharbon dans une matrice silteuse ; C. PPL x 2 Fragment de croûte sédimentaire remaniée avec laminations silto-argileuses ; D. PPL x 4 Fragment de croûte sédimentaire remaniée avec laminations silto-argileuses.

Ravines – comblement sableux à sablo-limoneux lité riches en oxy-hydroxydes ferro-manganiques

Les observations micromorphologiques effectuées sur les faciès sableux à sablo-limoneux constituant le comblement des ravines ont révélé, outre de nombreux traits rédoxiques comme la présence oxy-hydroxydes de fer (témoignant de l'engorgement ponctuel des sédiments), de nombreuses traces de remaniement et de pédoturbation. Ces dernières sont exprimées notamment sous la forme de bioturbation « en pile d'assiettes » (fig.3.30), généralement observables au sein des horizons Bt ou à la transition Bt/C des luvisols et dont les vers de terre sont à l'origine (Germain-Vallée et Lespez 2011 ; Sauzet 2012). Ces traits matérialisent souvent un brassage horizontal de matière intra-horizons sur de courtes distances, et sont moins sélectifs granulométriquement ou minéralogiquement que le processus de lessivage.

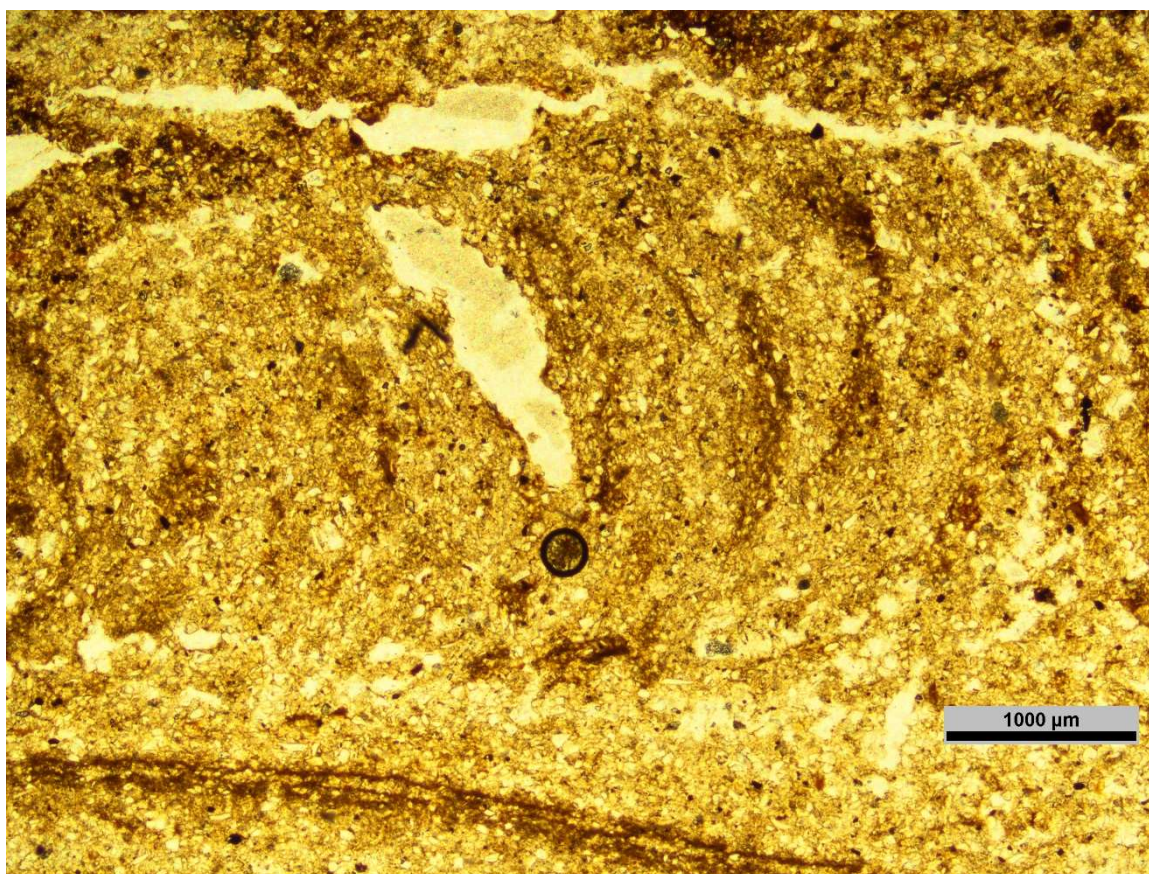


Figure 3. 30 : Bioturbation pédofaunique en « pile d'assiette » (milieu lame 16, Ravine R2b, PPL x 2)

Les microlitages observés en macroscopie se présentent sous la forme d'une alternance de quartz fins et de passées plus grossières constituées de fragments de silex émoussés (position secondaire) et de nodules typiques ferrugineux grossiers d'environ 500 µm et anorthiques, donc probablement remaniés (fig.3.31.A et fig.3.31.C). Quelques vésicules sont observées dans les litages les plus fins

(fig.3.31.B), soulignant la mise en œuvre des processus d'échappement d'air et/ou de liquéfaction du sédiment saturé en eau (Bertran et Texier 1999).

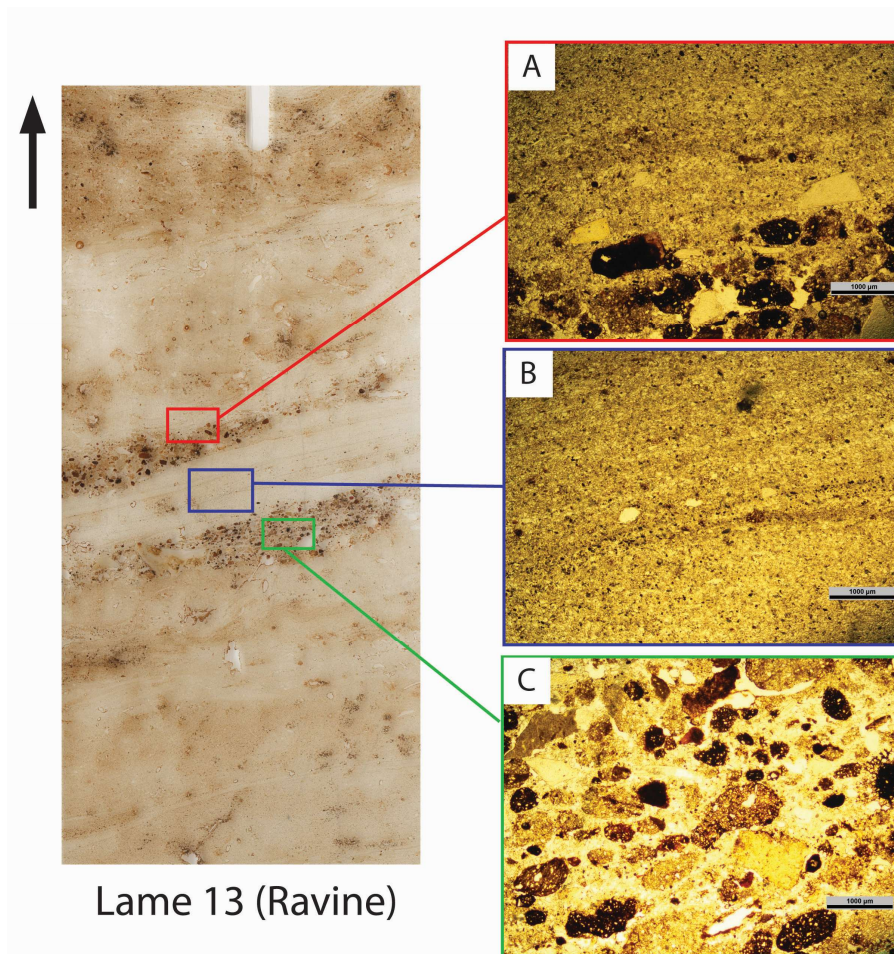


Figure 3. 31 : Observations micromorphologiques de la lame 13 (ravine R2a). PPL : Lumière naturelle, XPL : lumière polarisée analysée. (photographies : A.Gonnet)

Légende : A. PPL x 2 Interface microfaciès fins et grossiers ; B. PPL x 2 Fins lits silteux et vésicules (v) ; C. PPL x 2 lits grossiers constitués de fragments de silex (s) et nodules ferrugineux anorthiques (n).

US 5 – Colluvions silto-sableuses hétérométriques à graviers silico-calcaires

A l'échelle microscopique, l'unité 5 se caractérise par une matrice silto-sableuse, majoritairement quartzreuse, comprenant de nombreux éléments plus grossiers (fragments de silex altérés). Elle présente de nombreuses traces de bioturbation par une pédofaune de type lombric avec la présence de nombreuses chambres et chenaux, canalicules, brassage en « pile d'assiettes », ainsi que par des racines et radicelles (fig.3.32.A). Cette unité est également caractérisée par les nombreuses traces d'imprégnation, de nodules ferrugineux anorthiques (en position secondaire), des déplacements rotationnels du sédiment (soulignant l'importance des remaniements, fig.3.32.B) et par des fragments de croûte sédimentaire verticalisés (fig.3.32.C). Toutefois, la base de l'unité se caractérise par des traits d'illuviation avec quelques cutanes et remplissages argileux, fig.3.32.D), illustrant la reprise d'une pédogenèse post-moderne.

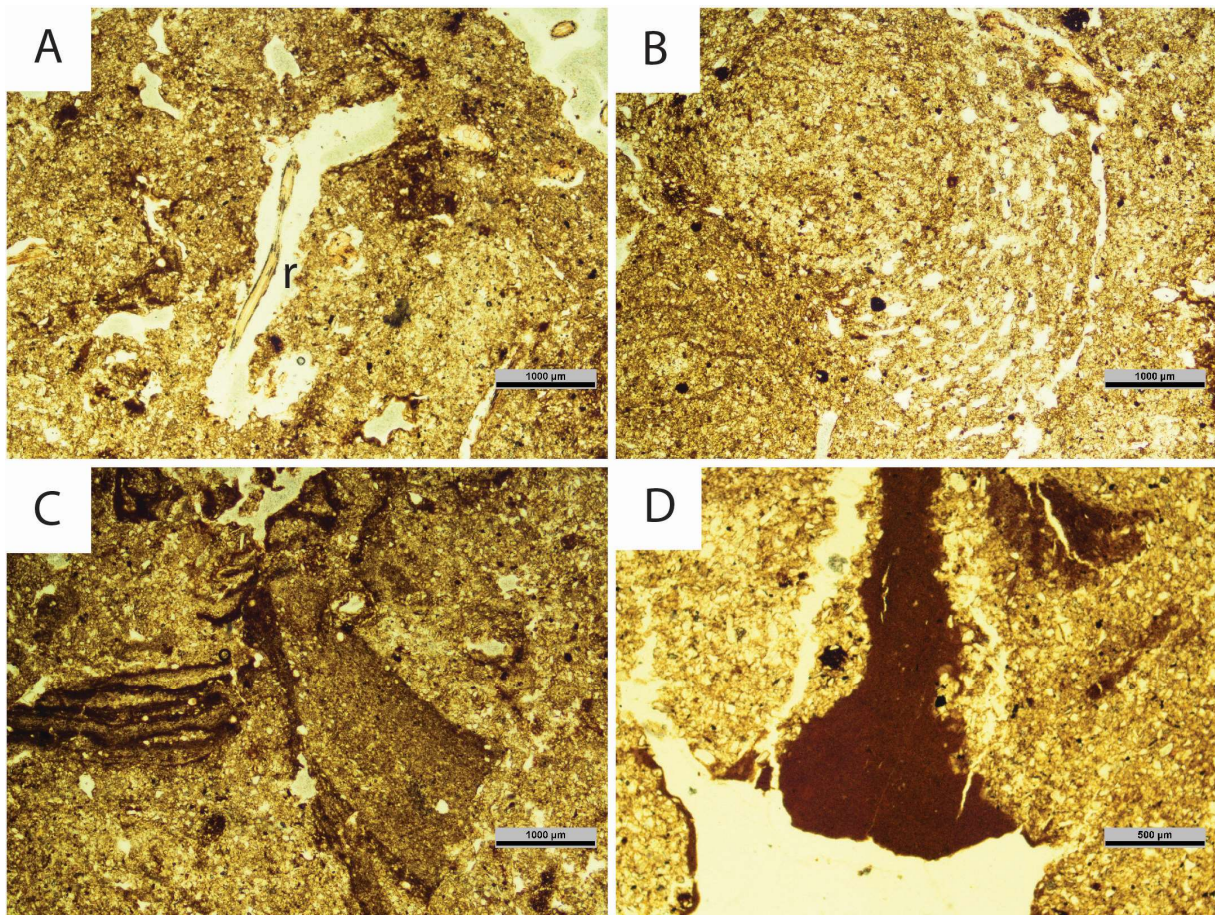


Figure 3. 32 Observations micromorphologiques des lames prélevées dans l'US 5 du vallon (log 4). PPL : Lumière naturelle, XPL : lumière polarisée analysée. (photographies : A.Gonnet)

Légende : A. Racine et biotubule PPL x 2 (milieu de lame 8) ; B. Matrice et éléments quartzux à déplacements rotationnels PPL x 2 (partie haute de la lame 8) ; C. Fragment de croûte sédimentaire remaniés PPL x 2 (milieu lame 8) ; D. Remplissage argileux massifs PPL x 4 (base lame 9)

Bilan des analyses micromorphologiques :

Les données issues de l'analyse micromorphologique des faciès colluviaux du vallon d'Ecalles permettent principalement de mettre en évidence le remaniement conséquent des *solum* développés sur substrat lœssique en amont, ainsi que les processus post-dépositionnels (hydromorphie, traits rédoxiques et réductiques) se mettant en place au sein des unités colluviales à la base de la séquence. Les processus pédogénétiques (argilluviation, argicutanes, pédoturbation) observés au sommet des formations colluviales de l'unité 3 soulèvent l'hypothèse d'une courte période de stabilité des sols depuis la mise en place des premiers dépôts colluviaux, ou au contraire d'un défrichement et d'une mise à nue des sols environnants. Certains auteurs considèrent toutefois que l'intensité du lessivage peut être modifiée lors de forçages anthropiques (Courty *et al.* 1989 ; Goldberg et Macphail 2006 ; Sauzet *et al.* 2016). L'observation des traits argileux peut permettre de déterminer l'origine des particules : des remplissages « limpides », microlaminés ou non sont généralement associés à un

couvert végétal permanent (Fedoroff 1997). En revanche, si les remplissages présentent une alternance de microlamines limpides/poussièreuses ou s'ils sont hétérogènes, ils peuvent résulter de la déstructuration de la surface du sol sous l'effet de splash, entraînant mécaniquement les particules grossières dans le bas du profil. Ils témoignent alors au contraire de conditions de changements drastiques dans le couvert végétal (Fedoroff et Courty 1994 ; Goldberg et Macphail 2006 ; Kühn *et al* 2010). Le caractère lité « limpide » de certains remplissages pourrait tendre vers l'hypothèse d'une stabilisation et d'une reprise de pédogenèse, toutefois, les traits issus des processus de pédoturbation ne sont que peu marqués et l'idée d'une courte période de stabilisation des milieux est à considérer avec prudence.

Une seconde grande phase détritique est toutefois marquée par un ravinement important dans l'axe principal du talweg (ravines) et se caractérise par des litages entre formations silto-sableuses fines et dépôts de nodules ferrugineux plus grossiers (500 µm), en position secondaire. Cette phase illustre une dynamique colluviale plus importante et une intensification des processus érosifs en amont.

Enfin, l'ensemble de la séquence est scellée par des formations colluviales grossières (dynamique accélérée par les labours) qui présentent en microscopie des caractères attestant d'une reprise ponctuelle de pédogenèse, tel qu'une pédoturbation très marquée dans la partie supérieure du profil, quelques revêtements argileux à la base).

3.4. Datations radiocarbone et chronostratigraphie des dépôts colluviaux du fond de vallon d'Ecalles

Lors de la phase de diagnostic archéologique, un premier élément de datation relative a été mis au jour dans l'axe du talweg. A la base du sondage profond G3, un fragment de meule rotative en poudingue, attesté localement à partir de La Tène D (Lepert, comm. pers.) a permis d'obtenir un *terminus post-quem* pour la mise en place des formations colluviales dans le vallon d'Ecalles. En effet, ce fragment de meule est localisé à la base des produits d'érosions du vallon d'Ecalles, dans les colluvions hydromorphes. Il semble ainsi contemporain des premières occupations pérennes du site 6 (fin de la Protohistoire, occupation caractérisée par le développement du parcellaire agricole et des nécropoles) et constitue un premier élément de datation pour appréhender le calage chronostratigraphique du comblement.

Pour compléter ces données, sept fragments de charbons prélevés dans les dépôts colluviaux localisés dans l'axe du talweg du vallon d'Ecalles ont fait l'objet de datations radiocarbone au laboratoire de Poznan. Les résultats sont synthétisés dans le tableau 3.2 ainsi que sur les figures 3.33 et 3.34.

Tableau 3. 2 : Résultats des datations radiocarbones effectuées sur les colluvions du vallon d'Ecalles. Calibration réalisée avec Oxcal© V.4.2.4

Code labo	Log	US	Faciès	Prof. (m)	Matériel	Age conventionnel	$\delta^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$	Age calibré (2 σ) BP	Age médian Calibré BP	Age calibré (BC/AD)	Age Médian Calibré BC/AD
Poz-60361	Section U	US 4	Colluvions silteuses	2,10 m	Charbon	2245 \pm 30 BP	-24,7	2343-2156 Cal. BP	2250 Cal. BP	393-206 Cal. BC	300 cal. BC
Poz-66504	L6	US 4	Colluvions silteuses	1,75m	Charbon	1525 \pm 30 BP	-26,4	1522-1346 Cal. BP	1434 Cal. BP	428-604 Cal AD	516 cal AD
Poz-60360	Section U	US 4	Colluvions silteuses	1,45 m	Charbon	1420 \pm 30 BP	-18,9	1368-1289 cal. BP	1329 Cal. BP	582-661 cal AD	620 cal AD
Poz-66505	L6	US 4	Colluvions silteuses	1,60 m	Charbon	1060 \pm 30 BP	-31	1053-926 Cal. BP	990 Cal. BP	897-1024 Cal AD	960 cal AD
Poz-66507	L5	R 2	Ravines	1,95 m	Charbon	955 \pm 30 BP	-29,9	928-795 Cal. BP	862 Cal. BP	1022-1155 Cal AD	1088 cal AD
Poz-60362	Section U	US 4	Colluvions silteuses	1,05 m	Charbon	505 \pm 30 BP	-23,2	620-502 Cal. BP	560 Cal. BP	1330-1448 Cal AD	1390 cal AD
Poz-66506	L5	R3	Ravines	1,75 m	Charbon	355 \pm 30 BP	-24,6	497-315 Cal. BP	406 Cal. BP	1453-1635 Cal AD	1544 cal AD

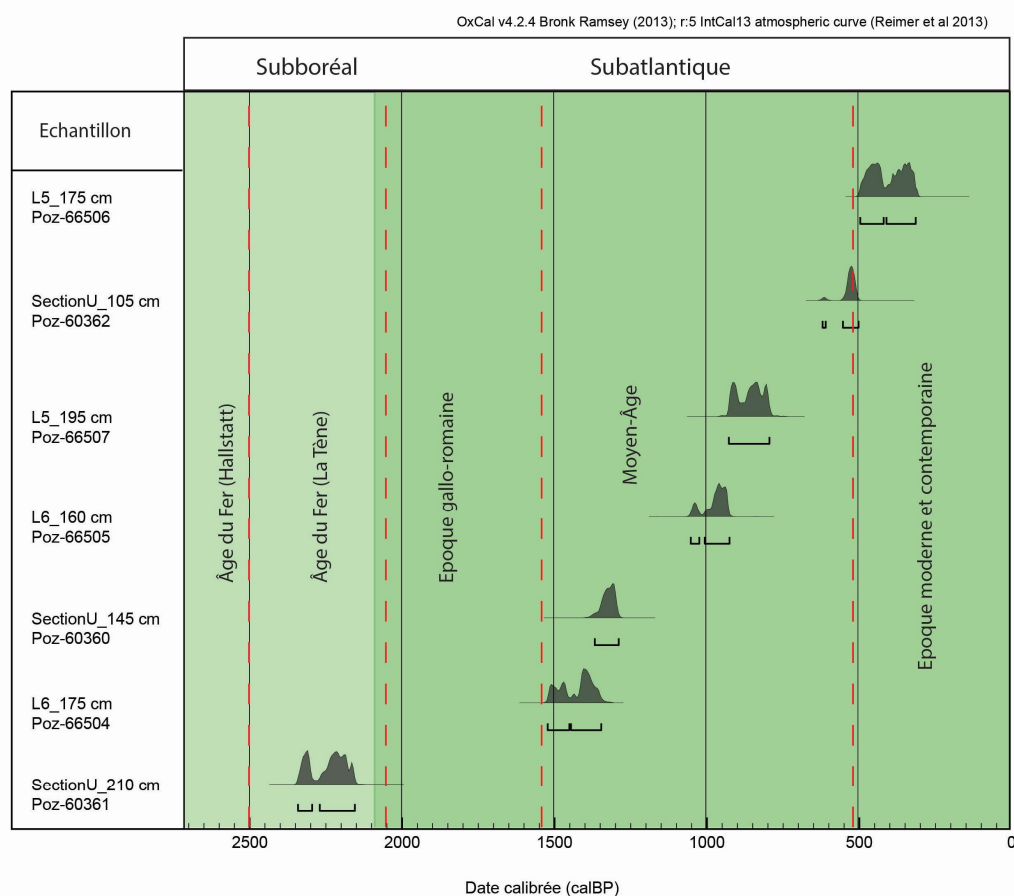


Figure 3. 33 : Calibration des datations radiocarbones et corrélations avec les biozones et les périodes chronoculturelles normandes (chronozones établies par Clet-Pellerin in Lespez 2012)

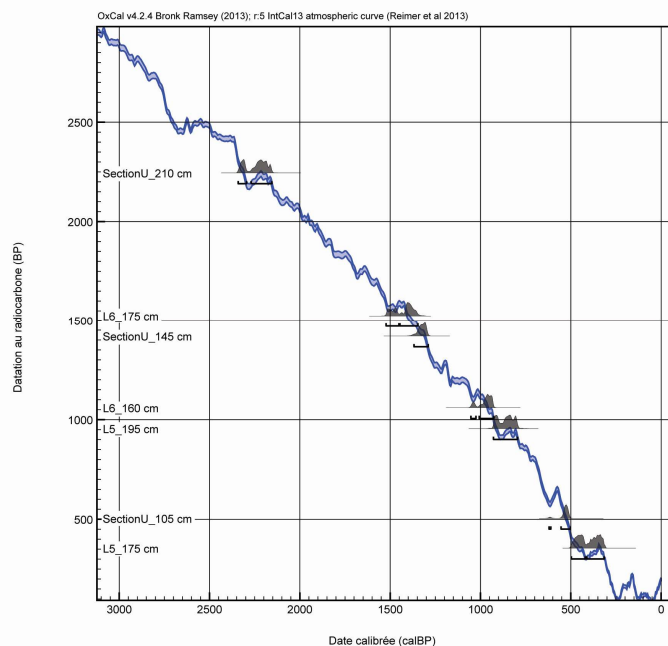


Figure 3. 34 : Résultats des sept datations radiocarbones réalisées sur le site de Villers-Ecalles (calibration Oxcal© v4.2.4)

Ces résultats radiocarbones permettent de mieux appréhender les grandes phases d'érosion/accumulation à l'échelle d'une partie du vallon, en lien direct avec les occupations humaines depuis la Protohistoire sur le plateau environnant. Le diagnostic de l'Inrap permettait de supposer la mise en place de l'accumulation colluviale postérieurement à l'occupation proto-historique et ce, à l'aide du fragment de meule rotative dont l'attribution typo-chronologique est caractéristique de La Tène. La datation radiocarbone présentant l'âge le plus ancien a été observée au sein de l'unité 4, à 2,10 m de profondeur et indique un âge correspondant également à la période de La Tène (âge calibré à 2 sigma : 393-206 cal. BC).

L'ensemble de ces datations raccorde la séquence entre la deuxième moitié de l'âge du Fer (base des colluvions) et l'époque moderne, indiquant une accumulation récente à l'échelle de l'Holocène, au cours du Subatlantique.

Les résultats de ces datations radiocarbones nous permettent de proposer une hypothèse de reconstitution du comblement du vallon d'Ecalles (fig.3.35). De plus, le mobilier récent observé dans les dépôts supérieurs (fragments de tessons modernes à contemporains) nous permet d'affiner le calage chronostratigraphique. Cinq grandes phases de comblement semblent avoir eu lieu depuis la fin de l'âge du Fer. L'enregistrement le plus ancien correspond à la Protohistoire, mais la même grande unité stratigraphique (US 4) présente des charbons datés du XV^{ème} siècle dans sa partie supérieure. Une phase de comblement continu semble donc s'être mise en place, postérieurement aux premières occupations proto-historiques, soulignant de ce fait le forçage anthropique dans la mise en

place des dynamiques colluviales. L'occupation parcellaire pourrait être à l'origine d'une déstabilisation des versants du vallon d'Ecalles et d'une troncature des profils de sols (dont les luvisols), que nous avons pu observer tout le long de la *catena*, du plateau (coupe CR) jusqu'au fond de vallon.

Postérieurement à cette longue phase, qui s'étend de la Protohistoire à la fin du Moyen-Age, une seconde grande phase se met en place. La dynamique érosive s'accélère, caractérisée par des ravines qui marquent des écoulements concentrés (et donc une incision), à la compétence également plus importante (granulométrie d'avantage sableuse). D'après la stratigraphie ainsi que les dates radiocarbone, cette période semble s'étendre entre le XV^{ème} et le XIX^{ème} siècle. Enfin, en se basant sur le mobilier récent observé dans la partie sommitale des dépôts (US 5), il est possible d'évaluer le scellage des ravines par une accrétion colluviale rapide et récente, au cours de l'époque contemporaine (XIX^{ème} au XXI^{ème} siècle), notamment à l'aide des tessons de céramique contemporaine observés au sein de l'unité 5.

Ce comblement moderne et rapide peut être à corréliser avec le remplissage observé dans le sondage réalisé sur le secteur 6E au niveau de la doline. Si le forçage est karstique pour la mise en place de ce phénomène, le comblement semble se rattacher à un forçage anthropique qui se manifeste par le caractère récent du comblement. Celui-ci souligne en effet l'accélération et leur intensité des processus érosifs à au cours des périodes modernes et contemporaines.

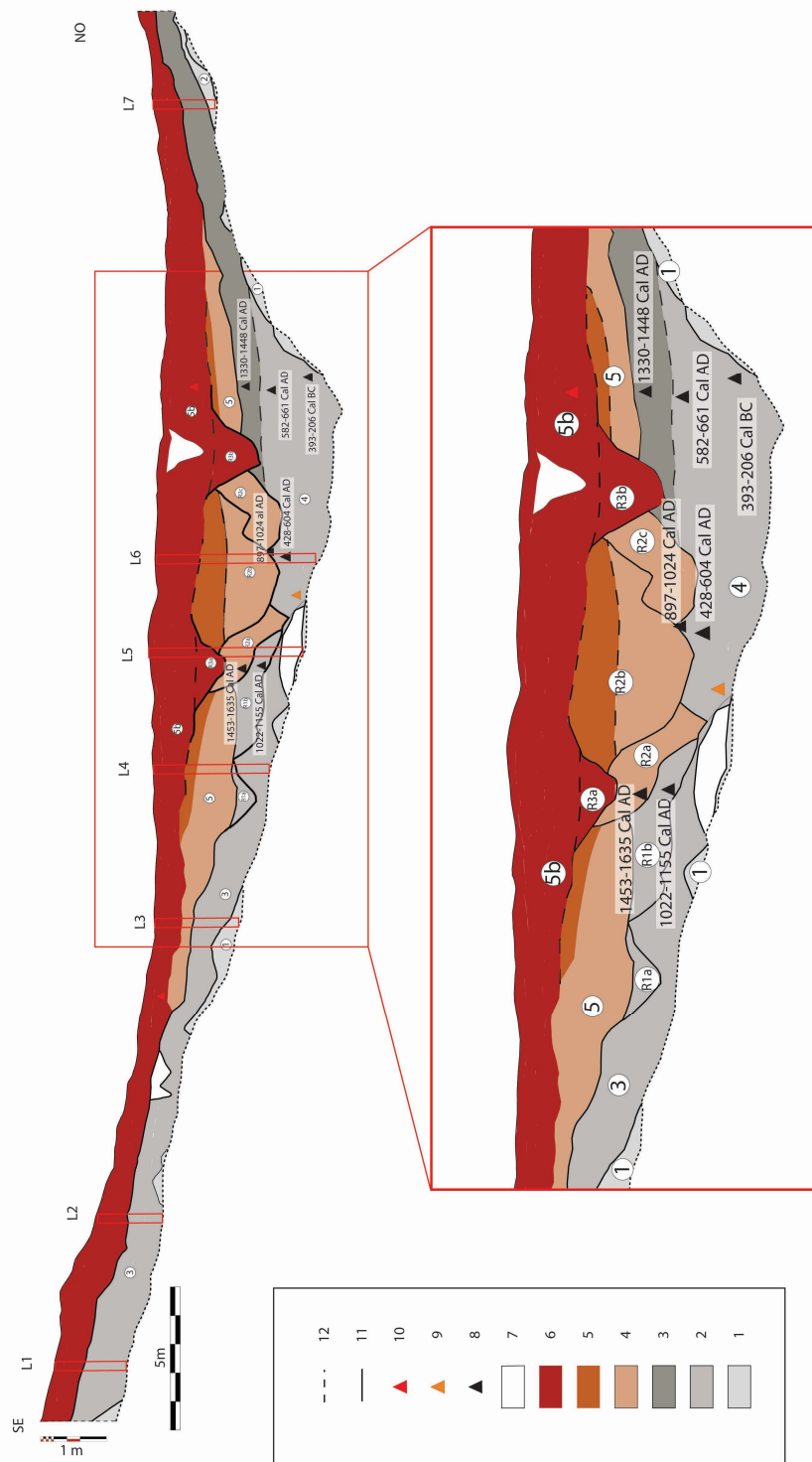


Figure 3. 35 : Proposition de reconstitution chronostratigraphique du remplissage holocène du vallon d'Ecalles (modifié d'après Gonnet in Pezennec 2016) Légende : 1. Formation ante-holocène 2. Dépôts mis en place entre La Tènes et l'an mil 3. Fin de l'an mil à la fin du XV^e siècle (OCM) 4. De 1453-1635 à la fin du XVIII^e siècle (PAG) 5 et 6. Du XIX^e siècle à l'actuel en deux grandes phases. 7. Structures anthropiques non datées 8. Datations radiocarbone 9. Tessons associés à la Protohistoire 10. Tessons modernes 11. Discordance marquée 12. Raccord stratigraphique ou contact incertain

Rappel des principaux résultats laboratoires obtenus sur le site de Villers-Ecalles

La séquence stratigraphique du remplissage du vallon d'Ecalles (secteur d'accumulation) présente une succession de dépôts colluviaux, relativement homogènes, principalement constitué d'une fraction silto-sableuse. Ces dépôts colluviaux ont fait l'objet d'incisions dans l'axe principal du talweg, sous la forme de ravines emboîtées et comblées, présentant un matériel plus grossier (mélange de sables et de silts).

Les analyses granulométriques et géochimiques (DRX, ICP-OES) réalisées sur ces dépôts ont permis de caractériser les colluvions accumulées dans le vallon d'Ecalles. Riches en silice et décarbonatées, ces formations résultent de l'érosion des sols (luvisols) développés sur le substrat lœssique, ainsi que des formations résiduelles à silex sub-affleurantes.

Les observations micromorphologiques réalisées sur les formations colluviales ont mis en évidence le remaniement important des sols, sous la forme de fragments de croûte sédimentaire (OPS) observés en position secondaire, ainsi que de traces de pédoturbation (type lombric). L'absence de matière organique est également attestée par les observations micromorphologiques, qui mettent également en évidence les nombreux traits rédoxiques au sein de ces unités, principalement sous forme de nodules ferreux au sein de la matrice silteuse. Les datations radiocarbone permettent d'affiner le calage chronostratigraphique des unités et mettent en évidence leur mise en place durant l'Holocène supérieur, et l'accentuation de la pression anthropique au cours du Subatlantique (jusqu'à la période historique).

4. SYNTHÈSE DES RESULTATS ET DISCUSSION

Si le site de Villers-Ecalles/Bouville présente des indices d'occupation dès le Néolithique, puis des vestiges parcellaires et de nécropoles pour la Protohistoire, l'étude du remplissage sédimentaire du vallon d'Ecalles a révélé l'existence des premières phases d'érosion à partir de la fin de La Tène, bien que l'accentuation de la pression anthropique sur le milieu semble enregistrée pour la période moderne. L'intervention sur le terrain ainsi que les analyses laboratoires réalisées sur les dépôts colluviaux ont permis de mieux caractériser ces formations mises en place au cours des périodes protohistoriques et historiques et d'en déduire les zones sources. De même les données chronostratigraphiques permettent de proposer un scénario de reconstitution des dynamiques géomorphologiques holocènes sur ce secteur de plateau du Pays de Caux (fig.3.36).

4.1. Synthèse intra-site : évolution diachronique holocène du vallon d'Ecalles

Phase I : Pléniglaciaire supérieur

L'observation de formations superficielles à silex soliflués sur les versants permet de supposer la mise en place de ce type de dynamique sous climat périglaciaire au cours de la fin du Pléistocène supérieur, caractérisé par une végétation basse et un milieu ouvert. Ces processus de solifluxion s'apparentent à des mouvements de masse lents, induits par l'alternance gel/dégel (Bertran et Texier 1997, 1999 ; Bertran 2004). Le sommet des placages loessiques wechséliens subit également un remaniement sur les versants.

Phase II : Transition Tardiglaciaire / Holocène

Au cours de la transition entre le Tardiglaciaire et l'Holocène, le couvert végétal se développe dans le nord-ouest européen aboutissant à une fermeture progressive des milieux à partir de l'Allerød (Pastre *et al.* 1997, 2000, 2002, 2003 ; Antoine 1997 ; Antoine *et al.* 2002 ; Leroyer et Allenet 2006). C'est également à cette période que certains auteurs attribuent la première phase de brunification des sols et le début de la pédogenèse des dépôts loessiques wechséliens (Van Vliet-Lanoë 1990 ; Van Vliet-Lanoë *et al.* 1992)

Phase III : Holocène moyen

Au cours de la première moitié de l'Holocène, sous l'influence du forçage climatique, une afforestation progressive (biostasie) se met en place dans le Nord-Ouest européen et dans le Bassin de Paris (Leroyer 1997 ; Leroyer et Allenet 2006 ; David 2014), aboutissant à la mise en place de la

forêt climacique holocène, à la transition Atlantique / Subboréal. A cette période, le site du vallon d'Ecalles connaît des traces de fréquentation néolithiques, qui se manifestent par la présence de fosses contenant du mobilier lithique et céramique, attribué plus précisément au Cerny, bien qu'aucune structure d'habitat n'ait pu être observée. Si cette période est marquée par des premières phases de défrichements ponctuels et une réouverture des milieux à l'échelle du Nord-Ouest européen, l'impact anthropique néolithique n'est pas enregistré dans le vallon d'Ecalles. Ainsi, comme pour d'autres secteurs du Bassin de Paris (Pastre *et al.* 1997 ; Germain-Vallée et Lespez 2011), le Néolithique à Villers-Ecalles n'entraîne pas de déstabilisation notable ni de bilan érosif.

Phase IV : De la fin de la Protohistoire à la fin de l'époque médiévale

C'est à partir de la fin de la Protohistoire que les premiers apports colluviaux sont enregistrés dans le fond de vallon d'Ecalles, soulignant une accélération de la pression anthropique et une dynamique d'ouverture (rhéxistase). Cette dynamique d'ouverture est liée au développement des réseaux parcellaires, des occupations rurales et des trois ensembles funéraires laténiens de part et d'autre du talweg. L'occupation du secteur du vallon d'Ecalles se poursuit également au cours de l'époque antique, sous la forme d'un ensemble artisanal du Haut-Empire et un habitat gallo-romain (Kliesh 2012 ; Michel et Pezennec 2013). Parallèlement à ces périodes d'anthropisation des versants bordant le vallon d'Ecalles, le remplissage du talweg se poursuit, par des colluvions fines, silto-sableuses.

Phase V : Du XV^{ème} au XIX^{ème} siècle

A partir de la fin de l'époque médiévale, la granulométrie des dépôts enregistrés dans le vallon sec témoigne d'une accélération des processus érosifs et d'une crise majeure à l'échelle du site. Cela se manifeste principalement par la présence de ravines dans le fond de vallon, incisant les dépôts colluviaux mis en place préalablement et témoignant d'une dynamique plus marquée à l'échelle de la tête de vallon ainsi que d'une rythmicité saisonnière du remplissage.

Cette période coïncide avec le début de la péjoration climatique du Petit Âge Glaciaire. Ainsi, l'hypothèse d'un forçage lié à la péjoration climatique du PAG, associée à la pression anthropique plus forte sur le secteur du plateau, peut donc être envisagée pour expliquer les changements observés dans les dynamiques géomorphologiques du fond de vallon.

Phase VI : Subactuel

Les XIX^{ème} et XX^{ème} siècles sont dominés par une pression anthropique toujours plus importante sur les milieux, notamment par le développement de l'agriculture intensive. Les dépôts colluviaux massifs qui viennent sceller le fond du vallon enregistrent le détritisme plus marqué, issu de ces pratiques agro-pastorales dominées par la mécanisation.

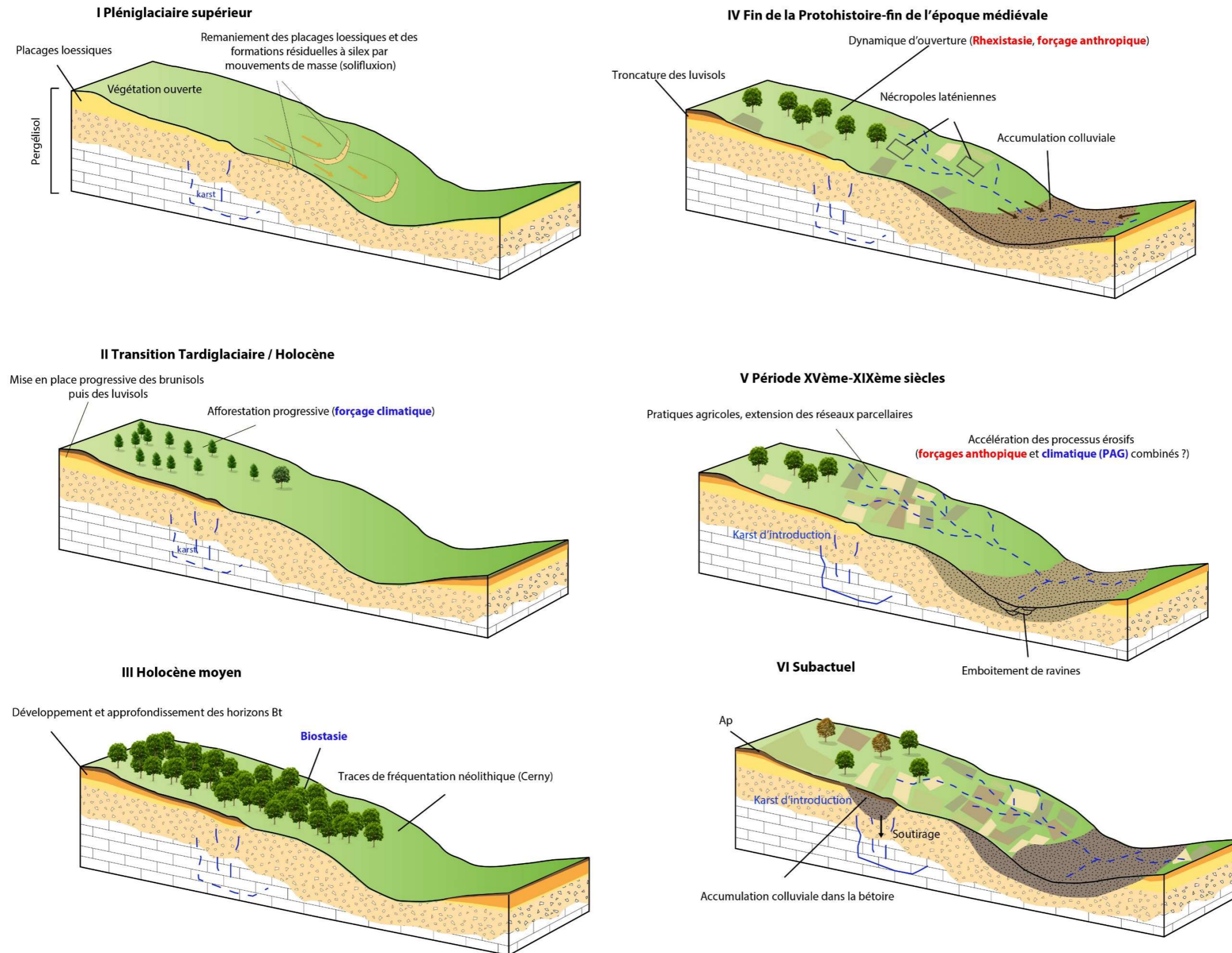


Figure 3. 36 : Schéma conceptuel d'évolution diachronique holocène du Vallon d'Ecalles

4.2. Discussion

Si l'érosion des sols a été attestée sur l'ensemble de la *catena*, se manifestant parfois par l'affleurement des formations résiduelles à silex directement sous les labours (log 13), deux secteurs d'accumulation ont pu être observés. Le premier correspond à la doline mise au jour au sein de l'emprise du secteur 6E et bien qu'aucun élément de chronologie absolue n'ait pu être attesté, le remplissage colluvial présente des indices anthropiques récents, témoignant d'un remplissage important et rapide au cours du XX^{ème} siècle.

Le second secteur d'accumulation identifié correspond au vallon d'Ecalles. Le fond de vallon a pu faire l'objet de datations absolues et relatives (par *terminus post-quem*) mettant ainsi en évidence plusieurs phases de remplissage colluvial, à partir de la fin de la Protohistoire, période charnière dans la mise en place des processus rhexistasiques. Comparativement, les troncatures des sols développés sur substrat lœssique dans le sud de l'Angleterre se mettent en place à partir de la fin de l'âge du Bronze (Favis-Mortlock *et al.* 1997) tandis que les vallées sèches enregistrent des dépôts colluviaux continus au cours de l'âge du Fer et de la période antique (Wilkinson 2009). Dans l'est de la France (bassin versant du Gingsheimerbaechel, Bas-Rhin), l'érosion d'origine agraire sur les sols lœssiques est modérée mais toutefois identifiable à partir des premières occupations néolithiques, mais s'accroît également à partir de l'âge du Fer suite à une occupation plus intense (Ertlen *et al.* 2012).

Il en va de même pour les secteurs de plateaux dominant les petites vallées littorales de la Plaine de Caen (Germain-Vallée et Lespez 2011), pour lesquels une intense troncature érosive des luvisols est attestée à partir de l'âge du Fer, comme à Creully (bassin versant de la Seullès), Thaon (dominant la vallée de la Mue) et Fontenay-le-Marmion (bassin de la Laize).

Si pour le site de Villers-Ecalles nous ne pouvons proposer de quantification précise de l'érosion des sols au cours des périodes historiques, il semble néanmoins que les processus érosifs s'accroissent à partir de la fin de l'époque médiévale, par l'action conjointe des changements climatiques (PAG) et de l'augmentation de la pression anthropique.

A l'image de certains vallons secs du Bassin parisien comme les vallons sarthois, qui enregistrent l'accélération de la pression anthropique de la seconde moitié du XX^{ème} siècle (Larue 1995, Larue *et al.* 1996), l'intensification des processus érosifs se manifeste par des apports sédimentaires continus subactuels et actuels, qui viennent sceller les ravines dans l'axe du vallon.

CONCLUSION DU CHAPITRE 3

L'étude géoarchéologique du vallon d'Ecalles met en évidence la déstabilisation des sols (dont des luvisols) à partir de la fin de l'âge du Fer, soulignant l'impact anthropique manifestement contemporain et postérieur aux premières occupations du plateau. Les épisodes colluviaux observés dans d'autres vallées sèches du sud de l'Angleterre et attribués au Néolithique et au milieu de l'âge du Bronze (Favis-Mortlock *et al.* 1997 ; Wilkinson 2009) n'ont ici pas été mis en évidence, malgré une fréquentation du secteur au cours du Néolithique (qui se manifeste avec la mise en évidence de vestiges sous la forme d'outillage lithique, de silex chauffés et de céramique Cerny). Alors que les études réalisées dans le Calvados ou dans la Manche (Lespez *et al.* 2005, 2008 ; Lespez 2012) ont révélé un impact anthropique fort à partir de la seconde moitié de l'âge du Fer, le site de Villers-Ecalles montre que c'est à la fin de cette période que les processus de déstabilisation et d'érosion des sols commencent dans ce secteur du Pays de Caux. Récemment, une opération de diagnostic archéologique réalisée en contexte similaire à celui du vallon d'Ecalles dans la vallée de l'Iton (Eure) a permis de mettre en évidence une déstabilisation des sols postérieure à l'Antiquité et une accumulation continue du matériel colluvial depuis la fin de l'occupation. Ces données concordent avec l'hypothèse selon laquelle c'est au début du Subatlantique que l'impact anthropique sur les secteurs de plateaux devient prépondérant. Selon les secteurs d'étude, il y a donc différentes temporalités qui sont mises en évidence, qui semblent correspondre aux périodes d'exploitation des terres agricoles.

Le forçage climatique, notamment l'impact du Petit Âge Glaciaire (PAG) n'a pas pu être appréhendé clairement par les données chronostratigraphiques, bien que l'observation de ravines emboîtées dans l'axe du vallon permette de supposer la mise en place de processus érosifs plus marqués entre le XV^{ème} et le XIX^{ème} siècle. L'apport détritique constituant la partie supérieure du remplissage colluvial du vallon d'Ecalles semble s'intensifier aux cours des périodes modernes et contemporaines, ce qui concorde avec l'augmentation de la pression agricole, qui se manifeste notamment par l'utilisation des engins mécanisés au XX^{ème} siècle. En outre, les zones d'accumulations constituées par les dépressions d'origine karstique (dolines) soulignent l'existence de ce type de forçage lié à l'évolution géomorphologique des plateaux crayeux.

Ainsi, si la déstabilisation des sols des plateaux crayeux normands (et des versants des vallons qui les incisent) semble s'accroître à partir de l'âge du Fer, il convient de s'intéresser également aux pieds de versants et aux comblements de fonds de vallée afin de déterminer de quelle

manière s'opère la réponse morpho-sédimentaire des hydrosystèmes aux différents forçages et notamment à ceux d'origine anthropique.

Chapitre 4 : Les archives pédosédimentaires du site de Brionne (Eure), témoins des forçages climatiques et anthropiques au Tardiglaciaire et à l'Holocène

Après avoir documenté les archives pédosédimentaires holocènes des plateaux, considérés comme zones sources des différentes composantes du géosystème, la seconde étude de cas porte sur l'identification des séquences holocènes du site antique de Brionne (Eure), lequel est localisé au contact entre pied de versant et fond de vallée. La fouille du site a principalement révélé l'existence d'une occupation humaine du Haut-Empire sous la forme d'un quartier d'artisanat, mais également des données inédites à l'échelle régionale concernant la transition Tardiglaciaire/Holocène. Il a donc été jugé opportun et utile d'élargir les limites chronologiques de notre étude afin d'intégrer ces données, la transition Tardiglaciaire / Holocène étant en effet une période charnière, caractérisée par des changements environnementaux complexes et nombreux à l'échelle du Bassin de Paris et du Nord de la France (Pastre *et al.* 1997, 2000, 2003 ; Antoine *et al.* 2000, 2003a, 2003b).

1. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE ET CADRE DE L'INTERVENTION

Le site antique de Brionne, à l'emplacement du collège Pierre Brossolette, est localisé à la confluence entre deux hydrosystèmes normands d'ordres différents : la Risle et le Ru des Fontaines, un petit cours d'eau d'ordre 1 (classification de Strahler ; Strahler 1957). Réalisée au cours de l'hiver 2012 par la Mission Archéologique Départementale de l'Eure (MADE), la fouille préventive du site a été l'occasion de mieux saisir les interrelations entre l'Homme et son environnement dans un contexte d'occupation en milieu péri-urbain. L'opération de fouille s'est déroulée sur une emprise spatiale relativement réduite de 2500 m² et a précédé le projet d'aménagement d'un nouveau bâtiment dans l'enceinte d'un établissement scolaire sur un espace jusque-là occupé par un jardin.

1.1. Contexte géomorphologique et pédosédimentaire local

Localisé en rive gauche de la Risle, un hydrosystème majeur du département de l'Eure et affluent de la Seine, le site archéologique de Brionne, en raison de sa situation au débouché

d'une petite vallée, celle du Ru des Fontaines, offre un contexte particulier et propice à l'étude des modifications paysagères holocènes. La Risle, qui prend sa source dans l'Orne, possède un large bassin versant, d'une superficie de 2300 km², et s'écoule sur une distance d'environ 150 kilomètres, traversant les départements de l'Orne et de l'Eure (fig.4.1). A Brionne, elle présente un tracé bien canalisé, témoin de l'anthropisation historique et actuelle du secteur. Le Ru des Fontaines, quant à lui, s'écoule sur une longueur d'environ un kilomètre jusqu'à sa confluence avec la Risle. Il puise sa source au débouché de plusieurs vallons secs qui incisent le plateau du Lieuvin (à l'Ouest de la Risle en rive gauche) et ses formations limoneuses lœssiques.

Le site archéologique de Brionne est localisé au pied d'un versant, « la Côte du Vigneron », dans un secteur aujourd'hui largement urbanisé et sur un cône détritique formé par les dépôts alluviaux provenant du Ru des Fontaines. L'altitude moyenne de l'emprise de la fouille avant le décapage est comprise entre 53 et 54 m NGF.

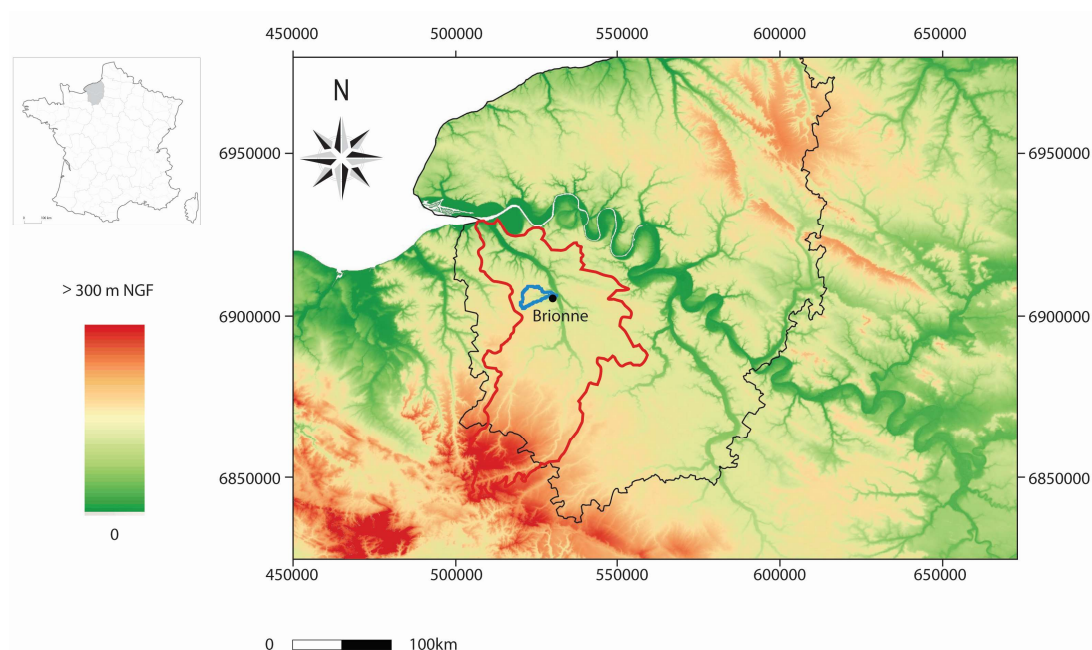


Figure 4. 1 : Localisation du bassin versant de la Risle (en rouge) et de celui du Ru des Fontaines (en bleu).
(Modèle Numérique de Terrain réalisé à l'aide de Grass/Qgis et de la BD alti IGN 75 m, coordonnées en Lambert 93)

A Brionne, la Risle présente une large vallée à fond plat de près de 800 mètres (fig.4.2 et fig.4.3), incisant le substrat crayeux crétacé (Cénomanien et Turonien, Juignet 1971).

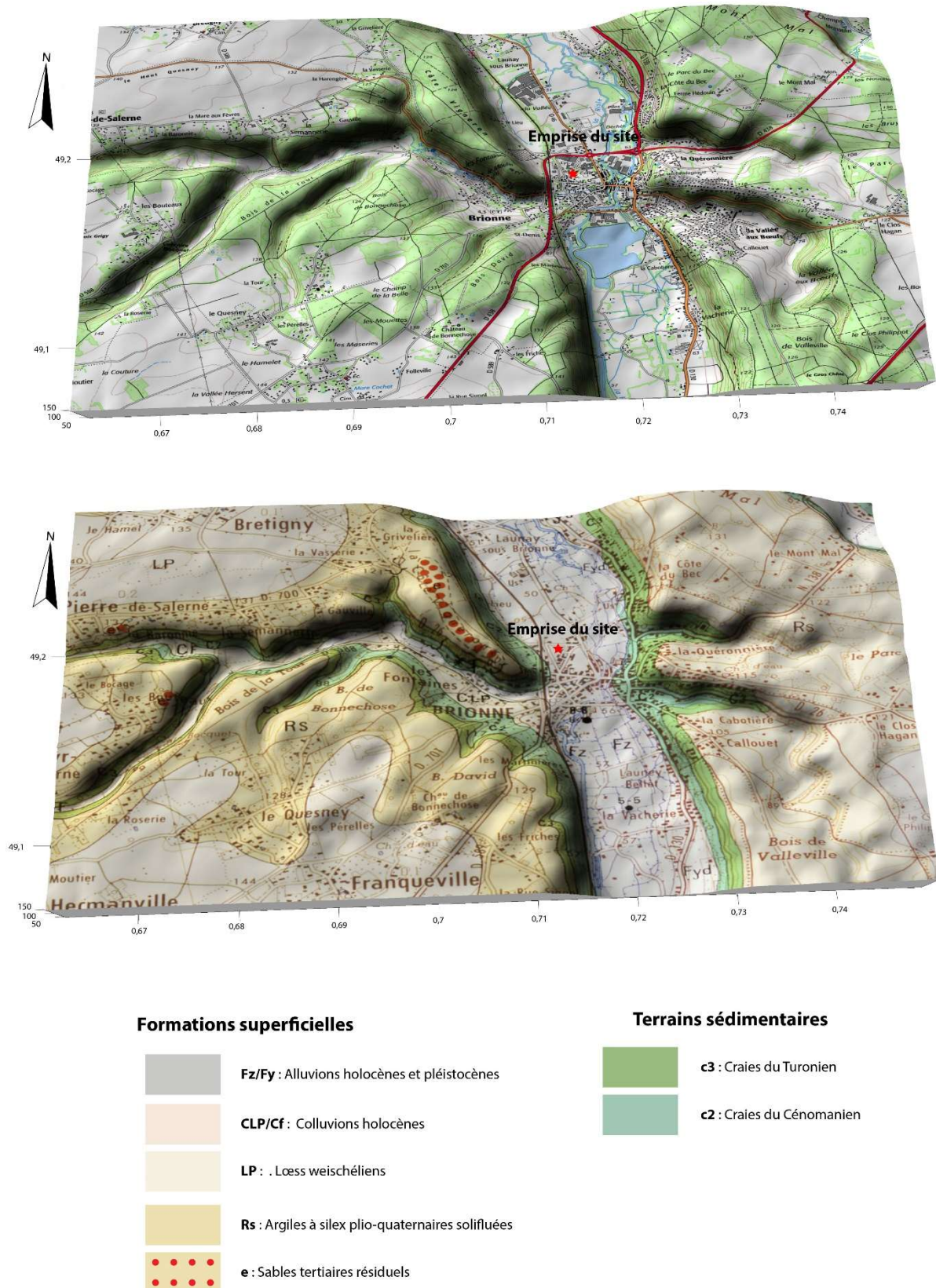


Figure 4. 2 : Contexte topographique et géologique du site de Brionne. MNT de la vallée de la Risle réalisé à l'aide de Surfer 12. BD alti : RGE IGN, précision 5 m Extrait carte topographique IGN au 1 : 25 000 et de la feuille géologique BRGM de Brionne au 1 : 50 000.

Les versants sont constitués de craie dans la partie inférieure, et des produits de l'altération physico-chimique de la craie (sous la forme de biefs à silex et argiles à silex) dans la partie supérieure. La « Côte du Vigneron », dominant la ville de Brionne en rive gauche, présente également des formations résiduelles de sables éocènes indifférenciés (Juignet 1971), tandis que les plateaux sont recouverts d'un placage loessique peu épais et peu étendu (Juignet 1971).

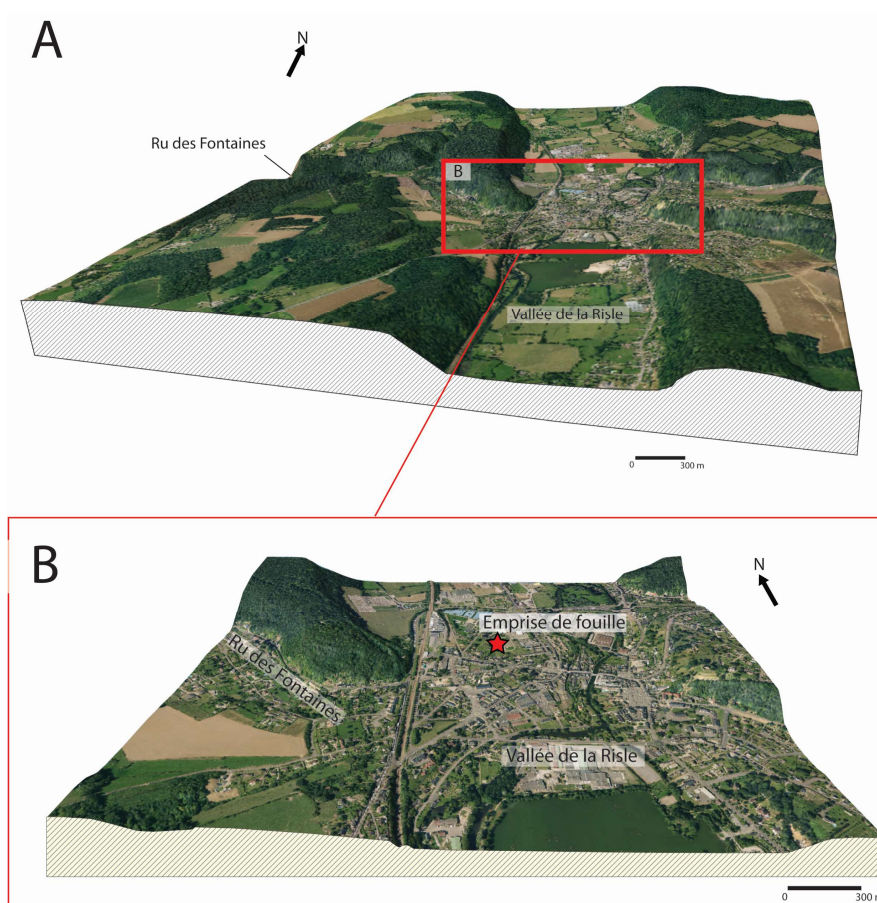


Figure 4. 3 : A. Modèle numérique de terrain de la vallée de la Risle et B. localisation du site archéologique de Brionne (réalisé à l'aide de Qgis© et Grass©. BD alti : données LIDAR Vallée de la Risle, précision 1m. BD Ortho IGN, exagération verticale : x 2,5).

Une cartographie géomorphologique du secteur d'étude (fig.4.4) a été dressée en se basant sur les cartes topographiques (IGN 1/25 000, Série Bleue 1812 SB – Brionne Cormeilles), géologiques (BRGM 1/50 000, Juignet 1971) ainsi que les observations de terrain. Quelques vallons secs incisent les formations résiduelles à silex et présentent un remplissage colluvial constitué des produits d'érosion issus des loëss pédogénésés sur le plateau et des argiles et biefs à silex sur les versants. La plupart de ces vallons secs sont localisés en rive gauche de la Risle, dans le sous-bassin versant du Ru des Fontaines.

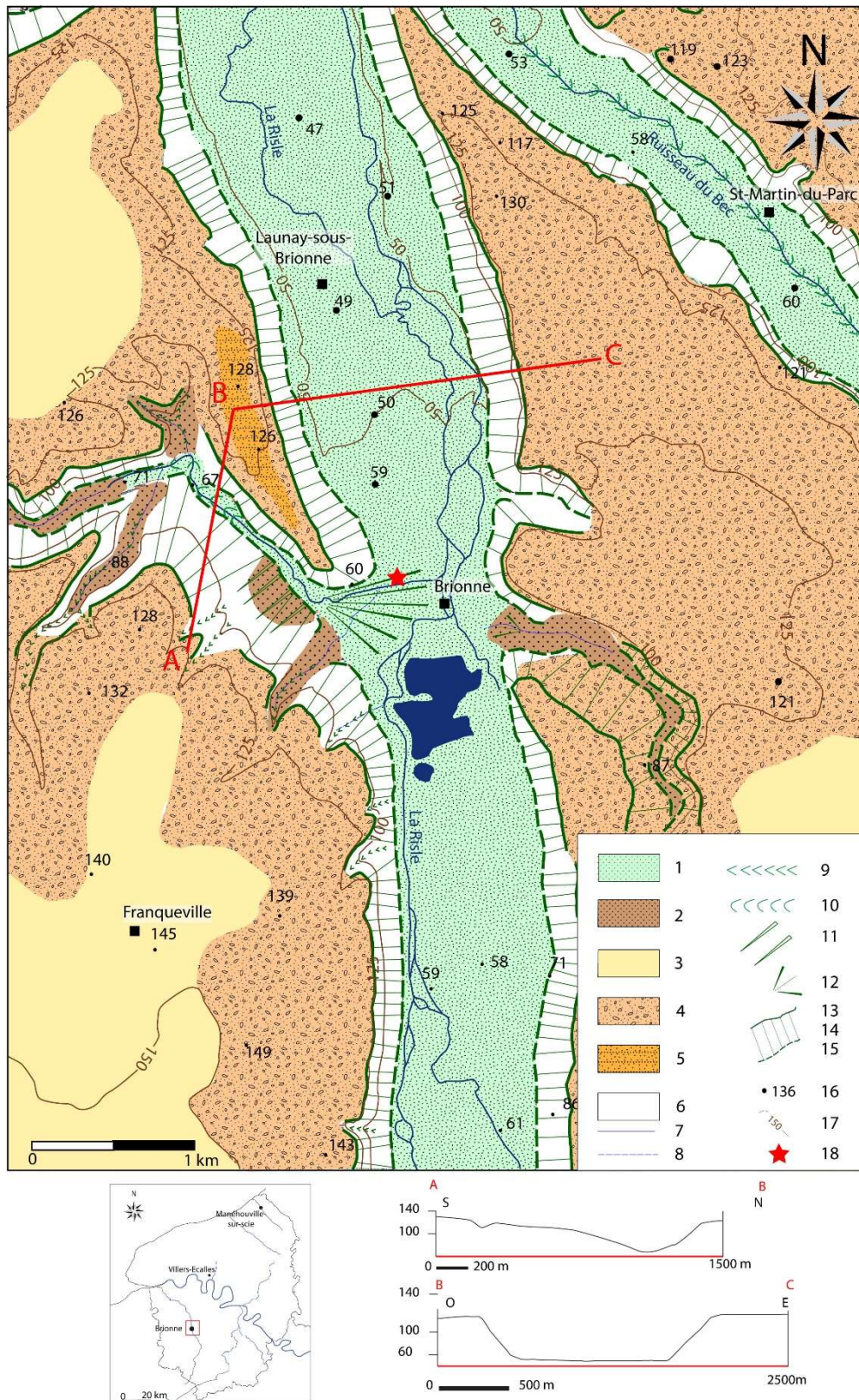


Figure 4. 4 : Cartographie géomorphologique de la vallée de la Risle à Brionne

Légende Lithologie et formations superficielles : 1. Alluvions holocènes et pléistocènes ; 2. Colluvions holocènes ; 3. Löss weischeliens ; 4. Argiles à silex plio-quaternaires (en partie solifluées) ; 5. Sables tertiaires résiduels ; 6. Craie du Crétacé (Cénomaniens et Turoniens indifférenciés) ; Hydrologie : 7. Cours d'eau pérenne ; 8. Cours d'eau intermittent ; Morphologie : 9. Vallon sec en V ; 10. Vallée à fond plat ; 11. Glacis d'accumulation ; 12. Cône alluvial ; 13. Rupture de pente convexe ; 14. Versants ; 15. Rupture de pente concave ; Topographie : 16. Points cotés ; 17. Courbes de niveau ; Archéologie : 18. Localisation de l'emprise du site

1.2. Contexte archéologique

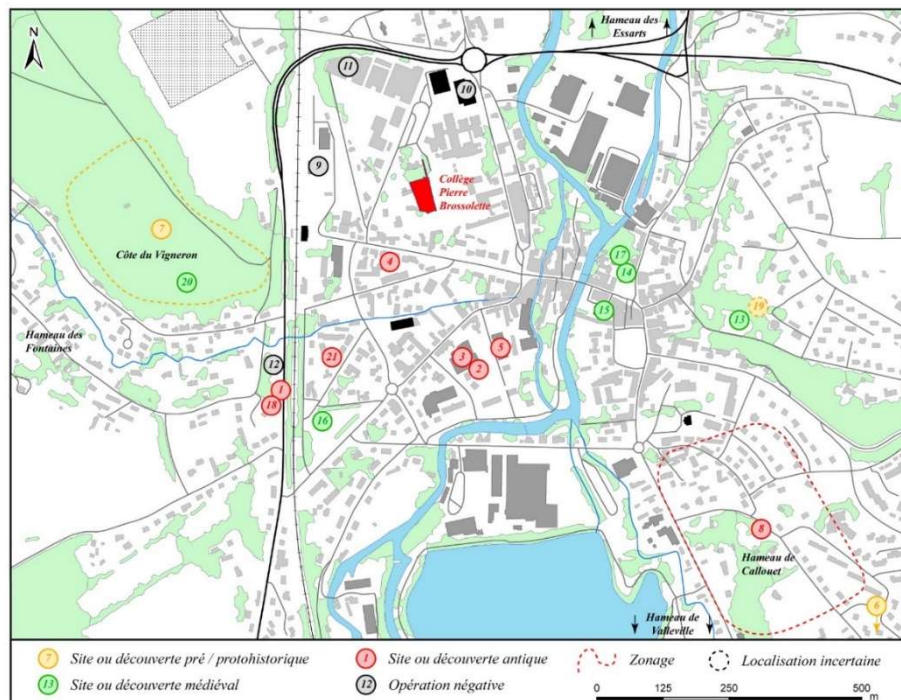
La description du contexte archéologique du site de Brionne repose principalement sur le travail de documentation réalisé par P. Wech dans le cadre de la rédaction du rapport d'opération de fouille (Wech 2015a). Il est constitué d'une compilation de données issues de rapports de fouilles précédents ainsi que d'une documentation répertoriée au sein du Service Régional d'Archéologie de Normandie comme la carte archéologique ainsi que les bilans scientifiques des opérations archéologiques.

1.2.1. Brionne : des occupations ponctuelles mais mal documentées pour les périodes pré et protohistoriques

D'un point de vue archéologique, la commune de Brionne est référencée depuis de nombreuses années pour ses vestiges d'occupation remontant à l'époque antique (Cliquet 1993). En revanche, la carte archéologique de la commune n'indique que peu d'éléments antérieurs à l'occupation gallo-romaine de *Breviudurum*, notamment pour les périodes pré- et protohistoriques. Des découvertes ponctuelles de mobilier attribué au Paléolithique supérieur sont régulièrement répertoriées, mais malheureusement en dehors de tout contexte stratigraphique bien renseigné. Lors de la fouille du site de Brionne « Collège Pierre Brossolette », quelques fragments d'outillage lithique épars attribué au Paléolithique supérieur ont été découverts (*cf infra*), mais leur datation n'a pu être précisée plus finement. Il s'agit principalement d'éclats bruts, d'une lamelle et d'un nucleus (Varlet Zago *in* Wech 2015). Ce mobilier situé en dehors des structures anthropiques semble témoigner d'une fréquentation ponctuelle du site plus que d'une réelle occupation (Wech 2015).

Ainsi, si la Préhistoire ne semble être représentée dans ce secteur qu'au travers des éléments mobiliers paléolithiques, quelques traces d'occupation protohistoriques ont en revanche été observées. Un diagnostic archéologique réalisé à plus d'un kilomètre au sud-est du site de Brionne a révélé les vestiges d'un établissement rural protohistorique (Brionne « Bois de Callouet », Lepert 2000). La datation de cette occupation s'appuie sur le mobilier céramique découvert et se situe entre la fin de l'âge du Bronze et la première moitié de l'âge du Fer (Lepert 2000 et 2003). La carte archéologique du secteur de Brionne (fig.4.5) mentionne également l'existence d'un éperon barré, localisé en rive gauche de la Risle, surplombant la commune de Brionne au sommet de « La Côte du Vigneron » (Remy-Watté et Roussel 2007). Une fouille réalisée au cours de la première moitié du XX^{ème} siècle a attribué la première phase de cette

occupation à la Protohistoire (Brisson 1929). Son large fossé pourrait en effet rattacher typologiquement son occupation à l'âge du Fer (Buchsenschultz 1984 ; Remy-Watté 2001 ; Remy-Watté et Roussel 2007).



N°	Identification	Période	Nature	N° Dracar
1	BRIONNE / Rue Moussel Renouf	Antiquité	Thermes (publics ?)	6135
2	BRIONNE / Rue Saint-Denis	Antiquité	Habitat ?	1141
3	BRIONNE / Rue Saint-Denis / Intermarché	Antiquité	Habitat et voirie	1141
4	BRIONNE / Avenue du Général de Gaulle	Antiquité	Occupation	5838
5	BRIONNE / La varende	Antiquité	Habitat ?	1141
6	BRIONNE / Les Bois de Callouet	Age du Bronze / Fer	Occupation rurale	8736
7	BRIONNE / Camp du Vigneron	Protohistoire	Eperon barré ?	6145
8	BRIONNE / Hameau des Callouets	Antiquité	Nécropole à incinération	27
9	BRIONNE / CDM	-	-	-
10	BRIONNE / Gymnase	-	-	-
11	BRIONNE / LEP A. Boismard	-	-	-
12	BRIONNE / 112 rue Moussel Renouf	-	-	-
13	BRIONNE / Donjon	Moyen Age	Château (donjon)	928
14	BRIONNE / Notre-Dame	Moyen Age	Eglise Notre-Dame	6144
15	BRIONNE / Saint-Martin	Moyen Age	Eglise Saint-Martin	6136
16	BRIONNE / Saint-Denis	Moyen Age	Eglise Saint-Denis	6143
17	BRIONNE / Rue Lemarrois	Moyen Age	Habitat et cave	11854
18	BRIONNE / Rue Moussel Renouf	Antiquité	Dépotoir	6137
19	BRIONNE / Derrière le donjon	Protohistoire	Trésor monétaire	6138
20	BRIONNE / La Côte du Vigneron	Moyen Age	Enceinte ovale	26
21	BRIONNE / SCI Les Arcades	Antiquité	Habitat	8483

Figure 4. 5 : Extrait de la carte archéologique de Brionne et opérations archéologiques recensées (sites ou découvertes) ; source : Service régional d'Archéologie

Au final, ce sont les périodes antiques et médiévales qui sont les mieux renseignées pour ce secteur, avec la découverte des quartiers anciens de la ville de Brionne au fil des interventions archéologiques : thermes, habitats et nécropoles pour l'Antiquité, château, lieux de culture et espaces domestiques pour le Moyen Âge.

1.2.2. Brionne : une occupation antique des I^{er} et II^{ème} siècles sous la forme d'un établissement artisanal

Depuis une trentaine d'année, l'existence d'une extension de la ville antique de Brionne sous la forme d'un quartier péri-urbain est avérée (Lepert 2009, Wech 2015a, 2015b). Des traces d'occupation au cours de la période antique ont été recensées au cours de fouilles de sauvetage, comme lors de la mise au jour d'un édifice thermal en rive droite du Ru des Fontaines en 1991 (Roussel 1992).

La fouille archéologique réalisée dans le cadre de l'aménagement du collège Pierre Brossolette a permis de restituer une partie de cette agglomération antique et d'attester de la présence d'un quartier d'artisanat, attribué aux I^{er} et II^{ème} siècle de notre ère (Wech 2012, 2015a et 2015b).

Une première phase d'occupation est rattachée à la période augusto-tibérienne, entre la fin du I^{er} siècle avant notre ère jusqu'au premier quart du I^{er} siècle après J.-C. Cette première phase est caractérisée par les prémices d'une organisation de l'espace sous forme d'un réseau parcellaire et d'un axe de circulation, s'établissant d'est en ouest sur toute la largeur de la partie sud de l'emprise de fouille (fig.4.6). Le réseau parcellaire, sous forme d'enclos fossoyés quadrangulaires, semble s'installer de part et d'autre de cette voie sans pour autant que le caractère synchrone de ces éléments ne soit attesté par des datations précises. Ce système parcellaire disparaîtra à la fin de l'époque flavienne (deuxième moitié du I^{er} siècle), au profit de bâtiments liés à un quartier d'artisanat. Toutefois, dès l'époque augusto-tibérienne, des structures artisanales sont déjà mises en œuvre : la tannerie semble en avoir été l'activité principale, puisque de nombreuses cuves et des puits s'y rapportant ont été découverts (fig.4.7.C). Dans la partie nord de l'emprise du site, des fosses polylobées témoignent d'une activité d'extraction de matériel tufacé (*cf infra*) au cours du I^{er} siècle (fig.4.6 et fig.4.7, Wech 2012, 2015a et 2015b).

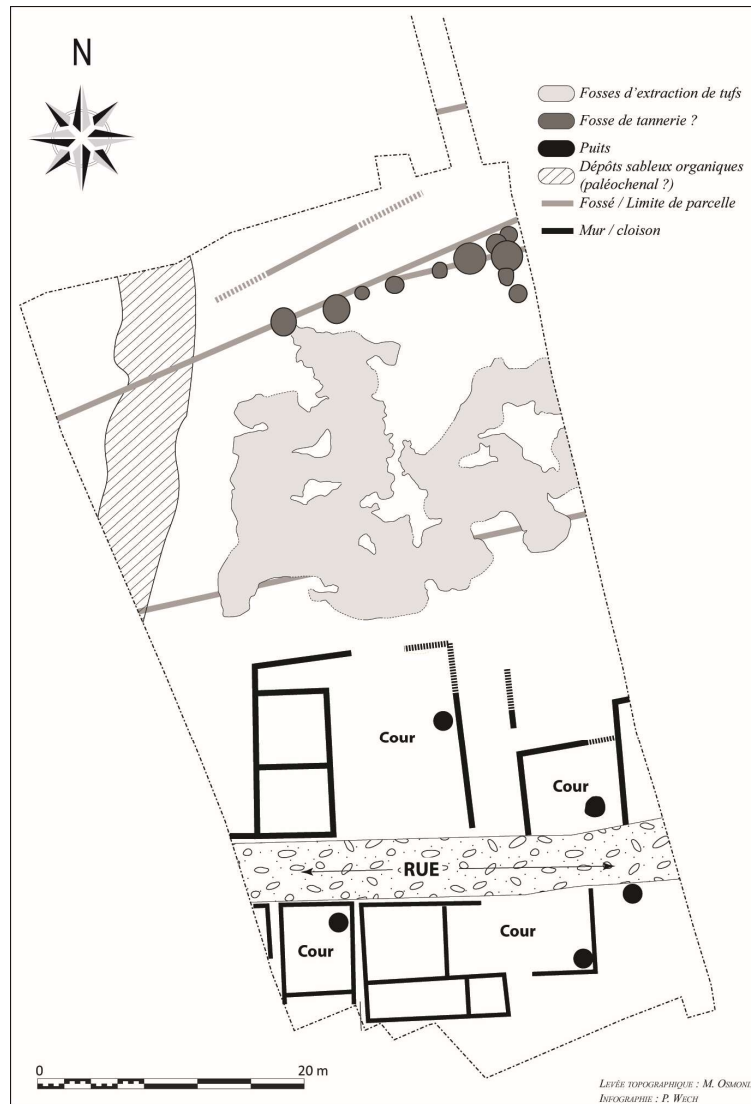


Figure 4. 6 : plan simplifié des vestiges antiques reconnus dans l'emprise du site de Brionne (Wech 2012)

Au cours de la période flavienne, des travaux d'assainissement sont mis en place, prenant la forme de fossés de drainage, sans doute pour pallier l'humidité de la zone.

Par la suite, le II^{ème} siècle se caractérise par la construction de bâtiments (toujours localisés dans la partie sud de l'emprise du site), édifiés sur solins de pierre et sablières basses (fig.4.7.A), dont la nature domestique a été attestée par les découvertes archéologiques. Les activités artisanales ne semblent pas disparaître pour autant, puisqu'une diversité de celles-ci s'observe avec l'apparition de vestiges de forges et de fours de réduction de minerai de fer (Wech 2012, Wech 2015a, 2015b).



Figure 4. 7 : Vues du site de Brionne en cours de fouille : A. Bâtiments sur solins de pierre dans la partie sud de l'emprise de fouille ; B. Fosse de prélèvement de matériel tufacé dans la partie nord ; C. Puits localisé dans un bâtiment antique de la partie sud de l'emprise. (Photographies P.Wech 2015)

L'abandon du site à la transition entre les II^{ème} et III^{ème} siècles se caractérise par le démantèlement des bâtiments. Les structures bâties sont arasées et servent à combler des puits et des structures en creux. Entre la fin de l'Antiquité et le haut Moyen Âge, l'espace de l'emprise est utilisé à des fins agricoles, induisant la formation d'un paléo-anthroposol. Les labours postérieurs à l'occupation gallo-romaine ont par ailleurs perturbé une partie des vestiges antiques (Wech 2015a, 2015b). Enfin, la présence d'une batterie anti-aérienne allemande attribuée à la Seconde Guerre mondiale a été observée, associée à une fosse contenant plus de 200 obus. Il s'agit là de l'occupation anthropique la plus récente au sein de cette emprise de fouille, avant la mise en place de travaux de terrassement dans la seconde moitié du XX^{ème} siècle, lors de l'aménagement de la cour du collègue Pierre Brossolette (Wech 2015a, 2015b).

1.3. Problématique du site et objectifs spécifiques

La fouille du site antique de Brionne a révélé l'existence de dépôts tufacés (voir encadré *infra* et fig.4.8), positionnés stratigraphiquement sous les structures antiques et observés de façon très locale au nord de l'emprise de fouille. Alors que l'occupation sous forme de bâtiments est principalement localisée dans la partie sud du site, la partie nord témoigne d'une activité

anthropique sous la forme de fosses polylobées de prélèvements de matériel tufacé : c'est le cas des fosses ST 110, ST 336, ST 342, ST 347, ST 398, ST 502, ST 504 et ST 507 selon l'enregistrement des structures archéologiques. Selon les données de fouille, l'extraction du tuf semble d'abord se mettre en place dans la partie sud de l'emprise au cours du I^{er} siècle après J.-C., sous forme de fosses d'extraction reconverties par la suite en fosses de dépotoir, avant de s'étendre par la suite à la partie nord (Wech 2015a, 2015b).

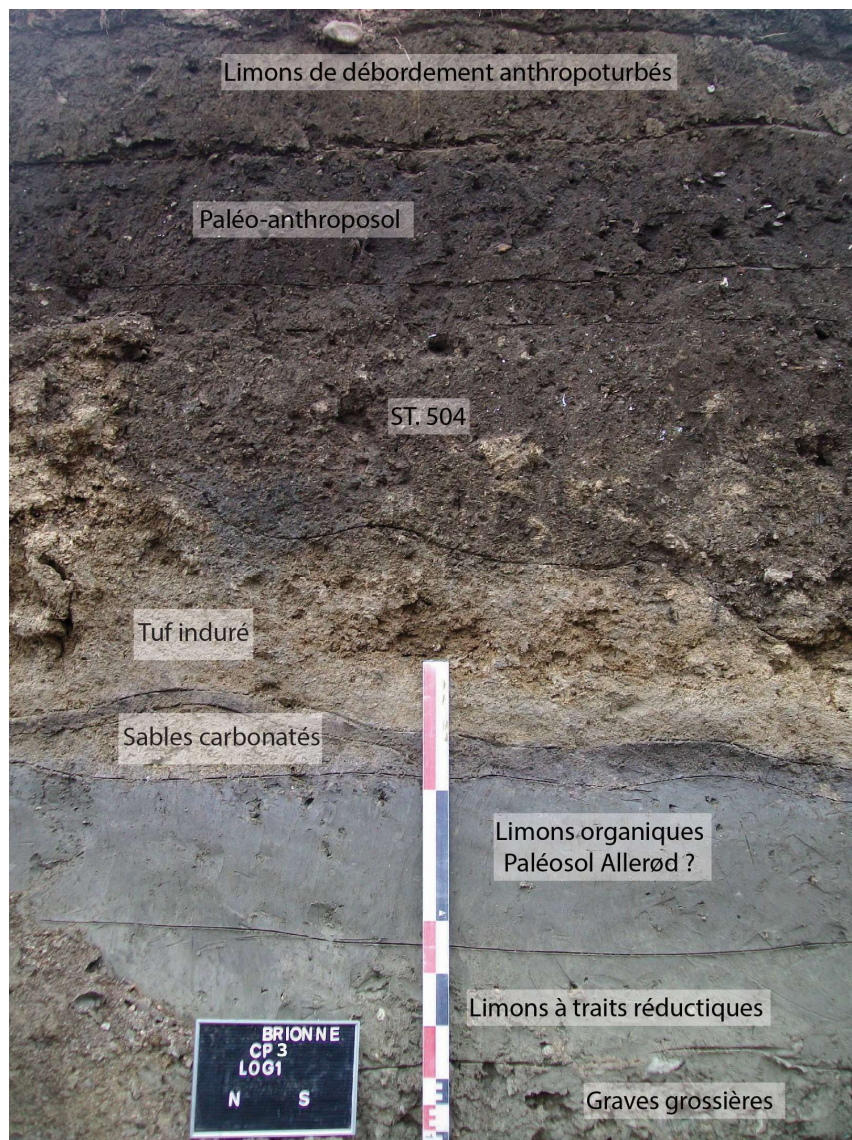


Figure 4. 8 : Photographie du Log 1 Coupe 3 (cf fig.4.9), mettant en évidence une fosse de prélèvement gallo-romaine (ST. 504) de matériel tufacé (faciès issus des descriptions de terrain, photographie : Gonnet 2012).

Ainsi, compte tenu de la localisation des structures bâties au sud de l'emprise, ces dépôts tufacés semblent au premier abord avoir conditionné l'emplacement des occupations. Ils sont donc au centre de la problématique géoarchéologique de ce site et de la problématique générale de ce

travail de thèse. Il est donc nécessaire de **comprendre les processus de formation et d'appréhender la datation des dépôts tufacés, afin de déterminer si l'arrêt de cette sédimentation carbonatée relève de processus naturels (climatiques tels que l'évolution des températures, des précipitations et du couvert végétal) et/ou anthropiques.**

Les objectifs spécifiques de cette étude sont de (i) **caractériser la sédimentation holocène du site**, (ii) de **déterminer les dynamiques sédimentaires et hydrologiques** conduisant à la mise en place de ces dépôts, et (iii) de **documenter la chronostratigraphie** de ces archives pédosédimentaires.

LES DEPOTS TUFACES

Les tufs sont des formations sédimentaires carbonatées, constituées à 95 % de calcite et issues de la précipitation des carbonates en domaine continental et en contexte d'eau douce (Pedley 1990, 2009 ; Goudie *et al.* 1993 ; Pedley *et al.* 1996 ; Garnett *et al.* 2004, 2006 ; Pentecost 2005 ; Andrews 2006 ; Viles et Pentecost 2007 ; Golubic *et al.* 2008 ; Dabkowski 2014). Ces formations présentent un intérêt certain pour les études géomorphologiques, paléoécologiques et paléoenvironnementales, dans la mesure où elles permettent un enregistrement des archives bio-écologiques (Magnin *et al.* 1991 ; Pentecost 2005 ; Andrews 2006 ; Viles et Pentecost 2007 ; Ollivier *et al.* 2012 ; Limondin-Lozouet *et al.* 2013). Les dépôts carbonatés observés sur le site de Brionne et positionnés stratigraphiquement sous les occupations antiques, sont interprétés comme des niveaux tufacés. Le terme de « tuf » est ici préféré à celui de « travertin ». Ces deux désignations concernent des dépôts carbonatés continentaux mais l'appellation et la définition de ces termes varient parfois selon les auteurs. Une définition texturale existe, où le terme de « tuf » désigne un dépôt continental carbonaté poreux à l'opposé de « travertin », indiquant un dépôt fortement induré (Ford et Pedley 1996 ; Pedley *et al.* 2003 ; Pentecost 2005 ; Andrews 2006 ; Viles et Pentecost 2007 ; Capezzuoli *et al.* 2014).

La définition génétique désigne sous l'appellation de « travertin » une formation qui se met en place dans un contexte de sources d'eau chaude (hydrothermalisme), en contexte tectonique actif, alors que les tufs sont définis comme des formations de source à température ambiante (Golubic 2008 ; Capuezzoli *et al.* 2014). C'est cette définition qui est reprise dans le rapport de l'*International School of Travertine and Tufa* (2011). Ainsi, selon cette définition, le tuf désigne un dépôt de calcite dans des eaux tempérées à proximité des sources ou dans les rivières et les lacs (Pedley 1990, 2009 ; Ford et Pedley 1996 ; Pedley *et al.* 1996, 2003 ; Andrews 2006 ; Capezzuoli *et al.* 2014). La variabilité climatique est largement considérée comme étant le facteur de contrôle principal conduisant au dépôt des tufs, les épisodes chauds et humides favorisant leur développement (Pedley *et al.* 1996 ; Pentecost 2005 ; Andrews 2006 ; Viles et Pentecost 2007 ; Capezzuoli *et al.* 2014). La plupart des tufs se forment par précipitation des carbonates contenus dans les aquifères enrichies en CO₂ après infiltration et circulation de l'eau dans des substrats carbonatés. Les carbonates peuvent alors précipiter dans des contextes physico-chimiques et biologiques particuliers et peuvent se déposer sur les végétaux présents au sein des cours d'eau ou sur les berges (Pentecost 2005 ; Golubic 2008 ; Lespez 2012). Cette précipitation ne peut se réaliser que si l'eau est sursaturée en carbonates. La saturation des eaux en carbonates de calcium est elle-même liée à des facteurs physico-chimiques tels que les concentrations en calcium dans l'eau, le pH ou encore la température (Geurts 1997). Il a été démontré que le rôle des micro-bactéries dans la précipitation peut être au moins aussi important que celui des conditions physico-chimiques (Freynet et Verrecchia 1989 ; Pedley *et al.* 2009 ; Capezzuoli *et al.* 2014). Les tufs holocènes du Nord-Ouest européen, régulièrement étudiés dans la littérature, connaissent une extension maximale durant l'Atlantique, et ce malgré l'épisode de déjoration climatique de 8200 BP qui est enregistré par les variations de $\delta^{18}\text{O}$ au sein des tufs (Andrews 2006). En effet, au cours de l'Atlantique, les conditions de précipitations (température, pluviométrie) sont considérées comme optimales pour la croissance des édifices tufacés (Goudie *et al.* 1993 ; Geurts 1997 ; Andrews 2006). A partir de 6000 à 5000 BP, les dépôts tufacés sont de moins en moins étendus (Dabkowski 2014), et débute alors une période qualifiée de « déclin des tufs de l'Holocène récent » ou « *Late Holocene Tufa decline* » (Goudie *et al.* 1993) au cours de laquelle on constate un ralentissement de la sédimentation tufacée, certains tufs étant toujours actifs (Baker et Simms 1998).

Les forçages en œuvre participant au déclin des tufs font encore l'objet de débats au sein de la communauté scientifique (Baker et Simms 1998), mais de nombreux auteurs s'accordent à penser que ce déclin est le résultat combiné des effets de la variabilité climatique à la fin de l'Atlantique (Baker et Simms 1998) et de l'augmentation de la pression anthropique sur les milieux à partir de la Protohistoire (Geurt 1976, 1997 ; Goudie *et al.* 1993 ; Pentecost 2005 ; Dabkowski 2014 ; Capezzuoli *et al.* 2014).

2. RESTITUTION DES DONNEES DE TERRAIN ET IDENTIFICATION DES FACIES ET DES DEPOTS DU SITE DE BRIONNE

Afin de répondre à la problématique et aux objectifs posés, cinq coupes stratigraphiques sous forme de tranchées et de sondages ponctuels ont été étudiées au cours de la fouille. Elles sont principalement localisées sur la partie nord de l'emprise du site antique de Brionne, en raison des structures gallo-romaines bâties dans la partie sud. Les observations de ces coupes ont été complétées par un suivi de la fouille des structures archéologiques en creux (fosses, puits) localisées sur l'ensemble de l'emprise, et l'identification des unités pédo-sédimentaires sous-jacentes aux occupations anthropiques. L'ensemble de ces observations a ainsi permis d'identifier sept principales unités, présentant au moins onze faciès pédo-sédimentaires.

2.1. Localisation des coupes stratigraphiques et description des unités pédo-sédimentaires

Cinq coupes stratigraphiques principales ont été relevées (fig.4.9). La coupe *CP1* (coupe nord) est localisée dans la partie nord du site et présente une orientation est-ouest (fig.4.9 et fig.4.10). La coupe *CP2* pour sa part n'a fait l'objet que d'un relevé succinct puisqu'elle a été réalisée autour d'une structure archéologique en cours de fouille, le puits 118.000. Elle a toutefois permis de documenter les unités antérieures à l'occupation gallo-romaine. La coupe *CP3* est quant à elle située au niveau de la berme est du site et est orientée selon un axe nord-sud (coupe est, fig.4.9 et fig.4.11). La coupe *CP4* est localisée dans l'angle nord-ouest de l'emprise de la fouille (coupe ouest) dans le prolongement de la coupe *CP1*. Enfin, la coupe *CP5* est localisée au niveau de la berme ouest, en limite d'emprise de fouille et est orientée nord-sud (fig.4.9 et fig.4.12). La tranchée localisée au nord de l'emprise (coupe *CP1*) ayant été réalisée après le

décapage des niveaux anthropiques, cette séquence permet uniquement l'observation des unités antérieures à l'occupation antique.

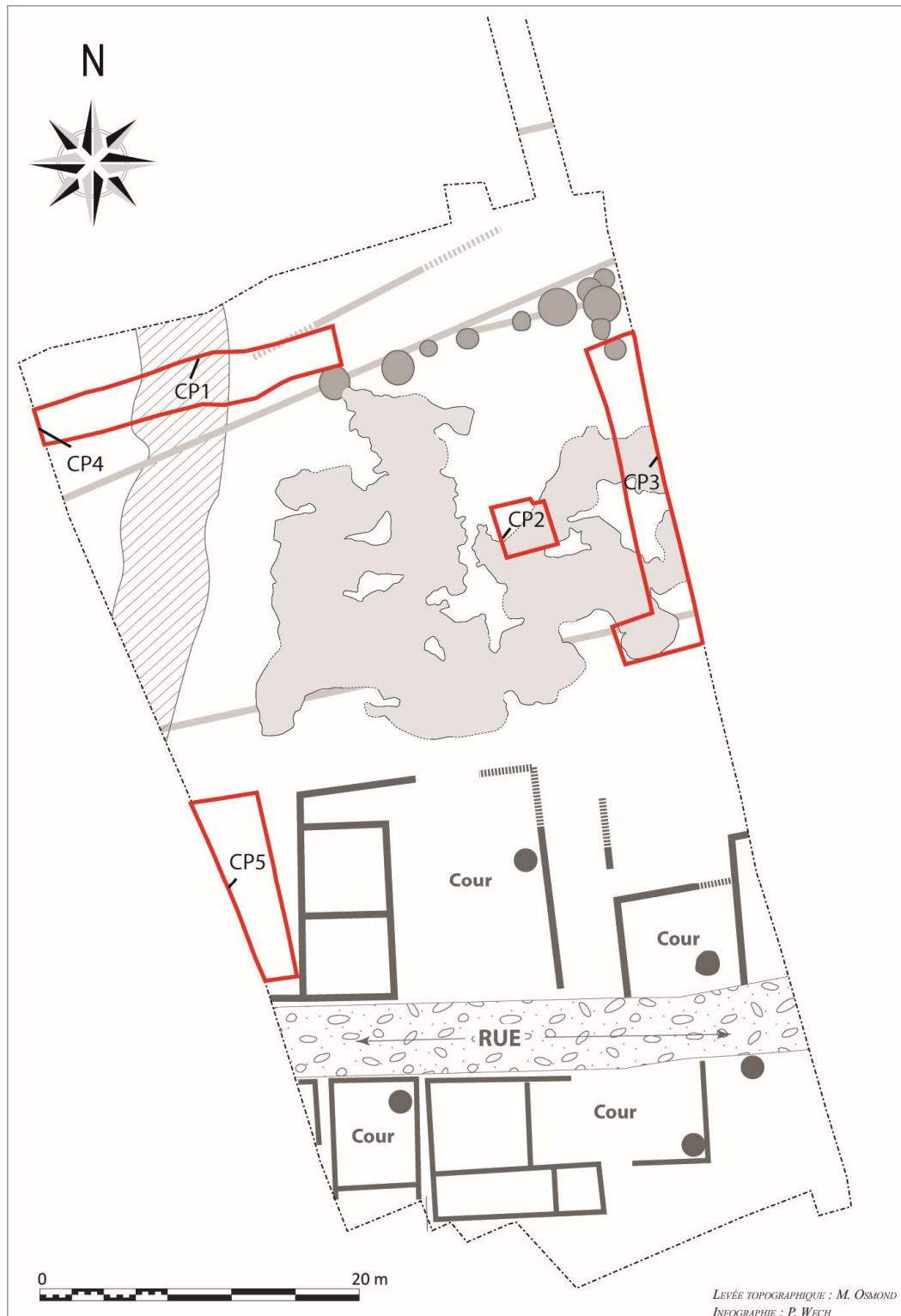


Figure 4. 9 : Localisation des coupes stratigraphiques (en rouge) relevées dans l'emprise du site de Brionne, (modifié d'après Wech 2015a)

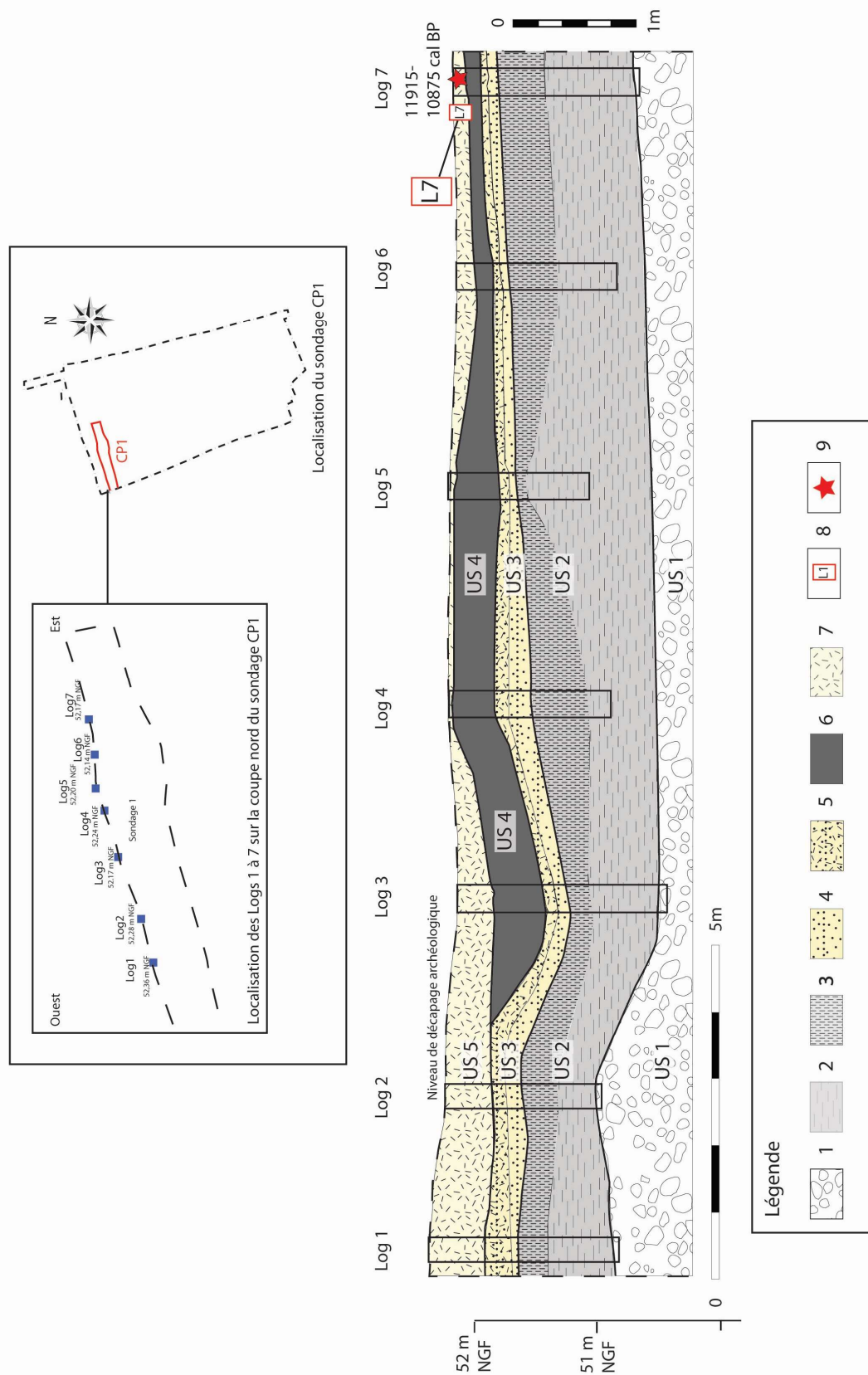


Figure 4. 10 : Coupe stratigraphique CP 1 au nord de l'emprise du site de Brionne **Légende:** 1. Graves sableuses grossières ; 2. Limons gris clair à traits réductiques ; 3. Limons organiques ; 4. Sables limoneux à traits réductiques ; 5. Sables limoneux carbonatés ; 6. Limons sableux organiques ; 7. Tufs sableux oolithiques et tufs stromatolithiques ; 8. Prélèvement micromorphologique ; 9. Datation radiocarbone calibrée à 2 σ ;

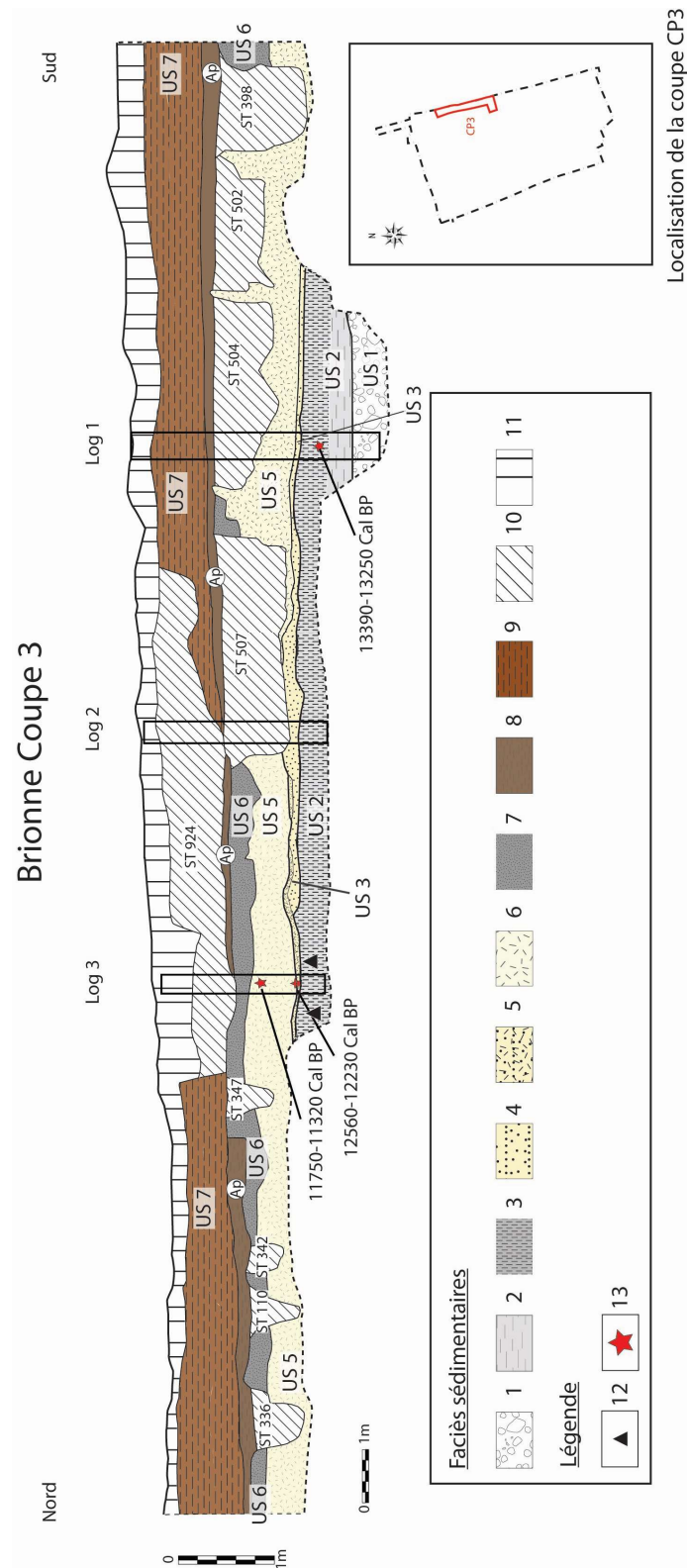


Figure 4. 11 : Coupe orientale du site de Brionne, Coupe CP3

Légende : 1. Graves sableuses grossières ; 2. Limons gris à traits réductiques ; 3. Limons organiques ; 4. Sables limoneux à traits réductiques ; 5. Sables limoneux carbonatés à traits réductiques ; 6. Tufs et sables tufacés à oncolithes ; 7. Sables limoneux carbonatés à traits réductiques ; 8. Paléo-anthroposol (Ap) 9. Limons bruns anthropoturbés ; 10. Complément de structure archéologique (limon-sableux brun) ; 11. Remblais contemporains ; 12. Mobilier lithique (paléolithique supérieur) ; 13. Datations radiocarbones calibrées à 2σ ;

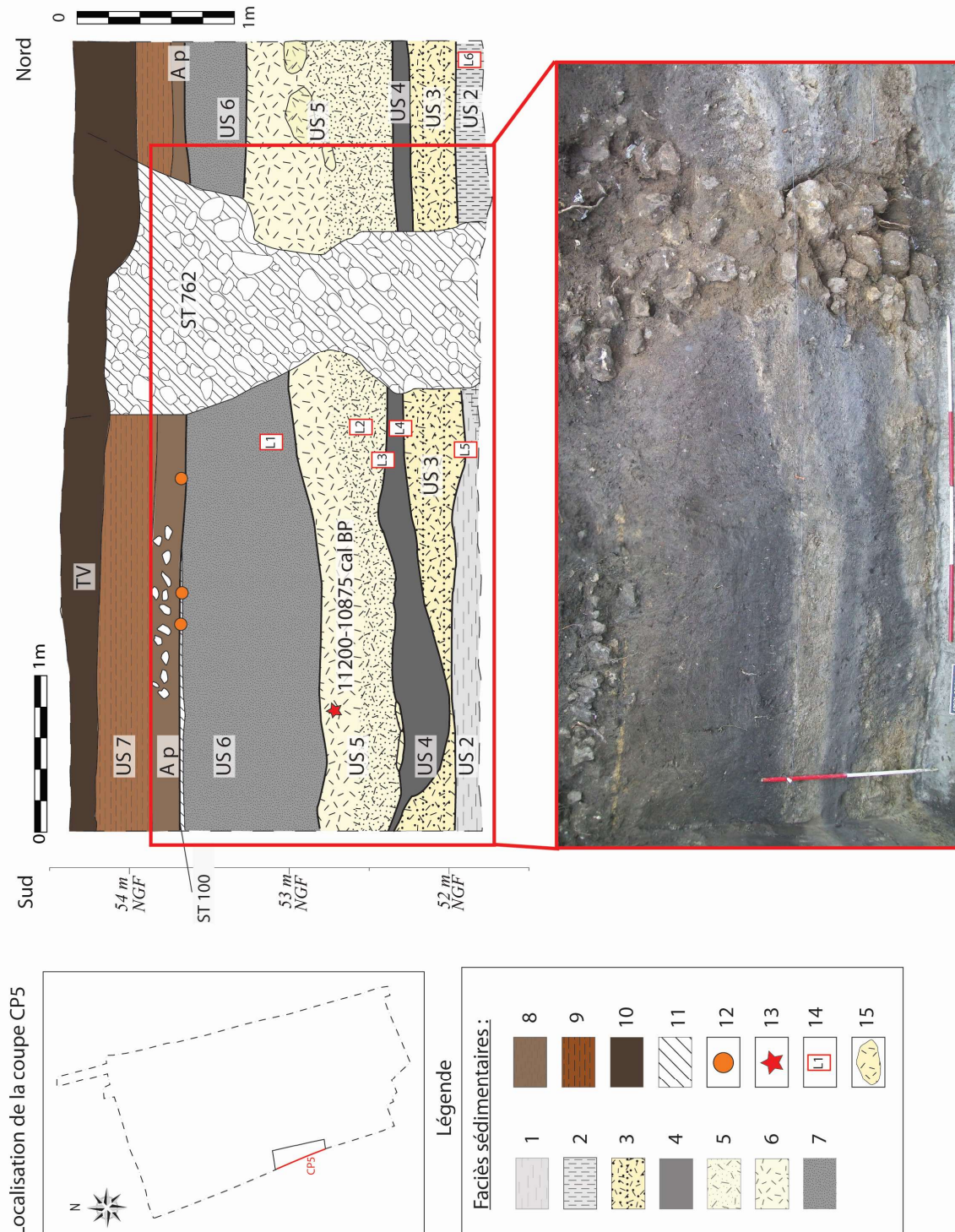


Figure 4. 12 : Coupe occidentale du site de Brionne, Coupe CP5

Légende : 1. Limons gris à traits réductiques ; 2. Limons organiques ; 3. Sables limoneux carbonatés ; 4. Limons sableux organiques ; 5. Sables tufacés oolithiques ; 6. Sables tufacés à oncolithes ; 7. Sables limoneux carbonatés à traits réductiques ; 8. Paléo-anthroposol (Ap) ; 9. Limons bruns anthropoturbés ; 10. Horizon humifère ; 11. Comblement de structure anthropique (sables brun) ; 12. Terre-cuite architecturale gallo-romaine ; 13. Datation radiocarbone calibrée à 2 σ ; 14. Prélèvements micromorphologiques ; 15. Fragment de tufs stromatolithique.

2.2. Synthèse stratigraphique, interprétation des coupes et spatialisation de l'information

L'ensemble des observations réalisées sur les cinq coupes stratigraphiques du site de Brionne a permis l'identification d'au moins sept unités stratigraphiques, présentant des variations spatiales de faciès.

A la base des séquences sédimentaires holocènes, l'ensemble des sondages (à l'exception de la coupe CP5, insuffisamment profonde) a atteint un niveau d'alluvions grossières (**US 1**) constituées de galets de taille pluricentimétrique associés à une matrice sableuse grossière. A l'échelle du Bassin parisien et de la Normandie, ces dépôts sont bien documentés et associés à des formations alluviales mises en place au cours du Pléistocène, plus précisément au cours du Pléniglaciaire (Pastre *et al.* 1997, 2000, 2002, 2003 ; Antoine *et al.* 2000, 2002 ; Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012 ; Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016). Parallèlement aux relevés de coupes, les variations topographiques du toit des graves pléistocènes ont été enregistrées sur l'intégralité de l'emprise de la fouille, lors de sondages profonds mis en place pour la fouille des structures en creux antiques. Ces données topographiques ont permis de mettre en évidence l'existence de deux zones basses propices au développement de zones humides à l'échelle du site, ainsi que des seuils d'alluvions grossières. Ces variations du toit des dépôts de grave peuvent atteindre jusqu'à un mètre de dénivelé entre les points les plus hauts et les plus bas (fig.4.13).

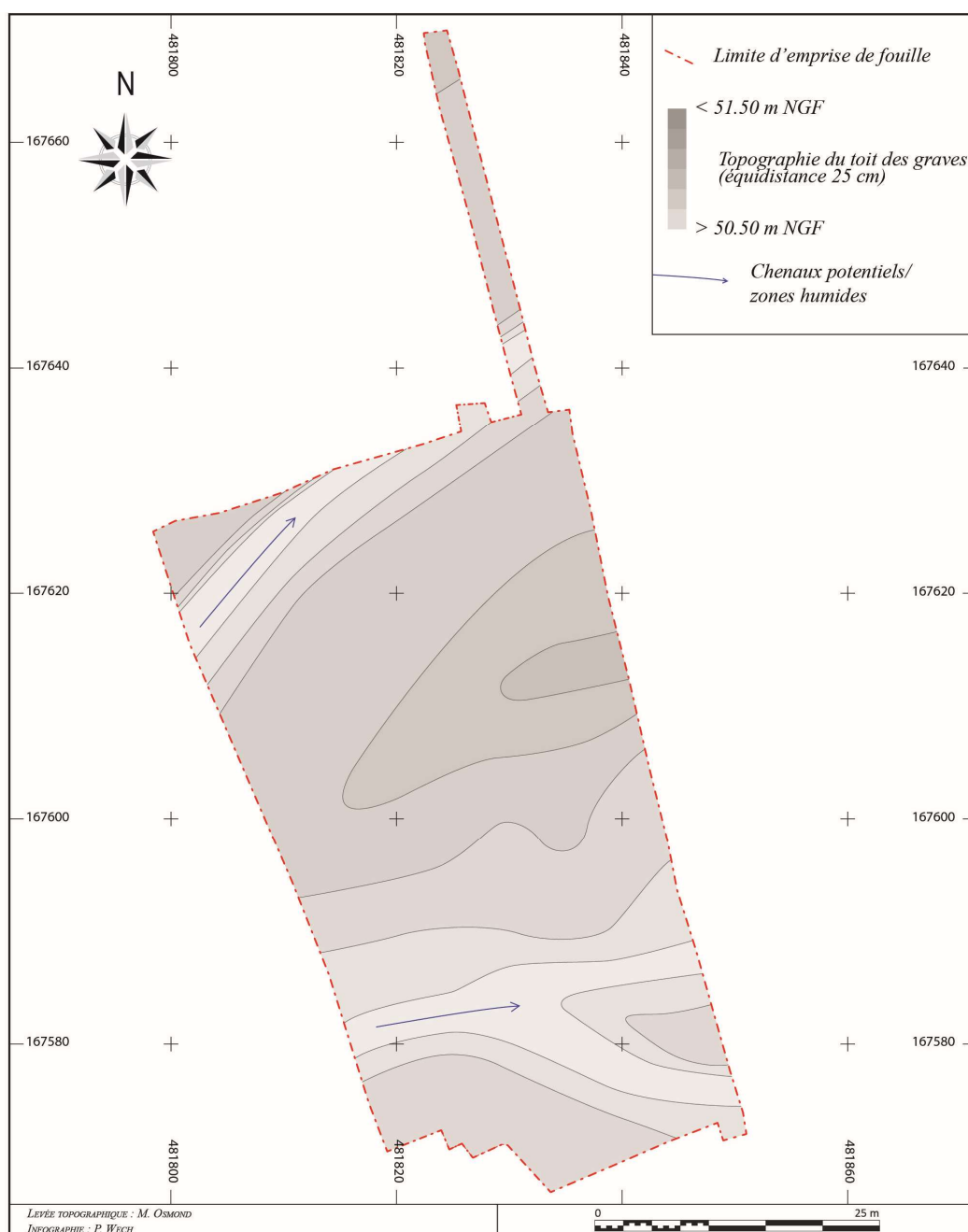


Figure 4. 13 : Variation de la topographie du toit des dépôts alluviaux grossiers (réalisation Wech 2015).

Ces dépôts grossiers sont recouverts par **une seconde unité stratigraphique (US 2)**, présentant deux faciès pédo-sédimentaires : le premier se caractérise par un sédiment fin (limoneux à limono-argileux plastique) à traits réductiques de couleur gris clair, observé sur l'intégralité des sondages. Il présente une structure massive et quelques traits ponctuels d'oxydo-réduction, sous la forme de nodules de fer et de manganèse. Un second faciès est également attribué à cette unité stratigraphique et présente des traces d'oxydo-réduction plus marquées (traces ponctuelles d'oxydes de fer), ainsi qu'une couleur plus foncée témoignant d'un engorgement quasi-constant

(horizon Gr), et peut être associé à un horizon réduit lié à un réductisol fluviatique (Baize *et al.* 2008). Il est présent majoritairement dans la partie supérieure de l'unité, à l'exception de la coupe CP 5 où sa présence relève de variations latérales de faciès (de nature pédologique, fig.4.12). Lors de la description de terrain, il a été qualifié d'organique en raison de sa couleur plus foncée que le précédent faciès de l'US 2, ainsi que la présence ponctuelle de matière organique amorphe.

Tout comme pour les alluvions grossières pléistocènes, il a été possible de relever les variations topographiques du toit des formations limoneuses de l'unité 2 sur l'ensemble de l'emprise de la fouille (fig.4.14). Il apparaît ainsi que ces dépôts suivent principalement les variations topographiques des graves sous-jacentes. De plus, on observe que les secteurs pour lesquels le faciès limoneux organique semble plus développé sont ceux pour lesquels les dépôts sont les plus hauts topographiquement, ce qui soulève la question de son origine, qui pourrait être liée à une paléo-berge végétalisée et non à de la matière organique sédimentaire.

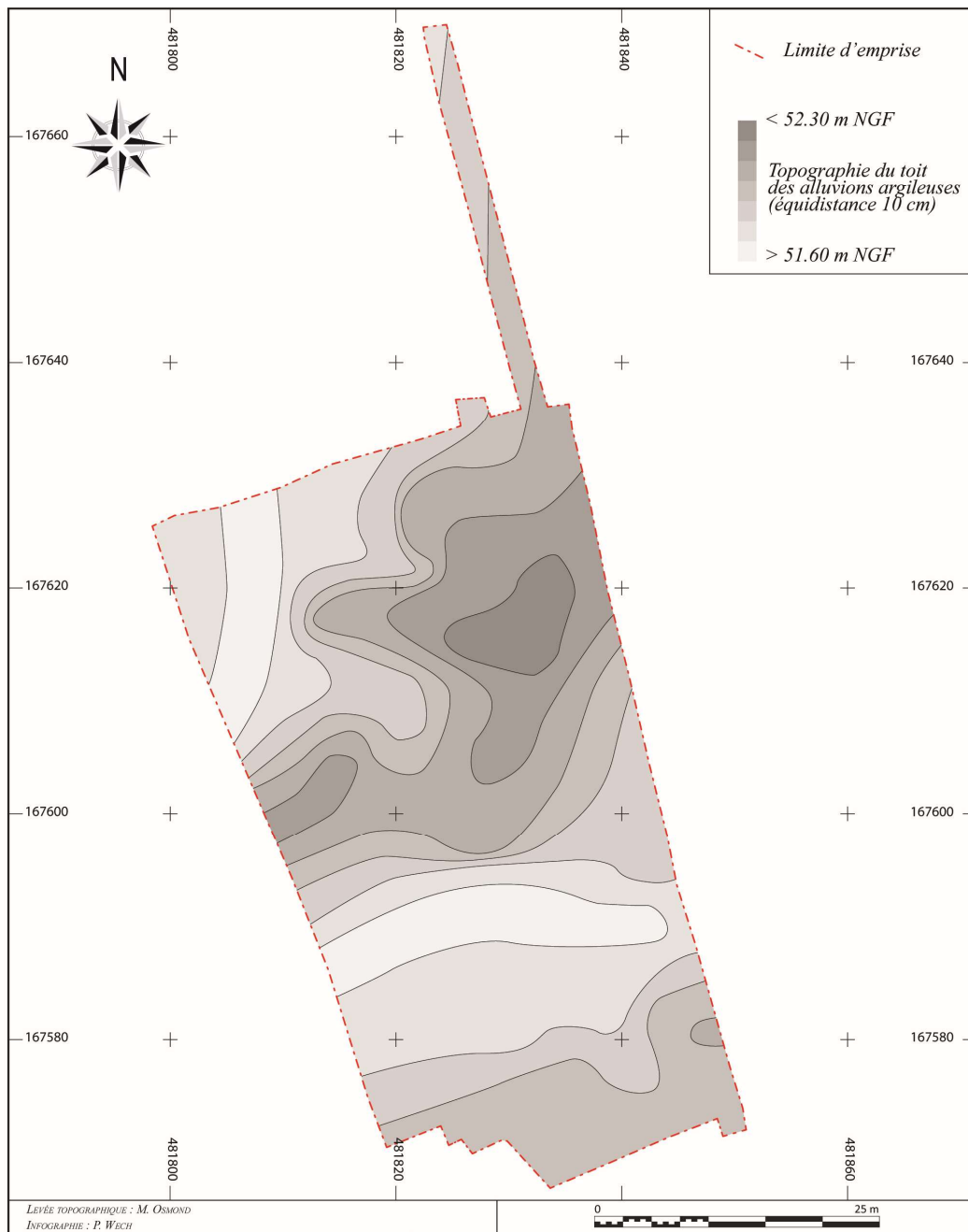


Figure 4. 14 : Variations topographiques du toit des dépôts limoneux gris de l'unité 2 (Wech 2015a)

Une troisième unité (US 3) a été observée sur l'ensemble des coupes et comporte également des variations de faciès. Dans sa partie inférieure, elle se présente sous la forme d'un sédiment sablo-limoneux à traits réductiques (horizon Go, réductique mais partiellement réoxydé, Baize *et al.* 2008), gris clair à blanchâtre, très riche en carbonates. Dans sa partie supérieure, cette unité est identifiable par un faciès bien plus carbonaté, comprenant des concrétions oolithiques autour des grains de sable. Ce second faciès est d'ailleurs le seul observable au sein de l'US 3 pour la coupe CP5 (fig.4.12).

L'US 4 n'a pu être observée que sur les coupes CP1 et CP5 (fig.4.10 et fig.4.12), sous la forme d'un sédiment limono-sableux organique de couleur gris foncé à noirâtre. Riche en matière organique amorphe, il semble résulter du comblement d'un petit chenal lié à un écoulement intermittent ayant incisé une partie des dépôts sableux de l'unité 3. Il a été possible de déterminer plus précisément son axe d'écoulement en plan. Celui-ci est visible dans la partie nord-ouest de l'emprise du site (fig.4.6), à l'emplacement de la dépression topographique enregistrée dans le toit des dépôts de l'unité 2 (fig.4.14).

Ces unités US 1 à US 4 sont surmontées **des dépôts tufacés de l'US 5**, pour lesquels au moins trois faciès, parfois interstratifiés, ont pu être identifiés. Ces dépôts ont été observés sur l'ensemble des coupes stratigraphiques et sont peu dilatés, présentant une épaisseur moyenne d'une cinquantaine de centimètres. Un premier faciès a été identifié sous la forme d'un tuf sableux grossier et pulvérulent, présentant des concrétions oolithiques autour des grains. Ce faciès a pu être mis au jour sur les coupes CP1, CP3 et CP5. Un second faciès tufacé prend la forme d'un tuf induré et poreux, de forme stromatolithique, observable principalement sur les coupes CP1 et CP5. Le dernier faciès tufacé identifié au sein de cette unité est présent uniquement sur la coupe CP5. Il se présente sous la forme de concrétions tufacées à oncolithes arrondies, d'un diamètre compris entre 3 et 4 centimètres, ou sous une forme allongée. Ces dernières, décrites comme des « tubes » calcifiés (Ford et Peydley 1996 ; Golubic 2008 ; Lespez 2012) se forment autour des gaines racinaires, des brindilles et des fragments végétaux, cimentant ainsi les structures végétales localisées à proximité de l'écoulement au moment de la précipitation carbonatée (Lespez 2012).

De par leur faciès et leur positionnement topographique, les dépôts tufacés observés sur le site de Brionne sont à rattacher typologiquement aux faciès de tufs palustres (Pedley *et al.* 2003 ; Capezzuoli *et al.* 2014). Ces tufs sont généralement localisés à proximité des résurgences, au contact entre les pieds de versants et les fonds de vallée. Ils sont souvent interstratifiés avec des niveaux plus ou moins organiques et des unités limono-argileuses carbonatées (Pedley *et al.* 2003 ; Capezzuoli *et al.* 2014).

Ces dépôts tufacés sont scellés par **l'unité 6**, seulement observable sur les coupes CP3 et CP5 (fig.4.11 et fig.4.12), en raison des fosses d'extraction gallo-romaines qui ont remanié une grande partie de ces formations à l'échelle du site. Cette unité 6 se présente sous la forme d'un sable limoneux gris à brun foncé, à traits réductiques, riche en carbonates et présentant de nombreuses traces de bioturbations animales et végétales.

Les niveaux d'occupation gallo-romains et principalement les structures de prélèvement du matériel tufacé dans la partie nord de l'emprise, constituent donc un *terminus ante quem*, indiquant que ces formations se sont déposées avant l'occupation du site. Ponctuellement, un anthroposol enfoui a été observé et identifié comme étant un niveau de labour de la transition entre l'Antiquité et le haut Moyen Âge, et qui semble s'être mis en place au moment de l'abandon du site (Wech 2015a). Il se caractérise par un sédiment limoneux noirâtre, riche en mobilier (terre cuite architecturale principalement) et en inclusion de terre brûlée (Wech 2015a) et présente une fragmentation marquée des éléments grossiers ainsi qu'une déstructuration du sédiment, typique des niveaux labourés (Gebhardt 2000 ; Gebhardt et Langohr 2015). Ce paléo-anthroposol est principalement localisé dans la partie nord de l'emprise du site, jusqu'à la voirie antique mise au jour pendant la fouille. Enfin, la coupe CP5, réalisée le long de la berme ouest, a révélé l'existence d'une structure non datée (fig.4.12), identifiée comme un puits (Wech 2015a) recoupant les occupations gallo-romaines (notamment le niveau de sol de circulation gallo-romain 100.125). Son attribution est donc postérieure à l'occupation antique du site. Cette structure 762.000 est comblée par des blocs de taille pluri-centimétrique et par une matrice sableuse grossière.

Les vestiges antiques du site de Brionne sont scellés par l'US 7, un sédiment limoneux à limono-sableux brun, riche en radicelles et racines, largement anthropoturbé. Il présente ainsi de nombreuses inclusions de mobilier médiéval et moderne, principalement sous la forme de fragments de céramique glaçurée. Cette unité 7 a été attribuée aux alluvions récentes mises en place par les débordements de la Risle au cours du Subatlantique et présente une puissance stratigraphique d'environ 70 centimètres d'épaisseur. La partie supérieure de cette unité sédimentaire correspond à l'horizon humifère actuel (horizon A d'un fluvisol brunifié, Baize *et al.* 2008).

La séquence pédo-sédimentaire type du site (fig.4.15) peut ainsi être représentée à l'aide du log synthétique suivant :

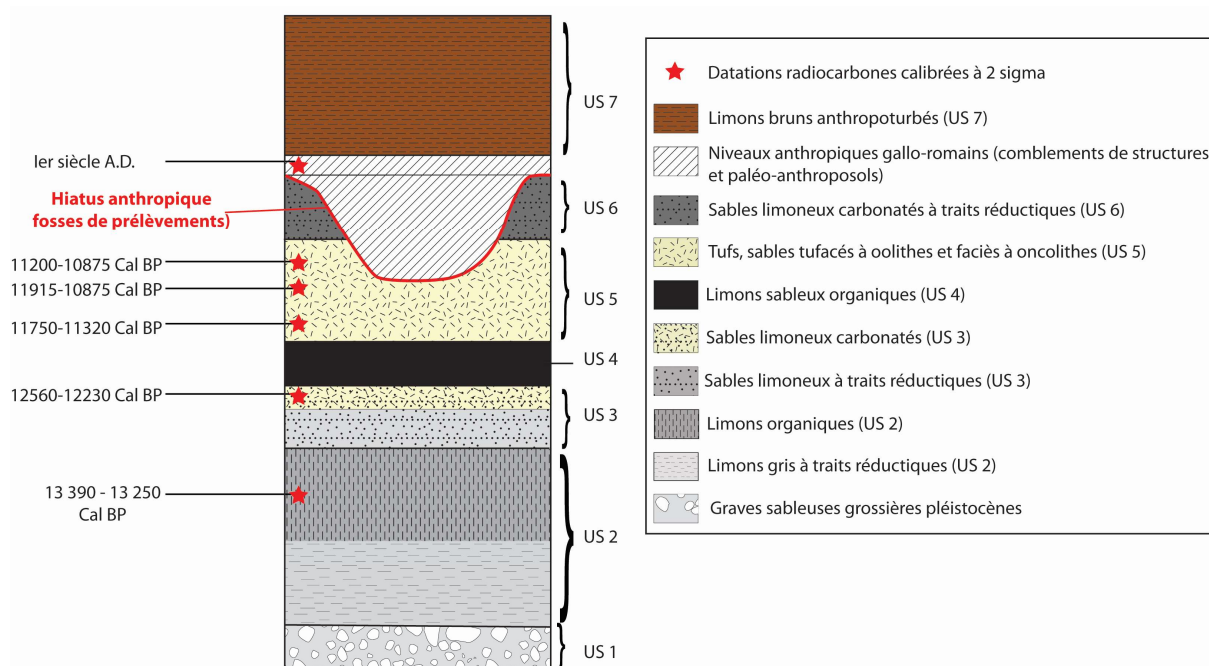


Figure 4. 15 : Log synthétique de la séquence pédo-sédimentaire type du site de Brionne

3. RESULTATS DES ANALYSES DE LABORATOIRE ET CARACTERISATION DES FACIES PEDO-SEDIMENTAIRES

Afin de caractériser de façon plus fine les différents faciès et unités pédo-sédimentaires observés lors de la fouille du site de Brionne, des analyses en laboratoires ont été menées, permettant l'obtention de données sédimentologiques et géochimiques, renforcées par des observations micromorphologiques, permettant de faciliter l'appréhension et la compréhension des processus dépositionnels et pédogénétiques.

3.1. Résultats des études sédimentologiques et interprétations

3.1.1. Caractérisation granulométrique des faciès observés

Les analyses sédimentologiques ont été réalisées au sein du laboratoire LETG Geophen (UMR 6554, Université de Caen/Normandie Université) et au sein du laboratoire Pierre Birot (LGP UMR 8591, Université Paris 1). Les analyses effectuées sur les différents faciès de sables carbonatés ou tufacés (US 3, US 5 et US 6) ont été précédées d'une décarbonatation et les résultats granulométriques ne concernent ainsi que la fraction minérale de l'échantillon.

Si lors de la phase de terrain la majorité des faciès de l'US 2 a été caractérisée comme des dépôts limoneux à limono-argileux, l'analyse texturale provenant du traitement des données à

l'aide de Gradistat© permet de noter la très faible part d'argiles (< 2 µm) au sein des échantillons, tandis qu'une fraction sableuse est notable (fraction minérale après décarbonatation), notamment au sein des unités 3, 5 et 6 (fig.4.16 et fig.4.17).

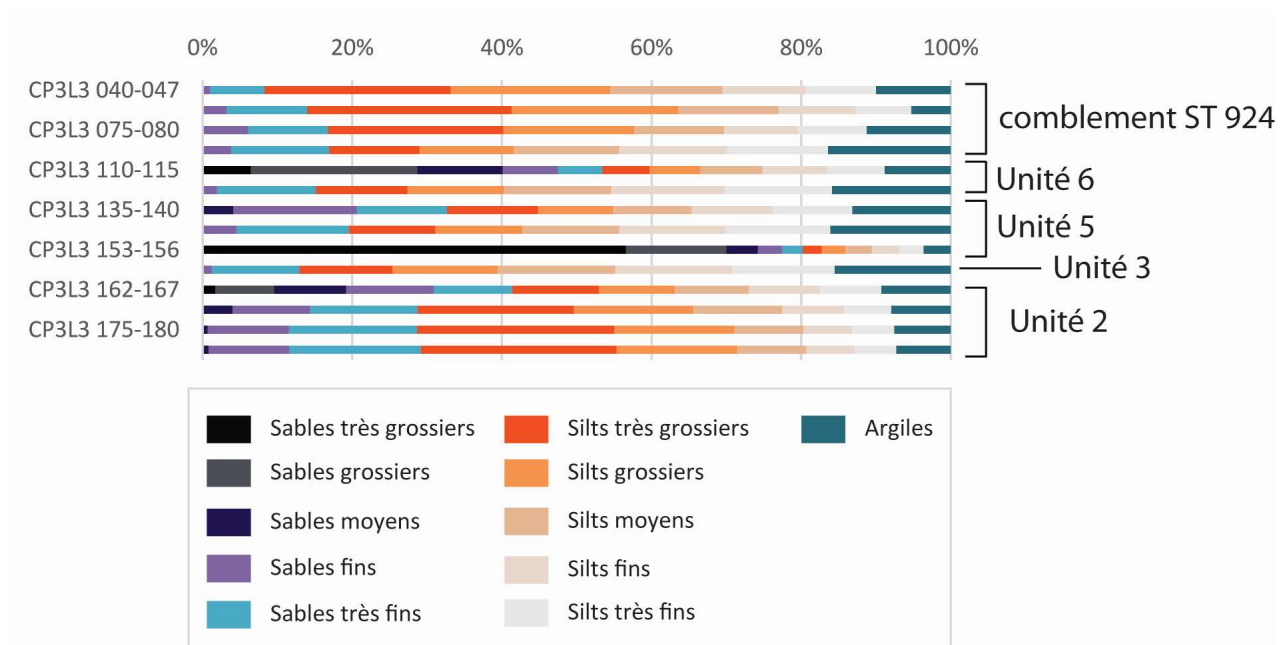


Figure 4. 16 : Synthèse des résultats granulométriques du log CP3 L3. Classes granulométriques obtenues sous Gradistat©. La granulométrie du faciès sableux tufacés (US 5) est obtenue après décarbonatation

Les résultats sont également présentés sous la forme d'un diagramme ternaire de répartition granulométrique (fig.4.17).

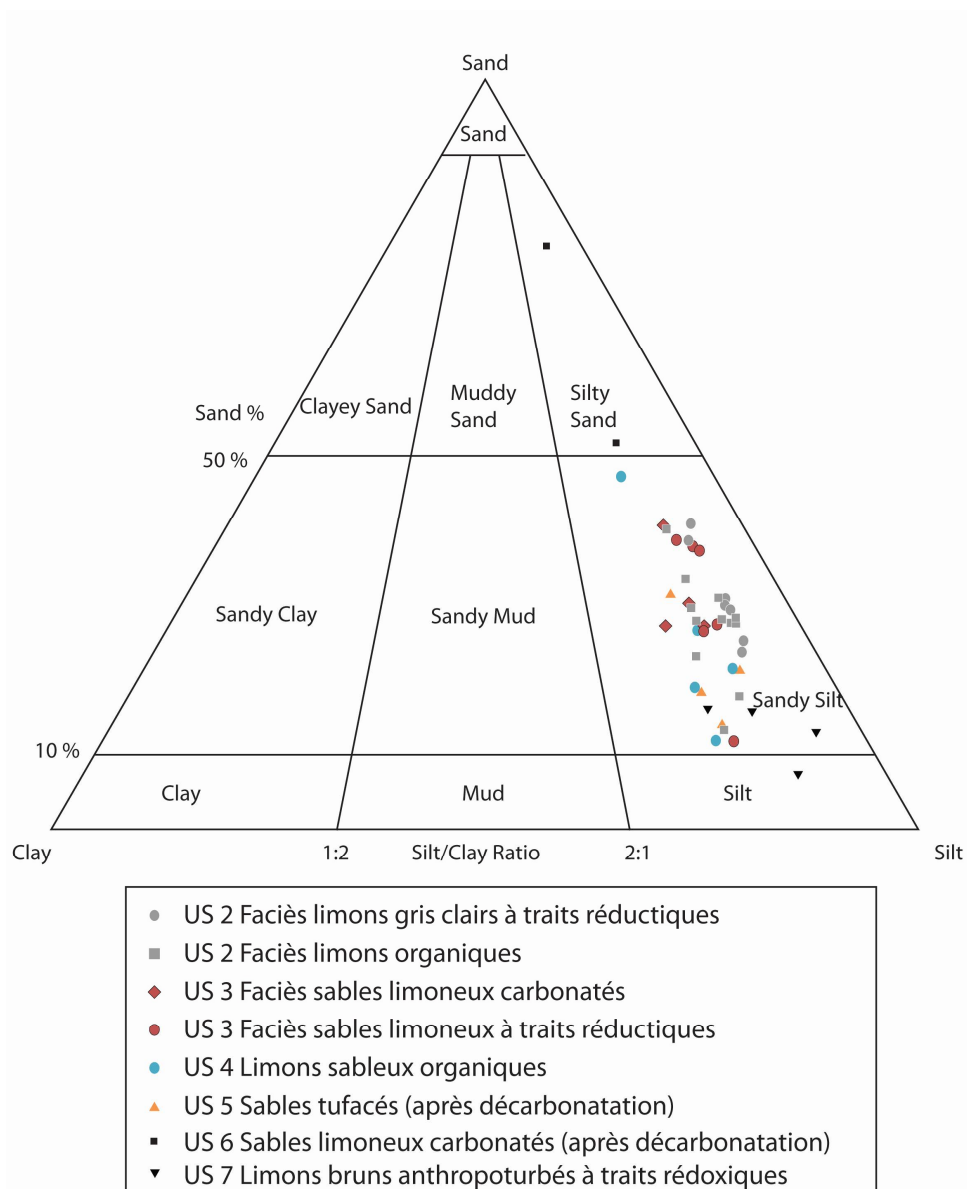


Figure 4. 17 : Diagramme de répartition granulométrique des échantillons de Brionne Traitement des données réalisé à l'aide de Gradistat ©. Les faciès indiqués sont issus des descriptions de terrain.

Les résultats obtenus montrent que l'ensemble des faciès provenant des unités 2 à 5 présente une granulométrie constituée principalement de limons sableux. Les échantillons prélevés au sein de l'unité 6 présentent quant à eux une granulométrie plus grossière, composée de sable limoneux, tandis que les dépôts scellant le site antique (US 7, limons bruns à traits rédoxiques) présentent la texture granulométrique la plus fine. Les analyses granulométriques dévoilent également un mauvais tri des échantillons (fig.4.18 et fig.4.19) qui se manifeste par des courbes polymodales : elles sont tri-modales pour les échantillons provenant de l'US 3, de l'US 4 et de l'US 5, bi-modales pour ceux issus de l'unité 2 et polymodales (supérieur à trois modes) pour

les échantillons de l'US 6. Les échantillons de l'US 7 sont les mieux triés avec des courbes unimodales à bi-modales. Ainsi, au sein des mêmes faciès, on constate une variabilité granulométrique importante, impliquant des modes de transports et de sédimentation potentiellement différents pour chaque faciès, auxquels s'ajoute l'impact probable des processus post-dépositionnels (bioturbation).

Afin de mieux caractériser les modes de dépôts ainsi que les conditions hydrodynamiques de mise en place des formations, les diagrammes de Passega et de Hjulström ont été réalisés conjointement.

- *Caractérisation des conditions de transport par le diagramme de Passega*

L'image CM de Passega (fig.4.18) obtenue permet de mettre en évidence **(i)** le mauvais tri des échantillons, par le décalage entre le nuage de points et l'image CM théorique, et **(ii)** l'existence de quatre enveloppes, indépendantes des faciès observés sur le terrain. Trois enveloppes sont localisées sur les segments RS'', SR et RS' et concernent principalement les échantillons prélevés au sein des unités 2, 3 et 7.

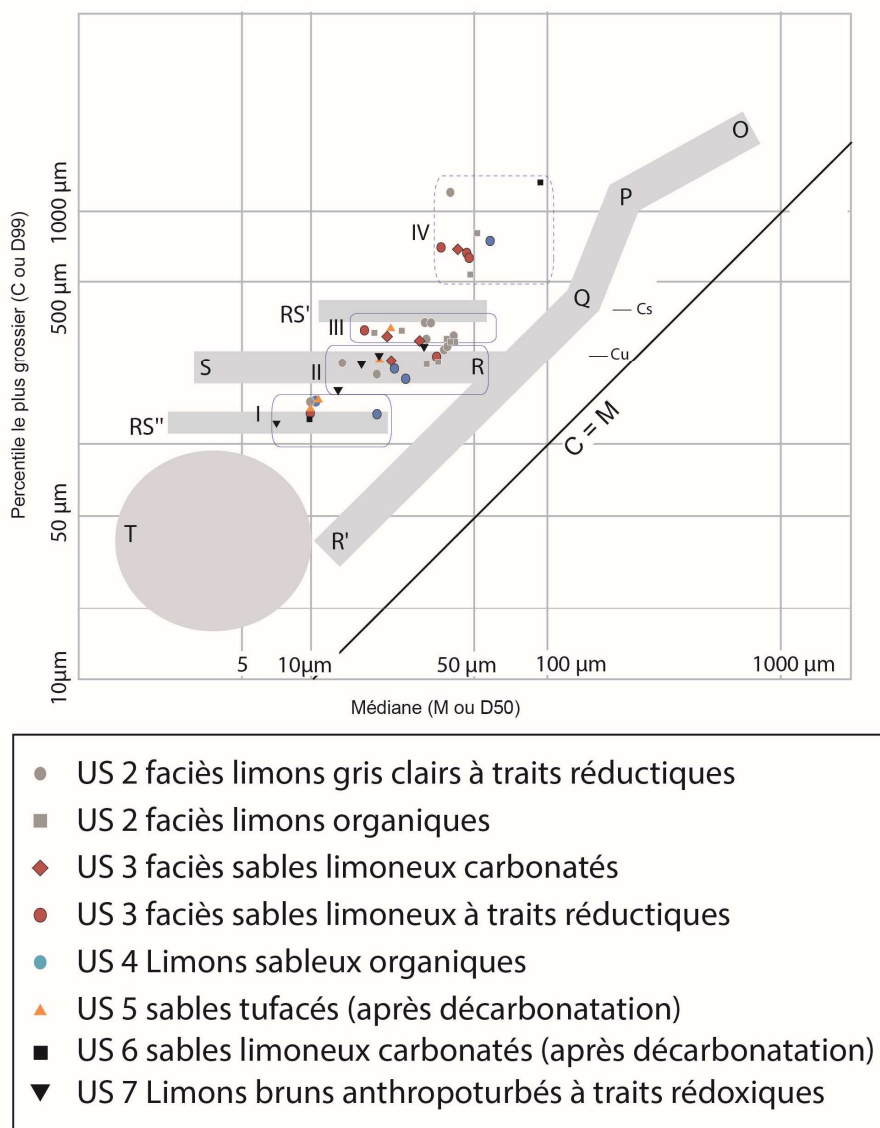


Figure 4. 18 : Image CM de Passega des échantillons de Brionne, réalisée à partir des analyses granulométriques. Les faciès sont issus des descriptions de terrain

Le segment RS correspond à un mode de transport en suspension uniforme, où la turbulence de fond n'est pas suffisante pour permettre le classement des particules. Les échantillons présents le long de ce segment (groupe 2) proviennent principalement des unités 2, 4 et 7. Leur percentile reste stable (entre 200 et 300 µm) tandis que la médiane varie (entre 12 et 39 µm). Le groupe 3, parallèle au segment RS', indiquent également un mode de transport et de dépôt par suspension uniforme, mais plus énergétique que pour le groupe 2. Il comprend principalement les sédiments provenant de l'unité 2 et de l'unité 3. Le groupe 1, comprenant les échantillons localisés le long du segment RS'' indique que ces sédiments se mettent en place par suspension

uniforme peu énergétique. Ainsi, ils dérivent de processus de débordement, liés à un hydrodynamisme moins énergétique que pour les segments RS et RS'. Cette signature hydrodynamique se retrouve dans l'ensemble des unités.

La quatrième enveloppe (groupe 4) est localisée à gauche de l'axe QP et comprend un groupe d'échantillons issus de l'US 3, ainsi que quelques échantillons prélevés au sein de l'unité 2. Cette enveloppe contient également un échantillon provenant de l'US 4 et un échantillon prélevé dans les sables limoneux carbonatés de l'US 6. Ils résultent ainsi d'un transport majoritairement par suspension graduée et témoignent d'un mélange d'influences et d'un hydrodynamisme plus élevé que pour les groupes 1 à 3. Leur médiane varie entre 40 et 100 μm , tandis que le percentile supérieur est compris entre 470 et 1100 μm .

Outre ces observations, on remarque que les échantillons de l'unité 7, la plus récente constituée de limons bruns à traits rédoxiques, présentent une répartition au sein de l'enveloppe RS, mais qui se positionne également parallèlement à l'axe R'Q. Pour les sédiments de cette unité, la médiane (D50) est comprise entre 7 et 25 μm et le D99 entre 120 et 200 μm . La variabilité spatiale des signatures granulométriques au sein des lits fluviaux est influencée par le gradient longitudinal au sein des lits fluviaux, et a été mise en évidence dans le cadre d'études sédimentologiques récentes (Brousse et Arnaud-Fassetta 2011 ; Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016). Ainsi, le gradient granulométrique de l'unité 7 visible sur l'image CM semble indiquer la mise en place de processus de débordement moins énergiques pour ces dépôts de crues, probablement liés au positionnement plus ou moins distal des coupes dans la plaine alluviale par rapport à l'écoulement principal.

- *Caractérisation du tri des échantillons selon la méthode des moments logarithmiques*

Les données granulométriques et les paramètres de la méthode des moments logarithmiques, obtenus à l'aide du logiciel Gradistat©, ont permis de déterminer pour chaque échantillon une valeur de grain moyen en échelle Phi (une valeur de grain moyen élevée caractérise une granulométrie faible) et un indice de tri (*sorting* noté σ). En confrontant ces deux indices, il est ainsi possible de proposer un regroupement des échantillons selon trois ensembles (fig.4.19).

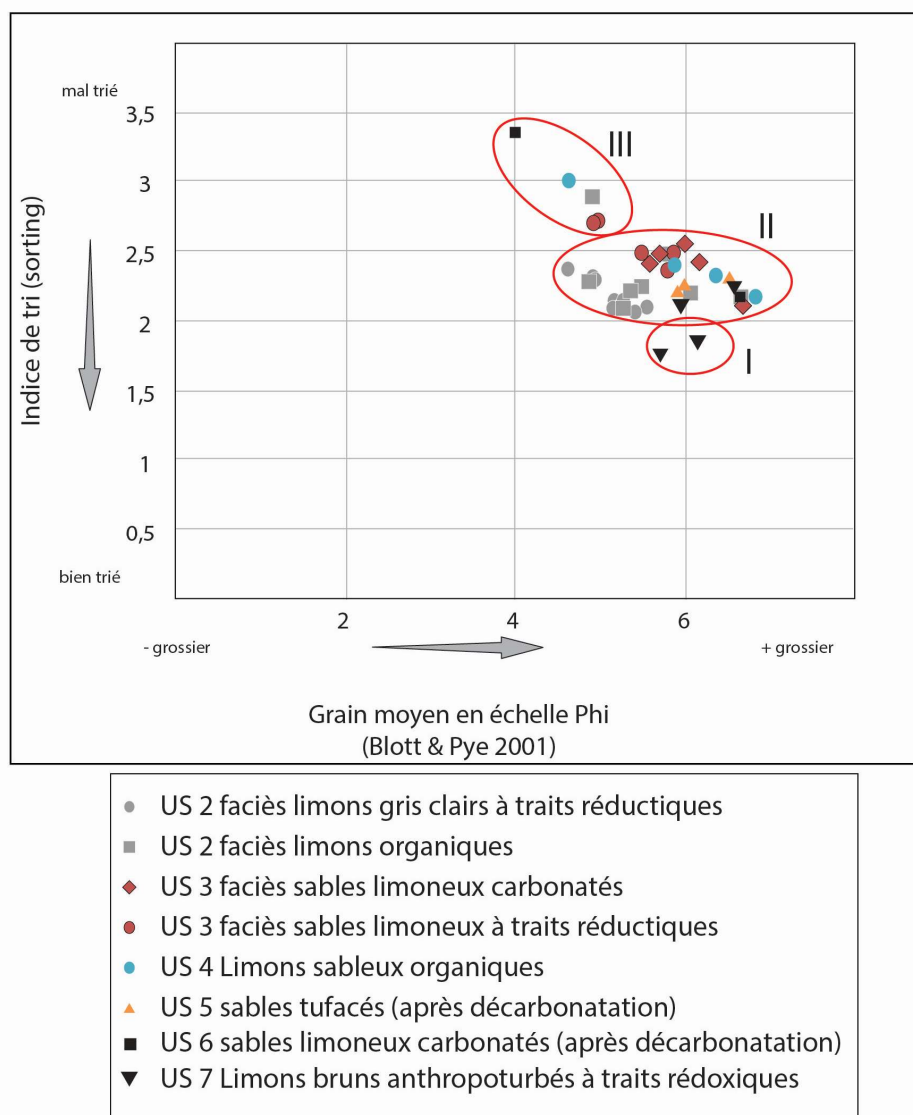


Figure 4. 19 : Regroupement des échantillons de Brionne selon leur taille moyenne (en phi) et l'indice de tri granulométrique (fraction <2 mm). Paramètres calculés selon la méthode des moments logarithmiques (Blott & Pye 2001)

Ces trois groupes d'échantillons sont discriminés selon cette méthode indépendamment des enveloppes identifiables sur l'image CM de Passega. Le groupe I présente les échantillons avec le meilleur tri granulométrique, bien que celui-ci soit mauvais ($1,5 < \sigma < 2$: *poorly sorted*, Blott & Pye 2001). Il regroupe les sédiments issus de l'unité 7, les limons bruns à traits rédoxiques. Le second groupe rassemble l'intégralité des échantillons issus du faciès limoneux gris à traits réductiques (US 2), à la base des séquences. De même, les échantillons provenant du faciès limoneux organique (US 2), des faciès sableux des unités 3 et 4 et quelques échantillons issus des sables tufacés (après décarbonatation) se retrouvent dans cette enveloppe. Ils se

caractérisent également par un très mauvais tri granulométrique ($2 < \sigma < 4$: *very poorly sorted*, Blott & Pye 2001). On observe cependant qu'une discrimination s'opère entre les échantillons de l'US 2 et ceux de l'US 3 : les sédiments de l'US 2 semblent en effet mieux triés que les sables limoneux de l'US 3 et présentent un grain moyen plus important.

Enfin, un troisième groupe a été discriminé, regroupant des échantillons également très mal triés, avec un indice de tri compris entre 2,5 et 3,5 ($2 < \sigma < 4$: *very poorly sorted*, Blott & Pye 2001). Leur grain moyen est également plus grossier que les sédiments des groupes 1 et 2 (entre 3 et 4 en échelle phi).

- *Caractérisation des vitesses d'érosion et de dépôt par le diagramme de Hjulström*

L'utilisation du diagramme de Hjulström (fig.4.20) permet de déterminer les vitesses de courant (en cm/s) nécessaires pour le dépôt (vitesses maximales), le transport et l'érosion (vitesses minimales) des particules issues de chaque faciès pédosédimentaires. Il a été réalisé à partir du percentile 95 pour chaque échantillon issu des unités 2 à 6 analysé au granulomètre laser. Trois groupes ont été identifiés pour les échantillons prélevés sur les différents faciès du site. Le premier groupe est caractérisé par les échantillons à faible vitesse de sédimentation. Le second groupe présente des vitesses plus fortes pour la mobilisation et le dépôt des sédiments, tandis que le troisième groupe indique les vitesses minimales les plus élevées nécessaires pour l'érosion et maximales pour le dépôt des échantillons. Ces données sont également synthétisées dans le tableau 4.1.

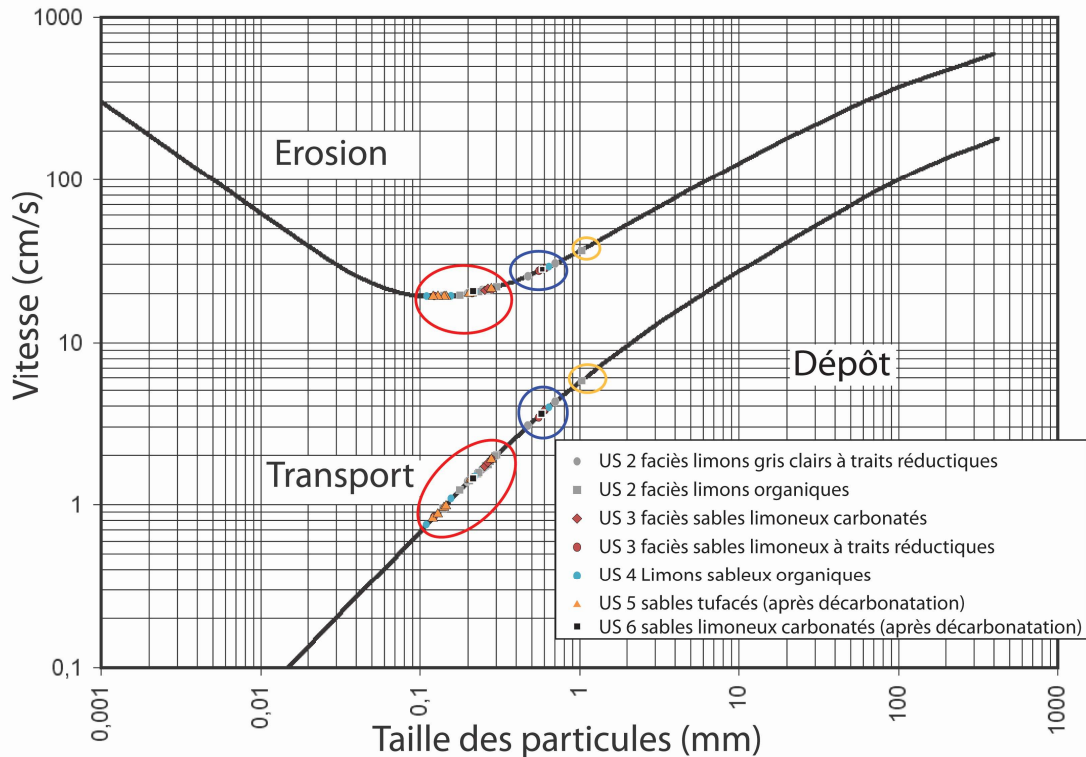


Figure 4. 20 : Utilisation du diagramme de Hjulström et détermination des vitesses d'érosion, transport et sédimentations des échantillons du site de Brionne. Trois enveloppes se démarquent. L'enveloppe 1 (en rouge) contient principalement les échantillons issus des unités 2, 4 et 5. L'enveloppe du groupe 2 en bleu comprend principalement les échantillons issus de l'unité 3 (sables limoneux plus ou moins carbonatés) et l'enveloppe du groupe 3 (en orange) contient un échantillon de l'US 2 mal trié.

Les échantillons issus du groupe 1, en rouge (fig.4.20) sont principalement issus des unités 2, 4 et 5. La vitesse maximale nécessaire pour leur dépôt est inférieure à 2 cm.s^{-1} , et la vitesse minimale de courant nécessaire à leur érosion est d'environ 20 cm.s^{-1} . Les échantillons du groupe 2, constitués des sables limoneux de l'unité 3 ainsi que de quelques échantillons issus de l'interface entre l'unité 2 et 3, ont nécessité des vitesses comprises entre $3 \text{ et } 5 \text{ cm.s}^{-1}$ pour leur mise en place et entre $20 \text{ et } 30 \text{ cm.s}^{-1}$ pour leur érosion. Enfin, l'enveloppe 3 n'est constituée que d'un seul échantillon, provenant de l'US 2 (faciès limoneux organique). Mal triées, les particules de cet échantillon nécessitent des vitesses de courant d'environ 5 cm.s^{-1} pour sédimenter et de près de 40 cm.s^{-1} pour être érodées.

Tableau 4. 1 : Vitesse d'érosion et de sédimentation des dépôts de Brionne par US et faciès selon les trois groupes du diagramme de Hjulström

Groupe	US	Faciès	Vitesse d'érosion (cm/s)	Vitesse de sédimentation (cm/s)
Groupe I	US 2	Limons gris clair à traits réductiques	20 - 22	1,5 - 1,8
	US 2	Limons organiques	20 - 23	0,95 - 2
	US 3	Sables limoneux à traits réductiques	20 - 21	0,85 - 1,9
	US 3	Sables carbonatés	21	1,8 - 1,9
	US4	Limons sableux organiques	20	0,75 - 1,7
	US 5	Sables tufacés	27 - 29	0,8 - 1,9
	US 6	Sables limoneux carbonatés à traits réductiques	20,1	1,6
Groupe II	US 2	Limons gris clair à traits réductiques	26 - 31	3 - 4,5
	US 3	Sables limoneux à traits réductiques	28	3,8
	US 3	Sables carbonatés	27 - 29	3,5 - 4
	US 4	Limons sableux organiques	28	3,9
	US 6	Sables limoneux carbonatés à traits réductiques	28	3,7
Groupe III	US 2	Limons organiques	37	5,7

Ainsi, l'ensemble des analyses granulométriques effectuées sur les échantillons issus de l'unité 2 ne permettent pas d'en discriminer les faciès. Les limons à traits réductiques et les limons organiques de l'unité 2 semblent globalement présenter les mêmes caractéristiques texturales (sédiment limono-sableux), ainsi qu'un très mauvais tri. De même, les modes de dépôts impliquent un transport par suspension uniforme pour la majorité de ces échantillons. Les deux faciès des sédiments sablo-limoneux de l'unité 3 présentent également des caractéristiques granulométriques similaires, à savoir un très mauvais indice de tri et un mode de transport nécessitant un hydrodynamisme plus important.

3.1.2. Résultats des mesures de susceptibilité magnétique

Réalisées conjointement avec les analyses granulométriques, les mesures de susceptibilité magnétique ont révélé des valeurs relativement faibles pour les unités localisées stratigraphiquement sous les occupations antiques (unités 2 à 6, tableau 4.2). Les dépôts de

l'unité 2 présentent des valeurs faibles, inférieures à 30×10^{-6} SI, mais indiquent toutefois la possible présence de fer sous forme réduite, liée à la mise en place de l'horizon Gr d'un réductisol, tandis que les unités 3 à 5 présentent des valeurs de susceptibilité magnétiques très faibles, proches de 10×10^{-6} SI. Les niveaux anthropoturbés (US 7 et comblement des structures en creux gallo-romaines) ainsi que les dépôts organiques constituant l'unité 4 (observable sur la coupe CP1) présentent des pics manifestes du signal magnétique, supérieurs à 60×10^{-6} SI et pouvant atteindre 440×10^{-6} SI. Ces pics sont probablement à mettre en relation avec l'activité anthropique et les processus d'anthropoturbation du sédiment. En effet, la susceptibilité magnétique est reconnue comme un marqueur fort de l'anthropisation des sols, les activités humaines modifiant la teneur et la composition des oxydes et hydroxydes de fer, ainsi que leur propriétés magnétiques (Dearing 1994 ; Mathé et Lévêque 2003 ; Hulin *et al.* 2012).

Tableau 4. 2 : Mesures de susceptibilité magnétique réalisées en LF sur le log CP3L3 (unité 10^{-6} SI)

Coupe	Profondeur	US	SI Valeur 10^{-6}
CP3L3	40-45	Ap	$212,1 \times 10^{-6}$
CP3L3	58-64	Ap	$439,3 \times 10^{-6}$
CP3L3	75-80	Ap	$329,7 \times 10^{-6}$
CP3L3	100-105	Ap	$62,1 \times 10^{-6}$
CP3L3	110-115	6	$11,4 \times 10^{-6}$
CP3L3	123-127	6	$13,7 \times 10^{-6}$
CP3L3	135-140	5	$11,3 \times 10^{-6}$
CP3L3	153-156	5	$3,9 \times 10^{-6}$
CP3L3	157-160	5	$10,6 \times 10^{-6}$
CP3L3	170-175	3	$10,2 \times 10^{-6}$
CP3L3	175-180	2	$27,3 \times 10^{-6}$
CP3L3	185-190	2	$29,2 \times 10^{-6}$

3.1.3. Résultats du dosage de la matière organique

Afin de mieux caractériser et discriminer les faciès à traits réductiques (US 2, US 3) et les faciès organiques (US 4), des analyses de dosage de la matière organique ont été réalisées. Elles ont permis d'une part de déterminer le taux de carbone organique et d'autre part le taux de carbone inorganique (carbonates). Les échantillons prélevés au sein des coupes CP1 et CP3 ont fait l'objet de mesures de la matière organique à l'aide d'un analyseur CHN et du pourcentage de CaCO_3 à l'aide du calcimètre de Bernard. De plus, le rapport C/N a également été calculé afin de déterminer le degré d'évolution de la matière organique ainsi que ses facilités de

décomposition (Gagnard *et al.* 1988 ; Baize *et al.* 2009) en fonction des dépôts identifiés. L'ensemble de ces données est synthétisé dans le tableau 4.3.

Tableau 4.3 : Dosage du carbone organique, du carbone total, de l'azote et rapport C/N des échantillons du site de Brionne.

Echantillon (coupe, log, profondeur en cm)	US	Faciès	% N t	% C t	% C org	% CaCO ₃	Rapport C/N
CP1 L2 100-105	2	Limons gris clair à traits réductiques	0,028	3,98	0,19	31,6	6,59
CP1 L3 90-95	2	Limons gris clair à traits réductiques	0,029	3,21	0,24	24,7	8,46
CP1 L5 70-75	2	Limons gris clair à traits réductiques	0,027	3,07	0,26	23,5	9,39
CP1 L5 90-95	2	Limons gris clair à traits réductiques	0,027	3,50	0,25	27,1	9,20
CP3L1 217-223	2	Limons gris clair à traits réductiques	0,024	3,28	0,06	26,9	2,46
CP1 L5 50-55	2	Limons organiques	0,048	5,28	0,45	40,2	9,36
CP3 L2 158-161	2	Limons organiques	0,045	11,14	0,50	88,7	11,08
CP3 L3 162-167	2	Limons organiques	0,043	10,42	0,40	83,5	9,21
CP3L3 185-190	2	Limons organiques	0,030	2,67	0,26	20,1	8,67
CP1L3 70-73	2	Limons organiques	0,039	4,21	0,33	32,3	8,52
CP3L3 175-180	2	Limons organiques	0,037	2,57	0,31	18,9	8,43
CP3L3 170	2	Limons organiques	0,058	6,23	0,80	45,3	13,83
CP3L3 190-195	2	Limons organiques	0,030	2,45	0,27	18,2	8,86
CP1 L2 78-83	3	Sables limoneux à traits réductiques	0,036	3,39	0,29	25,8	7,92
CP1L2 67-72	3	Sables limoneux à traits réductiques	0,038	2,87	0,33	21,2	8,70
CP1 L2 35-39	3	Sables carbonatés	0,041	12,27	0,36	99,2	8,72
CP3 L2 148-150	3	Sables carbonatés	0,047	11,99	0,64	94,6	13,73
CP3 L1 160-165	3	Sables carbonatés	0,033	12,32	0,45	98,9	13,73
CP3 L1 170-175	3	Sable carbonaté	0,051	10,95	0,79	84,6	15,44
CP3 L3 157-160	3	Sables carbonatés	0,037	11,54	0,37	93,0	10,09
CP1 L3 5-10	4	Limons sableux organiques	0,096	12,23	2,02	85,0	21,00
CP3 L3 145-150	5	Tufs et sables tufacés	0,045	11,98	0,44	96,2	9,67
CP3 L3 153-156	5	Tufs et sables tufacés	0,037	11,78	0,38	95,0	10,29
CP3L3 135-140	5	Tufs et sables tufacés	0,039	11,79	0,44	94,5	11,38
CP3L3 110-115	6	Sables limoneux carbonatés	0,068	12,15	1,17	91,5	17,29
CP3 L3 125-127	6	Sables limoneux carbonatés	0,048	11,85	0,60	93,8	12,39
CP3 L3 58-64	7	Limons bruns anthropoturbés	0,195	2,54	1,73	6,7	8,89
CP3L3 75-80	7	Limons bruns anthropoturbés	0,090	6,92	0,94	49,8	10,43
CP3L3 40-45	7	Limons bruns anthropoturbés	0,210	2,33	1,85	4,0	8,80
CP3L3 100-105	7	Limons bruns anthropoturbés	0,072	11,21	1,06	84,7	14,70

En jaune : taux de carbone organique > 2%. En jaune pâle : taux de carbone organique compris entre 1 et 2 %.
 En rouge : taux de CaCO₃ > 90% En rouge pâle : taux de CaCO₃ compris entre 80 et 90%. En orange : rapport C/N > 12 (mauvaise décomposition de la MO, Gagnard *et al.* 1988)

Les résultats obtenus montrent, outre la forte proportion de carbonates dans les sédiments de l'US 2 et des unités de sables carbonatés (US 3) et tufacés (US 5), que l'unité 2 ne présente que peu de carbone organique, même au sein du faciès limoneux gris foncé « organique », contrairement à ce que l'observation sur le terrain laissait supposer (carbone organique inférieur à 1%). Toutefois, dans les horizons A de surface, la teneur en carbone organique est comprise entre 0,5 et 1,7 à 2% selon les seuils indicatifs mesurés par analyse élémentaire (Baize *et al.* 2008). La couleur de ces unités caractérisées par leurs traits réductiques (coloration gris bleuté pour le faciès gris foncé de l'US 2) et leur faible proportion de carbone organique pourrait être mise en relation avec les processus post-dépositionnels tels que la pédogenèse et la mise en place d'un paléo-réductisol, l'accumulation de matière organique n'étant que mineure. Le seul échantillon ayant révélé un taux de carbone organique supérieur à 2% est issu de l'unité 4, identifiée sur le terrain comme étant un sédiment sablo-limoneux organique, pouvant résulter du comblement d'une zone palustre. La forte proportion de CaCO₃ également contenue dans cette unité (près de 85%) suggère une présence importante de nodules tufacés remaniés au sein du comblement.

Les échantillons présentant des valeurs de carbone organique comprises entre 1 et 2% proviennent principalement des alluvions modernes/contemporaines de l'unité 7, présentant de nombreuses traces d'anthropoturbation et de remaniements anthropiques (labours).

Les échantillons présentant un rapport C/N (où C correspond au carbone organique et non au carbone total) supérieur à 12 témoignent d'une mauvaise décomposition de la matière organique (Gagnard *et al.* 1988). Il s'agit principalement d'une partie des échantillons issus du faciès de sables carbonatés (US 3), de l'échantillon de l'unité 4 (également plus riche en carbone organique), ainsi que de quelques échantillons issus des faciès de tufs ou sables tufacés (US 5). Enfin, les échantillons issus des limons bruns sableux (US 7) présentent également des rapports C/N élevés, à mettre en relation avec les valeurs de carbone organique supérieures à 1%.

Les dosages des carbonates obtenus sur les unités 3, 5 et 6 mettent en avant le fort pourcentage de CaCO₃ au sein de ces dépôts, compris entre 84 et 99%. Cela permet de supposer une précipitation secondaire des carbonates, puisque les dépôts tufacés non remaniés sont constitués à plus de 95% de calcite (Pentecost 2005 ; Andrews 2006 ; Dabkowski 2014), sans toutefois exclure l'apport de particules carbonatées (détritisme, accumulation de sables carbonatés). En complément de ces dosages de la matière organique, des mesures de perte au feu ont été

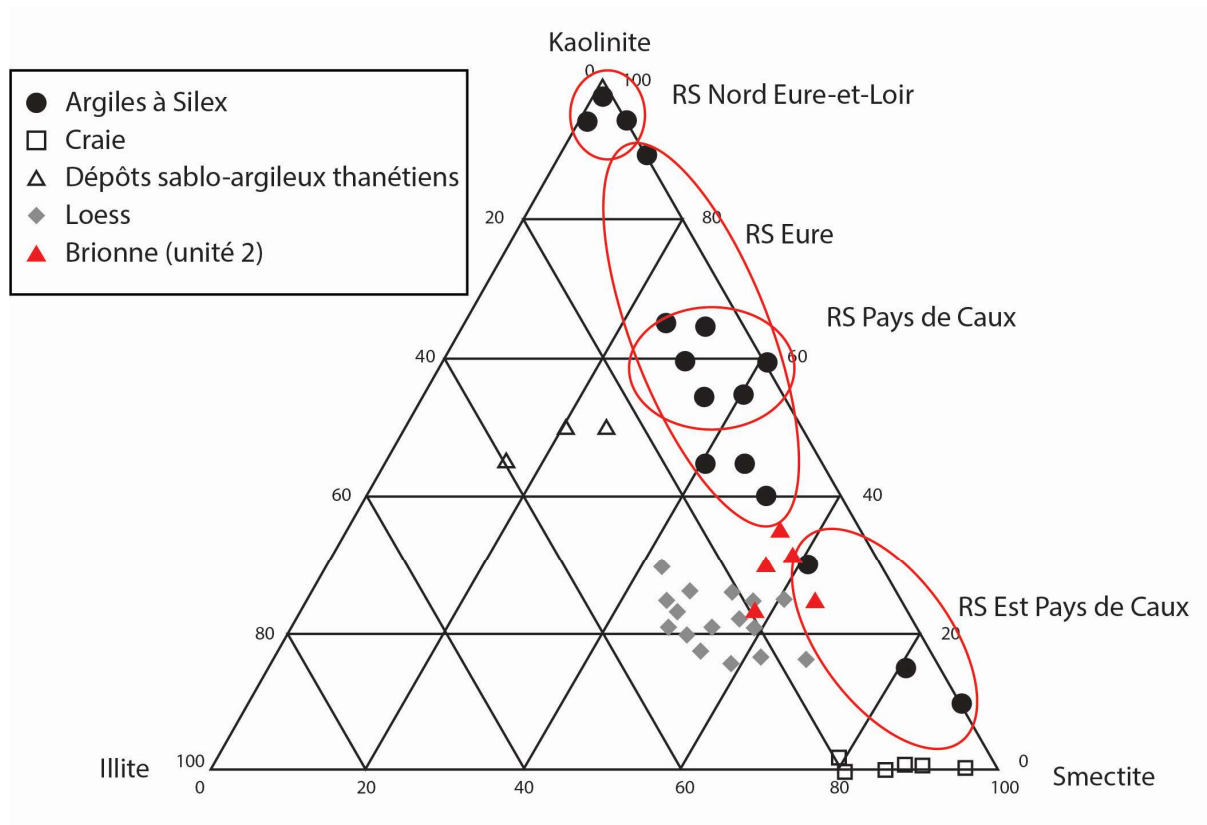
réalisées sur la séquence sédimentaire du log 2 de la coupe 1. La perte au feu quantifie la perte de masse des échantillons après une combustion (calcination) à 1100°C (tableau 4.4). Les données mettent en avant la faible perte de masse enregistrée pour les échantillons issus de l'unité 2 (faciès limoneux « organique » et faciès limoneux à traits réductiques). *A contrario*, les données les plus élevées concernent les échantillons fortement carbonatés (US 3).

Tableau 4. 4 : Mesures de perte au feu (combustion à 1100°C) pour la séquence CP1L2 de Brionne

Echantillon	Profondeur (cm)	US	Faciès	Perte au feu (%)
CP1 L2 E1	35-39	3	Sables carbonatés	42,93
CP1L2 E2	44-47	3	Sables carbonatés	43,04
CP1L2 E3	51-56	3	Sables limoneux à traits réductiques	35,31
CP1L2 E4	67-72	2	Limons organiques	13,32
CP1L2 E5	78-83	2	Limons organiques	13,59
CP1L2 E6	89-94	2	Limons gris à traits réductiques	15,31
CP1L2 E7	100-105	2	limons gris à traits réductiques	16,33

3.2. Résultats des analyses minéralogiques et géochimiques

Les mesures de diffractométrie des rayons X (DRX) effectuées sur la fraction argileuse de cinq échantillons issus de l'unité 2 (coupe CP1) ont permis de quantifier les proportions de kaolinite, d'illite et de smectite présentes dans ces dépôts. Les signatures minéralogiques de l'unité 2 ont ensuite été comparées aux signatures régionales connues (Laignel 2003 ; Sechi 2012 ; Chedeville 2015, fig.4.21).



**Figure 4. 21 : Signatures minéralogiques (cortège argileux) des échantillons de l'unité 2 (coupe CP1) de Brionne, comparées aux signatures régionales des formations superficielles (complété d'après Laignel 2003).
RS : Argiles à silex**

Parallèlement à ces analyses, la détermination des éléments majeurs (aluminium, fer et silice) par la méthode ICP-OES a été réalisée (la totalité des échantillons analysés en géochimie provient du log 2 de la coupe 1). Ces résultats ont ensuite été confrontés aux données connues pour la région (Laignel 2003 ; Sechi 2012) afin de compléter ceux obtenus par la méthode DRX et ainsi préciser le *sourcing* sédimentaire (fig.4.22).

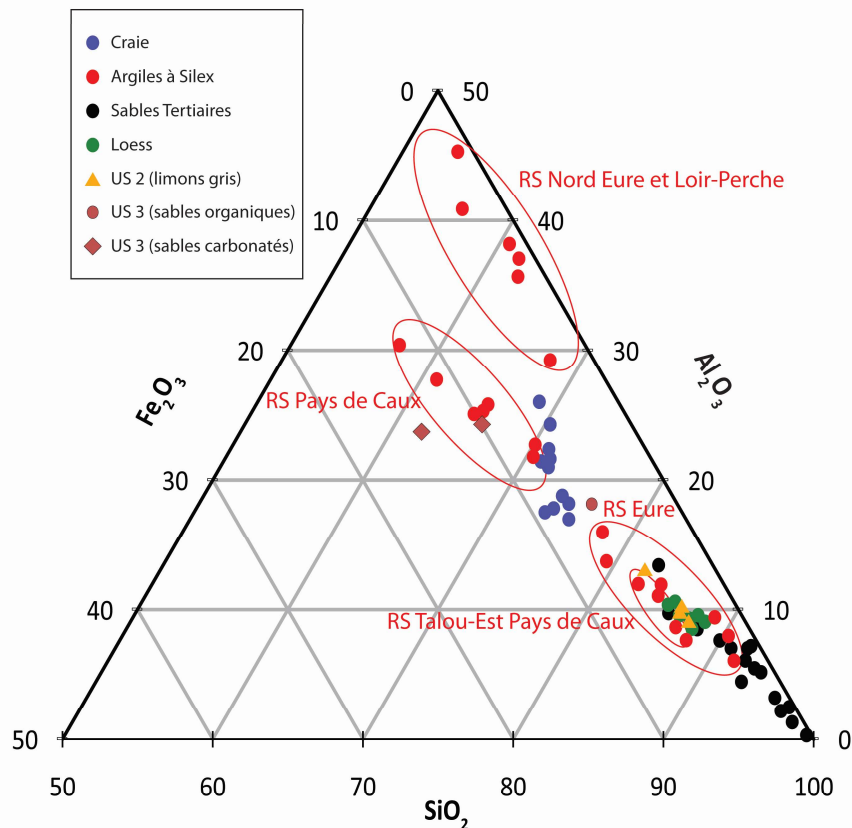


Figure 4. 22 : Signatures géochimiques des éléments majeurs des échantillons des unités 2 et 3 (coupe CPI, log 2) de Brionne, comparées aux signatures régionales des formations superficielles (complété d'après Laignel 2003). RS : Argiles à silex.

Les résultats des mesures des signatures minéralogiques par DRX mettent en avant une signature proche de celle des lœss et des formations résiduelles à silex ainsi que d'une partie des sables tertiaires pour les échantillons issus des deux faciès de l'unité 2. Les résultats sont également similaires lorsque l'on observe les signatures géochimiques des éléments majeurs (aluminium, fer et silice) de ces mêmes faciès. Les échantillons de l'unité 3 présentent quant à eux une signature à rapprocher des argiles à silex sub-affleurantes dans le bassin versant du Ru des Fontaines, ainsi qu'une signature proche des craies crétacées qui affleurent sur les versants de la Risle. L'analyse ayant porté sur plusieurs éléments majeurs, et non seulement sur l'aluminium, la silice et le fer, il est possible d'observer les taux élevés d'oxyde de calcium (CaO) au sein des unités et les variations plus importantes des carbonates pour les échantillons prélevés dans l'unité 3 (fig.4.23).

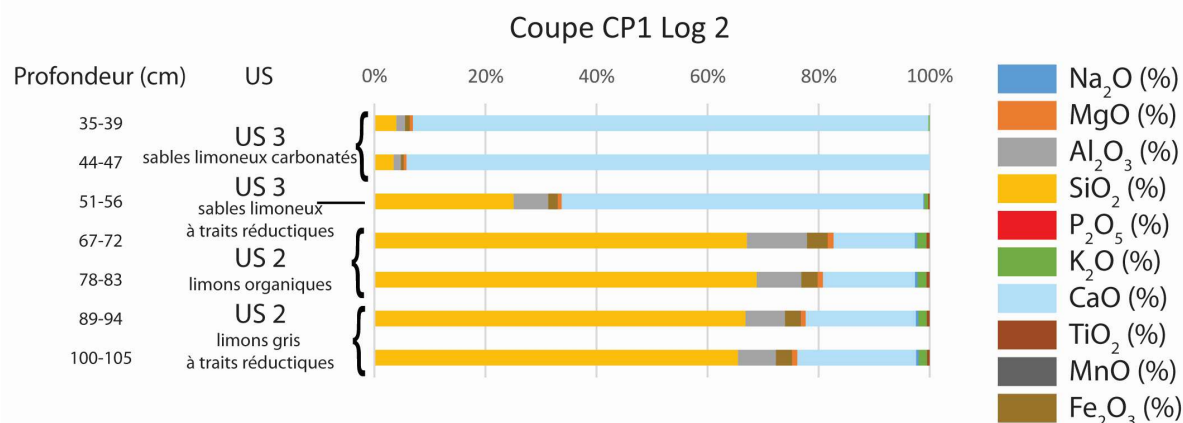


Figure 4. 23 : Signatures géochimiques pour neuf éléments majeurs pour les échantillons de la coupe CP1 L2 par unité et faciès sédimentaire en fréquences cumulées (faciès issu des descriptions de terrain)

3.3. Résultats d'analyses des isotopes stables des tufs calcaires

Afin de caractériser plus finement les dépôts tufacés de l'unité 5 et de les comparer aux résultats existants pour les édifices tufacés holocènes à l'échelle du Nord-Ouest européen (Garnett *et al.* 2004 ; Andrews 2006 ; Dabkowski 2014), des mesures des isotopes stables de l'oxygène et du carbone, $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$, ont été réalisées. Ces isotopes stables sont des indicateurs paléoclimatiques régulièrement utilisés sur les séquences tufacées pour déterminer la variabilité des températures ($\delta^{18}\text{O}$) et de l'humidité ($\delta^{13}\text{C}$) au cours de la construction des édifices (Garnett *et al.* 2004, 2006 ; Andrews 2006 ; Dabkowski *et al.* 2010, 2011, 2012 ; Dabkowski 2014). Des valeurs faibles de $\delta^{13}\text{C}$ soulignent que l'activité bio-pédologique et la végétation (matière organique des sols) induisent une mise en solution des carbonates, tandis que des valeurs élevées de $\delta^{13}\text{C}$ témoignent d'une dissolution des carbonates au sein des aquifères (Andrews *et al.* 1993 ; Garnett *et al.* 2004 ; Andrews 2006). Trois tests de mesure des isotopes stables, $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$, ont été réalisés sur des échantillons tufacés (tableau 4.5), localisés sur les coupes 1 (fragment de tuf induré au sommet du log 7), 3 (log 3) et 5 (log 1, faciès « tuf à tubes »). Ces mesures uniques ont été réalisées par J. Andrews et le Laboratoire d'Isotopes Stables de l'Université d'East Anglia à Norwich (Angleterre), et permettent de déduire l'humidité et la température relative ayant permis la mise en place de ce dépôt. La méthodologie adoptée par le laboratoire est la suivante : après destruction de la matière organique pouvant être présente au sein de l'échantillon tufacé, l'analyse isotopique est réalisée sur le CO_2 produit par la réaction entre le tuf inorganique (environ $100\mu\text{g}$) et l'acide phosphorique anhydre (H_3PO_4). Les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont ensuite mesurés par spectrométrie de masse.

Tableau 4. 5 : Résultats d'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone sur les tufs de Brionne. Les données sont exprimées en VPDB³

Coupe	Log	US	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
CP1	Log 7	5	-5,24	-9,51
CP3	Log 3	5	-4,69	-9,03
CP5	Log 1	5	-4,95	-10,37

Ces mesures isotopiques n'ayant été réalisées que sur trois échantillons (la séquence tufacée de Brionne n'étant pas continue, et la puissance stratigraphique des tufs indurés n'étant pas supérieure à 20 centimètres), il est difficile d'exploiter profondément ces résultats, comme cela a été effectué sur de nombreuses séquences tufacées holocènes et pléistocènes du Nord-Ouest européen (Andrews 2006 ; Dabkowski *et al.* 2010, 2011, 2012 ; Limondin-Lozouet *et al.* 2013). Néanmoins, ces données nous permettent d'obtenir des valeurs relatives de température et d'humidité corrélables avec celles des tufs européens (Thorpse *et al.* 1980 ; Andrews *et al.* 1994 ; Janssen et Swennen 1997 ; Garnett *et al.* 2004 ; Andrews 2006, fig.4.24).

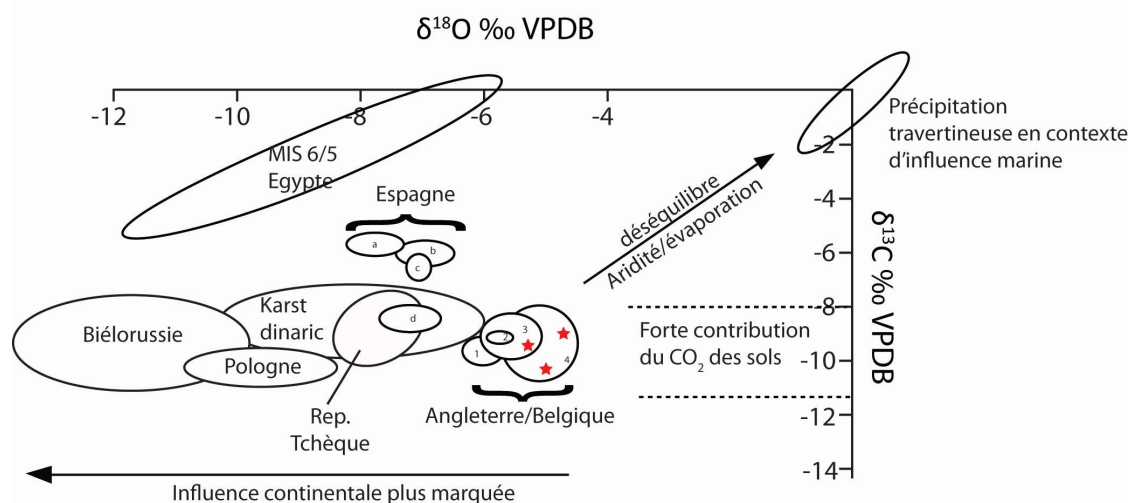


Figure 4. 24 : Comparaison des $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des tufs de Brionne (étoiles rouges) et des tufs quaternaires et holocènes européens (complété d'après Andrews 2006). Données : Biélorussie : Makhnach *et al.* 2004, Pologne : Pazdur *et al.* 1988, Karst dinarique : Horvatincic *et al.* 2003, République Tchèque : Zak *et al.* 2002, UK/Belgique : 1. Andrews *et al.* 1994, 2. Thorpe *et al.* 1980, 3. Janssen et Swennen 1997, 4. Garnett *et al.* 2004, Espagne : a. Peña *et al.* 2000, b. Sancho *et al.* 1997, c. Arenas *et al.* 2000, d. Andrews *et al.* 2000, Egypte : Smith *et al.* 2004, Travertins en contexte d'influence marine : Flinn et Pentecost 1995, données synthétisées par Andrews 2006. L'influence continentale est marquée par une chute des $\delta^{18}\text{O}$ pour les tufs de la partie centrale de l'Europe.

Les résultats des analyses des isotopes stables obtenus sur le tuf de Brionne (tableau 4.5) sont ainsi comparables aux données obtenues sur les tufs holocènes britanniques et belges. Les

³ Vienna Pee Dee Belemnite, standard de référence international pour les isotopes du carbone et de l'oxygène. Indique la normalisation des données par rapport à ce standard.

données obtenues sur les $\delta^{13}\text{C}$ des tufs du Nord-Ouest européen montrent une influence importante des carbonates contenus dans les sols et la végétation sur les processus de précipitation (Andrews 2006). Cela semble également être le cas pour le tuf de Brionne, dont la carbonatation est corrélable à cette variation du $\delta^{13}\text{C}$ à l'échelle du Nord-Ouest européen.

3.4. Observations micromorphologiques

Sept blocs micromorphologiques ont été prélevés sur le site de Brionne et ont permis de réaliser des lames minces (tableau 4.6) pour l'identification des traits bio-pédologiques de certaines unités pédosédimentaires. Six d'entre eux proviennent de la coupe CP 5, localisée sur la berme occidentale de l'emprise de fouille (fig.4.12), tandis que la septième lame mince a été réalisée à partir d'un bloc de tuf induré au faciès stromatolithique prélevé au sommet du log 7 de la coupe CP1 (fig.4.10). L'observation et la description ont principalement porté sur les traits calcitiques prépondérants dans les archives pédo-sédimentaires de Brionne en raison de la présence de dépôts tufacés et d'un environnement riche en carbonates. Ces observations et leurs interprétations sont synthétisées dans le tableau 4.7.

Tableau 4. 6 : Prélèvements micromorphologiques réalisés sur le site de Brionne et faciès pédo-sédimentaires macroscopiques associés

Identification de lame	Coupe	US	Faciès macroscopique
M1	CP 5	6	Sables carbonaté
M2	CP 5	5	Tufs sableux
M3	CP 5	4/5	Interface limons sableux organiques/tufs sableux
M4	CP 5	3/4	Interface sables carbonatés/limons sableux organiques
M5	CP 5	2/3	Interface limons gris à traits réductiques et tuf
M6	CP 5	2	Limons gris foncés
MT	CP1L7	5	Tufs induré

Tableau 4. 7 : Description synthétique macroscopique et microscopique des unités pédo-sédimentaires de Brionne

US	Faciès	Observations macroscopiques	Lames prélevées	Observations micromorphologiques	Interprétations micromorphologiques
US 2	Limons gris clair à traits réductiques	Limon à limon argileux à traits réductiques, gris clair (7,5YR 7/1), structure massive, peu de traces de bioturbations	Base M5	Matrice fine quartzeuse dominante (peu altérée), nombreux biosphéroïdes calcitiques et bioreliques, vides d'entassement simples et vésicules, oxydes ferriques framboïdes, absence d'éléments organiques.	Apports détritiques silteux, d'origine lœssique, horizon Gr d'un réductisol. Engorgement ponctuel
US 2	Limons « organiques »	Limon à limon argileux à traits réductiques gris foncé (5Y 4/1), structure massive	M6	Matrice fine quartzeuse dominante	Paléo-réductisol développé sur des apports détritiques
US 3	Sables limoneux à traits réductiques et sables carbonatés	Sable à sable limoneux pulvérulent carbonaté, gris à blanchâtre (10Y 8/8), contenant de nombreux nodules tufacés (oolithiques). Structure grumeleuse	Base M4, sommet M5	Matrice micritique/sparitique mêlée à des silts quartzeux (microlitage avec présence de silts ponctuels et glauconite) vides types vésiculaires dans la matrice fine. Encroûtements carbonatés oolithiques et structure vacuolaire. Bioreliques.	Apports détritiques provenant de l'érosion des versants crayeux/craie glauconieuse du Cénomaniens (faciès sables limoneux à traits réductiques) puis premier stade de diagenèse tufacée sur des dépôts terrigènes silteux (sables/pseudo-sables carbonatés), circulation d'eau.
US 4	Limons sableux organiques	Limons sableux à structure grumeleuse, gris foncé à bleuté (5BG 5/1), contenant de nombreuses traces de racines et radicelles.	Sommet M4, Base M3	Matrice silteuse quartzeuse, nombreuses vésicules, nodules et traits rédoxiques. Concrétions oolithiques. Micro-charbons et bioreliques fréquents, matière organique amorphe, racines.	Comblement de petits chenaux, environnement palustre avec présence d'apports détritiques silteux.
US 5	Tufs stromatolithique, sables	Tufs sableux blanchâtres (10Y 8/6), indurés	MT, M2, sommet M3	Matrice micritique, sparitique en bordure de vide. Structure oolithique	Diagenèse en deux temps, cristallisation

	tufacés oolithiques, tufs à oncolithes	ponctuellement (stromatolithes)		et stromalithique, imprégnation ferrugineuse le long des vides, biosphérulites, distribution irrégulière des cristaux au sein de la matrice.	primaire et secondaire : variation dans les conditions géochimiques de précipitation du CaCO ₃
US 6	Sables limoneux carbonatés à traits réductiques	Limons à limons sableux gris à brun foncé (5 YR 5/2), structure massive à polyédrique, fortement bioturbé. Présence de radicelles et racines. Nombreux carbonates	M1	Nombreux traits calcitiques biologique, encroûtement stromatolithiques et structure vacuolaire. Traces de matière organique peu dégradée dans des gaines carbonatées. Matrice micritique/sparitique. Nombreux vides avec revêtements argileux.	Mélange d'apports détritiques et de carbonates. Fin de la précipitation carbonatée ? Ecoulements d'eau dans la formation et illuviation d'argile localisée

Les lames prélevées au sein de l'unité 2 (base lame 5 et lame 6) présentent une porosité fissurale fine et de nombreuses vésicules et vides d'échappements d'air (fig.4.25.A). Ces éléments soulignent l'influence d'engorgements dans un milieu anaérobie. L'unité 2 présente également de nombreux microtraits rédoxiques sous la forme d'imprégnations ferrugineuses et de nodules ferro-manganiques (fig.4.25.B). Des traces d'activité faunique ont également été observées au sein du faciès limoneux « organique » (selon la description macroscopique de terrain) de cette unité. Elles sont principalement caractérisées par des fragments de malacofaune (fig.4.25.D) ainsi que des biosphérulites calcitiques provenant de l'activité des lombrics (fig.4.25C). La présence de ces dernières au sein des niveaux de gleys de toundra a été mise en évidence pour les séquences lœssiques pléistocènes du Nord de la France (Prud'homme *et al.* 2016). Ces biosphéroïdes, observables sous forme de granules de calcite, sont produites par les vers de terre, principalement de la famille des *Lombricidae* (Prud'homme *et al.* 2016) et sont majoritairement excrétés dans la partie supérieure des solums (Canti et Pearce 2003 ; Durand *et al.* 2010 *in* Stoops (dir) 2010 ; Prud'homme *et al.* 2016). Leur présence permet de supposer une reprise de la pédogenèse sur la partie supérieure de l'unité, après la mise en place du dépôt.

La lame 5 permet d'appréhender le contact entre l'unité 2, constituée de limons gris à traits réductiques, et le premier faciès de sable carbonaté (US 3). Si, lors de l'observation macroscopique de la coupe, le contact entre les deux unités semblait franc et marqué, l'interface est également bien délimitée d'un point de vue microscopique. On note ainsi avec le passage de l'unité 2 sous la forme d'un sédiment silteux riche en quartz (fig.4.25.E) contenant quelques

éléments carbonatés à l'unité 3. Cette dernière présente un faciès cristallitique (b-fabric cristallitique) composé de sparites (matrice calcitique cristallitique dont les grains ont un diamètre supérieur à 2 μm et peuvent être individualisés) et de micrites (matrice cristallitique dont les cristaux individuels n'excèdent pas 2 μm de diamètre), au sein desquels on observe de nombreux encroûtements tufacés oolithiques. Elle a également révélé de nombreux minéraux de glauconite, principalement dans la partie supérieure de la lame 5 (fig.4.25.F), identifiables grâce à leur aspect verdâtre en lumière polarisée (XPL) comme en lumière naturelle (PPL). A l'échelle du bassin versant, ces minéraux sont principalement contenus au sein des dépôts de craie du Cénomaniens (fig.4.2), qui affleurent au niveau des versants (Juignet 1971), ce qui permet d'en supposer l'érosion et un remaniement ayant alimenté la mise en place de l'unité 3.

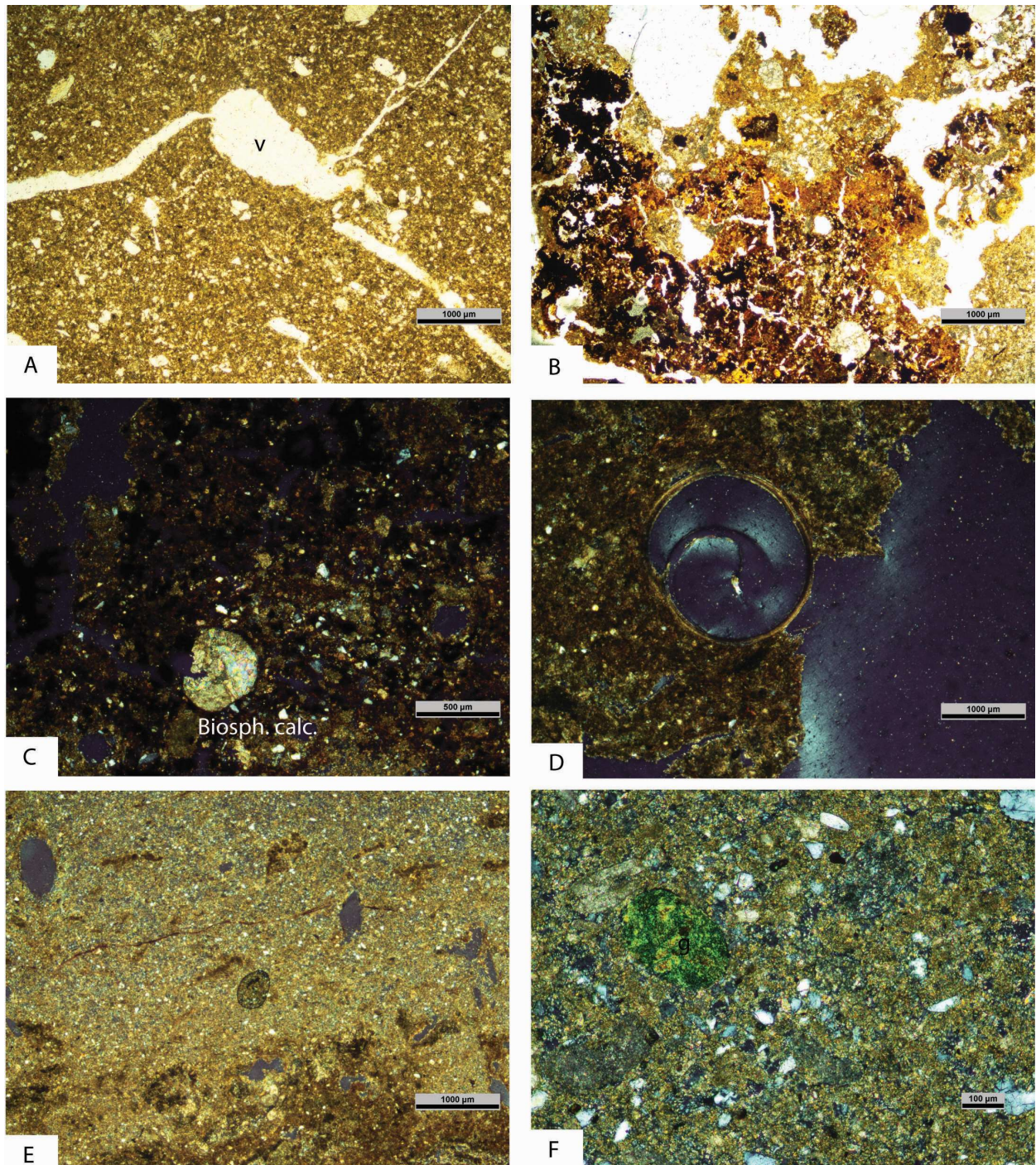


Figure 4. 25 : Observations micromorphologiques réalisées au sein des unités 2 et 3 de Brionne
Légende : A. US 2 Lamé 6 PPL x 2 Vésicule (v) et vides plan (dessiccation, liquéfaction) B. US 2 Lamé 6 PPL x 2 Traits rédoxiques et imprégnations de fer C. US 2 Lamé 6 XPL x 4 Biosphéroïde calcitique dans une matrice silteuse D. US 2 Lamé 5 XPL x 4 Malacofaune E. US 2 Lamé 5 XPL x 2 Matrice silteuse à quartz et vésicules F. US 3 Lamé 5 XPL x 10 Glauconite dans matrice silteuse à quartz

L'unité 4 a été documentée à l'aide des observations effectuées sur la partie supérieure de la lame M4 et la base de la lame M3. Macroscopiquement, cette unité a été définie comme riche en matière organique. Les observations des lames minces confirment la présence de matière organique amorphe mêlée à une matrice silteuse grossière où les quartz dominent. Des microcharbons (fig.4.26.A) ainsi que de nombreux micro-fragments osseux y sont associés (fig.4.26.B). Cette unité présente également plusieurs vides d'entassement complexes, ainsi que des vides de types vésiculaires. Enfin, de nombreux traits rédoxiques ont été observés au sein de cette unité, sous la forme d'imprégnations et de nodules de fer. La partie sommitale de l'unité 4 présente ponctuellement quelques encroûtements stromatolithiques et oolithiques. Des plages d'argiles d'illuviations sont ponctuellement observables dans les vides (fig.4.26.F)

La plupart des faciès tufacés et des sables carbonatés (US 3 et US 5) observés en micromorphologie sont riches en encroûtements oolithiques et stromatolithiques (fig.4.26.C) piégés dans une matrice silteuse et présentant des assemblages de biréfringence (*b-fabric*) à dominante cristallitique (fig.4.26.E et fig.4.26.H). Ces faciès sont également riches en plages calcitiques, de type micritiques (fig.4.26.E) et sparitiques (fig.4.26.G).

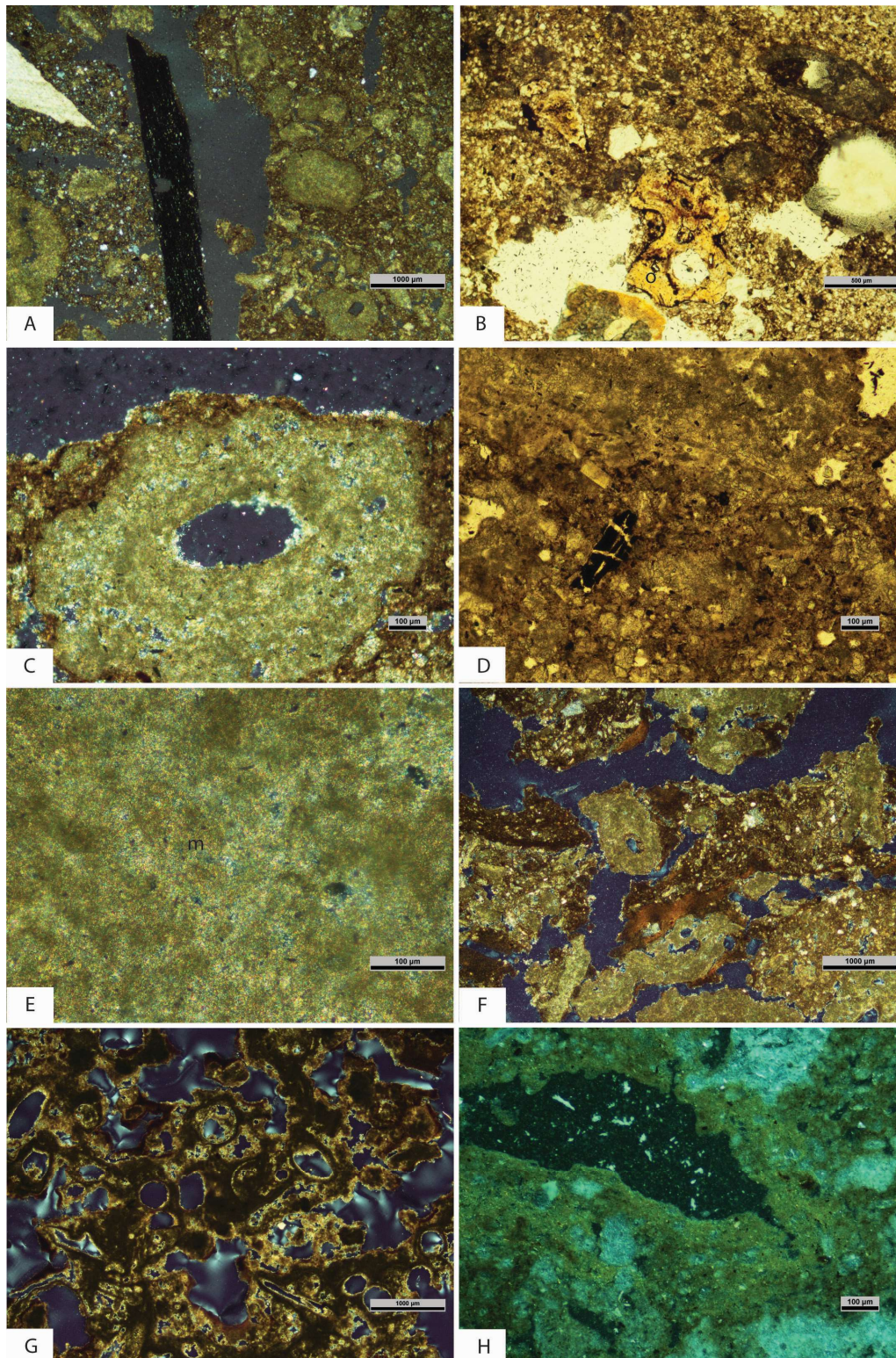


Figure 4. 26 : Observations micromorphologiques des unités 4 et 5 de Brionne

Légende : *A. US 4 Lamé 3 XPL x 2 Charbon B. US 4 lame 3 PPL x 4 Microfragment d'os C. US 5 Lamé 3 XPL x 10 concrétions carbonatées à forme oolithique avec imprégnations d'oxydes de fer D. US 5 Lamé 2 PPL x 10 Microcharbon dans matrice sparitique à structuration circulaire E. US 5 Lamé 2 XPL x 20 Plage micritique (m) F. US 4 Lamé 4, XPL x 2, , argiles illuviales dans matrice sparitique et encroûtement stromatolithique G. US 5 Lamé tuf XPL x 2 Cristallisation micritique dans les vides. H. US 5 Lamé 3 OIL x 10 Revêtement argileux et matrice micritique*

La composante organique semble globalement absente des faciès tufacés (tableau 4.8), majoritairement composés de calcite, à l'exception de quelques encroûtements tufacés développés autour de micro-charbons (fig.4.26.D), de ponctuelles racines calcifiées (tableau 4.8), voire de matière organique amorphe observée au sein des microfaciès micritiques (notamment à la base du fragment de tuf induré sur la lame 7, fig.4.27.D). Le faciès de tuf induré s'avère être composé principalement d'encroûtements oolithiques et à oncolithes (fig.4.27.C). Les vides présentent ponctuellement des remplissages micritiques, bien mis en évidence en lumière oblique incidente (OIL), et se caractérisent par une microfabrique présentant des mosaïques cristallitiques irrégulières. Cette distribution irrégulière des cristaux s'observe principalement avec une transition graduelle entre les zones dominées par la sparite et la micrite et témoignent d'une cristallisation secondaire (Durand *et al.* 2010 *in* Stoops (dir) 2010). De plus, il a été également possible d'observer la présence de quelques remplissages argileux dans les pores, témoignant d'un écoulement d'eau (illuviation) au sein de ces formations (fig.4.27.A).

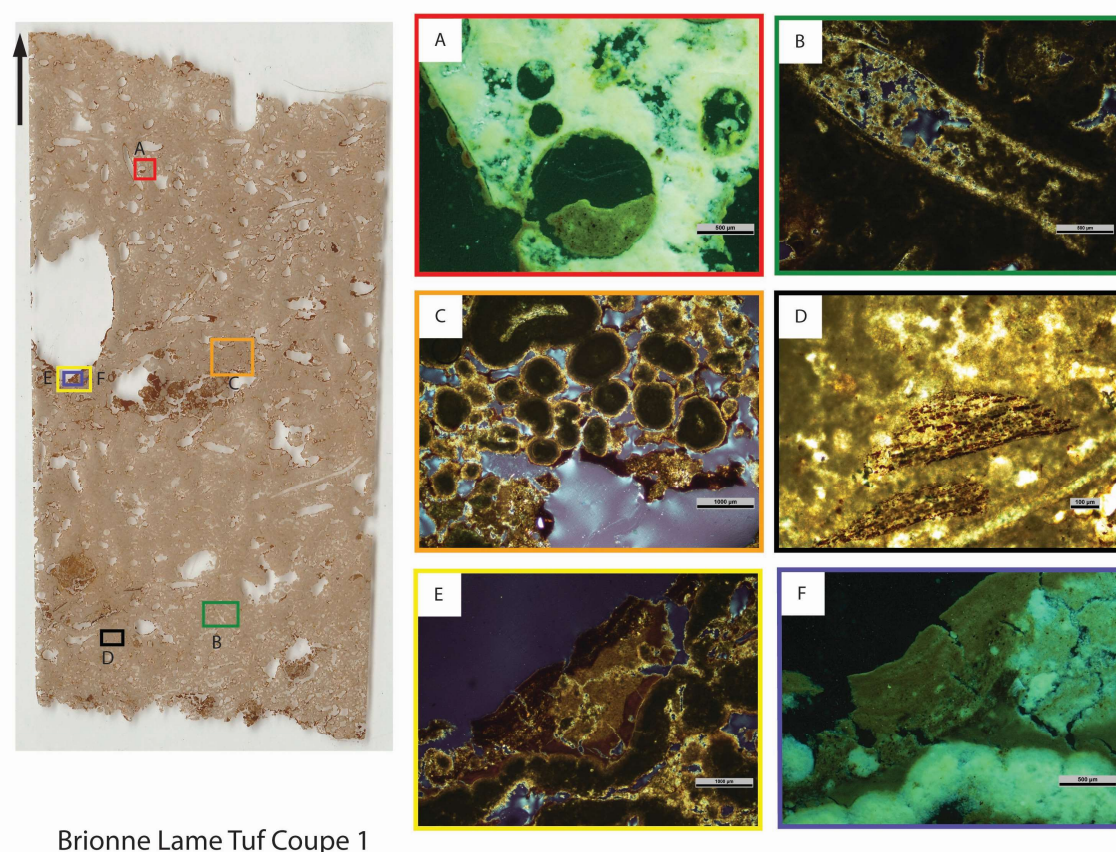


Figure 4. 27 : Traits micromorphologiques d'un fragment de tuf induré (US 5). Légende : A. OIL x4 : Remplissage argileux au sein d'un pore B. XPL x 4 Cristallisation micritique secondaire dans un vide C. XPL x 2 Encroûtements oolithiques D. PPL x10 Matière organique amorphe dans une matrice micritique E. XPL x 2 Croûte sédimentaire laminée dans un vide F. OIL x 4 Croûte sédimentaire laminée dans un vide.

Enfin, l'unité 6, caractérisée macroscopiquement comme un sédiment limoneux carbonaté à traits réductiques, présente une matrice silteuse à quartz et riche en carbonates. Cette matrice comprend quelques passées sparitiques et micritiques et quelques encroûtements oolithiques de forme vacuolaire. Ce microfaciès se caractérise également par de nombreuses traces d'oxydo-réduction, sous la forme de nodules ferro-manganiques et d'imprégnations ferrugineuses. La composante organique se présente sous la forme de matière organique peu dégradée (généralement piégée dans des gaines carbonatées, fig.4.28.A), bien que de nombreuses passées de matière organique amorphe soient observables au sein de la matrice (fig.4.28.B). Enfin, les nombreux biosphéroïdes calcitiques de lombrics (fig.4.28.C) présents au sein de ces dépôts semblent témoigner de l'importance des processus de bioturbation. Des fragments ponctuels de malacofaune y sont également observables (fig.4.28.D).

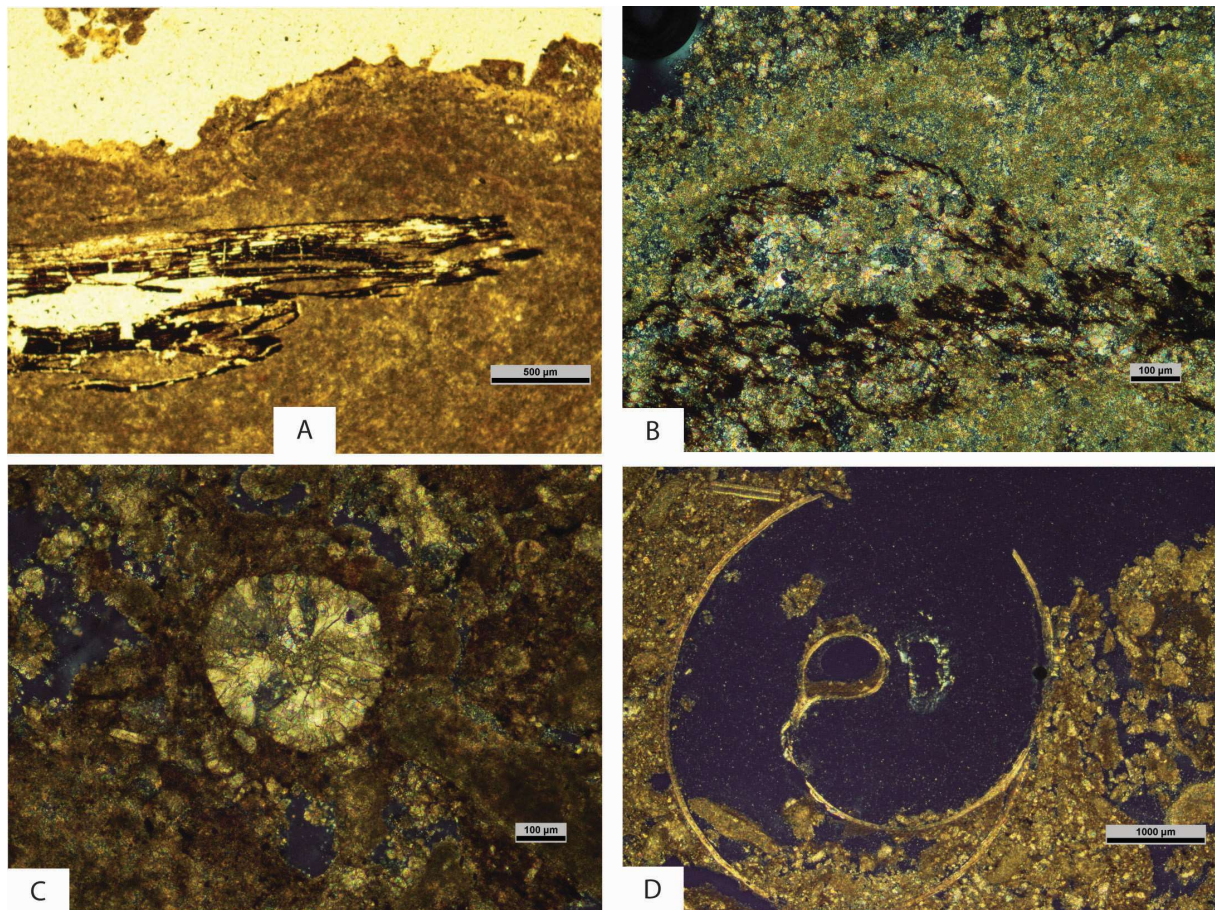


Figure 4. 28 : Traits micromorphologiques de l'unité 6 de Brionne.

Légende A. Lame M1, PPL x4 bas de lame, charbon piégé dans une matrice carbonatée B. Lame 1 XPL x10 Matière organique amorphe (MO) dans une concrétion carbonatée C. Lame M1, XPL x 10 haut de lame, Biosphéroïde calcitique D. Lame M1, XPL x 2 milieu de lame, malacofaune dans une matrice carbonatée

Tableau 4. 8 : Tableau synthétique des observations micromorphologiques réalisées sur les lames de Brionne

		M1	M2	M3	M4	M5	M6	MT CP1
US		6	5	4/5	3/4	2/3	2	5
Faciès		Sable limoneux carbonaté	Sable tufacé	Interface Limons sableux org / Tufs sableux	Sables carbonatés / Limons sableux org.	Limons gris / Sables carbonatés	Limons gris org.	Tuf induré
Composante minérale	Fraction grossière > 63 µm	•••	•••	•••	•••	••• (silts)	•	N/A
	Fraction fine < 63 µm	••	•• (sparite)	••• (sparite/micrite)	•	••• (micrite sommet)	•••	••• (micrite)
	Quartz	•••	N/A	••	•••	••• (base)	•••	N/A
	Glauconite	N/A	N/A	N/A	••	•• (sommet)	• (sommet)	N/A
	Degré d'altération	Très altérés	Non altéré	altéré	Peu altéré	peu altéré	peu altérés	Non altéré
	Lithoreliques	•• (calcitiques)	•• (calcit.)	• (biosph.)	•• (calcitiques)	••	•• biosph.	•• calcitiques
Composante organique	Composante organique grossière > 20 µm	••	N/A	••	••• (sommet)	N/A	N/A	N/A
	Composante organique fine < 20 µm	•	N/A	••	•• (sommet)	N/A	N/A	•
	Matière organique amorphe	•	N/A	••	•• (sommet)	N/A	N/A	•
	Racines	•	• calcifiées	N/A	N/A	N/A	N/A	•
	Microcharbons	N/A	••	•	N/A	•	N/A	N/A
Vides	Vides d'entassement simples	N/A	••	•	••	••	••	•••
	Vides d'entassement complexes	N/A	•	••	N/A	•	•	•••
	Chambres	N/A	•	•	N/A	•	N/A	••
	Chenaux	N/A	•	•	N/A	•	•	•
	Vésicules	•	••	•••	••	•••	••	••
	Vides plans	•	•	•	N/A	•	•••	N/A
Microstructure		Granulaire	Massive	Granulaire /intergranulaire	Laminée (silts/micrite)	Laminée (silts/micrite)	massive	Stromat. vacuolaire
Traits spé.	Microlamines	N/A	•	N/A	N/A	••	N/A	N/A
	Microlamines organiques	N/A	N/A	N/A	••	N/A	N/A	N/A
	Structure rotationnelle	•• (bioturbation)	N/A	N/A	N/A	•• (bioturbation)	N/A	N/A
	Remplissages argileux	•	N/A	•	••	•	•	••
	Traits rédoxiques	•	N/A	••	••	•• nodules et imprégnations	••	•
Traits calcitiques	Sparite	•••	•	••	•	••	•	••
	Micrite	•••	••	••• (sparite/micrite)	•	••	••	••• (dominant e micritique)
	Sphérulites	••	••	••	N/A	N/A	••	N/A
	Racines calcifiées	••	••	N/A	N/A	N/A	N/A	•
	bioreliques calcitiques	•••	•••	••	•	••	••	N/A

Légende : N/A : Non observé/Absent ; • : peu présent (< 20%) ; •• : fréquent/moyennement développé (20-50%) ; ••• : Abondant/fortement développé (> 50%) MS : Microstructure ; Traits Spé : traits spécifiques ; Comp. Org. : composante organique ; Stromat. : stromatolithique ; Biosph. : Biosphéroïdes

3.5. Résultats chronostratigraphiques

Cinq datations au radiocarbone (AMS) ont permis de préciser le calage chronostratigraphique des unités observées sur le terrain, également complété par les données archéologiques comme les datations du mobilier dans les unités supérieures et la détermination de *terminus post et ante quem*. Les résultats des datations sont synthétisés dans le tableau 4.9 et sur les figures 4.29 et 4.31.

Tableau 4.9 : Tableau de résultats des datations C14 AMS réalisées sur le site de Brionne

Code Labo.	Log	Prof.	US	Matériel	Age mesuré	$\delta^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$	Age calibré (2 σ) BP	Age calibré médian BP	Age calibré BC
Beta 346107	CP3 L1	180 cm	2	Coquille (malacofaune terrestre)	11170 +/- 50 BP	-8,2	13390-13250 Cal. BP	13320 Cal. BP	11440-11300 cal. BC
Beta 346109	CP3 L3	165 cm	3	Sable carbonaté	10280 +/- 40 BP	-11,9	12560-12230 Cal. BP	12395 cal. BP	10610-10280 cal. BC
Beta 381825	CP1 L7	5cm	5	Tuf	9870 +/- 40 BP	-11,8	11915-10875 Cal. BP	11395 Cal. BP	9965-9455 cal. BC
Beta 346108	CP3 L3	145 cm	5	Sable tufacé	9770 +/- 40 BP	-9,1	11750-11320 Cal. BP	11535 Cal. BP	9800-9370 cal. BC
Beta 381824	CP5 L1	135 cm	5	Tuf	9430 +/- 40 BP	-9,7	11200-10875 Cal. BP	11035 cal. BP	9250-8925 cal. BC

Ces datations sont cohérentes avec la stratigraphie des dépôts. Elles permettent de renseigner les périodes de mise en place des unités stratigraphiques 2 et 3, relativement anciennes, puisqu'attribuées à la transition Pléistocène/Holocène.

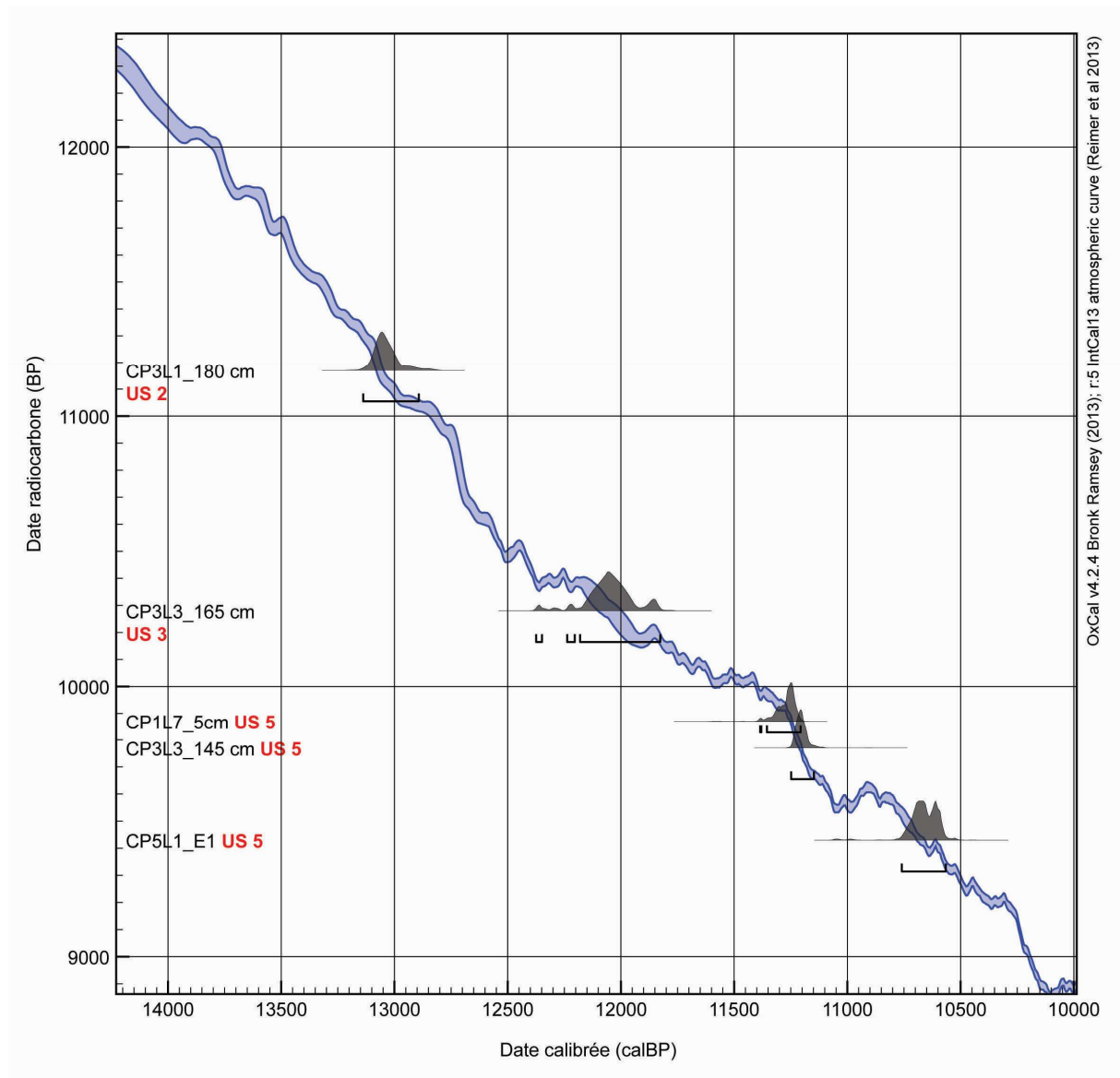


Figure 4. 29 : Datations C14 réalisées sur le site de Brionne et courbe de calibration obtenue via Oxcal ©

La datation réalisée sur l'échantillon de coquille (malacofaune terrestre) du faciès organique de l'US 2 (CP3L1 – 180 cm) présente un âge compris entre 13390 et 13250 cal. BP, soit un âge médian calibré de 13320 cal. BP, le rattachant ainsi à l'interstade Allerød du Tardiglaciaire (Pastre *et al.* 2000, 2002 ; Antoine *et al.* 2002). Outre cette datation absolue, quelques pièces lithiques éparses ont pu être mises au jour au sein de cette unité 2 (faciès limoneux organique) au cours de la fouille, notamment sur la coupe CP3 (fig.4.10). Elles se composent essentiellement d'éclats bruts, d'une lamelle et d'un *nucleus* (fig.4.30). Si l'identification, la caractérisation et l'attribution typo-chronologique de ce mobilier restent difficiles, l'étude de l'outillage lithique propose toutefois leur rattachement au Paléolithique supérieur (Varlet-Zago

in Wech 2015). Cet outillage n'étant associé à aucune structure bien identifiée et localisé au sein des dépôts, il relève probablement plus de traces de fréquentation ponctuelle que d'une réelle occupation à cette période. Toutefois, tout comme la coquille datée, il fournit un *terminus post quem* pour la mise en place des dépôts ultérieurs. Plus précise, la datation sur coquille au sein de l'US 2 est néanmoins à considérer avec prudence (âge maximum) en raison de l'effet réservoir continental pouvant vieillir les âges déterminés par le radiocarbone (Philippson 2013).

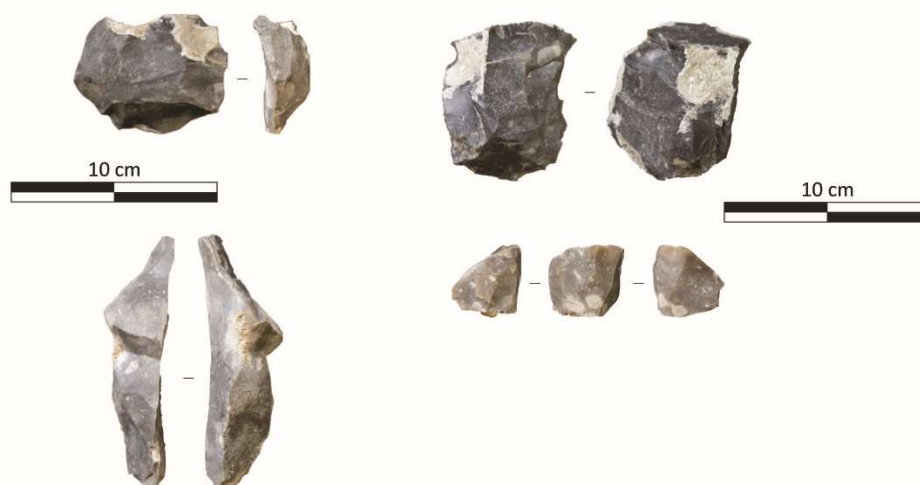


Figure 4. 30 : Outillage lithique mis au jour au sein de l'unité 2, limoneuse organique (Coupe CP3) lors de la fouille du site de Brionne (clichés photographiques : L. Varlet-Zago in Wech 2015)

La datation réalisée sur les dépôts sableux carbonatés de l'US 3 (CP3 L3 à 165 cm) semble quant à elle indiquer une première phase de précipitation des carbonates entre 12560 et 11320 cal. BP (fig.4.29 et fig.4.31). Cependant, celle-ci est à considérer aussi avec prudence en raison d'un effet de plancher dans les courbes de calibration (fig.4.29). Ce dépôt présente un faciès carbonaté pulvérulent et non induré, ce qui semble indiquer que les conditions climatiques ne sont pas optimales pour la précipitation des carbonates. A titre comparatif, au cours du Tardiglaciaire dans le Nord de la France, des dépôts tufacés (« limons tufacés et tufs calcaires ») ont été mis au jour associés à du mobilier archéologique magdalénien dans le bassin de la Deûle (tuf lacustre de Dourges, Deschodt *et al.* 2005) et dans la vallée de la Marque (Bouvine « Grand Marais », Deschodt 2014). Ces dépôts tufacés ont été attribués au Bølling. Ainsi, les dépôts limono-sableux carbonatés de l'unité 3 de Brionne sont plus récents et leur mise en place peut se rattacher à ce que certains auteurs ont déterminé comme des limons calcaires du Dryas récent (Antoine 1997 ; Pastre *et al.* 1997, 2000), résultant de l'érosion des versants crayeux. Cela semble être en partie le cas d'après les résultats des analyses géochimiques, ainsi que par la

présence de glauconite au sein de la matrice silteuse (observée en micromorphologie), pouvant également provenir de l'érosion des versants où affleurent les craies du Cénomaniens.

Les deux datations réalisées sur des fragments de tuf bien cimentés et sur les sables tufacés de l'US 5 sont plus récentes et sont à rattacher au début de l'Holocène, au cours du Préboréal (fig.4.31). Il faut encore une fois interpréter ces datations avec précaution en raison de l'âge réservoir des matériaux carbonatés (Philippsen 2013), d'autant plus que les courbes de calibration pour ces matériaux ne sont pas optimales (fig.4.29). A l'instar de la date réalisée sur la coquille, il faut considérer que ces deux données chronologiques représentent un âge maximum de mise en place des dépôts, l'écart-type est en effet important pour les datations ici réalisées sur tufs et carbonates. L'échantillon ayant été daté au sein de la coupe CP 5 correspond de son côté à un fragment de gaine carbonatée cimentant des macro-restes végétaux (faciès à « tubes »).

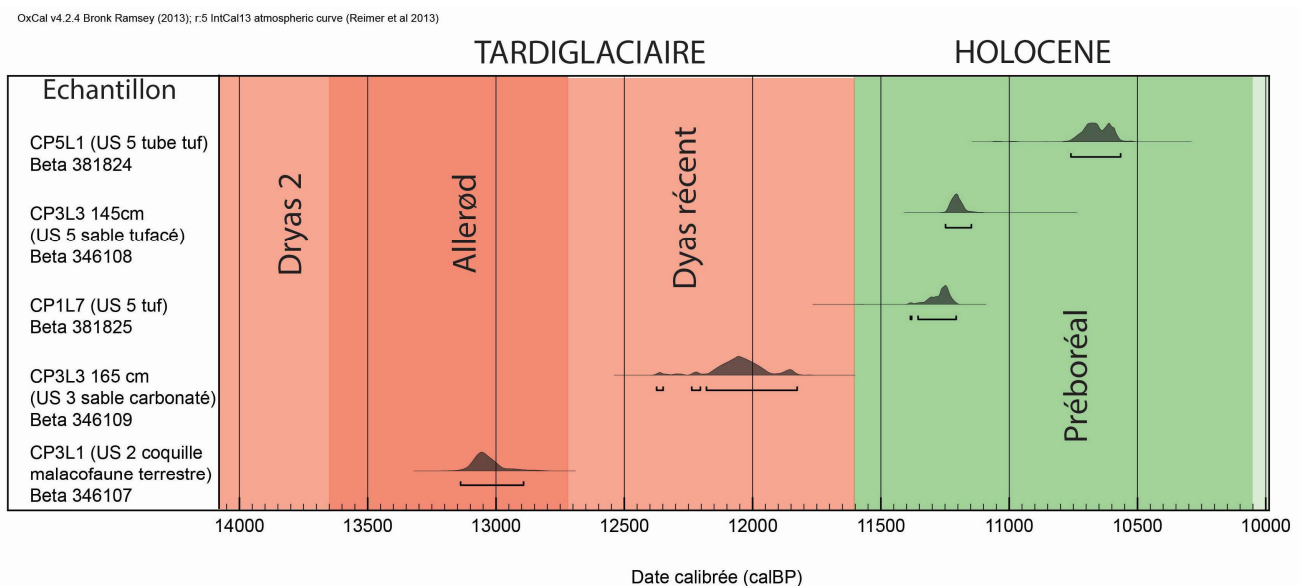


Figure 4. 31 : Calibration des datations radiocarbones du site de Brionne (réalisée avec Oxcal ©, Limite Tardiglaciaire / Holocène, Lowe et al. 2008).

A titre comparatif, les datations réalisées dans le Nord de la France sur des séquences holocènes présentant des dépôts tufacés ont révélé une précipitation bien plus récente. C'est le cas dans le bassin versant de la Somme, à la confluence Hallue/Somme (Limondin-Lozouet *et al.* 2013), où les résultats des datations indiquent un début de la précipitation tufacée à 7340 cal. BP, et un arrêt de celle-ci à 4938 cal. BP, correspondant à la période de déclin des formations tufacées à la fin de l'Holocène (Goudie *et al.* 1993 ; Pentecost 2005 ; Golubic *et al.* 2008 ; Dabkowski

2014). Cependant, la précipitation des carbonates en contexte de transition Tardiglaciaire/Holocène a également été observée sur des dépôts tufacés localisés dans le Nord du Pays de Galles, avec la séquence de Caerwys (Garnett *et al.* 2006). Cette étude témoigne d'une première phase de précipitation pendant l'Allerød avant que la formation tufacée *stricto sensu* ne cesse au cours du Dryas récent. Elle s'exprime alors par une sédimentation sableuse carbonatée, puis la précipitation tufacé reprend au début de l'Holocène (Garnett *et al.* 2006). De même, des formations carbonatées apparaissent en Europe centrale dès le début du réchauffement climatique holocène, vers 10 780 cal. BP, témoignant d'importantes productions de carbonates biogéniques et des changements climatiques rapides (Ollivier *et al.* 2012). En Belgique, les édifices tufacés de Vierset-Barse (vallée de l'Hoyoux), d'Annevoie-Bouillon (vallée de la Meuse), de Treignes (Ru des Fonds de Ry) ou de Villers-devant-Orval (Ru de Williers) débutent leur précipitation carbonatée au cours du Préboréal puis connaissent une croissance maximale au début de l'Holocène, au cours du Boréal et de l'Atlantique (Gueurts 1976).

A l'échelle régionale, la séquence de Brionne peut être comparée à celle de Saint-Germain-le-Vasson dans la vallée de la Laize (Calvados, Limondin-Lozouet et Preece 2004 ; Limondin-Lozouet *et al.* 2005), toutefois plus récente. Sur cette séquence du Calvados, les datations réalisées sur des formations tourbeuses à la base des premiers niveaux de tuf indiquent une date de 9700 ± 90 BP (date non calibrée), tandis que la mesure radiocarbone réalisée sur un fragment de bois localisé au sein des dépôts tufacés a révélé un âge de 9074 ± 63 BP (non calibré).

A Brionne, les occupations gallo-romaines s'inscrivant postérieurement aux dépôts tufacés (fournissant ainsi un *terminus post quem* pour la mise en place des dépôts de l'unité 7), aucune datation radiocarbone n'a donc été réalisée sur cette US. De plus, la présence de mobilier archéologique visiblement remanié au sein de l'unité de limons bruns anthropoturbés permet de supposer qu'une date sur macro-reste n'aurait pas été pertinente en raison du risque important de pollution de l'échantillon.

Rappel des principaux résultats de laboratoire obtenus sur le site de Brionne

La séquence stratigraphique de Brionne présente une succession d'unités sédimentaires et de faciès permettant d'appréhender les forçages naturels au cours de la transition Pléistocène/Holocène. La base des dépôts, caractérisée par l'unité 2, témoigne d'un **épisode détritique**, dont l'attribution chronostratigraphique est à rattacher *a priori* à la phase de refroidissement du **Dryas moyen** (14000-13800 cal. BP), voire au Dryas ancien. Cette sédimentation terrigène, dont le matériau source provient des dépôts lœssiques weichséliens érodés des plateaux (*sourcing* obtenu par DRX et signature géochimique) et qui s'accumulent au débouché du Ru des fontaines, mettant en place un cône détritique au contact avec la plaine alluviale de la Risle. Le matériel est constitué de limons au sein desquels les observations micromorphologiques ont révélé la présence de plages ponctuelles carbonatées. L'ouverture des milieux sous forçage climatique semble conditionner la mise en place de ce détritisme.

Une **pédogenèse** semble s'amorcer au cours de l'**Allerød** (13800-12900 cal. BP) sur ces formations, ce qui se caractérise par le développement d'un paléosol gris, observable dans la partie supérieure de l'unité 2.

Au cours du **Dryas récent** (12900-11700 cal. BP), un dépôt sableux (US 3) se met en place, présentant de nombreuses précipitations tufacées et témoignant des prémices de la mise en place de ces dépôts à l'échelle du site. Ce dépôt sableux est à rattacher aux processus érosifs en réponse au refroidissement du Dryas récent, identifié à l'échelle de l'Europe du Nord-Ouest. Fortement carbonaté (carbonatation secondaire), le matériau sableux semble provenir de l'érosion des formations résiduelles à silex et des craies crétacées.

Les différents **faciès tufacés** (US 5) se mettent en place au cours du début de l'Holocène, notamment au cours du **Préboréal** (11700-10000 cal. BP), attribution chronologique attestée par trois dates au radiocarbone. Leur mise en place est conditionnée par l'influence importante des carbonates mise en solution via les processus bio-pédologiques (sols et végétation), selon les analyses isotopiques ^{18}O et ^{13}C .

Ces dépôts tufacés sont scellés par des formations détritiques sablo-limoneuses riches en carbonates (US 6), témoignant d'un ralentissement de la sédimentation tufacée dans la seconde moitié de l'Holocène.

4. SYNTHÈSE DES RESULTATS ET DISCUSSION

4.1. Synthèse intra-site : l'histoire tardiglaciaire et holocène du site de Brionne

En synthétisant l'ensemble des données recueillies pour le site de Brionne, confrontant observations de terrain et analyses de laboratoire, ainsi que les données paléo-environnementales déjà existantes à l'échelle du Bassin de Paris, il est possible de proposer un scénario d'évolution diachronique de la confluence entre le Ru des Fontaines et la Risle depuis la transition Tardiglaciaire / Holocène (fig.4.32).

Phase I : Les enregistrements tardiglaciaires du site de Brionne : témoins des forçages climatiques (oscillations rapides des températures) sur l'évolution morpho-sédimentaire du Ru des Fontaines et de la Risle

La présence des alluvions grossières constituant la base de la séquence de Brionne permet de documenter le faciès du fond de vallée de la Risle à sa confluence avec le Ru des fontaines au cours du Pléniglaciaire supérieur (événement 1, fig.4.32). La géométrie des dépôts grossiers à l'échelle de l'emprise de fouille fait apparaître une topographie irrégulière, marquée par deux petits chenaux orientés ouest-est et un seuil principal. Ainsi, à l'image de la majeure partie des hydrosystèmes du Bassin de Paris (Antoine 1997 ; Pastre *et al.* 1997, 2000 ; Antoine *et al.* 2000, 2003a), l'hypothèse d'une incision des dépôts pléniglaciaires de la Risle par le Ru des Fontaines au cours du Dryas ancien et du Bølling peut être proposée. Au sein des grandes vallées, ces périodes sont caractérisées par un régime hydrologique favorisant le fonctionnement de plusieurs chenaux tressés disséquant les dépôts grossiers (Pastre *et al.* 1997, 2000, 2002 ; Antoine *et al.* 2000, 2002).

Une première phase d'apports détritiques provenant du Ru des Fontaines et issus des produits d'érosions des lœss weichséliens, des formations résiduelles à silex et d'une partie des sables tertiaires, entraîne la mise en place de dépôts silto-sableux qui sont à rattacher potentiellement à l'épisode froid du Dryas moyen (événement 2, fig.4.32), bien qu'une attribution au Dryas ancien ne soit pas à exclure. A l'échelle du Bassin de Paris, cette période est caractérisée par un milieu très ouvert, favorable aux processus érosifs remaniant des formations crayeuses gélifractées sur les versants, dans un contexte froid et humide (Antoine *et al.* 2002 ; Pastre *et al.* 2002).

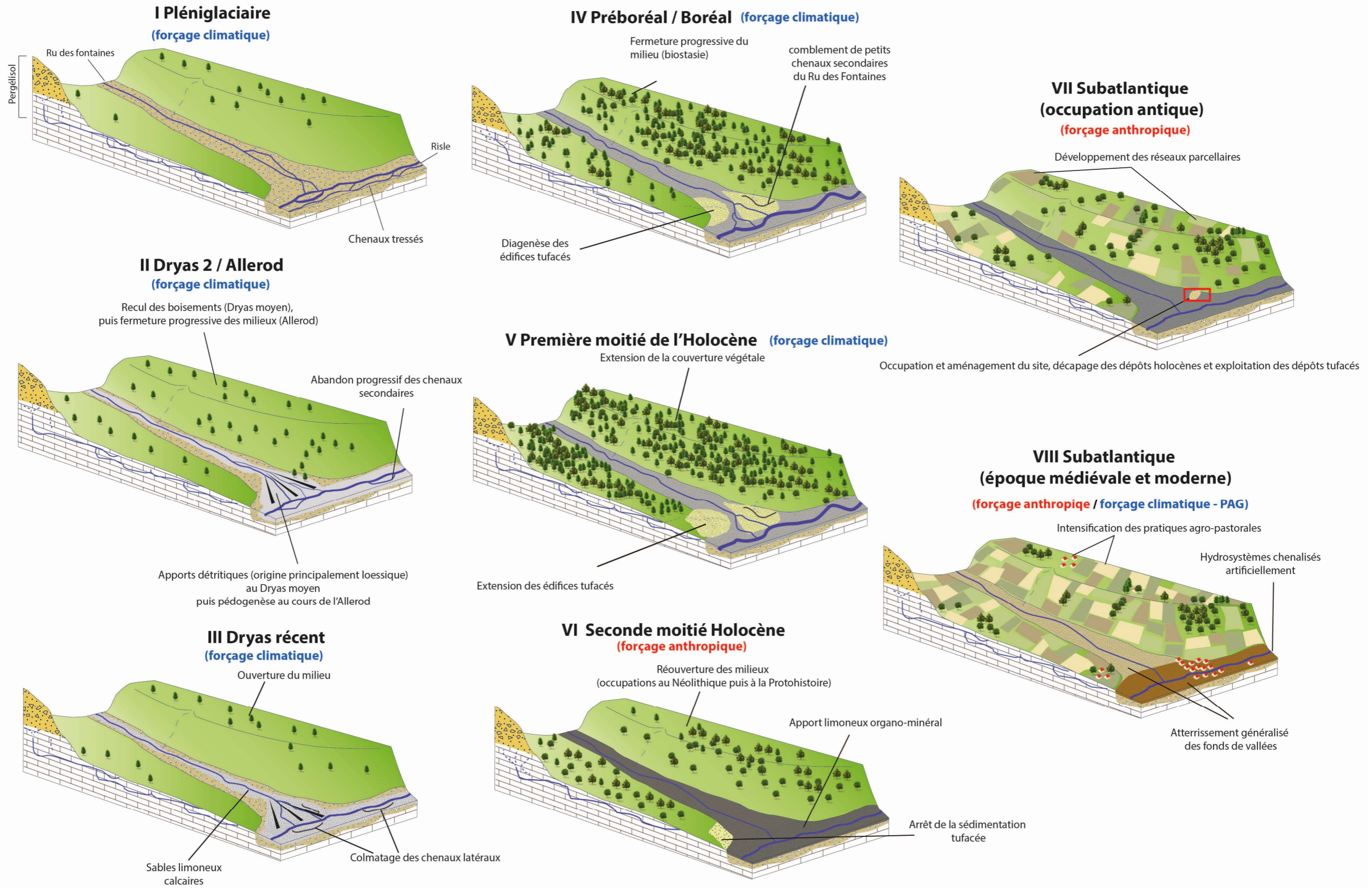


Figure 4. 32 : Proposition de reconstitution de l'évolution géomorphologique tardiglaciaire et holocène de la confluence Ru des Fontaines / Risle (schéma non à l'échelle, évolution karstique non détaillée, en orange : complexe argiles à silex/laess)

Au cours de l'Allerød, interstade caractérisé par une relative stabilité morpho-sédimentaire des fonds de vallée du Bassin parisien (Antoine 1997 ; Pastre *et al.* 1997, 2000, 2006 ; Antoine *et al.* 2000, 2003a), une pédogenèse se développe sur les dépôts terrigènes mis en place au cours du Dryas moyen. Elle semble ainsi témoigner de la fermeture progressive des milieux à Brionne, bien qu'aucune analyse des taxons polliniques ne puisse le confirmer. Dans les vallées du Bassin parisien, le paléosol Allerød est un niveau repère (Pastre *et al.* 1997, 2000, 2002), caractérisé par une pédogenèse donnant lieu à un sol faiblement humifère, pauvre en matière organique (entre 1 et 2% de matière organique, Antoine 1997). Il se présente sous la forme d'un petit sol gris à brunâtre présentant des variations latérales de faciès » (Pastre *et al.* 2000).

La péjoration climatique du Dryas récent (événement 3, fig.4.32) est enregistrée à Brionne par la mise en place d'un dépôt sablo-limoneux issu de l'érosion des versants crayeux (craie à glauconite du Cénomani) et riche en carbonates. Dans de nombreuses vallées du Bassin de Paris, cette période est caractérisée par une crise détritique témoignant d'un forçage climatique (versants crayeux à nus subissant les processus de cryoturbation et leur remobilisation dans un contexte climatique froid et humide). Ainsi, le refroidissement du Dryas récent entraîne un « renouveau important des processus érosifs et sédimentaires » (Pastre *et al.* 2000). La présence de nombreux carbonates au sein de ces dépôts permet de supposer un premier stade précoce de la diagenèse de l'édifice tufacé de Brionne au cours de la transition Dryas récent / Holocène.

Phase II : Le début de l'Holocène dominé par le forçage climatique (augmentation des précipitation et des températures) : une précipitation tufacée au Préboréal

Le rôle des facteurs naturels (précipitations, températures) sur la précipitation des carbonates et la mise en place d'édifices tufacés a d'ores et déjà été démontré (Goudie *et al.* 1993 ; Geurts 1997 ; Andrews 2006). Ainsi, la diagenèse de l'édifice de Brionne au cours du début de l'Holocène (Préboréal, événement 4, fig.4.32) tend à souligner l'importance des forçages climatiques sur l'évolution morpho-sédimentaire du Ru des Fontaines au cours de cette période. Durant la transition Dryas récent / Préboréal, une phase d'incision majeure des chenaux est observable dans plusieurs hydrosystèmes du Bassin de Paris (Antoine 1997 ; Antoine *et al.* 2000 ; Pastre *et al.* 2000) et corrélable à l'amélioration climatique rapide du Préboréal (reprise de la végétation et réchauffement limitant les processus érosifs, Vandenberghe 1993 ; Antoine 1997). Ainsi, les petits écoulements incisant les dépôts sableux carbonatés du Dryas au sein de l'emprise de fouille à Brionne peuvent être attribués à ces phénomènes notables à l'échelle régionale.

A Brionne, le début de la précipitation tufacée semble se mettre en place au cours du Préboréal, tandis que les petits écoulements ayant incisé les dépôts sableux carbonatés du Drays récent se comblent (aboutissant à la mise en place des dépôts organiques de l'US 4). A l'échelle du Bassin de Paris et du Nord-Ouest européen, certains édifices tufacés holocènes débutent leur diagenèse dès le Préboréal (Cousteaux 1969 ; Gueurts 1976 ; Sommé 2006) tandis que le début de l'Holocène est caractérisé par l'apparition du complexe tuf / tourbes (Pastre *et al.* 1997, 2003 ; Deschodt 2002 ; Lespez *et al.* 2005, 2008 ; Coutard *et al.* 2010 ; Lespez 2012). La diagenèse de l'édifice de Brionne semble toutefois se mettre en place en plusieurs temps, présentant différents faciès, ainsi que des indices de précipitations primaires et secondaires des carbonates. Ces différents faciès témoignent ainsi des variations spatiales des écoulements et de leur dynamique au cours de la diagenèse de l'édifice.

Phase III : Un hiatus majeur entre le Boréal et le Subatlantique

L'occupation antique de Brionne se caractérise, outre le développement d'un quartier d'artisanat, par des activités d'exploitation du matériel tufacé mis en place au Préboréal. Les fosses de prélèvement et l'activité d'extraction de ce matériel ont entraîné une troncature des dépôts holocènes sur la majeure partie de l'emprise de fouille. Ne subsiste ainsi qu'une partie des tufs, les plus anciens développés au début de l'Holocène, alors que la quasi-totalité des dépôts sablo-limoneux riches en carbonates (US 6) ont été décapés (à l'exception d'une partie du dépôt conservée au sein de la coupe CP5, sous le secteur d'habitat et d'artisanat).

Cependant, si un hiatus chronostratigraphique majeur a été mis en évidence entre le Préboréal et l'occupation antique, les données recueillies régionalement sur les édifices tufacés (Limondin-Lozouet et Preece 2004 ; Limondin-Lozouet *et al.* 2005) permettent de supposer une extension de ces édifices au cours de l'Atlantique (événement 5, fig.4.32) et une stabilisation des milieux, favorisant le début de la pédogenèse holocène, alors que les versants sont principalement boisés (Leroyer 1997 ; Leroyer et Allenet 2006 ; David 2014). De même, la première moitié de l'Holocène est caractérisée régionalement par la mise en place de dépôts tourbeux et d'une sédimentation organique entraînant un colmatage des zones humides dans la majeure partie des fonds de vallée du Bassin de Paris. Si aucune datation au radiocarbone n'a pu être effectuée sur les dépôts sablo-limoneux riches en carbonates qui succèdent aux formations d'édifices tufacés, la présence de ces dépôts semble indiquer un ralentissement puis un arrêt de la précipitation tufacée. Celui-ci est potentiellement attribuable au Subboréal (événement 6, fig.4.32), et pourrait correspondre à ce que certains auteurs ont qualifié de déclin

tufacé de l'Holocène récent, généralement attribué à l'interaction des forçages anthropiques sur les milieux et des changements climatiques (Geurts 1976 ; Goudie *et al.* 1993 ; Pentecost 2005), au profit d'un apport détritique mêlé à une fraction organique.

Phase IV : Une anthropisation du secteur au cours du Subatlantique : mise en évidence des forçages anthropiques

Les vestiges de l'occupation antique du site de Brionne (événement 7, fig.4.32) sont scellés par des dépôts limoneux bruns, témoignant de l'atterrissement généralisé de la vallée de la Risle au cours du Subatlantique (événement 8, fig.4.32). Cet atterrissement souligne le développement des pratiques agro-pastorales et leur impact à l'échelle du Bassin versant sur les crises érosives et sédimentaires à partir de la fin de l'Antiquité, par la forte charge sédimentaire principalement issue de l'érosion agricole et remobilisée par les cours d'eau. De même, ces pratiques agricoles sont mises en place au sein de l'emprise de fouille postérieurement à l'occupation antique du site.

4.2. Discussions

L'étude des archives pédosédimentaires du site de Brionne a mis en évidence l'existence de deux formations repères à l'échelle régionale : 1) le palésol Allerød développé sur les dépôts détritiques du Dryas moyen (ou ancien), et 2) les formations tufacées du début de l'Holocène dont la genèse est imputable aux conditions géochimiques et à la variabilité climatique de la transition Tardiglaciaire / Holocène. Ces deux formations permettent en premier lieu de documenter cette transition pour les petits hydrosystèmes normands, puisque les données existantes pour cette période concernent essentiellement le nord et la partie centrale du Bassin parisien (Antoine 1997 ; Pastre *et al.* 1997, 2000, 2003, 2006 ; Antoine *et al.* 2000, 2002, 2003). Concernant les hydrosystèmes ornais et calvadosiens, cette transition n'est que très mal enregistrée puisque peu de fonds de vallée présentent des sédiments attribués au Tardiglaciaire (Lespez 2012). Lorsque des archives sédimentaires sont attribuées à cette période, elles sont généralement éloignées des principaux axes de drainages et sont le plus souvent localisées à l'amont des bassins versants (Lespez 2012). Or, la précipitation tufacé du début de l'Holocène à Brionne recouvrant les formations tardiglaciaires, elle a pu permettre conservation particulière du niveau repère Allerød.

Toutefois, l'étude des archives de Brionne a été menée en intra-site et aucun sondage n'a pu être réalisé dans les formations constituant le remplissage du Ru des Fontaines. Des

surveillances de sondages géotechniques, réalisés préalablement à des aménagements dans le centre de Brionne par le Service Régional d'Archéologie, ont permis de délimiter l'extension des dépôts tufacés à la seule emprise de fouille. La mise en place de sondages dans le fond de vallon du Ru des Fontaines permettrait d'étendre les données en extra-site et de mieux comprendre l'évolution morpho-sédimentaire de ce petit hydrosystème. De plus, aucune étude n'a été réalisée concernant l'évolution des malacocénoses ou des assemblages polliniques, ce qui aurait permis d'agréments le corpus régional de données paléo-environnementales. La mise en évidence de ces deux formations repères dans d'autres hydrosystèmes normands permettrait de combler des données encore peu exploitées à l'échelle régionale et d'aboutir à une approche comparative à l'échelle du Nord-Ouest européen.

CONCLUSION DU CHAPITRE 4

L'étude des archives pédosédimentaires du site archéologique de Brionne, localisé au contact entre le pied de versant et le fond de vallée, a permis de révéler une première phase de détritisme au Tardiglaciaire. Cette dernière est caractérisée par la mise en place de dépôts limoneux, préservés des processus érosifs holocènes par la sédimentation tufacée qui les surmonte, et qui forme un cône détritique au débouché d'un petit hydrosystème affluent de la vallée Risle. Ces formations soulignent ainsi l'impact des forçages climatiques à une période au cours de laquelle les changements climatiques sont rapides et complexes (variation de température et précipitation ou encore couverture végétale).

En effet, l'attribution chronostratigraphique de ces dépôts silteux (provenant de l'érosion des plateaux lœssiques) les rattache au Dryas moyen (bien que l'hypothèse de leur attribution au Dryas ancien ne peut être écartée), tandis qu'un petit paléosol humifère semble se former au cours de l'Allerød.

La péjoration climatique du Dryas récent est ensuite enregistrée par des apports sableux plus grossiers, riches en carbonates. Ces derniers témoignent de l'érosion des zones crayeuses en amont, également soulignée par la présence de glauconite au sein de ces dépôts, tandis que la précipitation de carbonates conduit au dépôt de sables tufacés à la transition Dryas récent / Préboréal. C'est à partir du Préboréal que les dépôts de tufs indurés se développent, ponctuellement réincisés par des petits chenaux au comblement organique.

Les archives mises au jour au cours de la fouille du site antique de Brionne ont également révélé l'existence d'un dépôt tufacé montrant différents microfaciès, témoins des conditions

géochimiques particulières pour la précipitation et la mise en place de cet édifice (températures, précipitations, pédogenèse et recharge des aquifères, Pentecost 2005, Andrews 2006 ; Golubic 2008 ; Dabkowski 2014), soulignant l'influence du forçage climatique.

Si les éléments de datation obtenus sur ce dernier ont permis de révéler un âge attribué au tout début de l'Holocène, plus précisément au Préboréal, sa puissance stratigraphique reste relativement peu épaisse. Bien qu'étendue à la moitié nord de l'emprise du site, ce dépôt souligne les variations spatiales des dynamiques hydrologiques et géochimiques qui ont conditionné les processus de précipitation carbonatée (nombreux microfaciès, variations d'épaisseurs de l'édifice). La plupart de ces édifices connaissent une extension maximale au cours de l'Atlantique puis un déclin au cours de la seconde moitié de l'Holocène. Celui de Brionne a en outre fait l'objet d'exploitations au cours l'époque antique, avec une activité d'extraction artisanale.

La position du site au contact entre pied de versant et plaine alluviale a permis l'observation de ce type de dépôts régulièrement présents au débouché des résurgences karstiques dans un environnement fluviatile d'eau libre à température ambiante. Régionalement, cette séquence peut être comparée à celle observée à Saint-Germain-le-Vasson (Calvados), dans la vallée de la Laize (Limondin-Lozouet et Preece 2004 ; Limondin-Lozouet *et al.* 2005), bien que la mise en place de l'édifice de Brionne soit plus ancien. Toutefois, aucune analyse des biocénoses n'a pu être développée sur le site de Brionne, ce qui aurait permis d'affiner le calage chronostratigraphique de la séquence à l'aide des marqueurs malacologiques, et de préciser les environnements de dépôts. Les différents faciès des tufs ont cependant pu être caractérisés à l'aide de la micromorphologie, révélant l'existence de carbonatations primaires et secondaires sous forme d'encroûtements stromatolithiques, oolithiques et de plages micritiques.

La majeure partie des coupes réalisées a difficilement permis d'appréhender la seconde moitié de l'Holocène, antérieure à l'occupation antique. Toutefois, l'une d'entre elles a permis d'observer un apport détritique riche en carbonates, calée entre la précipitation de l'édifice tufacé et l'occupation antique au I^{er} siècle. Cela suggère la fin de la précipitation carbonatée dans la seconde moitié de l'Holocène, ce que les auteurs ont qualifié de *Late Holocene Tufa Decline* (Goudie *et al.* 1993 ; Dabkowski 2014), dont l'attribution est liée en partie à l'augmentation de la pression anthropique sur les milieux.

Enfin, cette séquence tufacée est scellée par les occupations archéologiques du site antique, puis par les labours et les alluvions sablo-silteuses brunes remaniées mis en place au cours de

l'époque médiévale et moderne. Ces formations témoignent d'une accrétion verticale et d'un apport terrigène (d'origine principalement anthropique) déposé pendant les crues du Subatlantique.

Chapitre 5 : Les archives pédo-sédimentaires holocènes des fonds de vallée, l'exemple d'un hydrosystème littoral normand à Manéhouville-sur-Scie (Seine-Maritime)

Les petites vallées constituent des terrains d'études privilégiés pour comprendre les relations Homme/milieus et composent la dernière entité spatiale du géosystème normand à documenter, après les sites de plateaux et de versants. Le choix du site de Manéhouville-sur-Scie comme site d'étude pour les petits hydrosystèmes normands a été dicté par la volonté de travailler dans le cadre d'un bassin versant de faible superficie, permettant une comparaison des données avec d'autres petits bassins, notamment celui de l'Austreberthe (déjà présenté précédemment, cf chapitre 3). Cette étude de cas s'inscrit également dans le cadre d'une opération géoarchéologique réalisée suite à un aménagement impactant le fond de vallée de la Scie. En effet, suite à la poursuite du projet de la voie rapide à deux voies RN 27 (reliant Rouen à Dieppe) et la construction du viaduc de la Scie par la Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement (DREAL), des études archéologiques ont été menées sur l'ensemble du secteur soumis à ces aménagements. Le diagnostic archéologique réalisé par l'Inrap (Breton 2011) a permis de révéler le potentiel organique et sédimentaire du fond de vallée ainsi que des traces d'occupations néolithiques, soulignant ainsi la possibilité de mener une étude multi-proxy sur ce secteur de la région jusqu'alors peu documenté, à la fois d'un point de vue archéologique et paléo-environnemental.

1. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE ET CADRE DE L'INTERVENTION

1.1. Contexte géomorphologique et pédo-sédimentaire

La Scie est un cours d'eau littoral localisé au nord de la Seine-Maritime (fig.5.1). S'écoulant sur une longueur de 37 km selon un axe sud/nord, elle prend sa source à Saint-Maclou-de-Folleville (à proximité de Tôtes) et se jette dans la Manche à Pourville-sur-mer où son débit à l'embouchure est d'environ $1,8\text{m}^3/\text{s}$. Le bassin versant de la Scie est relativement réduit puisque

sa superficie n'excède pas 217 km² (superficie égale à celle du bassin versant de l'Austreberthe précédemment cité, cf chapitre 3).

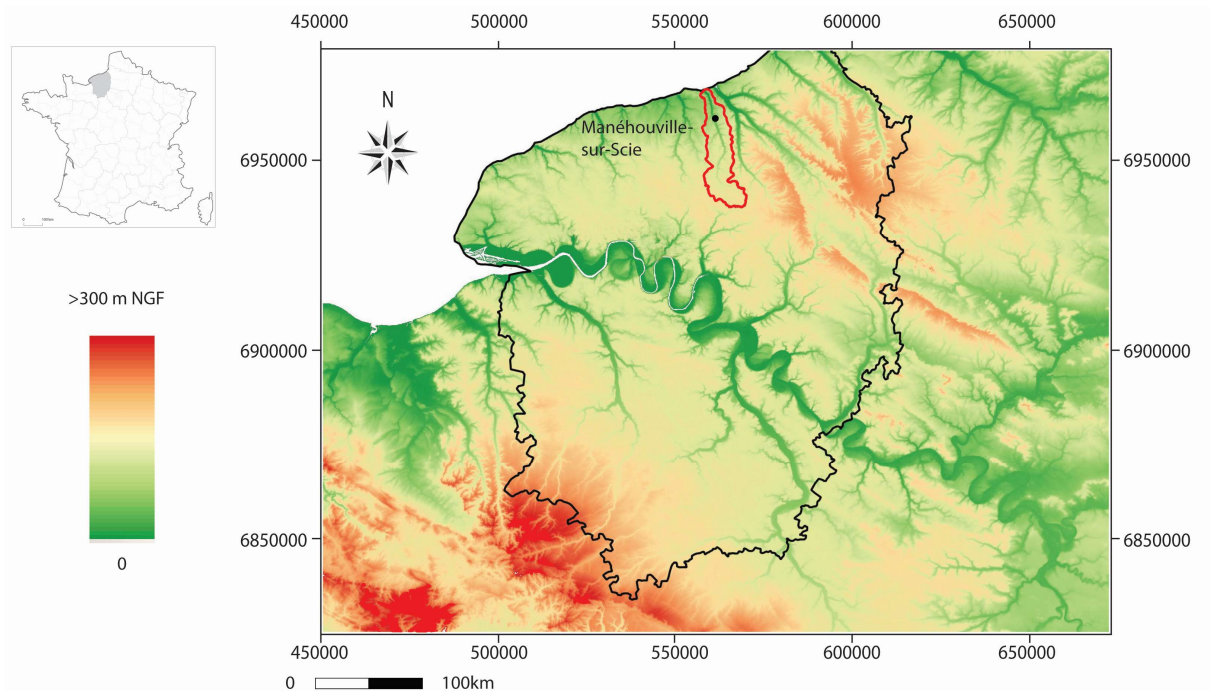


Figure 5. 1: Localisation du bassin versant de la Scie en rouge (réalisation sous Qgis et Grass, à l'aide de la BD alti IGN 75 m, coordonnées en Lambert 93)

La Scie présente une vallée à fond plat (fig.5.2 et fig.5.3) et est encaissée dans le substrat crayeux du Pays de Caux, présentant ainsi des versants réguliers de part et d'autre de la plaine alluviale (fig.5.2). Les altérites (argiles à silex, biefs à silex) du substrat crayeux créacé (Coniacien et Turonien) affleurent au niveau des ruptures de pente. Comme pour le secteur de Villers-Ecalles (cf chapitre 3), le substrat et ses altérites sont recouverts de formations lœssiques pédogénéisées, et le plateau est entaillé par de nombreux vallons secs, dont le remplissage colluvial est constitué des produits d'érosions (issus de la troncature de luvisols sur substrat lœssique et d'argiles à silex).

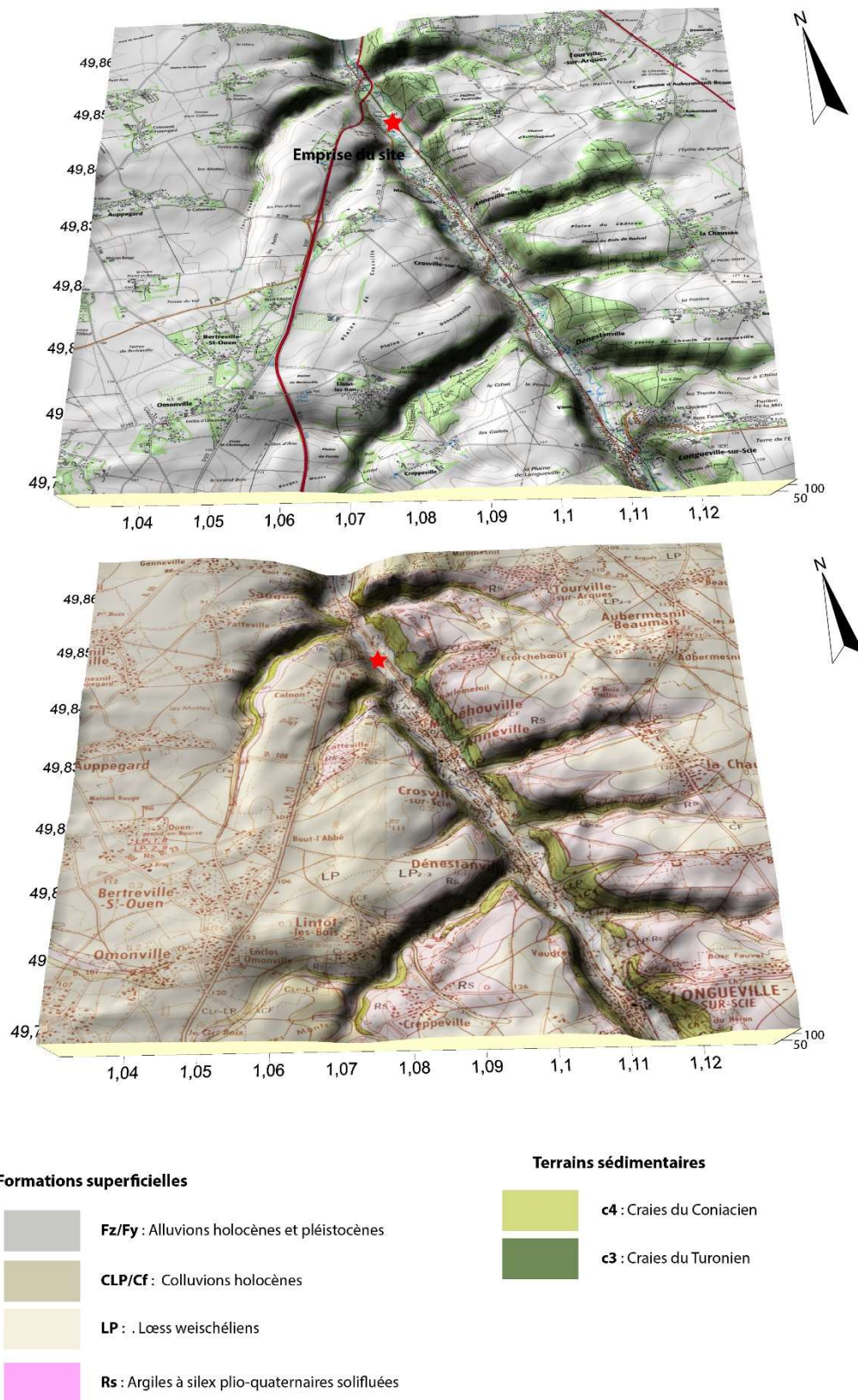


Figure 5. 2 : Contexte topographique et géologique du fond de vallée de la Scie à Manéhouville-sur-Scie.
MNT : BD Alti RGE IGN 5m (réalisé avec Surfer 12). Exagération verticale x 3. Fond de carte : IGN Scan 25
(1 : 25 000) Carte géologique BRMG (1 : 50 000).

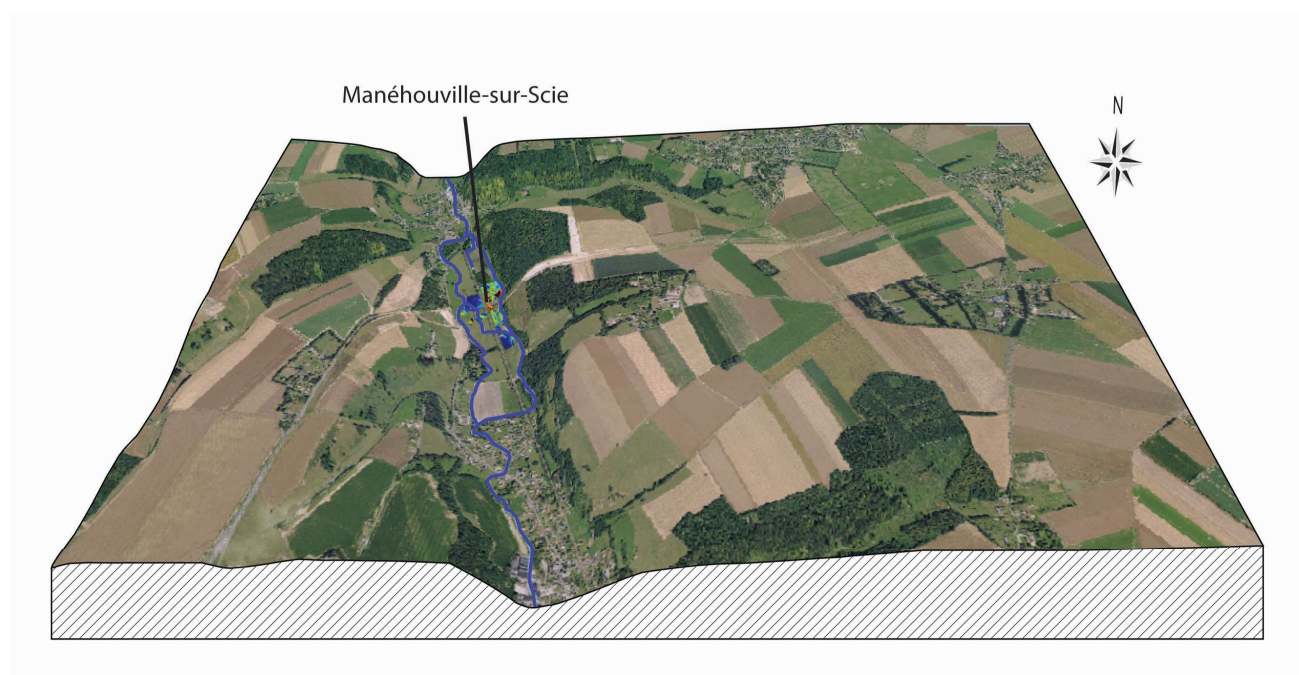


Figure 5.3 : Modèle numérique de terrain du secteur d'investigation et implantation des données géophysiques (réalisation : Gonnet 2015, MNT réalisé avec Qgis et Grass. Exagération verticale x 5. Fond de carte : BD ortho 76 5m. MNT : BD alti RGE IGN 5m. Géophysique : Geocarta 2013

Le fond de vallée comporte des matériaux détritiques fins (tourbes et limons) recouvrant les alluvions grossières pléistocènes (Lebret et Bignot 1990). Ces dernières sont constituées de galets de taille pluricentimétrique à décimétrique pris dans une matrice sableuse grossière et à la topographie irrégulière, en raison des incisions ayant eu lieu dans la majeure partie des fonds de vallée du Bassin parisien au Tardiglaciaire (Pastre *et al.* 1997, 2000). La carte géomorphologique (fig.5.4) réalisée pour le secteur de Manéhouville-sur-Scie a été dressée en se fondant sur les observations de terrain et les données issues des cartes topographiques IGN (échelle 1 : 25 000, Série bleue) ainsi que la carte géologique BRGM (feuille de Dieppe, échelle 1 : 50 000, Bignot 1971).

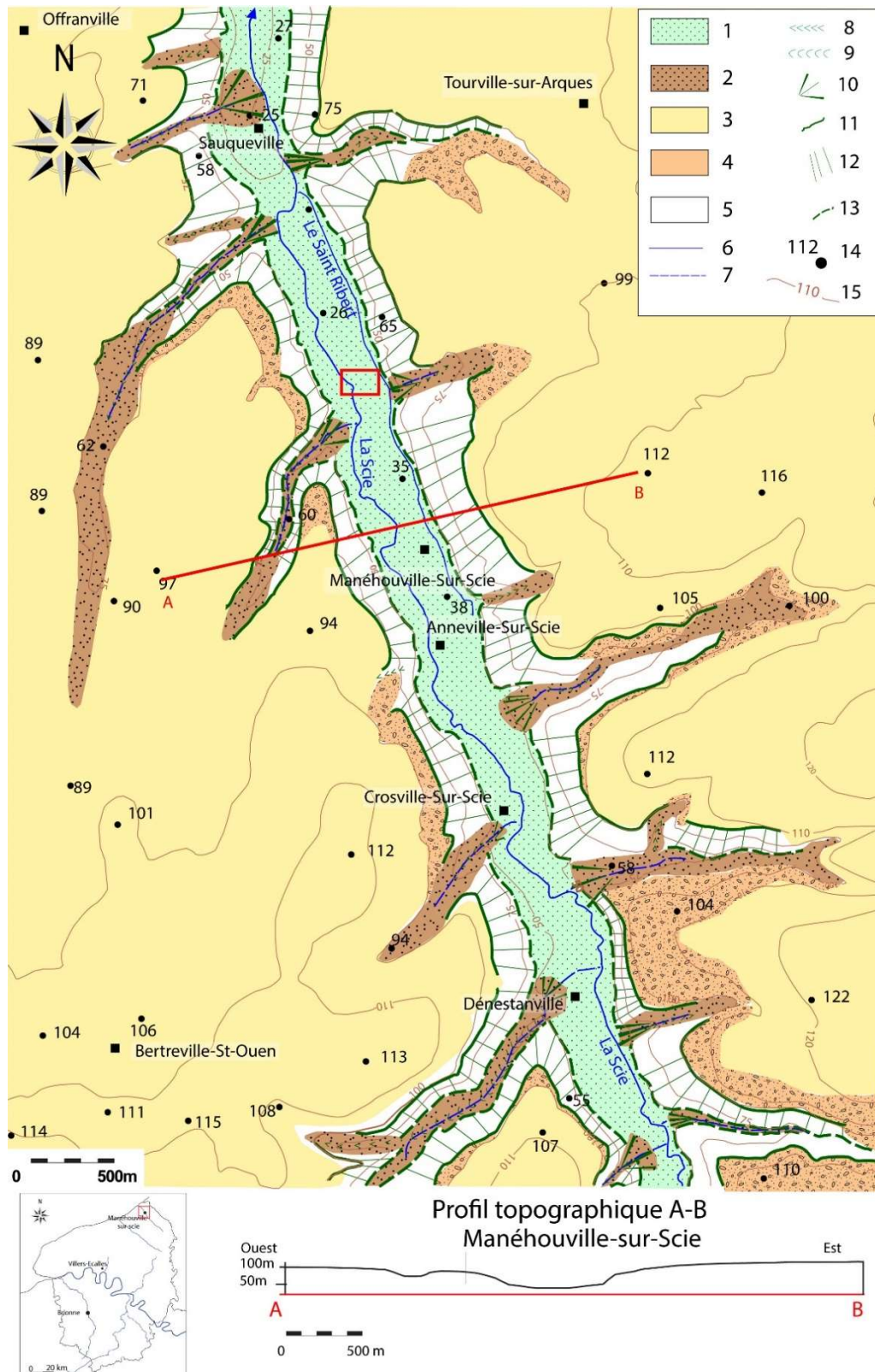


Figure 5. 4 : Carte géomorphologique de la Vallée de la Scie entre Dénestanville et Sauqueville

Légende : Lithologie et formations superficielles : 1. Alluvions holocènes et pléistocènes ; 2. Colluvions holocènes ; 3. Lœss weichséliens ; 4. Argiles à silex plio-quaternaires ; 5. Craie du Crétacé (Coniacien et Turonien indifférencié) ; Hydrologie : 6. Cours d'eau permanent ; 7. Cours d'eau intermittent ; Morphologie : 8. Vallon sec en V ; 9. Vallée à fond plat ; 10. Cône de déjection ; 11. Rupture de pente convexe ; 12. Versants ; 13. Rupture de pente concave ; Topographie : 14. Points cotés ; 15. Courbes de niveau

La portion du fond de vallée étudiée est localisée sur la commune de Manéhouville-sur-Scie. Elle est cernée à l'ouest par le cours actuel de la Scie, et à l'est par le Saint-Ribert, un petit cours d'eau canalisé s'écoulant au pied du versant, et rejoint par de nombreux fossés drainants récents, rendant le milieu particulièrement humide (fig.5.5). Ainsi, le paysage végétal actuel caractérisant cette vallée est constitué de nombreuses prairies régulièrement inondées, exploitées essentiellement comme pâtures. Un drain en limite d'emprise nord permet de relier le Saint-Ribert et la Scie. La voie ferrée reliant Dieppe à Rouen traverse le fond de vallée selon un axe nord/sud. Enfin, l'altitude moyenne des parcelles étudiées est comprise entre 28 et 30 m NGF.

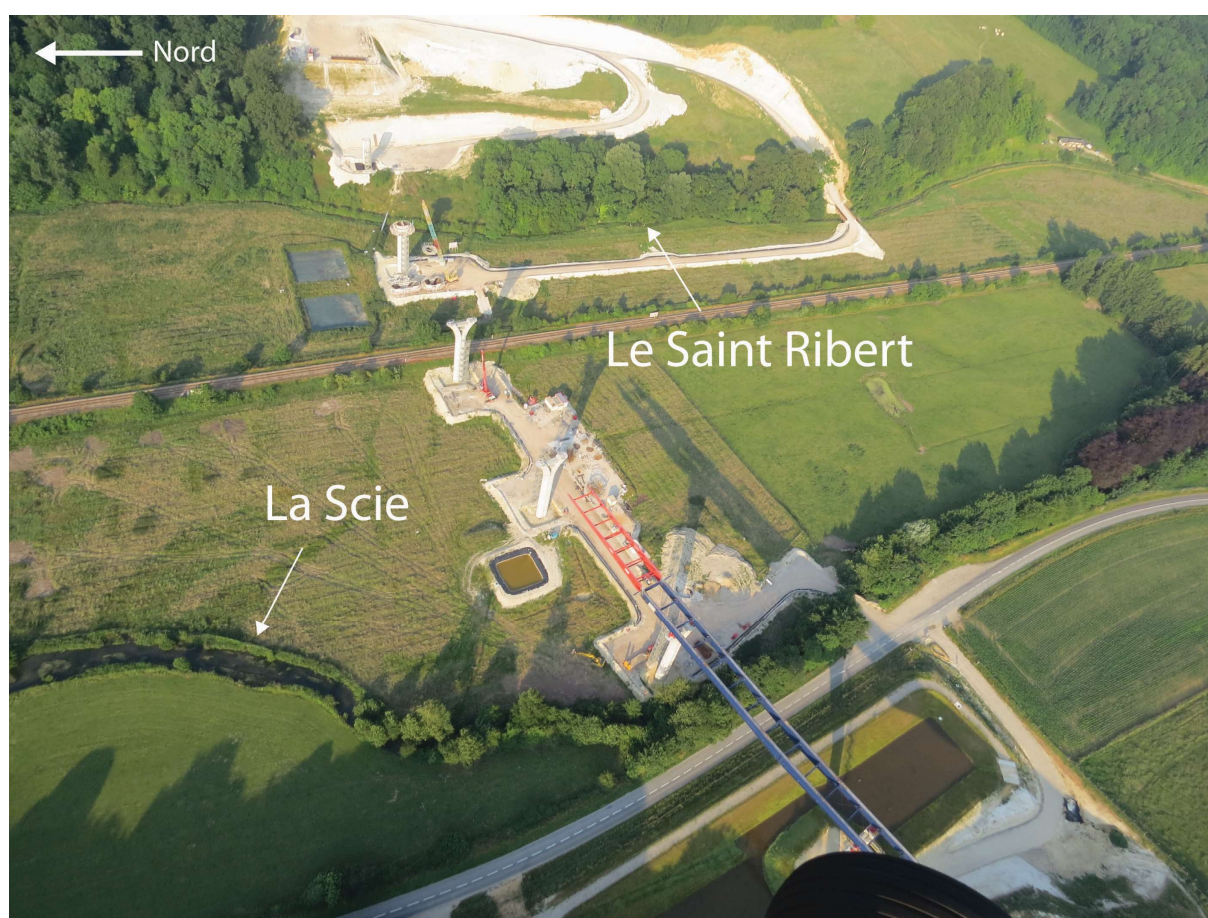


Figure 5. 5 : Photographie aérienne du site étudié (photographie : D.Todisco 2013).
Les parcelles sont cernées par le Saint Ribert à l'est (en haut de la photographie) et par la Scie à l'ouest (en bas du cliché).

1.2. Contexte archéologique

La carte archéologique du secteur de Manéhouville-sur-Scie, Anneville-sur-Scie et Sauqueville révèle l'existence de rares traces d'occupations, à l'image des découvertes attribuées au

Paléolithique au cours de prospections pédestres anciennes, ou encore d'une occupation protohistorique sur la commune de Manéhouville-sur-Scie, au lieu-dit « Les Pas de l'Ane » (fig.5.6). Le diagnostic archéologique réalisé en 2011 a donc permis de combler certaines lacunes concernant l'anthropisation du secteur au cours de l'Holocène, puisque ce sont trois concentrations de vestiges qui y ont été observées. Deux d'entre elles sont localisées sur le plateau en rive gauche de la Scie, tandis que la troisième a été mise au jour dans le fond de vallée.

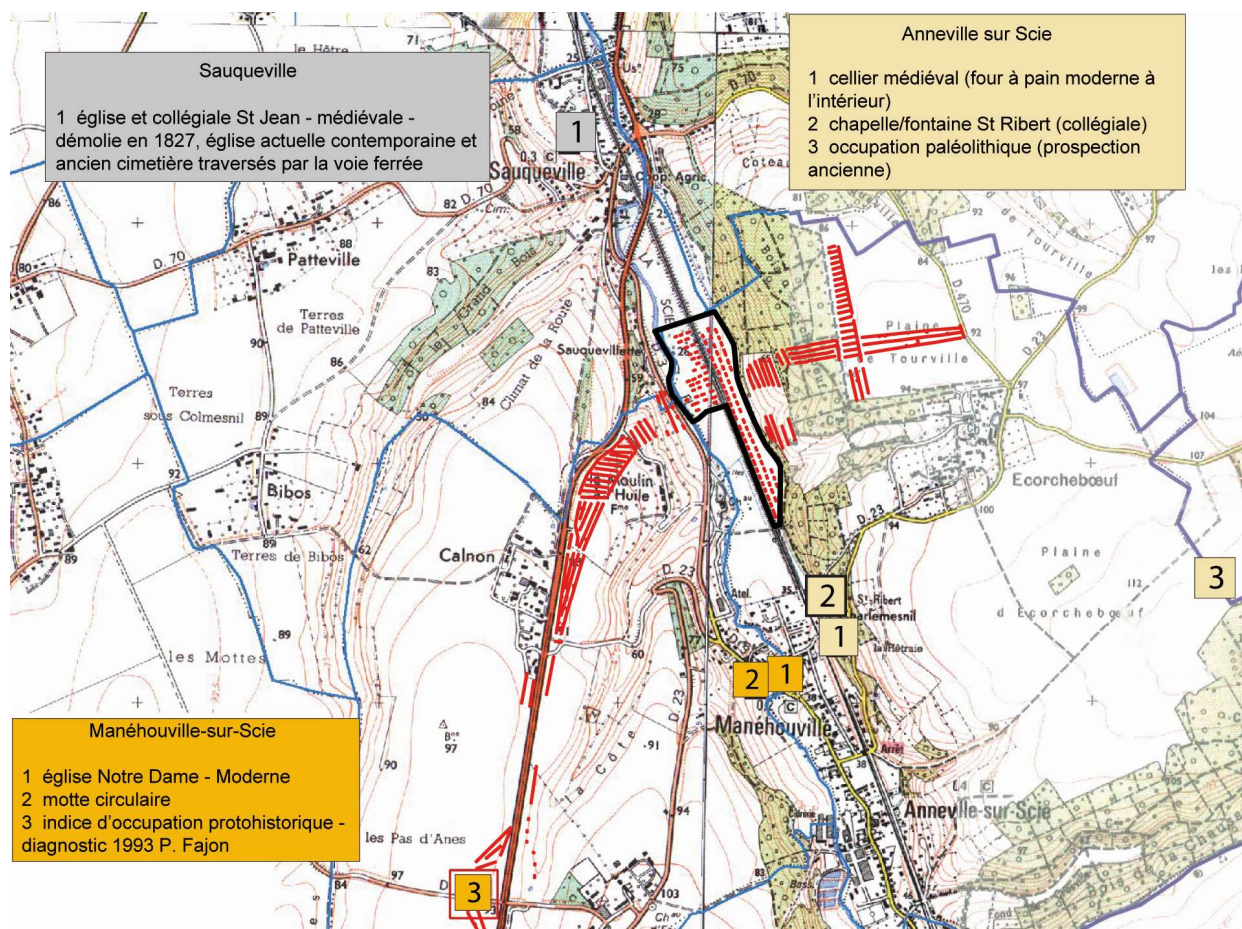


Figure 5.6 : Extrait de la carte archéologique de Manéhouville-sur-Scie, Sauqueville et Anneville-sur-Scie, emplacement du diagnostic Inrap de 2011 (Breton 2011) et du secteur d'étude

Les sondages réalisés par l'Inrap dans le cadre du diagnostic sont indiqués en rouge et la limite de l'emprise de l'étude réalisée dans ce travail est indiquée en noir. Les limites communales sont indiquées en bleu. Fond de carte : carte topographique IGN Série bleue au 1 : 25 000.

Secteur de plateau et de versant :

En rive gauche de la Scie, sur le plateau, une occupation rurale de l'âge du Fer (plus précisément de La Tène) est attestée (Breton 2011). Elle se présente sous la forme de structures domestiques

enceintes par un enclos fossoyé. La présence de fossés organisés selon un plan orthonormé et rattachés à l'enclos évoque le caractère agricole de l'établissement. Cette occupation se poursuit au cours de la période antique et semble pérenne au moins jusqu'au III^{ème} siècle après J.-C. A proximité immédiate de celui-ci, une seconde occupation, rattachée à l'aide du mobilier à la Protohistoire *lato sensu*, est caractérisée par la présence de structures en creux (fossés parcellaire et fosses).

Secteur du fond de vallée :

Au cours du diagnostic, le fond de vallée a également fait l'objet de plusieurs sondages, ayant livré un mobilier lithique associé à des bois conservés (fig.5.7, Breton 2011). Les observations sur le mobilier lithique ont permis de rattacher l'occupation au Néolithique, potentiellement au Néolithique moyen II (4200-3500 BC, Ghesquière et Marcigny 2012) mais soulignent toutefois le caractère ubiquiste de l'ensemble. Certains éléments de ce mobilier lithique présentent également des traces de chauffe. Des fragments de faune non identifiés, ainsi que des tessons céramiques non datés sont également associés à ces vestiges.

La plus grande partie du mobilier a été découverte dans des sondages effectués dans la parcelle localisée à l'est de l'actuelle voie de chemin de fer (parcelle numéro 3, voir dénomination choisie fig.5.8).

Au cours du diagnostic, le mobilier lithique a été mis au jour dans les tranchées 51 et 103 (pour lesquelles une forte densité d'outillage lithique a été observée), elles-mêmes localisées dans la partie sud du secteur d'investigation (fig.5.7) et témoigne de la présence probable d'un atelier de débitage. Toujours à proximité de ces sondages, les tranchées 52, 53, 98, 99 et 100 du diagnostic ont permis l'observation d'outillage lithique en densité plus faible. La tranchée 51, quant à elle, a permis la mise au jour des bois identifiés comme de potentiels pieux (Breton 2011). Le niveau d'apparition des vestiges se situe à l'interface entre des niveaux tourbeux et des argiles organiques (Breton 2011 ; *cf infra*).

Enfin, quelques tranchées localisées à l'ouest de la voie de chemin de fer ont révélé du mobilier lithique (tranchée 561), des pieux en bois (tranchée 559) ou les deux (tranchée 577).

De plus, les sondages réalisés dans le fond de vallée ont permis de mettre au jour la présence de structures en creux non datées de type fossé, dont la fonction de drainage a été proposée par les archéologues, en raison de leur comblement présentant de nombreux traits d'hydromorphie (Breton 2011).



Figure 5. 7 : Localisation des tranchées de diagnostic contenant du mobilier archéologique (en rouge) dans le fond de vallée de la Scie (modifié d'après Breton 2011)

Ainsi, si le plateau présente un site bien structuré, avec une occupation qui semble pérenne entre La Tène et le III^{ème} siècle de notre ère, le fond de vallée, quant à lui, indique une présence anthropique plus ancienne et au caractère ubiquiste (Breton 2011). Cette diachronie de l'occupation est à prendre en compte dans l'attribution des phénomènes érosifs.

1.3. Problématique du site et objectifs spécifiques de l'étude

Les études concernant l'évolution des plaines alluviales du Nord-Ouest européen au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène ont été réalisées à l'aide de différents indicateurs croisant approches géomorphologiques, sédimentologiques et paléo-environnementales (Bravard 1983, 1997 ; Pastre *et al.* 1997, 2000, 2006 ; Antoine *et al.* 2003 ; Orth *et al.* 2004 ; Deschodt *et al.* 2005 ; Collins *et al.* 2006 ; Denis *et al.* 2013 ; Deschodt 2014). Ainsi, les dépôts tourbeux et organiques constituent des archives sédimentaires privilégiées, permettant une bonne

exploitation de données sur l'évolution des bassins versants et des fonds de vallée (Manneville *et al.* 1999 ; Payette et Rochefort 2001 ; Barbier *et al.* 2002 ; Barber *et al.* 2003 ; Vergne *et al.* 2004 ; Gandouin *et al.* 2009 ; Denis *et al.* 2013).

L'étude des archives sédimentaires holocènes de la Scie, par ailleurs peu dilatées (un mètre en moyenne au-dessus des graves pléistocènes) permet ainsi de répondre à une problématique transversale confrontant données archéologiques et paléo-environnementales en vue de **comprendre les mutations paysagères de cette vallée côtière depuis la fin du Pléistocène tout en enrichissant le corpus régional de données paléo-environnementales nouvelles**. Il est donc nécessaire de s'interroger sur la teneur des changements environnementaux enregistrés par le remplissage sédimentaire holocène du fond de vallée de la Scie, afin de **déterminer le rôle de l'Homme et du climat sur l'évolution des paysages de cette vallée**.

Les objectifs spécifiques propres à cette étude sont de (i) **caractériser les faciès sédimentaires** observés dans le remplissage, (ii) d'en **établir une chronostratigraphie précise** et (iii) d'en **comprendre les significations paléo-environnementales**. Il est donc nécessaire de croiser plusieurs indicateurs afin de renseigner les mutations paysagères (végétation, marqueurs d'anthropisation au sein des prélèvements polliniques).

2. RESTITUTION DES DONNEES DE TERRAIN ET IDENTIFICATION DES FACIES ET DES DEPOTS DU FOND DE VALLEE DE LA SCIE

Suite à l'opération de diagnostic archéologique, une campagne d'acquisition de données de terrain a été mise en place dans le cadre de ce travail de doctorat. Effectuée en deux temps, une première phase a porté sur l'appréhension de la résistivité / conductivité des unités constituant le remplissage du fond de vallée, à l'aide de prospections géophysiques, avant de réaliser un total de cinquante-quatre sondages à la pelle mécanique. La restitution de ces données de terrain a ainsi conduit à l'identification des principales unités pédo-sédimentaires constituant le remplissage holocène de la Scie.

2.1. Résultats et interprétation des prospections géophysiques

Les prospections géophysiques réalisées sur les trois parcelles (fig.5.8) et la cartographie du sous-sol ainsi obtenue (fig.5.9) révèlent une vision nette des variations de résistivité des sols constituant le fond de vallée.

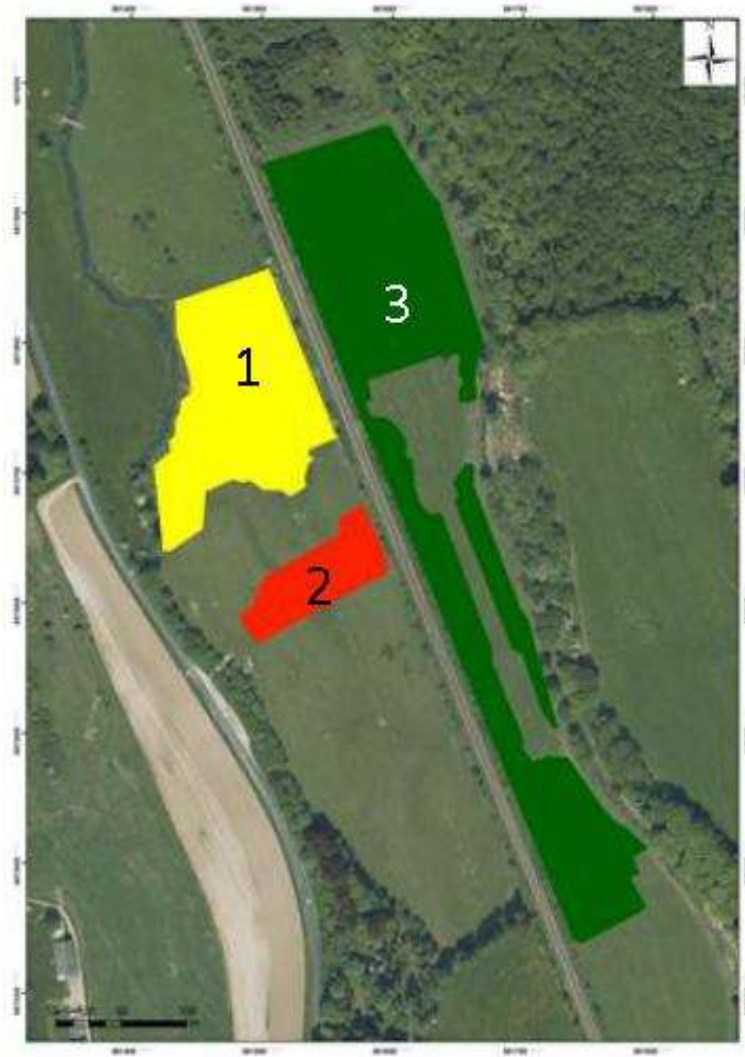


Figure 5. 8 : Dénomination des parcelles prospectées (source : Geocarta 2013)

En raison de son contexte fluvial et d'une zone humide importante comprise entre la Scie et le Saint-Ribert, il n'est pas étonnant d'observer sur les cartes réalisées un vaste espace à faible résistivité (en bleu), témoignant de niveaux à granulométrie fine (limons/argiles) dilatés (fig.5.9).

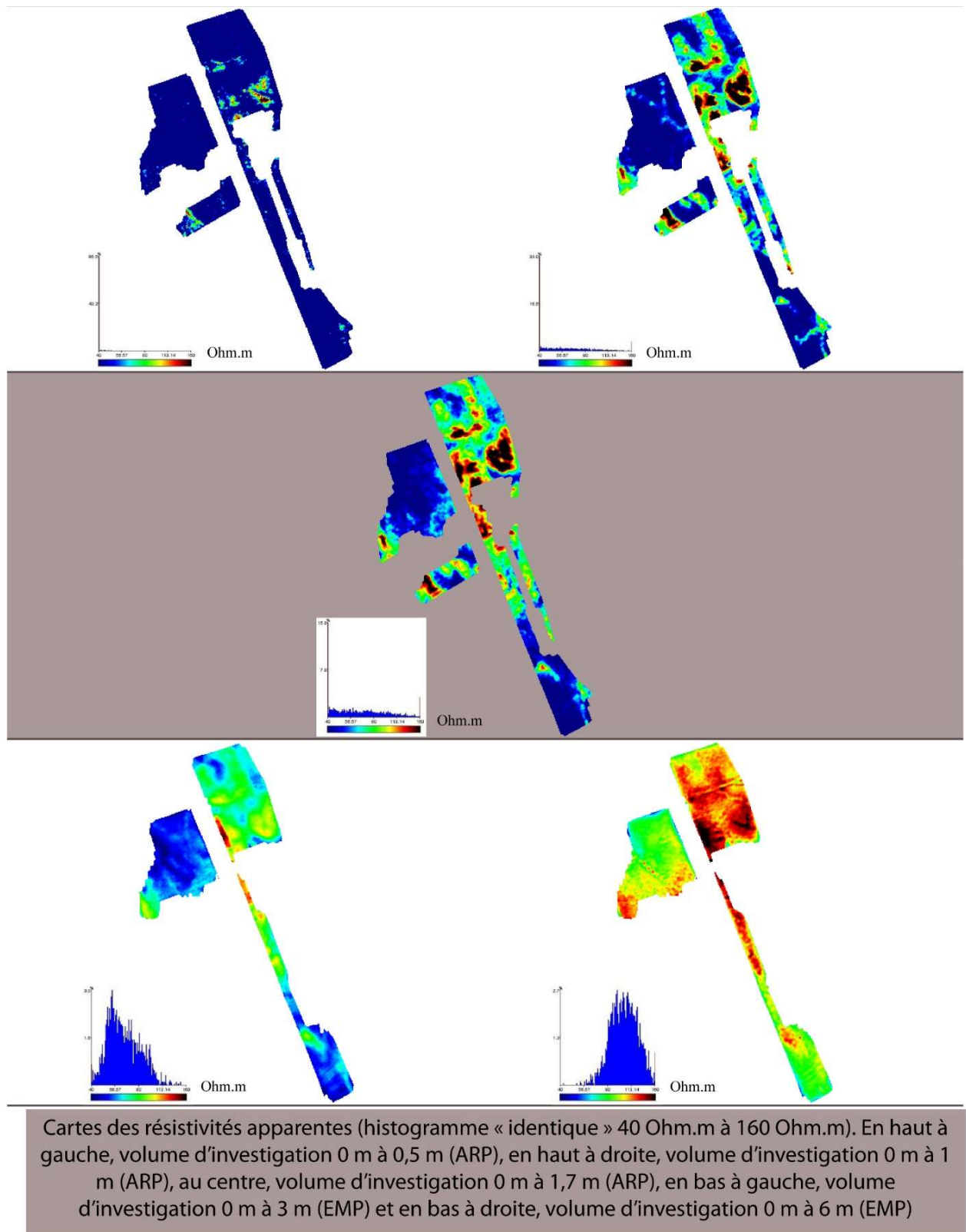


Figure 5. 9 : Cartographie géophysique (résistivité apparente pour chaque volume d'investigation) du fond de vallée de la Scie (réalisation Géocarta, Anest et Lader 2013).

Les résultats de la prospection indiquent que les résistivités apparentes varient entre 40 ohm.m jusqu'à plus de 260 ohm.m. Ce sont trois ensembles de valeurs distincts qui peuvent être ainsi déterminés.

Un premier groupe composé de faibles résistivités (zones conductrices) est majoritaire sur le premier volume d'investigation de 0 à 0,5 m (profondeurs les plus superficielles). Ces valeurs faibles (moins de 50 ohm.m en ARP / résistivité électrique) se retrouvent sur la quasi-totalité des parcelles 1 et 2, ainsi que sur la partie sud de la parcelle 3. Avec la profondeur, ces zones de faibles résistivités s'atténuent mais sont toutefois toujours observables sur les volumes 0-1 m, 0-1,7 m (ARP / résistivité électrique) et 0-3 m (EMP / électromagnétique). Ces zones conductrices pour les volumes évoqués précédemment restent majoritaires dans la parcelle 1 et au sud de la parcelle 3, et ponctuellement dans la parcelle 2. Néanmoins, elles disparaissent sur le volume 0-6 m (EMP), soulignant de ce fait la faible puissance stratigraphique de ces dépôts conducteurs (en bleu sur les cartes de résistivité).

Un second groupe est composé de valeurs de résistivités intermédiaires (comprises entre 65 et 95 ohm.m). Il indique la présence d'une zone plus résistante du milieu de la parcelle 3 jusqu'au nord de celle-ci, ainsi qu'à l'ouest de la parcelle 1 et ponctuellement dans la parcelle 2. Avec l'augmentation des volumes d'investigation, ces zones sont plus étendues. Ainsi, ces données de résistivité intermédiaire soulignent la possibilité d'un mélange de particules fines et grossières (et donc plus résistantes) en proportions à peu près égales (Anest et Lader 2013). Enfin, les fortes valeurs de résistivité (en orange et en rouge) s'expriment principalement sur les volumes d'investigation 0-6 m (EMP) et soulignent la forte proportion d'alluvions grossières sur ces profondeurs.

Les données recueillies sur ces volumes d'investigation sont en corrélation directe avec la topographie des dépôts résistants (alluvions grossières) et pourraient témoigner de la présence d'anciennes traces d'un système fluvial en tresses (Anest et Lader 2013), probablement à la transition Tardiglaciaire/Holocène.

L'ensemble de ces variations de résistivité ne permettent cependant pas de caractériser directement les sols. En effet, ces cartes de résistivité permettent en premier lieu de localiser et de déterminer la géométrie des contextes conducteurs à granulométrie fine (argile, tourbe), caractéristiques des potentiels paléo-chenaux de la Scie, ou plus grossières (forte résistivité,

seuils). Elles révèlent toutefois les variations topographiques du toit des dépôts alluviaux pléistocènes et ont permis l'implantation des sondages mécaniques et la détermination des secteurs où la puissance stratigraphique des niveaux conducteurs (argileux) était la plus importante (fig.5.10).

2.2. Présentation des coupes et transects et description des unités pédo-sédimentaires

Postérieurement à la réalisation de la cartographie géophysique, qui a permis de déterminer les secteurs du fond de vallée où les archives pédo-sédimentaires holocènes semblaient les plus dilatées, cinquante-quatre sondages ont été implantés. Ils ont été réalisés sous forme de transects selon des axes longitudinaux et transversaux afin de faciliter l'interprétation stratigraphique du remplissage (fig.5.10).

2.2.1. Observation des coupes stratigraphiques

La mise en place de transects dans l'emprise des trois parcelles a permis l'observation de la géométrie des dépôts holocènes, tout comme les variations d'altitude du toit des graves pléistocènes (déjà mises en avant par les prospections géophysiques). Elle a également permis l'observation et la description de cinq unités stratigraphiques et d'au moins huit faciès sédimentaires, constituant le remplissage du fond de vallée de la Scie (fig.5.11 à fig.5.14).

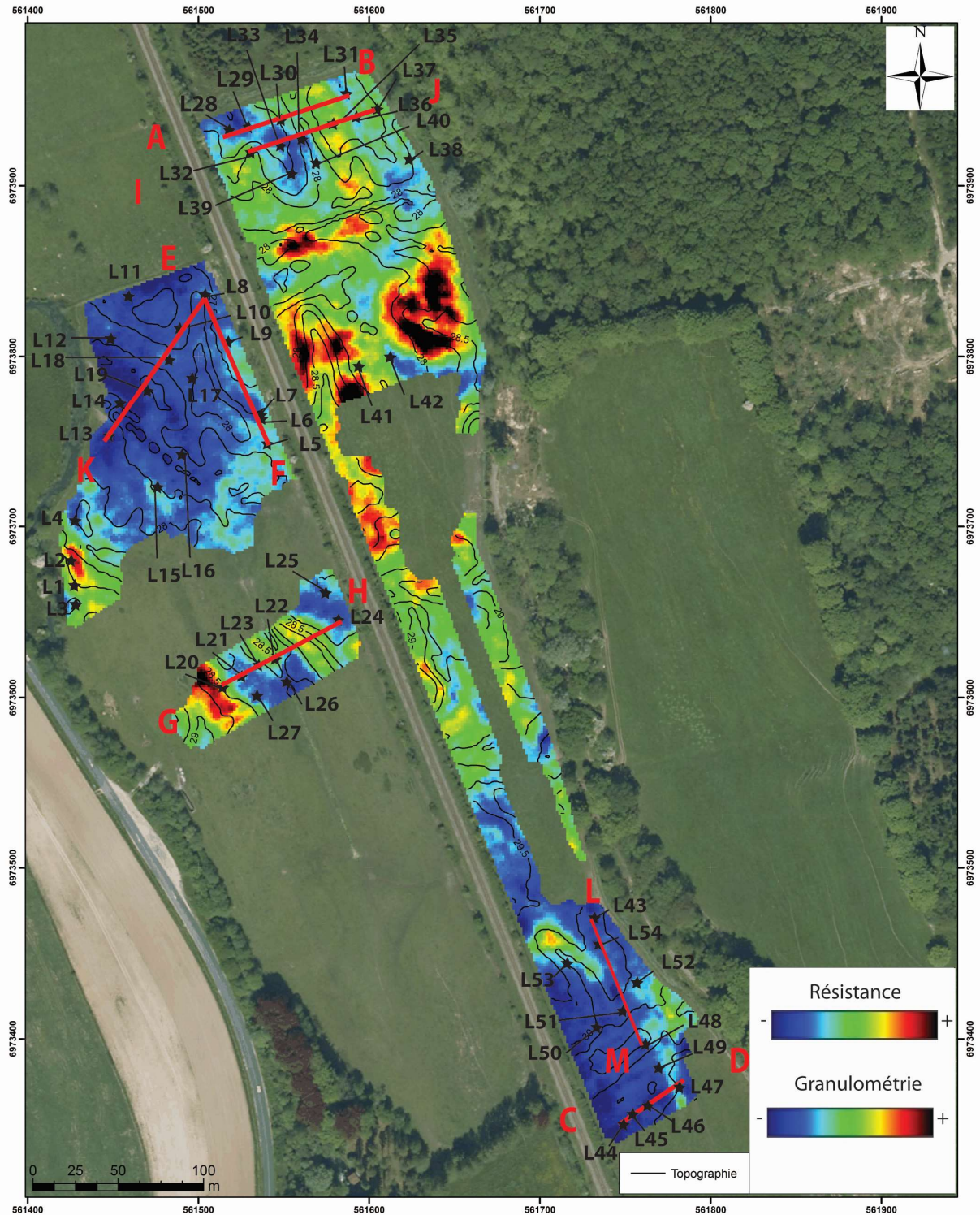


Figure 5. 10 : Localisation des sondages stratigraphiques et des transects (réalisation Gonnet 2014, fond de carte Geocarta, ARP profondeur d'investigation 0-1,7m).

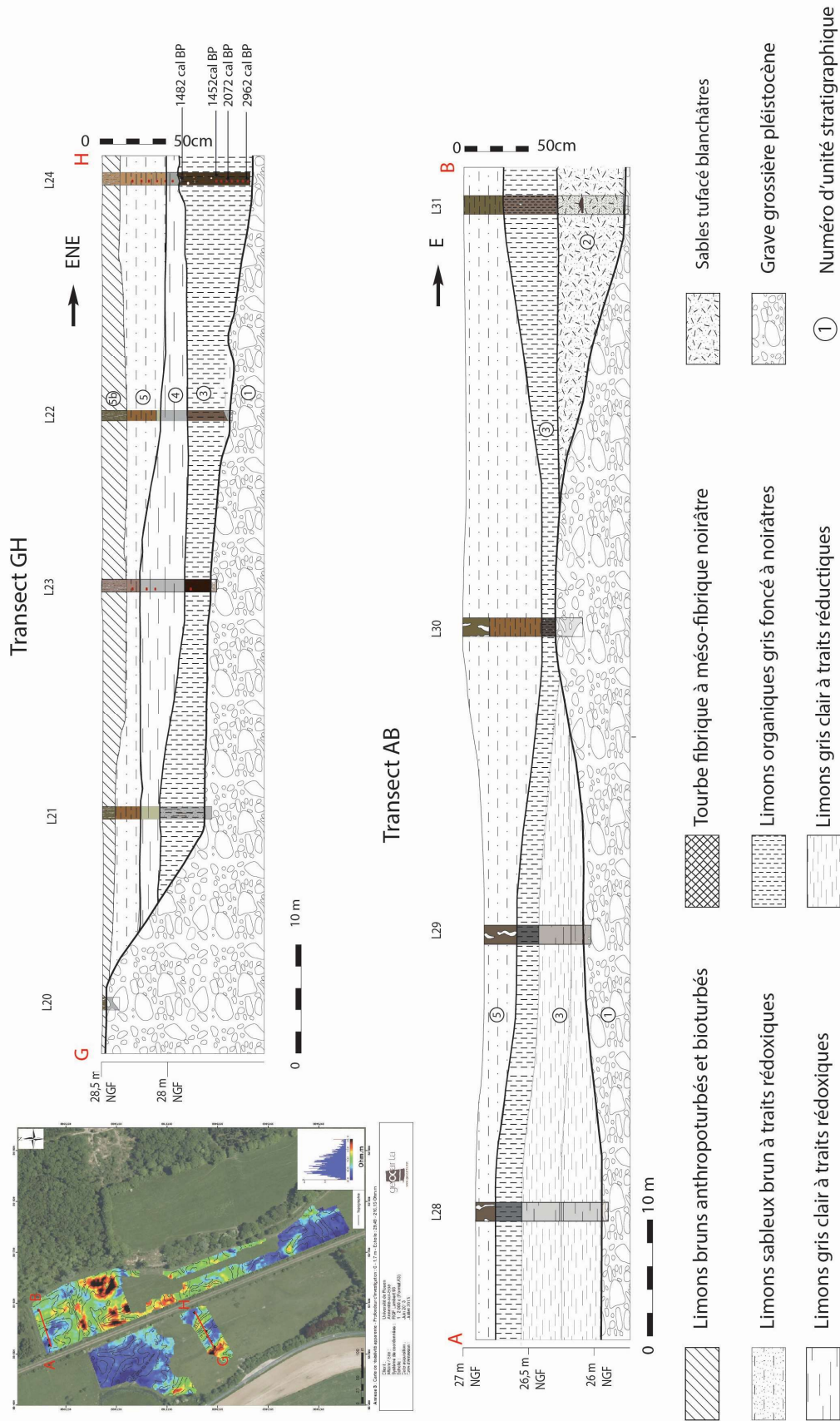


Figure 5.11 : Transects GH (profil transversal, parcelle 2) et AB (profil transversal, parcelle 3) et identification des faciès principaux.

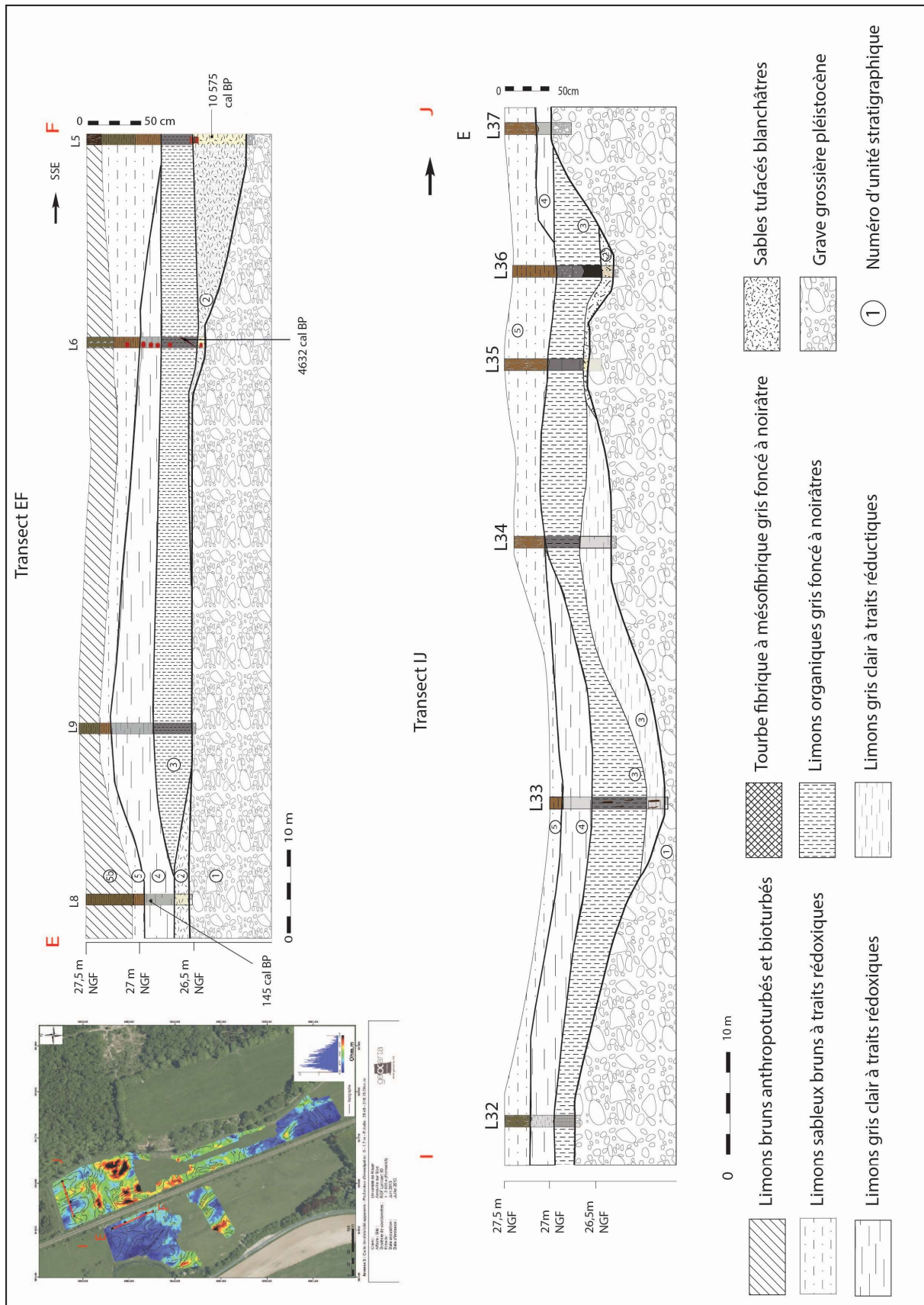


Figure 5. 12 : Transects EF (profil longitudinal, parcelle 1) et IJ (profil transversal, parcelle 3) et identification des faciès principaux.

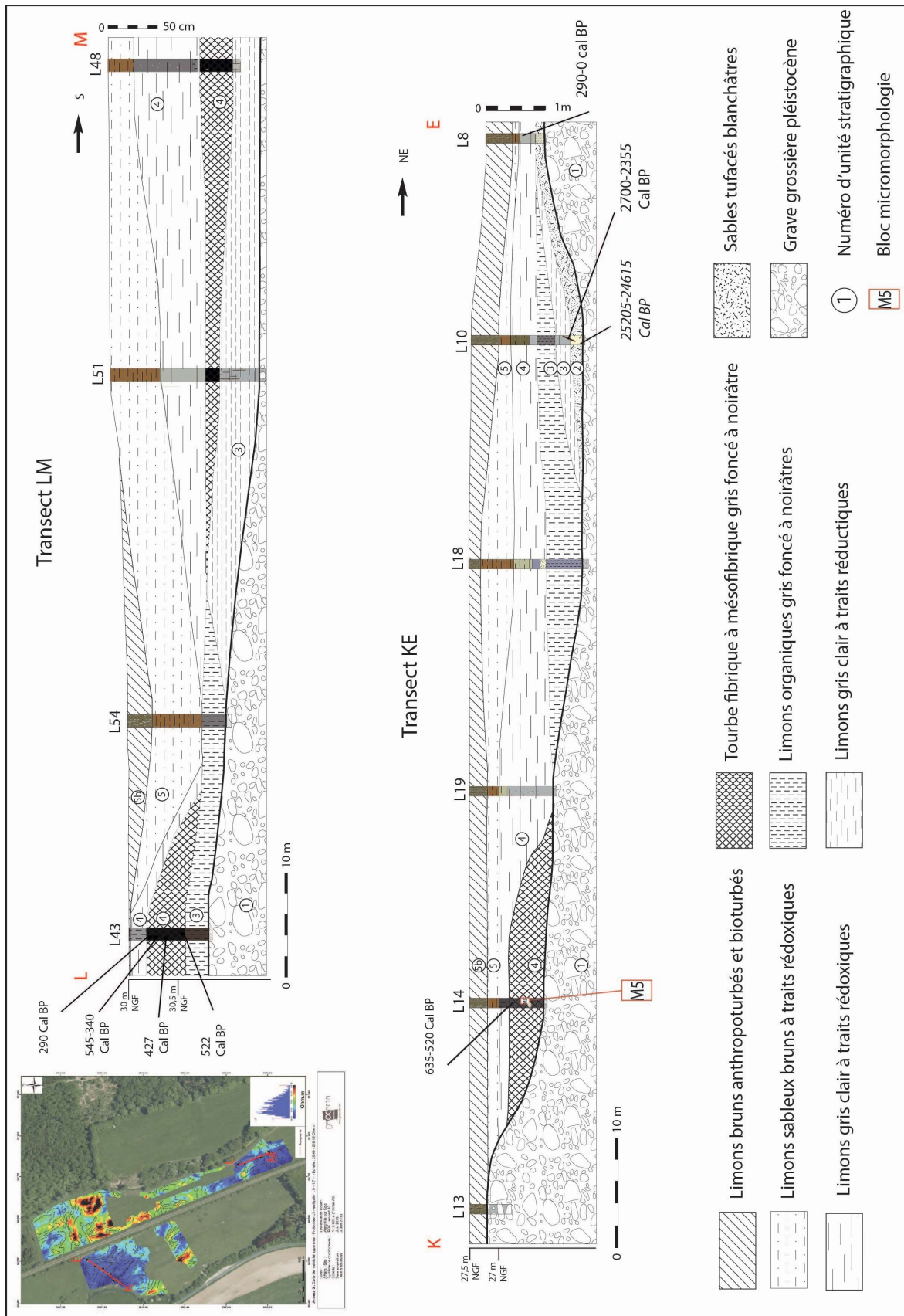


Figure 5. 13 : Transects LM (profil longitudinal, parcelle 3) et KE (profil transversal, parcelle 1) et identification des faciès principaux (en italique : datation rejetée, cf infra)

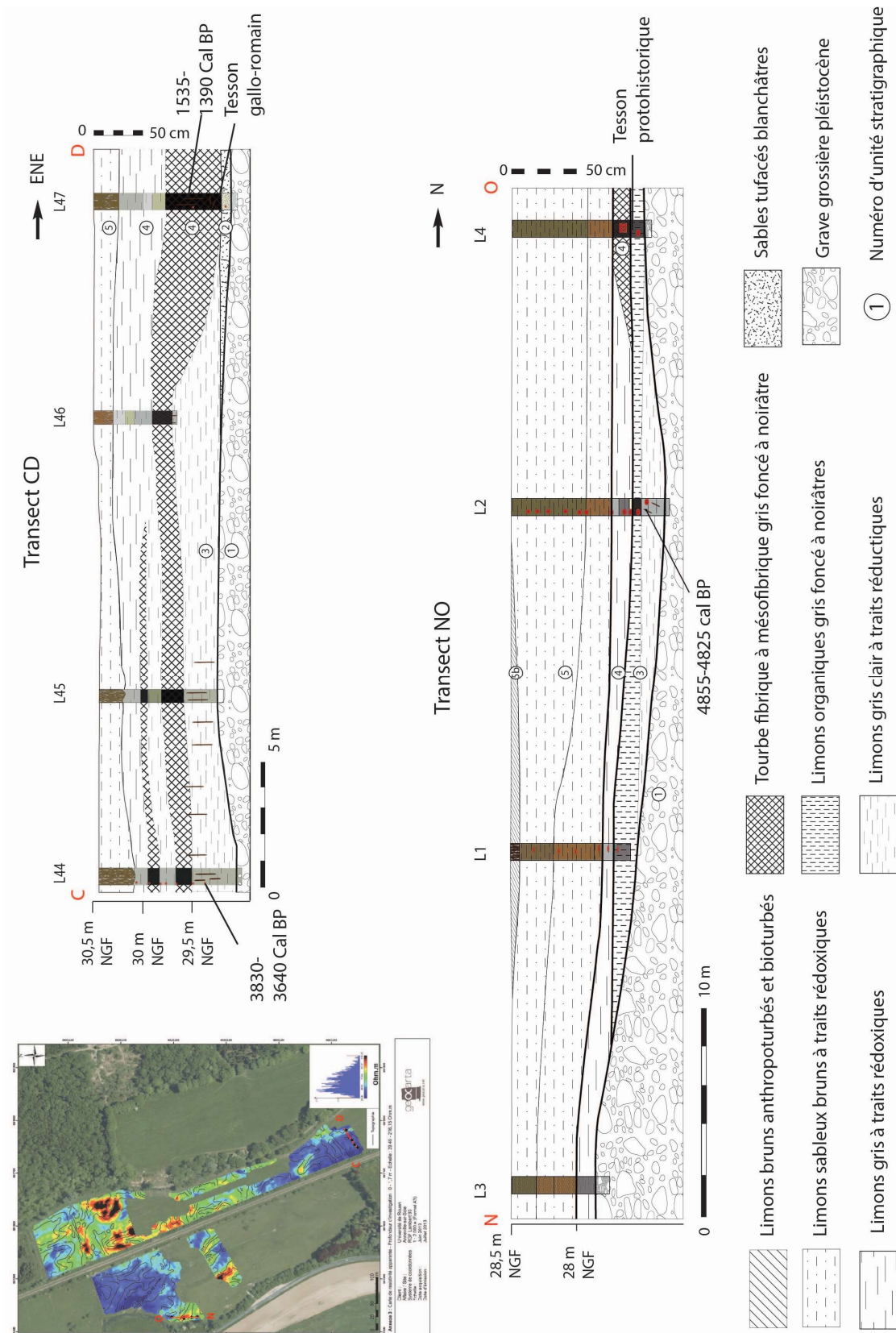


Figure 5. 14 : Transects CD (profil transversal, parcelle 3) et NO (profil longitudinal, parallèle à l'écoulement de la Scie, parcelle 1) et identification des faciès principaux

2.2.2. Description des unités stratigraphiques et des faciès

Cinq unités stratigraphiques et plusieurs faciès pédo-sédimentaires ont été observées sur les différents transects réalisés dans le fond de vallée (fig.5.11 à fig.5.14).

L'unité stratigraphique 1 correspond aux graves sableuses pléistocènes, constituées de galets et de blocs de silex. De taille pluricentimétrique à décimétrique, ils sont mélangés à une matrice sableuse grossière. La quasi-intégralité des sondages réalisés a atteint cette unité, permettant ainsi de connaître les variations du toit de ces alluvions pléistocènes, déjà mises en évidence par les prospections géophysiques. Les variations topographiques de ces dépôts génèrent des seuils (principalement localisés dans la partie nord de la parcelle 3), dont les profils ont pu être restitués par les transects (fig.5.11 à fig.5.14).

L'unité stratigraphique qui la surmonte (US 2) n'a été observée qu'au sein de certains sondages. Il s'agit d'un sédiment sablo-limoneux tufacé/carbonaté. Il a principalement été observé au contact des graves pléistocènes (logs 5, 6, 7, 8 et 10 pour la parcelle 1, fig.5.12 et fig.5.13, et logs 36 et 47 pour la parcelle 3, fig.5.12 et fig.5.14). Ces niveaux sableux tufacés ne sont jamais indurés ou concrétionnés en masse. Il s'agit essentiellement de précipitation carbonatée autour des grains de sables. A l'échelle macroscopique, il n'a pas été observé d'encroûtement stromatolithique, ni de faciès à oncolithe, contrairement à d'autres édifices holocènes observés en Normandie (Saint-Germain-le-Vasson, vallée de la Laize, Limondin-Lozouet *et al.* 2005 ; Eglise du Thaon, bassin versant de l'Ancre, Lespez 2012 ; Brionne, vallée de la Risle, *cf* chapitre 4). Le seul faciès observé est celui d'un sable limoneux tufacé pulvérulent et oolithique par endroit. La présence de ce dépôt fait ainsi écho à celle de l'édifice tufacé de Dénestanville, localisé quelques kilomètres en amont en rive gauche de la Scie (au débouché de la vallée sèche du Lintot) et mis en évidence par Lebret et Bignot 1990. Comme évoqué dans le chapitre 4, la formation de ces édifices tufacés se met en place initialement par la précipitation de carbonates d'origine terrestre dans un contexte d'eau en libre circulation (Ford et Pedley 1996 ; Garnett *et al.* 2004 ; Pentecost 2005 ; Andrews 2006 ; Dabkowski *et al.* 2010, 2011, 2012 ; Dabkowski 2014). D'une épaisseur d'environ trois mètres, l'édifice de Dénestanville repose directement sur les alluvions grossières pléistocènes et paraît, selon les auteurs, antérieur ou contemporain aux tourbes holocènes. Le tuf de Dénestanville ne semble toutefois ne pas s'être édifié *in situ*, mais pourrait provenir du démantèlement d'édifices contemporains ou antérieurs mis en place à l'emplacement des résurgences. Sa formation est toutefois attribuée au début de l'Holocène (Lebret et Bignot 1990), tout comme l'édifice de

Brionne évoqué au chapitre précédent. Ainsi, cette unité 2 semble être héritée du comblement de petits chenaux avec des matériaux tufacés dits « allochtones et clastiques » (Pedley 1990 ; Pentecost et Viles 1994 ; Pentecost 2005 ; Coutard *et al.* 2010).

L'US 3 qui surmonte cette unité tufacée présente des variations latérales de faciès (fig.5.11 à fig.5.14). Ainsi, deux faciès pédo-sédimentaires ont été observés : le premier s'apparente à un sédiment limoneux à limono-argileux plastique. De couleur gris clair, ce faciès présente des traits d'hydromorphie réductique, ainsi qu'une structure massive. Il peut s'apparenter à un horizon G réductique (ou Gr) selon le référentiel pédologique (Baize *et al.* 2008).

Le second faciès constituant cette unité stratigraphique 3 correspond à des limons organiques (les analyses granulométriques révèlent que la fraction argileuse est minime voire absente, *cf infra*), de couleur gris foncé. Ce faciès semble résulter essentiellement de l'action de processus post-dépositionnels tel que l'engorgement et la sursaturation en eau de ces dépôts et la dégradation de matière organique autochtone provenant d'une paléoripisylve. La présence de nombreux macro-restes végétaux de type bois (fig.5.15) en position de vie (verticale) a été observée au sein de cette unité 3, et plus spécifiquement dans le faciès limoneux gris clair. Leur conservation semble avoir été facilitée par l'engorgement constant de ces niveaux (anoxie). Ce type de processus de paludification lié à l'existence d'une nappe affleurante stagnante dans des dépressions topographiques est qualifié de topogène (Manneville *et al.* 1999). Ces bois ont fait l'objet d'une identification d'espèce (*cf infra*, tableau 5.8) et de datations par le radiocarbone (fig.5.31 et tableau 5.7). L'antériorité des niveaux tufacés (US 2) sur les dépôts limono-argileux de l'US 3 est attestée par l'observation de leur position stratigraphique respective au sein de différents logs (Log 10, Log 36), ainsi que par les datations au radiocarbone réalisées sur les deux unités stratigraphiques (*cf infra* tableau 5.7 et fig.5.31). Cependant de nombreux sondages ont mis en avant un contact immédiat de l'US 3 avec les graves pléistocènes (logs 2, 28, 29, 33, 34, 44, 45 et 46, voir fig.5.11 à fig.5.14).



Figure 5. 15 : Bois en position de vie au décapage lors de la réalisation du sondage L 51 (sud parcelle 3). Ces bois apparaissent au sein de l'US 3, entre les faciès limoneux gris clair à traits réductiques et les limons organiques brun foncé. Photographies : A.Gonnet 2013.

L'US 4 correspond à un sédiment limoneux grisâtre à traits rédoxiques, comprenant localement des passées tourbeuses. Cet horizon peut être qualifié d'histique (voire épihistique car localisé en surface, Payette et Rochefort 2001 ; Baize *et al.* 2008). Ce faciès tourbeux identifié sur les sondages réalisés (fig.5.13 et fig.5.14) correspond, selon l'échelle ordinale de Von Post (Manneville *et al.* 1999 ; Payette et Rochefort 2001), à des dépôts tourbeux fibriques (H2 et H3), voire méso-fibriques (entre H3 et H4). Cette échelle de Von Post permet de déterminer le niveau de décomposition de la matière organique constituant le dépôt tourbeux. Ainsi, une

tourbe dite fibrique possédant l'indice H2 indique qu'elle n'est pratiquement pas décomposée et que les résidus de plante sont encore facilement identifiables. L'indice H3 décrit une tourbe très peu décomposée qui peut libérer une eau trouble brun pâle et dont les résidus de plante sont encore identifiables. Une tourbe dite mésique à l'indice H4 correspond à une tourbe peu décomposée mais dont l'identification des résidus de plante devient difficile. De fait, les passées tourbeuses de cette unité 4 sont très riches en macrorestes végétaux et ont pu faire l'objet de datations au radiocarbone sur les éléments organiques du log L47. Ces dépôts tourbeux sont d'origine fluviogène et résultent de l'engorgement lié à des battements de nappe et des crues ponctuelles (Manneville *et al.* 1999). Enfin, une fraction minérale est observable au sein de cette tourbe, soulignant toutefois un faible apport terrigène pendant la turfigenèse.

Le faciès limoneux grisâtre de l'unité 4 présente de nombreux caractères post-dépositionnels, tels que des traits d'oxydo-réduction sous la forme d'oxydes ferro-manganiques. De structure polyédrique, voire massive, il peut être localement bioturbé, principalement par la présence d'un réseau racinaire peu développé. Il s'apparente à l'ancienne notion de gleys et gleysols, aujourd'hui connue sous l'appellation « réductisols fluviques » (Baize *et al.* 2008). Cette unité constitue donc l'horizon G d'un réductisol développé dans le fond de vallée. Ces horizons sont partiellement réoxydés (horizon Go), ce qui s'exprime visuellement par des tâches ponctuelles de teinte rouille. Cela témoigne principalement d'une saturation en eau interrompue périodiquement (Baize *et al.* 2008 ; Thiry *et al.* 2013).

Enfin, ces unités sont scellées par l'US 5, un dépôt limono-sableux brun clair présentant des traits rédoxiques (oxydes de fer) et une structure grumeleuse à prismatique. Dans sa partie supérieure, ce dépôt présente de nombreuses traces de perturbations anthropiques (anthropoturbation) et de remaniements par les labours (horizons Ap ou anthroposols modernes, Baize *et al.* 2008). Cette unité 5 est également largement bioturbée par des racines/radicelles et par l'activité animale (lombrics). En raison de ces perturbations anthropiques, fauniques et végétales, la partie supérieure de l'US 5 présente une structure grumeleuse. D'un point de vue pédologique, l'ensemble du dépôt est fortement réoxydé et de nombreuses tâches de couleur rouille sont présentes, principalement le long des racines et radicelles, témoignant d'un engorgement régulier/saisonnier mais d'une non-saturation permanente. L'interprétation proposée lors de l'observation sur le terrain pour ce dépôt brun clair est celle d'une séquence associée à des dépôts alluviaux de crues ou « limons de débordements », mis en place par accretion verticale. Ces dépôts sont régulièrement observables à l'échelle régionale, notamment

dans la vallée de la Seine et ses affluents (Pastre *et al.* 2000 ; Sechi 2012 ; Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016).

La séquence sédimentaire type (fig.5.16) peut être représentée à l'aide du log synthétique ci-après :

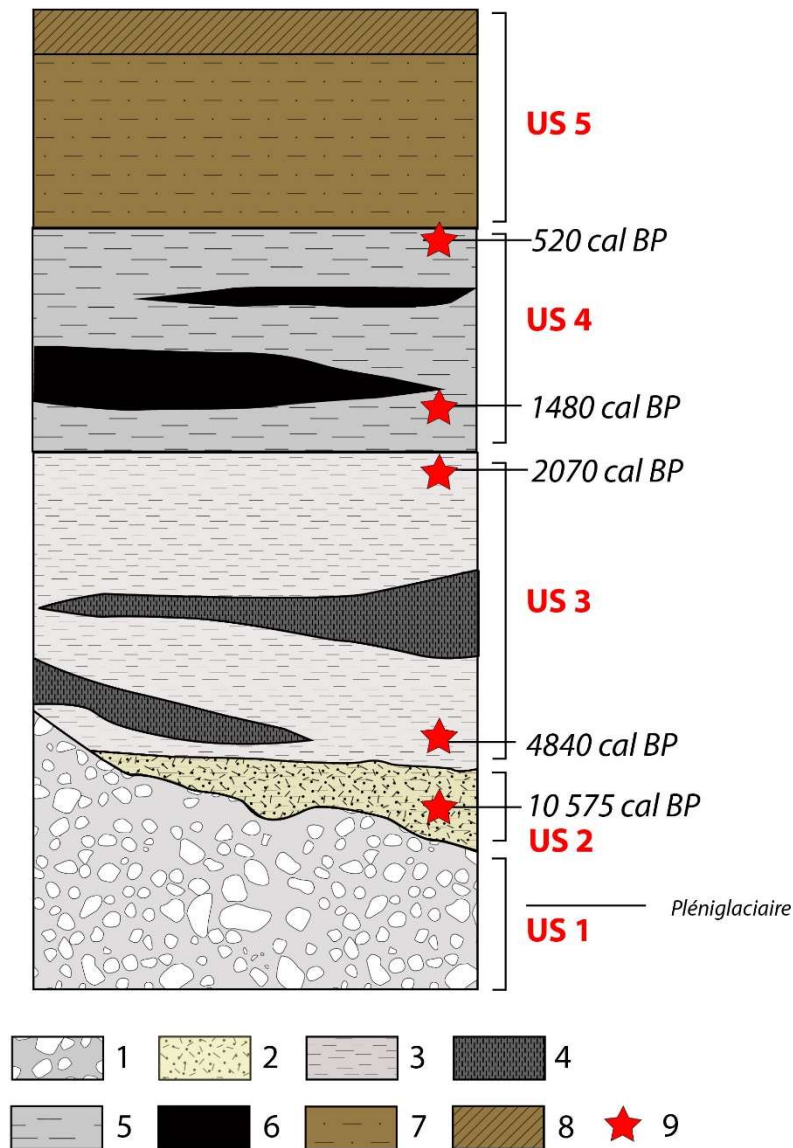


Figure 5. 16 : Log synthétique de la séquence sédimentaire type du remplissage holocène du fond de vallée de la Scie. Légende : 1. Graves sableuses grossières ; 2. Sables tufacés blanchâtres ; 3. Limons gris clair à traits réductiques ; 4. Limons organiques gris foncé à noirâtres ; 5. Limons gris à traits rédoxiques ; 6. Tourbe fibrique à méso-fibrique ; 7. Limons sableux bruns ; 8. Limons sableux bruns anthropoturbés ; 9. Datations ^{14}C calibrées de la base et du sommet de chaque unité stratigraphique.

Ce travail de terrain a donc permis l'identification de cinq unités stratigraphiques, comprenant au moins sept faciès pédo-sédimentaires différents (fig.5.16). La compréhension des modes de dépôts de ces unités, ainsi que leurs périodes de mise en place sont toutefois nécessaires afin de déterminer l'évolution des paysages au cours de l'Holocène dans cette portion de la vallée. Ainsi, des analyses laboratoires viennent compléter et préciser les données de terrain, et les datations radiocarbone permettent de mieux appréhender la chronostratigraphie du secteur d'étude.

3. RESULTATS DES ANALYSES DE LABORATOIRE ET CARACTERISATION DES FACIES PEDO-SEDIMENTAIRES

3.1. Résultats des analyses sédimentologiques et interprétations

3.1.1. Résultats des analyses granulométriques

Les analyses granulométriques réalisées au laboratoire LETG Geophen (UMR 6554, Université de Caen/Normandie université) ont été interprétées à l'aide du logiciel Gradistat©. Les résultats des analyses granulométriques ont permis d'observer que la grande majorité des éléments prélevés dans les différents faciès sont fins, mais mal triés (courbes principalement bimodales, voire dans certains cas trimodales), soulignant de ce fait l'origine variée du matériel détritique au sein de chaque faciès. Le diagramme de répartition granulométrique (fig.5.17) met en avant le mauvais tri des échantillons : la majeure partie des prélèvements effectués au sein des unités 3, 4 et 5 sont constitués d'un mélange de silts et de sables fins.

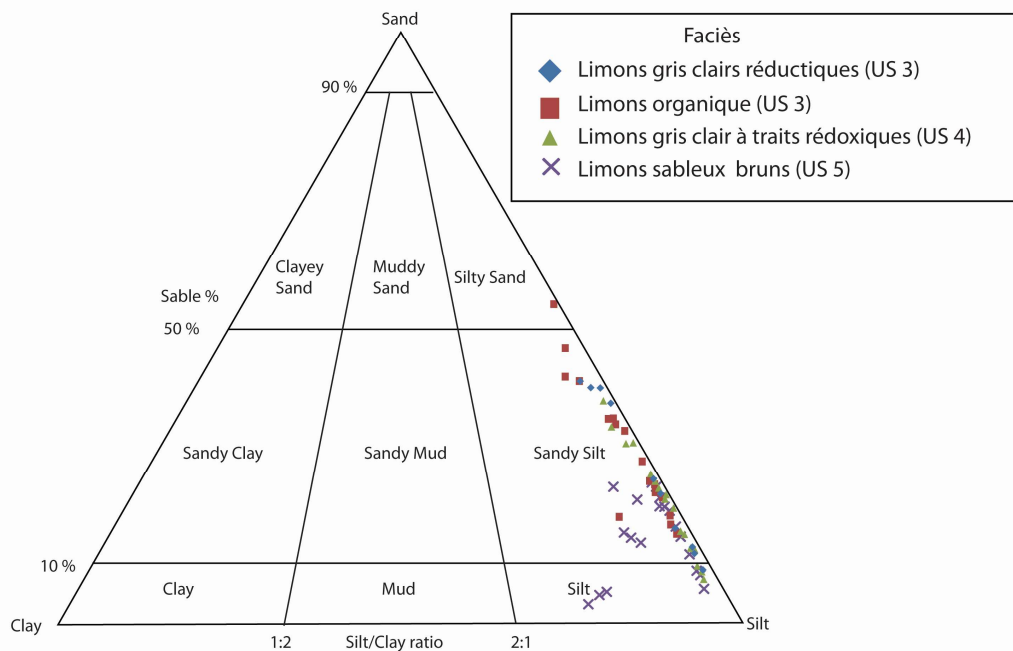


Figure 5. 17 : Diagramme de répartition granulométrique des échantillons de la vallée de la Scie, selon leur faciès (description de terrain). Réalisation Gonnet 2016 à l'aide de Gradistat©

- *Caractérisation des conditions de transport par le diagramme de Passega*

L'image CM de Passega permet de mettre en avant l'existence de quatre enveloppes principales témoignant de quatre modes de dépôts différents (fig.5.18). Tout d'abord, le mauvais tri des échantillons analysés est observable, notamment par le décalage entre le nuage de point et l'image CM théorique de Passega. Un premier groupe se distingue, parallèle à un axe RS''. Il indique que ces dépôts dérivent de processus de débordements moins énergiques en raison d'une position dans la plaine alluviale plus distale par rapport au système d'écoulement et qui se mettent en place selon une suspension uniforme peu énergique (Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016).

Le second groupe d'échantillons, observable au sein de l'enveloppe R'R, possède un percentile grossier proche de celui du groupe I, d'environ 100 µm, mais une médiane comprise entre 35 et 45 µm. Il témoigne d'une mise en place par suspension uniforme, dans un environnement toutefois plus dynamique que pour le groupe I.

Le troisième groupe (groupe III) est localisé à gauche de l'axe QP et le long du segment RS'. Le segment RS' indique un dépôt en suspension uniforme mais plus énergique que le segment

RS, tandis que l'axe QP indique la mise en place de sédiment par suspension graduée majoritairement. Ainsi, les échantillons du groupe III témoignent d'un mélange d'influence et d'un hydrodynamisme plus important que les deux groupes précédents. Ce groupe contient principalement des échantillons issus des deux faciès de l'US 3, mais également certains prélèvements des unités 4 et 5.

Enfin, un quatrième groupe localisé à la gauche du segment QP signale le dépôt d'échantillons principalement par suspension graduée et par roulement pour quelques éléments plus grossiers. C'est au sein de cette enveloppe IV que se trouve l'échantillon issu du faciès sableux tufacé (analyse réalisée après décarbonatation sur la fraction minérale sableuse).

Aucun groupe d'échantillon n'a pu être observé au sein de l'enveloppe T. Cette enveloppe regroupe les échantillons habituellement mis en place par décantation en l'absence de courant, et caractérise les dépôts issus des bras-morts, déconnectés du cours d'eau principal (Passega 1957 ; Bravard 1983 ; Bravard et Peiry 1999 ; Arnaud-Fassetta 2003 ; Salvador *et al.* 2005 ; Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016). Cela souligne donc que les unités sédimentaires observées sur la séquence de Manéhouville se sont déposées dans un environnement relativement dynamique d'un point de vue hydrologique. La fraction minérale présente au sein des faciès tourbeux témoigne également d'un mélange d'origine : alors que la fraction organique peut être autochtone, la fraction minérale est déposée par suspension uniforme à moyenne et forte énergie.

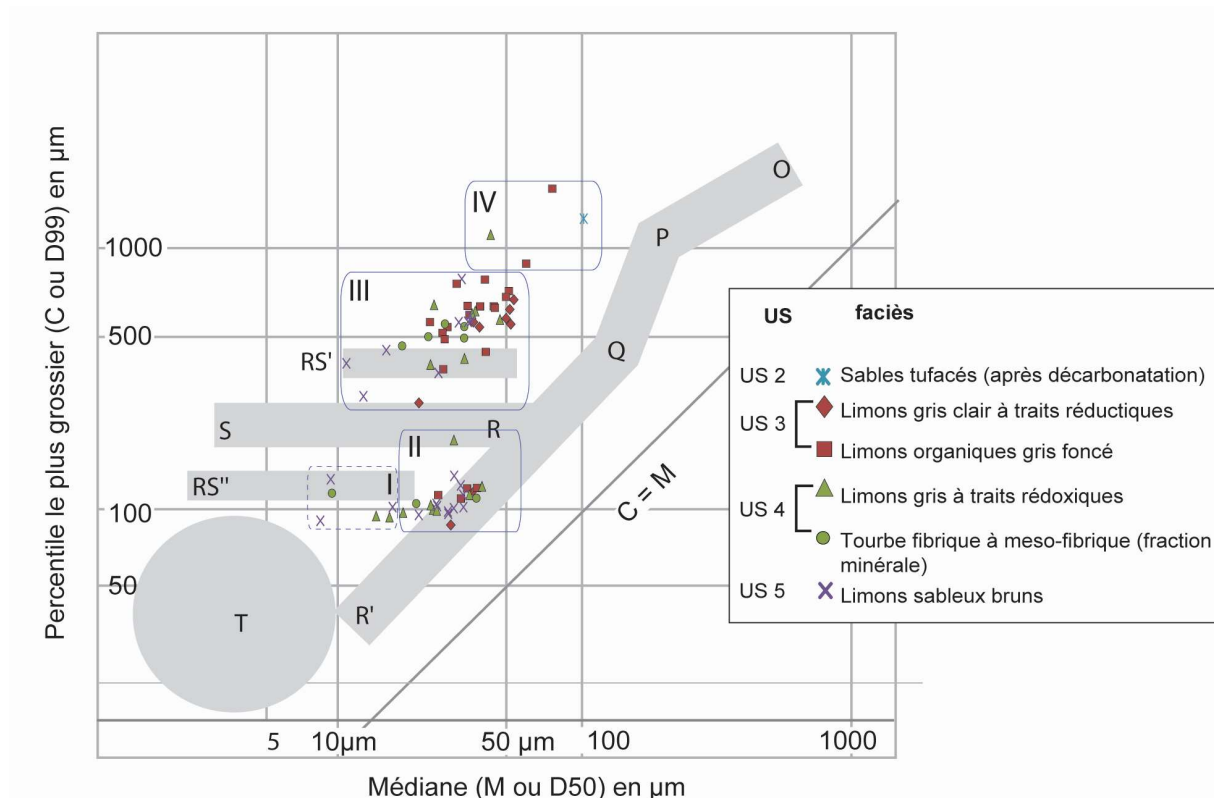


Figure 5. 18 : Image CM de Passega des échantillons de Manéhouville-sur-Scie, réalisée à partir des analyses granulométriques. Les faciès sont issus des descriptions de terrain

- Caractérisation du tri des échantillons, selon la méthode des moments logarithmiques

En confrontant la moyenne des grains (en échelle Phi, méthode des moments logarithmiques) et le tri (*sorting*, méthode des moments logarithmiques), le mauvais tri granulométrique est une nouvelle fois observé, et ce quel que soit le faciès caractérisant les échantillons. Une typologie des échantillons en fonction de leur taille moyenne et de leur tri granulométrique est donc ici proposée (fig.5.19).

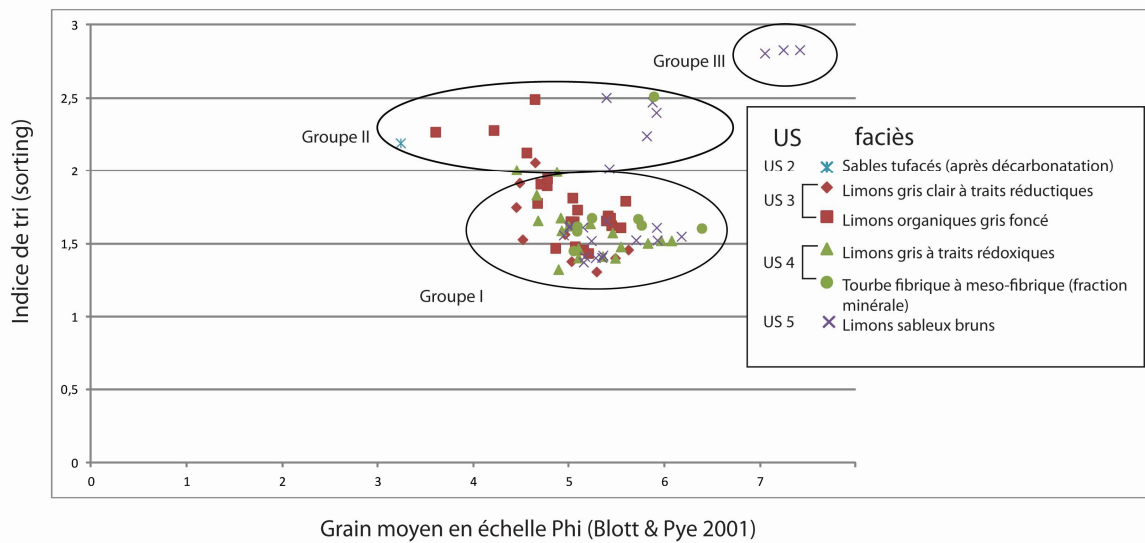


Figure 5. 19 : Typologie des échantillons selon leur taille moyenne (en phi) et leur indice de tri granulométrique (fraction < 2 mm), paramètres de la méthode des moments logarithmiques (Blott et Pye 2001).

Trois groupes d'échantillons se distinguent. Avec un indice de tri compris entre 1 et 2, les échantillons issus du groupe 1 sont ceux qui présentent le meilleur tri granulométrique, bien que celui-ci soit mauvais (*poorly sorted* selon la méthode des moments logarithmiques et selon l'échelle de Folk et Ward, 1957). Ce groupe contient des échantillons issus de l'ensemble des faciès, dont la totalité des prélèvements provenant des limons gris à traits rédoxiques (faciès de l'US 4), ainsi que la plus grande partie des échantillons issus de la fraction minérale contenue dans les tourbes et argiles tourbeuses fibriques (US 4) et des limons gris à traits réductiques (US 3).

Le groupe 2 présente un tri encore plus mauvais (avec un indice compris entre 2 et 2,5). Il contient quelques échantillons issus des faciès limoneux organiques (US 3) et des limons bruns (US 5). Enfin, le troisième groupe contient trois échantillons très mal triés (indice supérieur à 2,5) et présentant également une taille moyenne élevée. Ces échantillons proviennent des limons bruns qui scellent les archives holocènes. Ces dépôts limoneux du groupe 3 semblent ainsi provenir de l'érosion des limons weichséliens sur les plateaux et les versants mais leur très mauvais indice de tri indique un remaniement important suite à leur transport et leur dépôt dans le fond de vallée.

- *Caractérisation des vitesses d'érosion et de dépôt par le diagramme de Hjulström*

La réalisation d'un diagramme de Hjulström a également révélé l'existence de trois groupes différenciés par leurs vitesses d'érosion et de dépôt (fig.5.20 et tableau 5.1).

Le groupe I du diagramme de Hjulström comprend les échantillons à faible vitesse de sédimentation, dont la taille des particules (diamètre maximum) est comprise entre 100 et 200 μm . La vitesse de courant nécessaire au transport de ces particules est comprise entre 0,6 et 1 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, tandis que l'érosion des particules nécessite un courant de 20 cm/s .

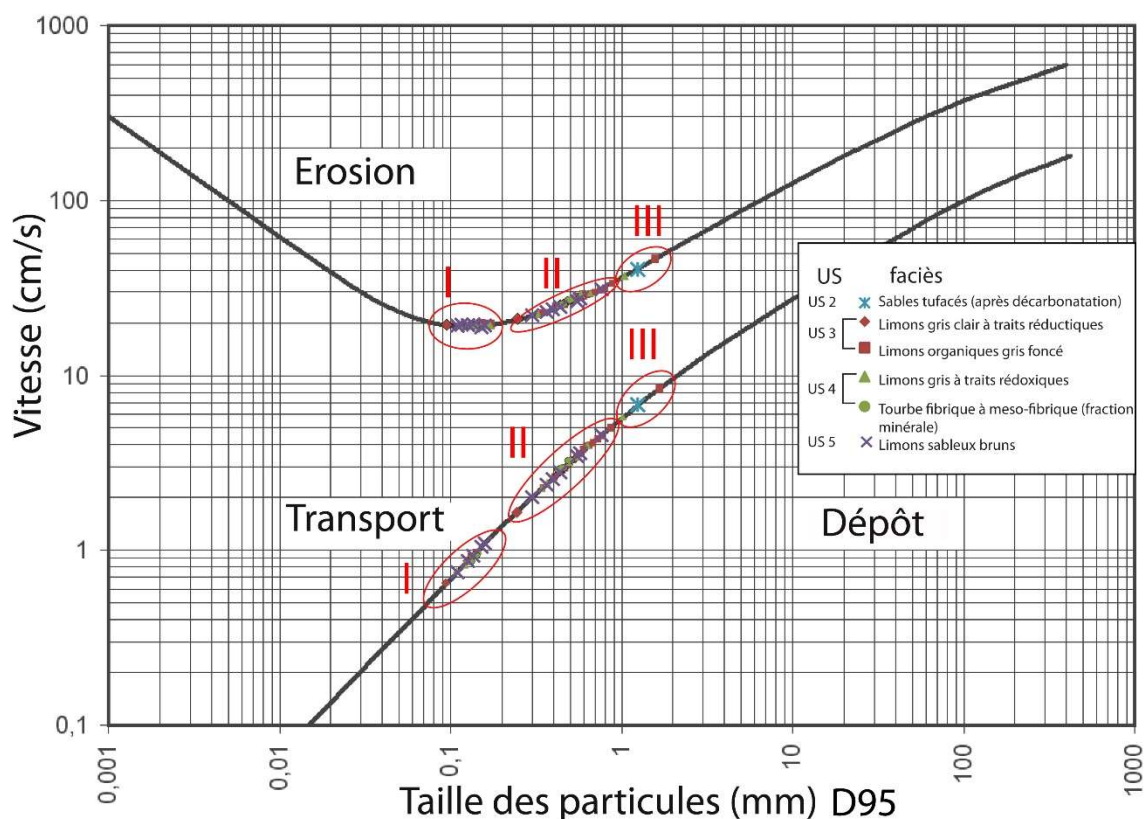


Figure 5. 20 : Diagramme de Hjulström réalisé sur les échantillons de la vallée de la Scie (faciès issus des descriptions de terrain).

Le second groupe identifié correspond à des échantillons pour lesquels la vitesse de transport est plus importante, ce qui témoigne d'une dynamique hydrologique plus marquée. La majeure partie de ces échantillons correspond aux limons de débordement de l'US 5 ainsi qu'à la fraction minérale comprise dans les tourbes fibriques de l'US 4. La vitesse nécessaire pour le transport de ces particules est comprise entre 2 et 6 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Le troisième groupe correspond aux

échantillons les plus grossiers, nécessitant une vitesse de transport plus marquée, entre 6 et 10 cm.s^{-1} , afin de déplacer les particules. Les faciès concernés sont les sables tufacés de l'US 2 et les sédiments organiques de l'US 3.

Tableau 5. 1 : Vitesse d'érosion et de sédimentation des dépôts de la vallée de Scie par US et faciès selon les trois groupes du diagramme de Hjulström

Groupe	US	Faciès	Vitesse d'érosion (cm/s)	Vitesse de sédimentation (cm/s)
Groupe 1	US 3	Limons gris clair à traits réductiques	20	0,65 - 0,9
	US 3	Limons organiques	20	0,9 - 0,98
	US 4	Limons gris à traits rédoxiques	19,8	0,75 - 0,98
	US 4	Tourbe fibrique	20	0,85 - 0,95
	US 5	limons sableux bruns	19,7 - 20,1	0,75 - 1,2
Groupe 2	US 3	Limons gris clair à traits réductiques	20,2 – 28	1,7 - 3,5
	US 3	Limons organiques	23 – 33	2,2 - 5
	US 4	Limons gris à traits rédoxiques	23 – 30	2,2 - 4
	US 4	Tourbe fibrique	35-38	2,9 - 3,4
	US 5	limons sableux bruns	22 – 31	2 - 4,5
Groupe 3	US 2	sables tufacés	40	6,8
	US 3	Limons organiques	48	8,5
	US 4	Limons gris à traits rédoxiques	37	5,7

3.1.2. Résultats des mesures de susceptibilité magnétique

Les mesures de susceptibilité magnétique ont révélé des valeurs fortes pour les faciès de limons sableux de débordement, principalement en raison des remaniements anthropiques et des nombreuses traces d'oxydes ferro-manganiques, résultant des processus rédoximorphiques liés aux variations de la nappe (fig.5.21). Les valeurs diminuent pour les niveaux hydromorphes, pour lesquels la matière organique est plus présente, et où le fer se trouve réduit.

Les variations de magnétisme au sein des coupes et des logs semblent témoigner de l'importance des processus post-dépositionnels (oxydo-réduction, engorgement et saturation en eau, remaniements par les labours) et ne permettent pas de caractériser directement les unités stratigraphiques ou d'observer des discontinuités dans les séquences.

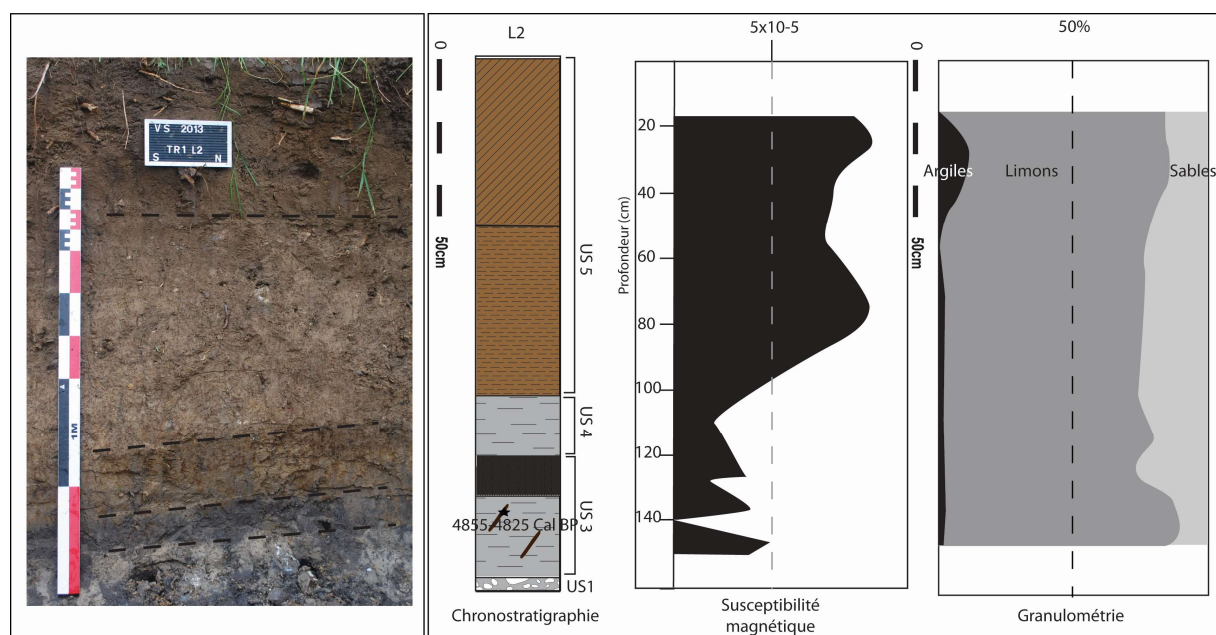


Figure 5. 21 : Confrontation des résultats granulométriques, chronostratigraphiques et des mesures de susceptibilité magnétiques du Log 2.

3.1.3. Dosage de la matière organique

Les résultats des mesures de dosages de matière organique (carbone minéral, organique et azote) sont présentés dans le tableau 5.2 Les deux échantillons de sables tufacés (prélevés sur les logs 35 et 47, US 2) présentent des taux élevés de carbone minéral suite à leur analyse calcimétrique (11% pour le premier et près de 7% pour le second). Ces données confortent l'origine tufacée des sédiments, puisque les échantillons semblent majoritairement composés de CaCO_3 . L'échantillon L35E1 a d'ailleurs révélé un taux de CaCO_3 d'environ 92% lors des mesures effectuées au calcimètre de Bernard, résultat non surprenant car les dépôts de tufs non remaniés contiennent fréquemment plus de 95% de calcite pure (Pentecost 2005, Andrews 2006 ; Dabkowski *et al.* 2011 ; Dabkowski 2014). Les faciès tourbeux fibriques de l'US 4, identifiés sur le terrain, possèdent un taux de carbone organique particulièrement élevé, compris majoritairement entre 10 et 15%, avec cependant un pic à près de 30% pour l'échantillon prélevé à la base du log 47. *A contrario*, le faciès rédoxique de cette même unité stratigraphique présente des taux de carbone organique faibles, ne dépassant pas les 5%.

Tableau 5. 2 : Dosage du carbone minéral, organique et de l'Azote des échantillons de la vallée de la Scie

Echantillon	US	Faciès	% Nt	% C t	% C org	CaCO ₃ (%)	Rapport C/N
L35E1	2	sables tufacés	0,01	10,57	0,00	11,03	0,0
L47E2	2	sables tufacés	0,16	8,93	2,07	6,86	13,0
L1E6	3	Limons organiques	0,65	8,81	8,81	0,00	13,6
L2E10	3	Limons gris réductiques	0,19	1,90	1,89	0,01	9,8
L2E12	3	limons gris réductiques	0,15	1,63	1,62	0,01	11,1
L2E13	3	Argiles organiques	0,51	8,95	8,95	0,00	17,5
L2E14	3	Argiles organiques	0,31	3,57	3,57	0,00	11,3
L2E15	3	Argiles organiques	0,21	2,23	2,23	0,00	10,8
L2E8	3	Limons gris réductiques	0,05	0,49	0,49	0,00	9,7
L2E9	3	Limons gris réductiques	0,04	0,40	0,40	0,00	9,6
L33E3	3	Limons organiques	0,37	4,23	4,23	0,00	11,3
L43E10	3	Limons gris réductiques	0,16	3,06	1,60	1,46	9,9
L44E1	3	Limons gris réductiques	0,19	1,88	1,87	0,01	9,8
L44E7	3	Limons gris réductiques	0,07	4,67	0,90	3,76	13,0
L12E3	4	limons gris rédoxiques	0,06	4,45	0,63	3,83	10,8
L14E2	4	limons gris rédoxiques	0,25	3,41	2,44	0,97	9,6
L17E1	4	limons gris rédoxiques	0,05	3,34	0,24	3,10	4,5
L43E1	4	Tourbe	0,85	10,04	9,91	0,13	11,6
L43E2	4	Tourbe	0,89	10,60	10,08	0,52	11,3
L43E4	4	Tourbe	1,22	15,65	15,63	0,02	12,9
L43E5	4	Tourbe	0,65	6,83	6,83	0,00	10,5
L43E6	4	Tourbe	1,23	13,14	13,12	0,02	10,7
L43E9	4	limons gris rédoxiques	0,23	1,88	1,88	0,01	8,2
L44E4	4	limons gris rédoxiques	0,42	8,52	4,98	3,54	11,8
L44E6	4	limons gris rédoxiques	0,41	4,78	3,79	0,99	9,3
L47E1	4	Tourbe	1,96	29,87	29,87	0,00	15,3
L51E4	4	limons gris rédoxiques	0,53	5,47	0,00	7,01	0,0
L51E5	4	limons gris rédoxiques	0,39	4,26	4,11	0,15	10,5
L2E2	5	Limons sableux bruns	0,12	1,02	0,97	0,05	8,3

En jaune : taux de carbone organique > 10%. En jaune pâle : taux de carbone organique compris entre 5 et 10 %. En rouge : taux de CaCO₃ > 10% En rouge pâle : taux de CaCO₃ compris entre 5 et 10%. En orange : rapport C/N > 12

Le dosage de la matière organique réalisé à l'analyseur CHN nous permet de présenter les résultats dans un diagramme ternaire (fig.5.22), les trois paramètres (carbone organique, carbone minéral et azote) ayant été rapporté sur 100.

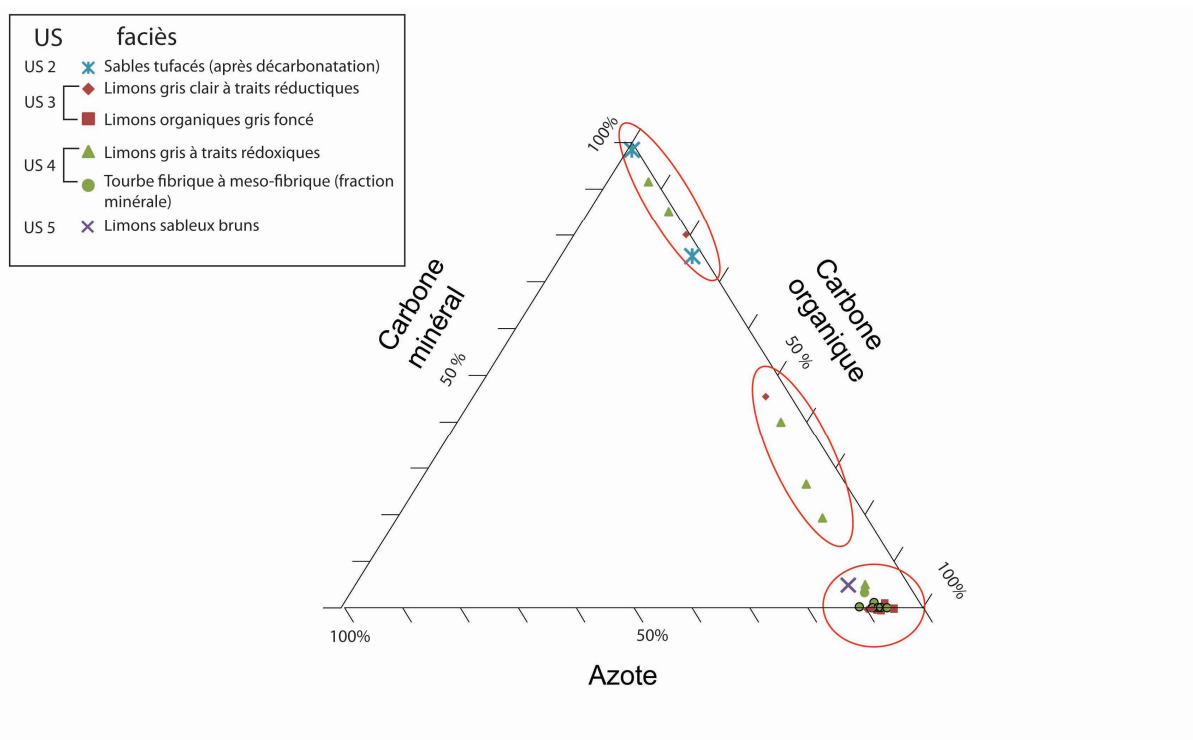


Figure 5. 22 : Diagramme ternaire confrontant carbone minéral, organique et azote selon les faciès sédimentaires (analyse réalisée sur 29 échantillons).

Ces analyses nous permettent de confirmer les observations réalisées sur le terrain et de caractériser les faciès en quantifiant ces taux de carbone organique au sein des échantillons. Les faciès organiques des US 3 et 4 (limons organiques et tourbe) présentent des taux élevés de matière organique, ainsi qu'un rapport C/N souvent supérieur à 10, témoignant d'une lente dégradation des macrorestes végétaux dans un milieu hydromorphe mal drainé. Au contraire, les échantillons issus des faciès à traits rédoxiques indiquent une plus faible proportion de matière organique, ce qui pourrait s'expliquer par une hydromorphie moindre associée à une circulation d'oxygène au sein des profils.

Parallèlement à ces dosages de carbone organique, la perte au feu a mesuré la perte de masse des échantillons après une combustion à 1100°C (tableau 5.3). Il apparaît que les échantillons issus des tourbes de l'unité 4 présentent la perte de masse la plus élevée, comprise entre 23 et 33% (indiquant par la même occasion la présence de matériel minéral). Comparativement, les limons organiques de l'unité 3 ne perdent qu'un faible pourcentage de leur masse lors de la combustion, compris entre 2 et 7%.

Tableau 5. 3 : Mesures de perte au feu (combustion à 1100°C) pour les séquences des logs 2 et 43 de Manéhouville-sur-Scie

Echantillon	US	Faciès	Perte au feu (%)
L2 E1	US 5	Limons sableux bruns	5,01
L2 E2	US 5	Limons sableux bruns	4,5
L2 E3	US 5	Limons sableux bruns	4,46
L2 E4	US 5	Limons sableux bruns	2,96
L2 E5	US 5	Limons sableux bruns	2,66
L2 E6	US 5	Limons sableux bruns	2,89
L43 E1	US 4	Tourbe fibrique	23,2
L43 E2	US 4	Tourbe fibrique	23,78
L43 E4	US 4	Tourbe fibrique	33,32
L43 E6	US 4	Tourbe fibrique	31,08
L43 E7	US 4	Tourbe fibrique	23,35
L43 E9	US 4	Limons gris rédoxiques	7,15
L2 E7	US 4	Limons gris rédoxiques	2,73
L43 E10	US 3	Limons gris réductiques	9,95
L2 E13	US 3	Limons gris réductiques	16,92
L2 E14	US 3	Limons gris réductiques	9,45
L2 E16	US 3	Limons gris réductiques	5,41
L2 E8	US 3	Limons organiques	2,78
L2 E9	US 3	Limons organiques	2,21
L2 E10	US 3	Limons organiques	6,2
L2 E12	US 3	Limons organiques	5,62
L2 E15	US 3	Limons organiques	6,83

3.2. Résultats des analyses minéralogiques par Diffractométrie Rayon X et géochimie

Les analyses DRX réalisées sur les échantillons de la vallée de la Scie ont indiqué des résultats délicats à interpréter par la méthode des pics, principalement en raison de la quantité de matière organique, difficile à détruire au moment du prétraitement et entraînant un « bruit de fond » ayant masqué le signal argileux, compliquant ou empêchant ainsi l'interprétation des pics (fig.5.23).

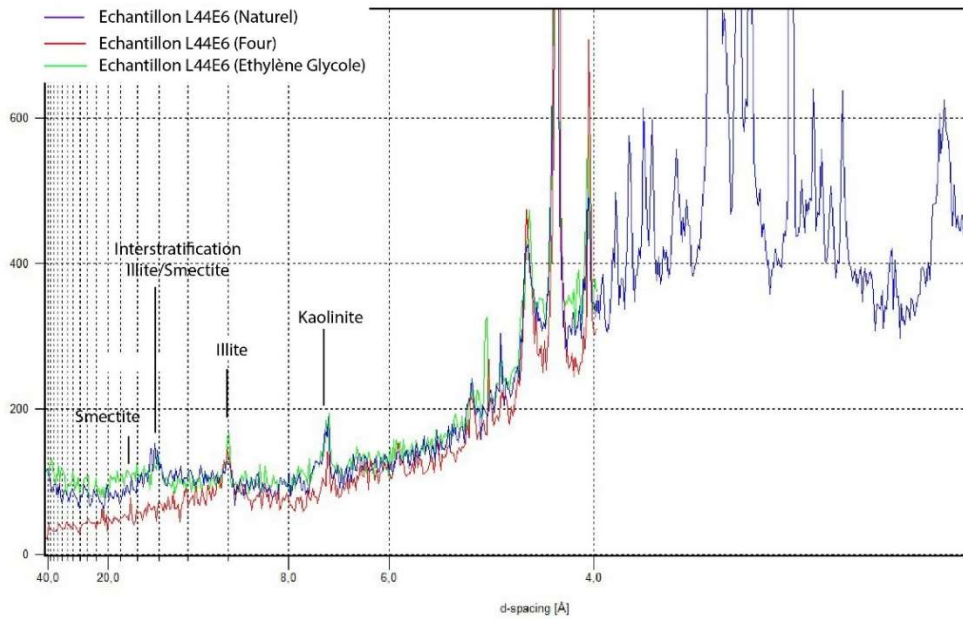


Figure 5. 23 : Diffractogramme réalisé sur l'échantillon L44E6, mettant en évidence les pics de smectite, illite et kaolinite.

Néanmoins, trois échantillons ont permis d'obtenir une semi-quantification des minéraux par la méthode des pics. L'illite, la kaolinite et la smectite sont présentes dans les échantillons ayant fait l'objet d'analyses. Les trois échantillons semi-quantifiés ont été intégrés dans un diagramme ternaire (fig.5.24) afin de comparer les signatures minéralogiques des dépôts de la vallée de la Scie à celles des grandes unités lithologiques régionales (Laignel 2003 ; Sechi 2012 ; Chedeville 2015).

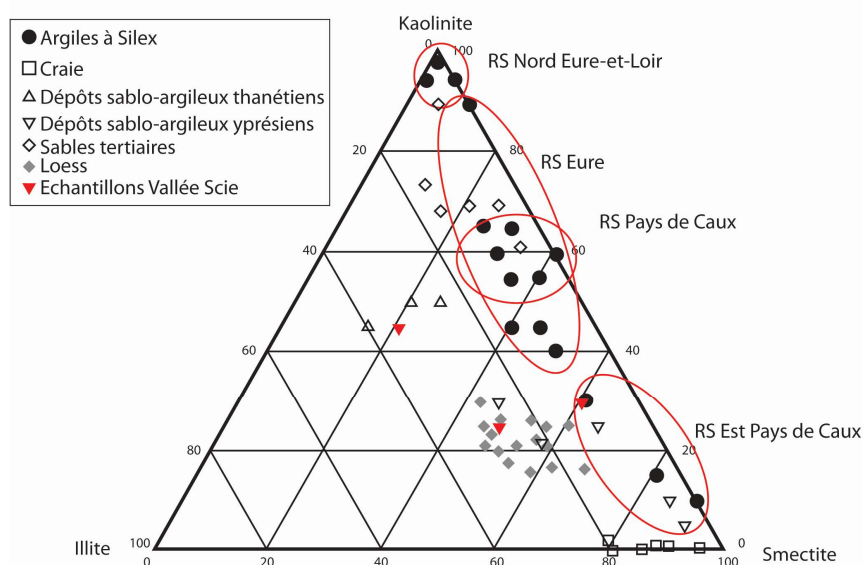


Figure 5. 24 : Signature minéralogique (cortège argileux) des échantillons de la vallée de la Scie (US 3 et 4), comparés aux signatures régionales des formations superficielles (complété d'après Laignel 2003).

Les résultats des trois échantillons DRX pour lesquels l'analyse a fonctionné n'indiquent pas des valeurs similaires, aisément attribuables à la minéralogie d'une unité lithologique précise. L'échantillon L44 E6, localisé au sommet de l'unité stratigraphique 4, possède une signature minéralogique proche des dépôts sablo-argileux thanétiens, principalement localisés dans la partie est du Pays de Caux et dans le Talou (Laignel 2003 ; Lequien 2006). Les deux autres échantillons semblent indiquer des zones sources plus classiques, à savoir les loëss pléistocènes recouvrant les plateaux environnants et les argiles à silex affleurantes au niveau des ruptures de pentes. Pour préciser ces données, les mesures géochimiques des éléments majeurs par ICP-OES permettent également de définir les zones sources des dépôts (fig.5.25 et fig.5.26).

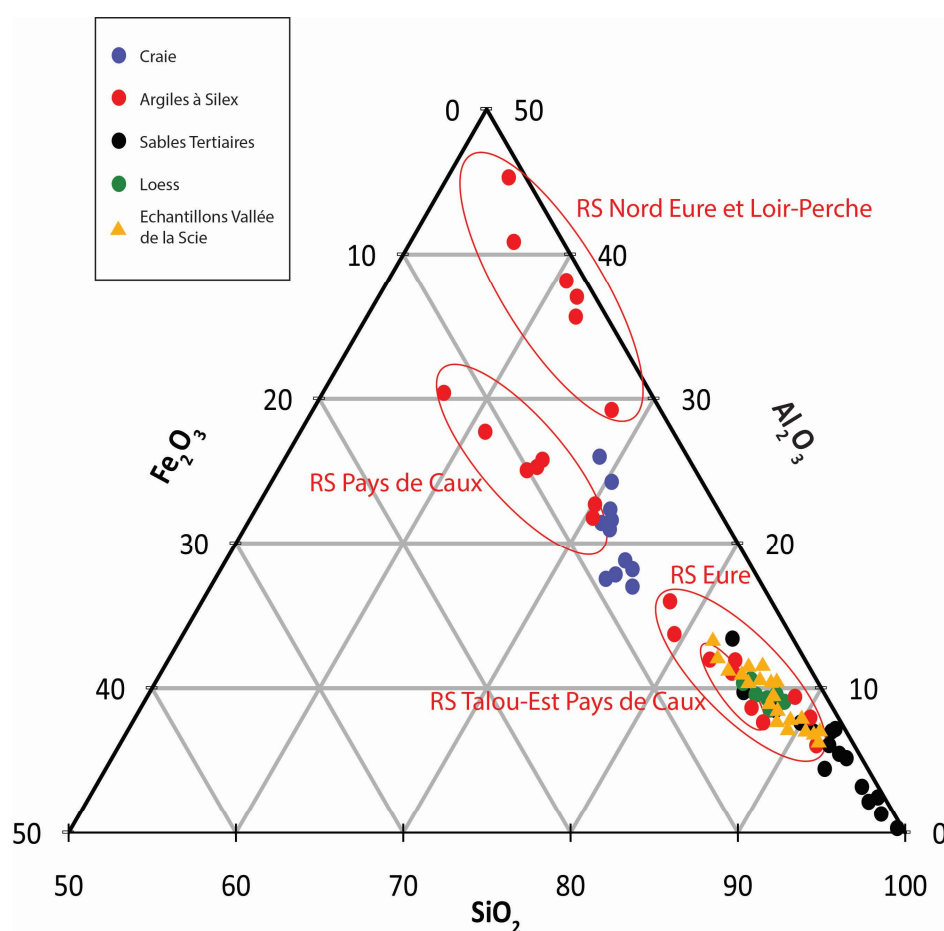


Figure 5. 25 : Signatures géochimiques des échantillons de la vallée de la Scie (unité 3 à 5), comparées aux signatures régionales des formations superficielles (complété d'après Laignel 2003)

Les mesures par ICP-OES des éléments SiO_2 , Fe_2O_3 et Al_2O_3 sont cohérentes avec les résultats des analyses DRX. Les autres éléments majeurs également mesurés ont ici été écartés, car les trois éléments majeurs (aluminium, silice et fer) suffisent à une caractérisation fiable des unités géologiques régionales, mais sont néanmoins présentés sur la fig.5.26.

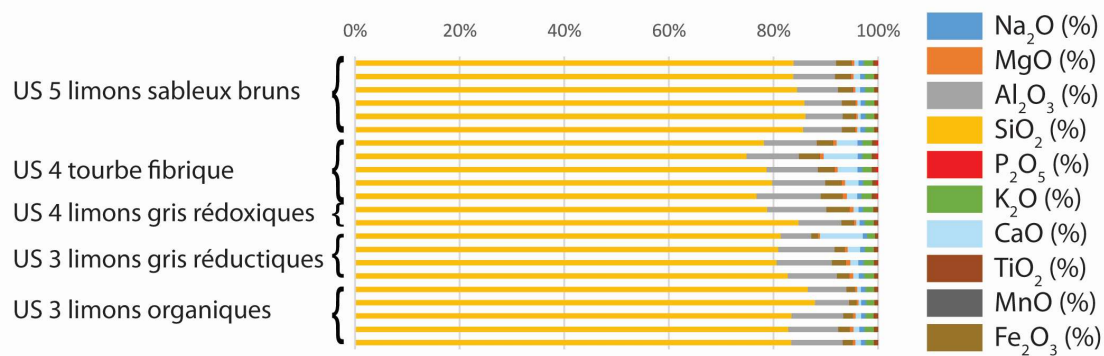


Figure 5. 26 : Signature géochimique des neuf éléments majeurs pour les échantillons de la Scie par unité (US 3 à 5) et faciès sédimentaire en fréquences cumulées

Ainsi, les échantillons prélevés sur l'intégralité des archives holocènes des logs 2 et 43 ont une signature à rattacher aux loëss recouvrant le plateau, ainsi qu'une signature proche des formations résiduelles à silex de l'est du Pays de Caux, dominée par la silice (> 50%) et l'aluminium (entre 5 et 10 %, Laignel 2003). Les limons sableux bruns (US 5) présentent de fortes teneurs en SiO₂ (entre 83 et 85%), et des teneurs plus faibles en Al₂O₃ (7 à 8%) et en Fe₂O₃ (2 à 3%). Ces valeurs sont également similaires pour les échantillons issus des faciès limoneux gris à traits rédoxiques (US 4), des limons organiques (US 3) et des limons gris clair à traits réductiques (US 3). Les échantillons issus des tourbes ayant fait l'objet d'un dosage ICP-OES présentent également des valeurs de SiO₂ élevées (environ 75%), ce qui tend à montrer qu'en plus d'une tourbification autochtone, une fraction minérale allochtone est présente au sein de l'unité.

Les formations résiduelles à silex et les loëss constituent donc les secteurs sources ayant fourni le matériel détritique accumulé dans le fond de vallée de la Scie au cours de l'Holocène. Les sables tertiaires ayant également fait l'objet de telles mesures (Laignel 2003) se retrouvent également dans les mêmes enveloppes, ce qui corrobore les résultats des mesures en DRX, indiquant un échantillon ayant une signature proche des sables argileux thanétiens localisés dans la partie est du Pays de Caux. Ce résultat est également à rapprocher des résultats d'analyses granulométriques, indiquant pour certains échantillons un dépôt mal trié, potentiellement synonyme d'un mélange avec d'autres sources sédimentaires au cours de l'érosion et du transport des matériaux.

La mesure des isotopes stables de l'oxygène et du carbone, effectuée sur l'échantillon de sable tufacé (US 2) prélevé à la base du log 5, a révélé un rapport $\delta^{13}\text{C}$ de -9.55‰ (standard Vienna Pee Dee Belemnite ou V-PDB) et un $\delta^{18}\text{O}$ de -5.79‰ . Cette analyse réalisée sur un seul échantillon est à comparer avec celles réalisées sur des formations tufacées du début de l'Holocène du sud-est de l'Angleterre (Garnett *et al.* 2004 ; Andrews 2006) et du nord de la France (Dabkowski *et al.* 2011), ainsi qu'avec les données isotopiques obtenues sur le site de Brionne (*cf* chapitre 4). Ces valeurs isotopiques semblent en effet indiquer un environnement globalement frais et sec mais ne peuvent être interprétées de façon plus poussée (Garnett *et al.* 2004 ; Andrews 2006 ; Dabkowski *et al.* 2011, 2014).

3.3. Observations micromorphologiques

Les huit lames minces réalisées sur différentes unités stratigraphiques (tableau 5.4) ont permis d'obtenir des informations cohérentes avec l'étude macroscopique des faciès mais également d'affiner les observations de terrain. La lame M2 est la seule renseignant l'unité 2 et a été prélevée au contact entre les dépôts sableux tufacés et les limons organiques de l'US 3. Aucun prélèvement n'a pu être réalisé au sein des dépôts limono-sableux de l'unité 5 en raison de la structure grumeleuse et de l'hétérométrie du sédiment qui n'a pas permis l'extraction de bloc micromorphologique.

Tableau 5. 4 : Inventaire des blocs prélevés sur les unités 3 et 4 de la séquence sédimentaire de la vallée de Scie (faciès issu des descriptions de terrain)

Référence bloc	Log	US	Faciès sédimentaire	Parcelle
M1	L4	4	Tourbes	1
M2	L5	2/3	Sables tufacés/ Limons organiques	1
M3	L6	3	Limons organiques	1
M4	L11	3	Limons gris à traits réductiques/Limons organiques	1
M5	L14	3	Limons organiques	1
M6	L24	3	Limons organiques	2
M7	L27	4	Tourbes	2
M9	L34	4	Limons sableux gris à traits rédoxiques	3

La lecture des lames s'est principalement concentrée sur la reconnaissance des traits biopédologiques et post-dépositionnels (variation de la nappe, processus d'illuviation, activité pédo-faunique). Les principales observations microscopiques ainsi que leurs interprétations sont synthétisées dans le tableau 5.5.

Tableau 5. 5 : Description synthétique macroscopique et microscopique des unités pédo-sédimentaires du fond de vallée de la Scie

US	Faciès	Observations macroscopiques	Lames prélevées	Observations micromorphologiques	Interprétations
US 2	Sables tufacés	Sédiment sableux grossier, blanchâtre (2,5GY 8/1) concrétions carbonatées autour des grains, pulvérulent	Base M2	Eléments grossiers nombreux (silex). Matrice silteuse (quartzeuse) avec des passées cristallitiques (fabrique sparitique), Nodules d'oxyde de fer nombreux, éléments carbonatés (oolithiques à fabrique micritique).	Fragments de tufs remaniés, issus du démantèlement d'édifices en amont et mis en place au sein d'une charge grossière sableuse associés à un hydrodynamisme fort.
US 3	Limons gris à traits réductiques	Limon argileux plastique, grisâtre (5BP 7/1)) structure massive, traits réductiques, quelques microcharbons, nombreux macrorestes végétaux	Base M4	Limons et sables fins quartzeux, grains peu altérés, matière organique amorphe et dégradée, boulettes fécales nombreuses le long des racines, quelques biosphéroïdes calcitiques, microstructure granulaire et compacte.	Les variations latérales de faciès au sein de l'unité 3 sont principalement liées aux processus post-dépositionnels et pédogénétiques (processus réductiques, horizon Go/Gr d'un réductisol).
US 3	Limons organiques	Limons plastiques à structure massive, gris foncé (2,5 Y 3/1), nombreux macrorestes végétaux,	Top M2, M3, Top M4, M5, M6	Niveaux limoneux à quartz, microstructure compacte. Bioturbations nombreuses (boulettes fécales, vides types chenaux), très riche en matière organique amorphe ou très dégradée, quelques fragments de bois, sclérotés, fragments de silex épars.	Comblement lent, milieu anaérobie, développement d'un horizon réductique sur des apports détritiques silteux. Activité biologique importante.
US 4	Limons sableux gris à traits rédoxiques	Limons gris clair (10YR 7/1) avec charge sableuse, structure massive à prismatique, nombreux oxydes de fer,	M9	Microstructure bien développée (vides plans, chenaux), nombreux traits rédoxiques (revêtements, nodules). Présence de silex altérés. Quelques éléments organiques (racines, charbons).	Engorgement ponctuel, nombreux traits rédoxiques post-dépositionnels, horizon Go ponctuellement réoxydé développé au dépens de sédiments limono-sableux.

		radicelles et racines.			
US 4	Tourbe	Tourbe fibrique à mésique, riches en macroreste végétaux, brunâtre à noirâtre (10 YR 2/2)	M1, M7	Matrice limoneuse (quartz) présente, vides types chenaux et chambres, matière organique peu dégradée, malgré des éléments de MO amorphe, résidus fongiques (sclérotés).	Accumulation de matière organique liée à un comblement de chenal. Décomposition lente, forte activité biologique (activité fongique).

L'ensemble des blocs prélevés présentent, en lame mince, une matrice fine silteuse, composée essentiellement de quartz, sub-arrondis à sub-anguleux. L'unité 2 (fig.5.27), renseignée par la partie basale de la lame M2 a révélé une granulométrie variée, avec la présence de nombreux fragments de silex (sub-anguleux) ainsi que des nodules crayeux (fig.5.29.F) piégés dans la matrice silteuse. Cette hétérométrie et cette hétérogénéité du matériel soulignent le caractère allochtone des sédiments constituant cette unité stratigraphique tufacée. On note également la présence d'éléments à fabrique cristallitique (sparite et micrite), provenant des éléments tufacés (fig.5.27.B et fig.5.27.D). L'étude micromorphologique révèle l'alternance de passées à matrice silto-sableuses, riches en quartz et en micro-silex, et d'éléments carbonatés (encroûtements tufacés oolithiques, fig.5.27.C). Ainsi, l'hypothèse d'un remaniement des formations tufacées localisées dans la partie amont de la vallée au sein d'apports détritiques sableux peut-être proposée (hypothèse déjà évoquée pour la formation de Dénestanville, Lebret et Bignot 1990). Cette origine allochtone des formations de sables tufacés semble donc ainsi en adéquation avec les formations « tufacées allochtones et clastiques » mises en place au Boréal et à l'Atlantique dans les petits hydrosystèmes du Bassin de Paris (vallée du Thiérain, Coutard *et al.* 2010).

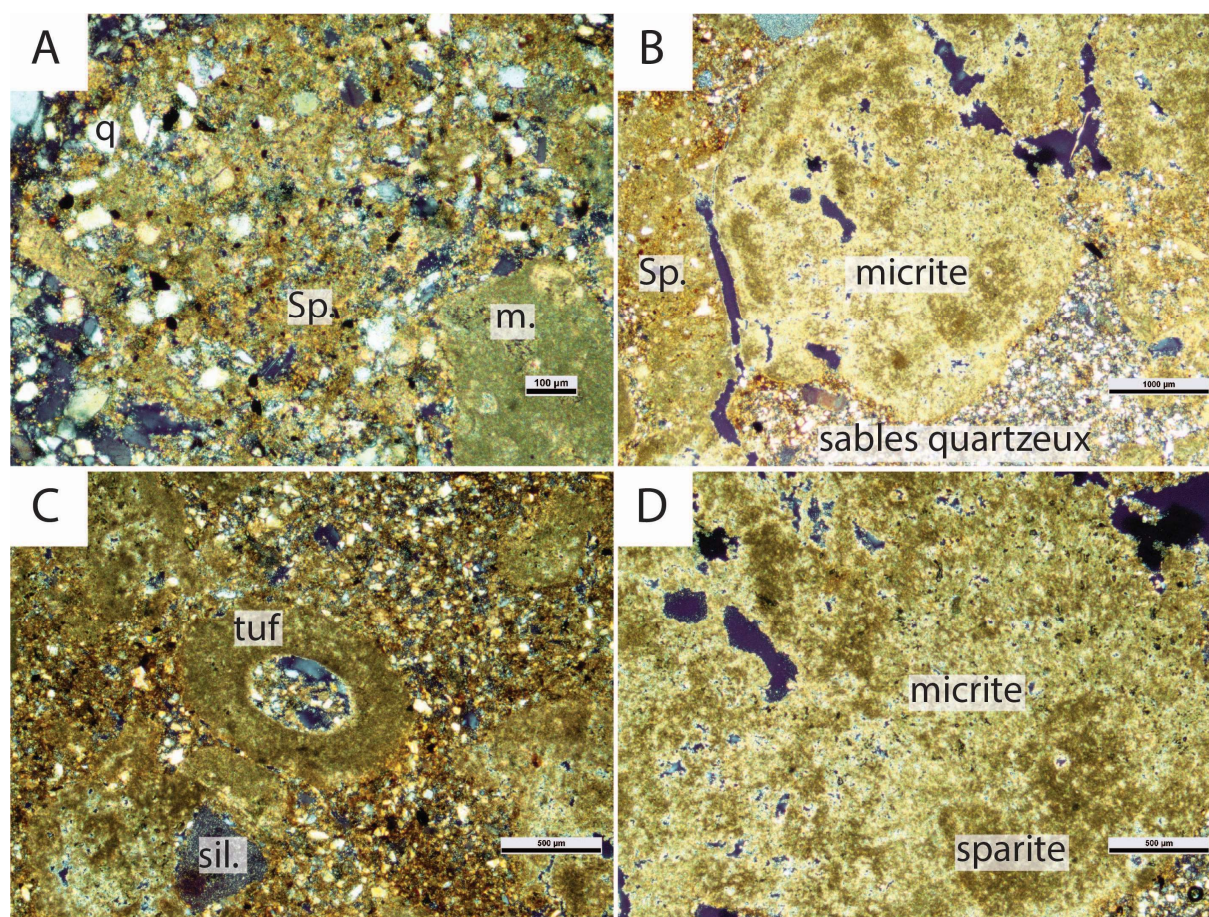


Figure 5. 27 : Observations micromorphologiques sur les sables tufacés de l'unité 2 (lame M2) de la Scie (photographies : Gonnet)

Légende : A. XPL x 10 b-fabriques micritiques (m.) et sparitiques (sp.) et matrice sableuse quartzreuse ; B. XPL x 2, remaniement d'encroûtement tufacé (b-fabrique micritique) et contact avec les sables quartzeux ; C. XPL x 4, encroûtement tufacé oolithique et silex (sil.) dans matrice silto-sableuse quartzreuse ; D. XPL x 4, Zoom de la vignette B, chevauchement de plages micritiques et sparitiques

Les blocs M2 (partie sommitale), M3, M4 (partie sommitale) M5 et M6 ont été échantillonnés dans le faciès limono-argileux organiques de l'unité 3. Si l'identification sur le terrain a révélé une structure essentiellement massive, la lecture micromorphologique de ces faciès a conduit à la mise en évidence de quelques vides (principalement sous la forme de chenaux, chambres et fentes), témoignant d'une activité biologique ponctuelle. L'observation d'excréments sphériques (fig.5.28.C et fig.5.29.A) au sein de ce faciès (M4) indique la présence d'une microfaune active (mésafaune de type enchytréide/collembolles), tout comme les biosphérulites calcitiques provenant de la pédofaune de type lombrics (fig.5.28.A). La matière organique y est globalement peu à moyennement dégradée (fig.5.28.C ; fig.5.29.H) et de nombreuses racines et charbons y sont présents et généralement bien conservés (fig.5.29.E), même si ponctuellement de la matière organique amorphe est présente (fig.5.28.E). De plus, l'observation microscopique du faciès permet de mettre en évidence quelques résidus osseux (fig.5.29.B) ainsi que de nombreux résidus fongiques (fig.5.28.F), identifiés comme des

sclérotés, potentiellement de l'espèce *Cenococcum geophilum*, une espèce associée à des ectomycorhizes, et présente régulièrement dans les accumulations organiques en décomposition, comme les sols forestiers ou les tourbières (Ponge 1988 ; Payette et Rochefort 2001).

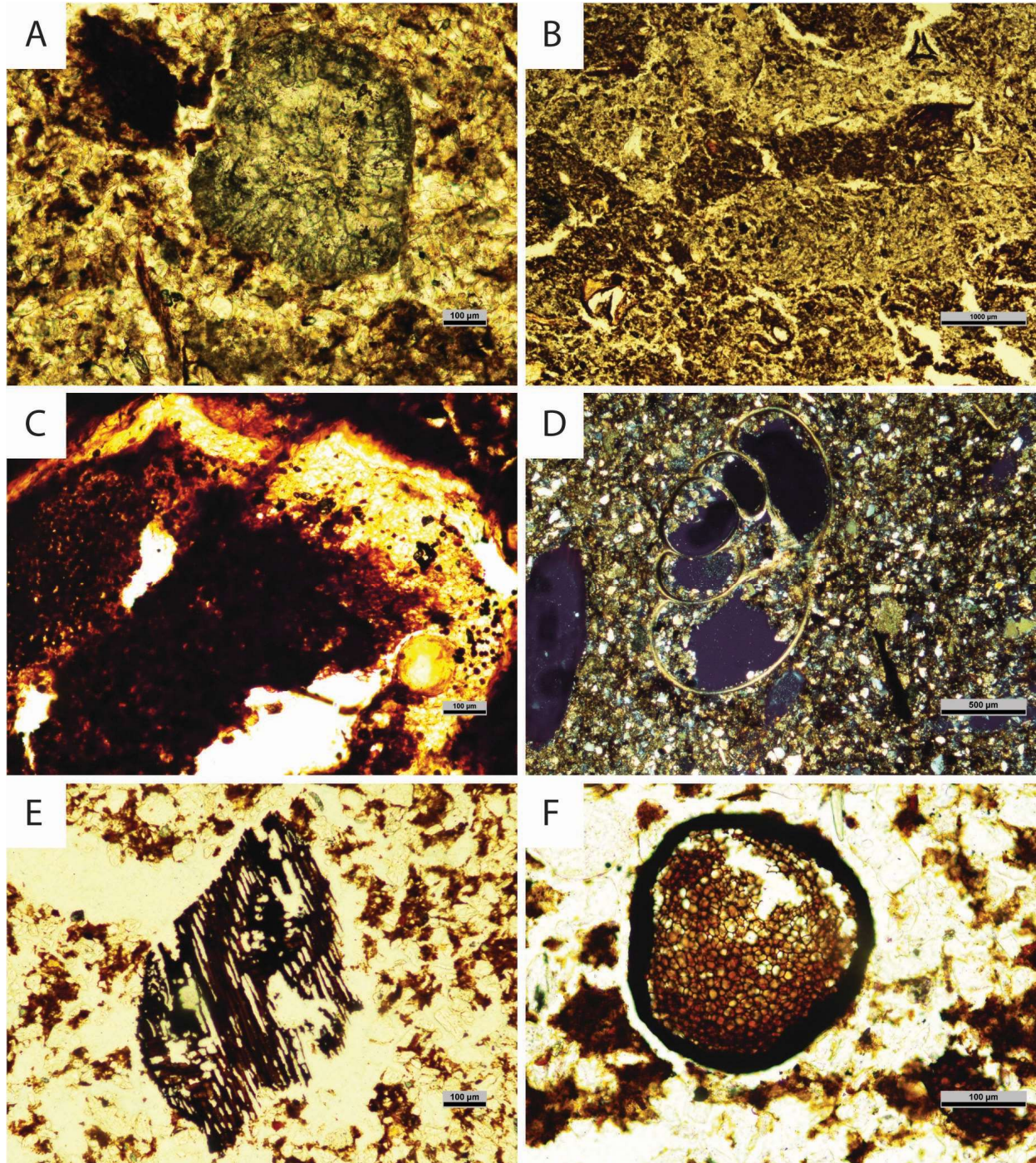


Figure 5. 28 : Planche micromorphologique, lames vallée de la Scie, US 3 (Photographies Gonnet) Légende : PPL : Lumière naturelle, XPL : lumière polarisée. Légende : A. PPL x 10, lame M5 Biosphéroïde calcitique de lombric ; B. PPL x 2 Lame M5, Intercalation de plages silteuses et plus organiques ; C. PPL x 10 lame M5 Ligneux dégradé et boulettes fécales ; D : XPL x 4, lame M4, malacofaune ; E. PPL x 10 lame M3, matière organique dégradée ; F : PPL x 20 lame M3 Sclérote (reste fongique).

Les blocs prélevés au sein de l'US 4 ont permis de caractériser les deux faciès de cette unité stratigraphique : tourbes (M1 et M7) et limons gris à traits rédoxiques (M9). Les lames, prélevées dans les tourbes (fig.5.30) ont révélé la présence de nombreux macro-restes végétaux et fongiques (sclérotés, fig.5.29.D), ainsi que de nombreuses traces d'activité et de bioturbation végétale (racines) et animales. Ces activités se manifestent par la présence de boulettes fécales le long de racines (fig.5.29.G), probablement issues de la mésofaune de type enchytréides ou collembolés (Bullock *et al.* 1985 ; Cammas *et al.* 1998). En effet, cette mésofaune apprécie les milieux organiques, participe à leur dégradation en se nourrissant des matériaux les plus tendres des végétaux (Ponge 1998; Macphail 1994 ; Baize *et al.* 2013), et rejette des déjections sous forme de micro-agrégats organiques, régulièrement présents le long des racines (Bullock *et al.* 1985 ; Macphail 1994 ; Cammas *et al.* 1998 ; Stoops 2003, Stoops *et al.* 2010).

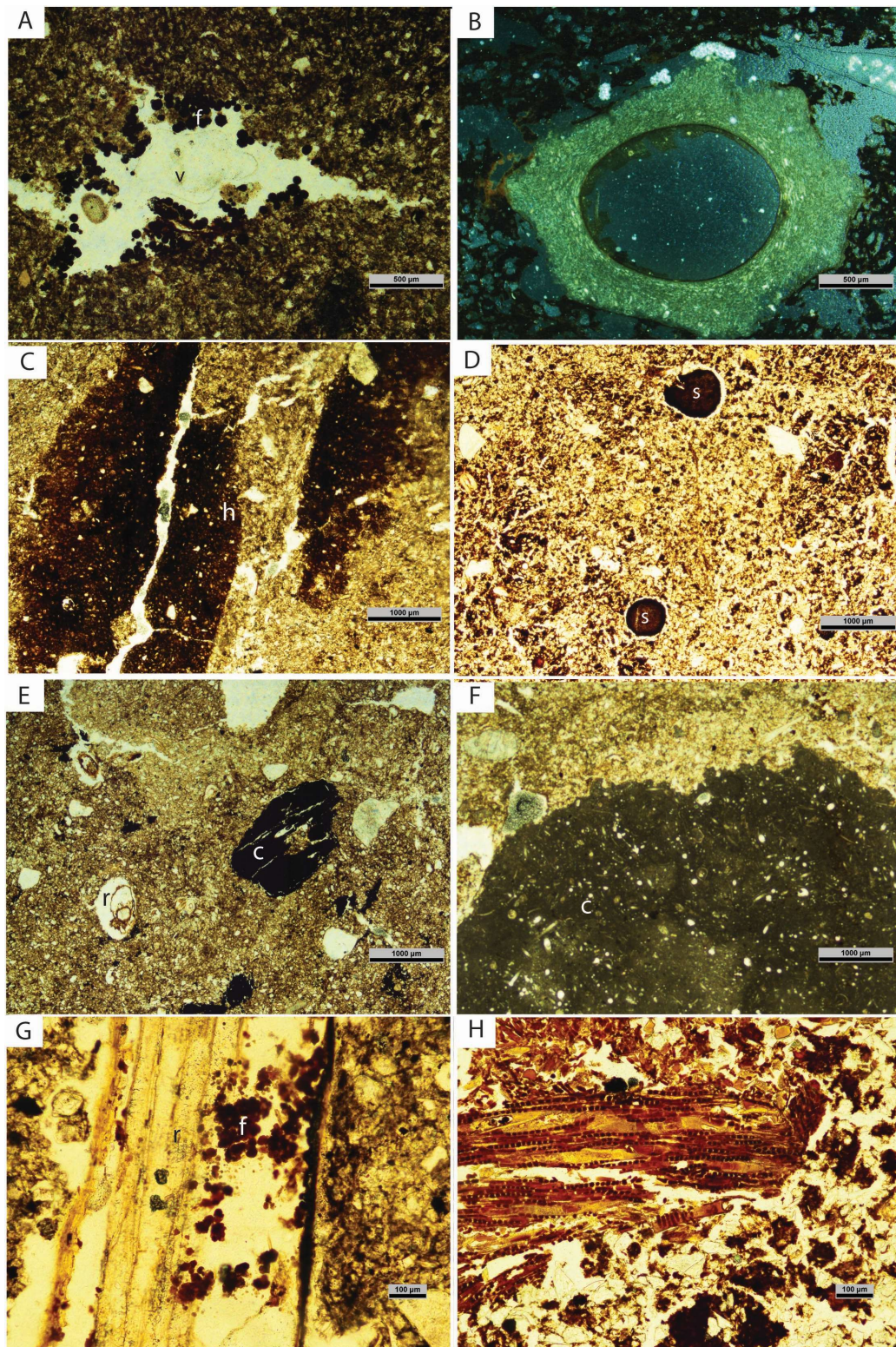


Figure 5. 29 : Planche micromorphologique Lames Vallées de la Scie (US2 (F), US 3 et 4) (photographies A.Gonnet). PPL : Lumière naturelle, XPL : lumière polarisée, OIL : lumière oblique incidente. Légende : A. Boulettes fécales (f) de la mésofaune au sein d'une chambre (v) (PPL x4 M4 US 3) - B. Résidu osseux (OIL x4 M6 US 3) - C. Hyporevêtement argileux/hypocoating (h) le long d'un vide (PPL x2 M9 US 4) - D. Résidus fongiques (s) type sclérote (PPL x2 M7 US 4) - E. Charbon (c) et racines (r) dans une matrice silteuse (PPL x4 M6 US 3) - F. Nodule de craie (c) dans une matrice silteuse (PPL x2 M2 US 2) - G. Boulettes fécales (f) d'enchytréides/collemboles le long d'une racine (r) (PPL x10 M1 US 4) - H. Macroreste végétal en décomposition, type bois (PPL x10 M3 US 3)

L'analyse micromorphologique réalisée sur la lame M7 (prélevée dans le faciès tourbeux) dévoile quant à elle la présence de matière organique peu dégradée, où certaines cellules végétales sont encore observables (fig.5.30), comme cela a été souligné en macroscopie par l'identification d'une tourbe de type fibrique à méso-fibrique. Toutefois, cette tourbe présente une matrice sédimentaire silteuse (composée principalement de quartz), imprégnée par endroits (partie supérieure de la lame) de matière organique amorphe (fig.5.30), ce qui souligne une nouvelle fois l'origine autochtone de la matière organique, accompagné d'apports terrigènes allochtones.

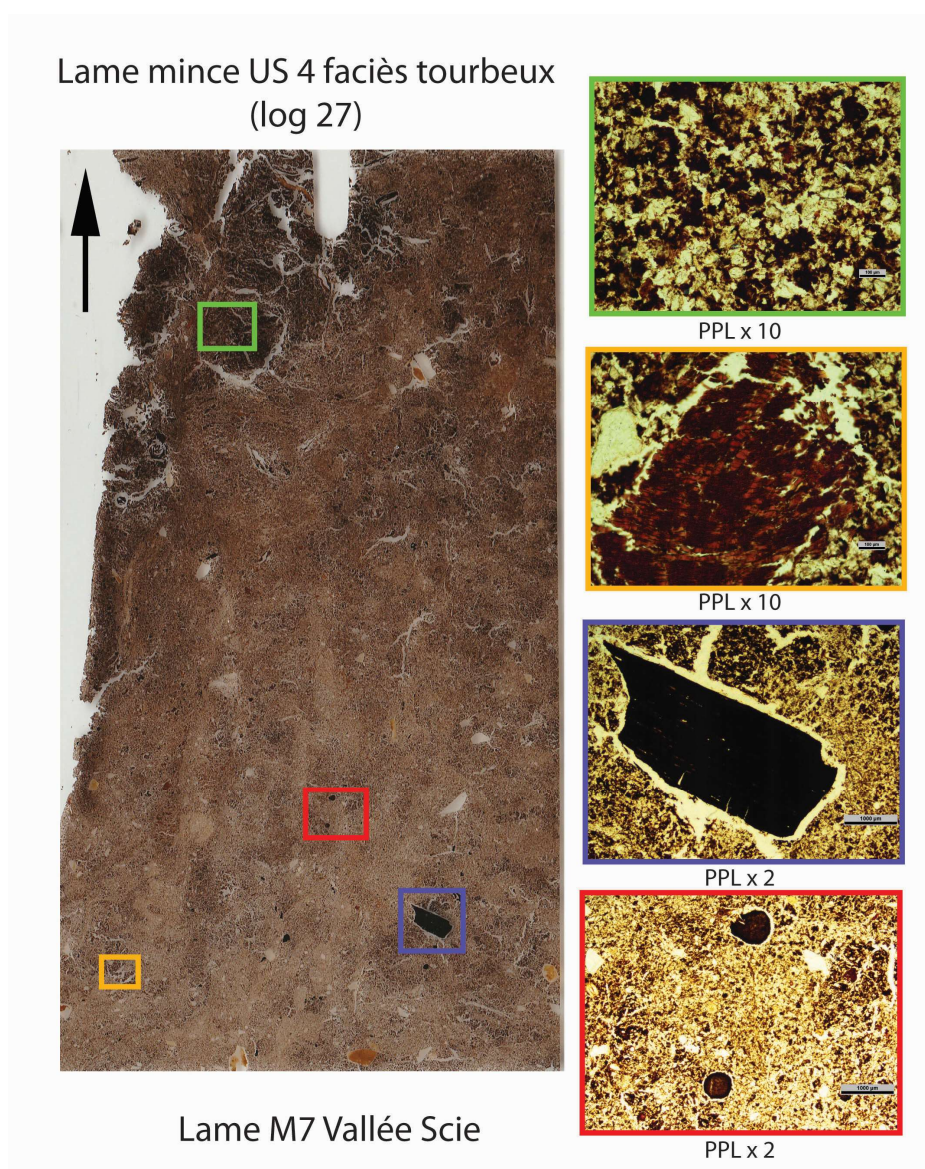


Figure 5. 30 : Observations micromorphologiques réalisées sur la lame M7, prélevée dans le faciès tourbeux de l'unité 4 (log 27).

En vert : PPL x 10 comminution de matière organique dans la matrice silteuse. En orange : PPL x 10 fragment végétal (bois ?) moyennement dégradé avec cellules observables. En bleu : PPL x 2 charbon peu dégradé. En rouge : PPL x 2 résidus fongiques (sclérotés).

Le faciès limoneux de l'unité 4, quant à lui, présente une matrice principalement silteuse, contenant également de nombreux macro-restes végétaux moyennement dégradés (racines, charbons) mais, comme en macroscopie, il se caractérise principalement par ses traits rédoxiques nombreux (nodules et imprégnations) et sa matrice silteuse riche en quartz. Le bloc M9, prélevé dans le faciès limoneux gris à traits rédoxiques de l'US 4, présente de nombreux traits pédologiques témoignant de l'engorgement ponctuel des horizons. De nombreux traits d'illuviation sont également observables, notamment par la présence de remplissages de vides et de revêtements argileux (types hypocoating, fig.5.29.C). Les principaux traits pédologiques observables macroscopiquement au sein de l'unité 4, tels que les traits rédoxiques et les ségrégations de fer, sont également bien identifiables à l'échelle microscopique, sous la forme de nombreux nodules et d'imprégnations de fer. Il semble ainsi que ce faciès soit le témoignage d'un sédiment ponctuellement engorgé, caractéristique également soulignée par la présence de vides de type vésiculaire (indiquant un échappement d'air lié à la liquéfaction du sédiment) et de fentes de dessiccation.

Ces observations micromorphologiques, présentées plus précisément dans le tableau 5.6, permettent de déduire que les variations latérales de faciès au sein d'une unité stratigraphique sont liées en grande partie aux processus bio-pédologiques post-dépositionnels (engorgement, hydromorphie, activité pédofaunique au sein des horizons Gr et histiques H).

Tableau 5. 6 : Tableau synthétique des observations micromorphologiques des lames de la Scie

Lame	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M9	
US	4	2/3	3	3	3	3	4	4	
Faciès	Tourbes	Sables tufacés/Limons réductiques	Limons org.	Limons gris réductiques	Limons org.	Limons org.	Tourbes	Limons gris rédox.	
Composante minérale	Fraction grossière (> 63µm)	•••	•••	•	•••	•	•	•	•••
	Fraction fine (< 63µm)	•	•	••	•	••	••	•••	••
	Minéral dominant	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz
	Degré d'altération des grains	PA	PA	PA	PA	PA	PA	PA	PA
	Lithoreliques	•• silex	• craie	• silex	N/A	N/A	•• silex	• silex	•• silex
Composante organique	Composante organique grossière > 20 µm	••	•	•	•••	•••	•••	••	•
	Composante organique fine < 20 µm	N/A	N/A	•••	••	•	•	•••	N/A
	Qualité de la MO (Degré de décomposition)	Amorphe	N/A	Amorphe	Amorphe et très dégradée	Amorphe	Moy. dégradée et amorphe	Amorphe	N/A
	Racines	•••	••	•	•••	••	•	•	N/A
	Composantes fongiques	N/A	N/A	••	N/A	••	••	••	N/A
	Bois	N/A	N/A	•	N/A	•	••	•	N/A
	Boulettes fécales (ench/Coll)	•••	N/A	•	•••	•	••	••	N/A
Microstructure		CP & LAM à la base	CP	CP	GR & CP	CP	CP	CP	CP
Vides	Vésicules	•	N/A	•	N/A	•	N/A	••	••
	Chambres	N/A	N/A	N/A	•	N/A	N/A	N/A	N/A
	Chenaux	•	N/A	•	•	••	•	•	•
	Vides plans	•	N/A	••	N/A	•	•	•	••
Traits spécifiques	Microlamines organiques	N/A	N/A	•	••	••	•••	•••	N/A
	Oxydes de fer et nodules	N/A	•••	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	•••
Traits calcitiques	Sparite/micrite	N/A	•• (SP)	N/A	• (SP)	N/A	N/A	N/A	N/A
	Carbonates biologiques (BSC)	N/A	•	N/A	••	N/A	N/A	N/A	••
Traits anthropiques	Charbons	••	••	••	•	•	N/A	•	N/A
	Céramiques	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
	Os	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	•	N/A	N/A

Légende : (Ench/coll : Enchytréides/Collembolles, CP : Compacte, GR : granulaire, LAM : Laminée, BSC : Biosphéroïdes calcitiques, SP : Sparite) PA : peu altéré N/A : Absent/non observé ; • : peu présent (< 20%) ; •• : fréquent/moyennement développé (20-50%) ; ••• : Abondant/fortement développé (> 50%)

3.4. Données chronostratigraphiques

Les unités stratigraphiques identifiées sur le terrain et présentées précédemment nécessitent un calage chronologique précis, basé sur des datations relatives (stratigraphie, présence de mobilier permettant de déduire des *terminus post* et *ante quem*) et absolues (datations au radiocarbone).

Dix-neuf datations au radiocarbone ont été effectuées par le laboratoire Beta Analytic en utilisant la technique AMS (tableau 5.7) et ont été calibrées à l'aide du logiciel Oxcal© (fig.5.31). Les échantillons datés sont de nature diverse, incluant de nombreux bois (en position de vie et en position couchée) dont les espèces ont également été identifiées (*cf infra*). S'ils ne permettent pas de dater l'unité stratigraphique au sein de laquelle ils ont été prélevés, ils permettent néanmoins d'obtenir un *terminus post quem* pour la mise en place des unités supérieures. Des échantillons de tourbe et de macrorestes végétaux bien conservés dans les niveaux organiques ont également été datés, bien qu'un échantillon ait révélé une date erronée (L43 E10, échantillon Beta 381839), certainement lié à une pollution racinaire. De même, la datation réalisée sur l'échantillon L10E12 (Beta 381829) a révélé un âge très ancien, Pléniglaciaire supérieur de 20700 +/-80 BP. La mesure a été faite sur des sédiments carbonatés, prélevés en contact avec les alluvions grossières pléistocènes. En raison de leurs résultats discutables, ces deux données ont été volontairement écartées de la figure 5.31, synthétisant les résultats des datations radiocarbone. En revanche, elles apparaissent dans le tableau 5.7 (dates en italique).

Tableau 5. 7 : Datations radiocarbones obtenues sur les différents logs étudiés (en italique les dates écartées)

Code Labo	Log	US	Prof. (cm)	Matériel	Age conventionnel	D ¹³ C / ¹² CO	Age calibré (2s) BP	Age médian Calibré BP	Age calibré BC/AD (2s)	Age Médian Calibré BC/AD
Beta 381829	L10E 12	US 2	170-175	Carbonates	20700 +/- 80 BP	-9,5	25205-24615 Cal. BP	24910 Cal. BP	23255-22665 Cal. BC	22960 Cal. BC
Beta 381826	L5E2	US 2	105-110	Tuf	9340 +/- 30 BP	-11,2	10650-10500 Cal. BP	10575 Cal. BP	8700-8550 Cal. BC	8625 Cal. BC
Beta 381840	L2 E13	US 3	140	Bois	4250 +/- 30 BP	-26	4855-4825 Cal. BP	4840 Cal. BP	2905-2875 Cal. BC	2890 Cal. BC
Beta 381827	L6E1	US 3	80	Bois	4100 +/- 30 BP	-26,4	4810-4455 Cal. BP	4632 Cal. BP	2860-2505 Cal. BC	2682 Cal. BC
Beta 405027	L44E 7	US 3	100-105	Bois	3460 +/- 30 BP	-28,5	3830-3640 Cal. BP	3735 Cal. BP	1880-1690 Cal. BC	1785 Cal. BC
Beta 381830	L24E 1	US 3	115-120	Macroreste végétal	2840 +/- 30 BP	-28,4	3055-2870 Cal. BP	2962 Cal. BP	1105-920 Cal. BC	1012 Cal. BC
Beta 381828	L10E 11	US 3	160	Bois	2430 +/- 30 BP	-28	2700-2355 Cal. BP	2527 Cal. BP	750-405 Cal. BC	577 Cal. BC
Beta 381833	L24E 14	US 3	85	Bois	2100 +/- 30 BP	-27	2150-1995 Cal. BP	2072 Cal. BP	200-45 Cal. BC	122 Cal. BC
Beta 405033	L24E 7	US 3	65-70	Macroreste végétal	1550 +/- 30 BP	-28,5	1530-1375 Cal. BP	1452 Cal. BP	420-575 Cal AD	497 Cal AD
Beta 381839	L43E 10	US 3	70-75	Macroreste végétal	200 +/- 30 BP	-28,1	300-0 Cal. BP	150 Cal. BP	1650-1950 Cal AD	1800 Cal AD
Beta 381832	L24E 8	US 4	50-55	Sédiment organique	1600 +/- 30 BP	-27,8	1555-1410 Cal. BP	1482 Cal. BP	395-540 Cal AD	467 Cal AD
Beta 405029	L47E 1	US 4	100	Bois	1570 +/- 30 BP	-27,9	1535-1390 Cal. BP	1462 Cal. BP	415-560 Cal AD	487 Cal AD
Beta 381834	L43E 1	US 4	55-60	Macroreste végétal	490 +/- 30 BP	-29,2	540-505 Cal. BP	522 Cal. BP	1410-1445 Cal AD	1427 Cal AD
Beta 405028	L14E 3	US 4	70-75	Tourbe	550 +/- 30 BP	-27,9	635-520 Cal. BP	577 Cal. BP	1315-1430 Cal AD	1372 Cal AD
Beta 381835	L43E 4	US 4	35-40	Macroreste végétal	420 +/- 30 BP	-26,9	515-340 Cal. BP	427 Cal. BP	1435-1610 Cal AD	1522 Cal AD
Beta 381836	L43E 6	US 4	25-30	Humines	500 +/- 30 BP	-29	545-505 Cal. BP	530 Cal. BP	1405-1445 Cal AD	1425 Cal AD
Beta 381837	L43E 6	US 4	25-30	Acides Humiques	480 +/- 30 BP	-29,1	540-500 Cal. BP	520 Cal. BP	1410-1450 Cal AD	1430 Cal AD
Beta 405032	L43E 7	US 4	20-25	Macroreste végétal	260 +/- 30 BP	-28,1	425-155 Cal. BP	290 Cal. BP	1525-1795 Cal AD	1660 Cal AD
Beta 405026	L8E1	US5	70	Charbon	170 +/- 30 BP	-26,5	290-0 Cal. BP	145 Cal. BP	1660-1950 Cal AD	1805 Cal AD

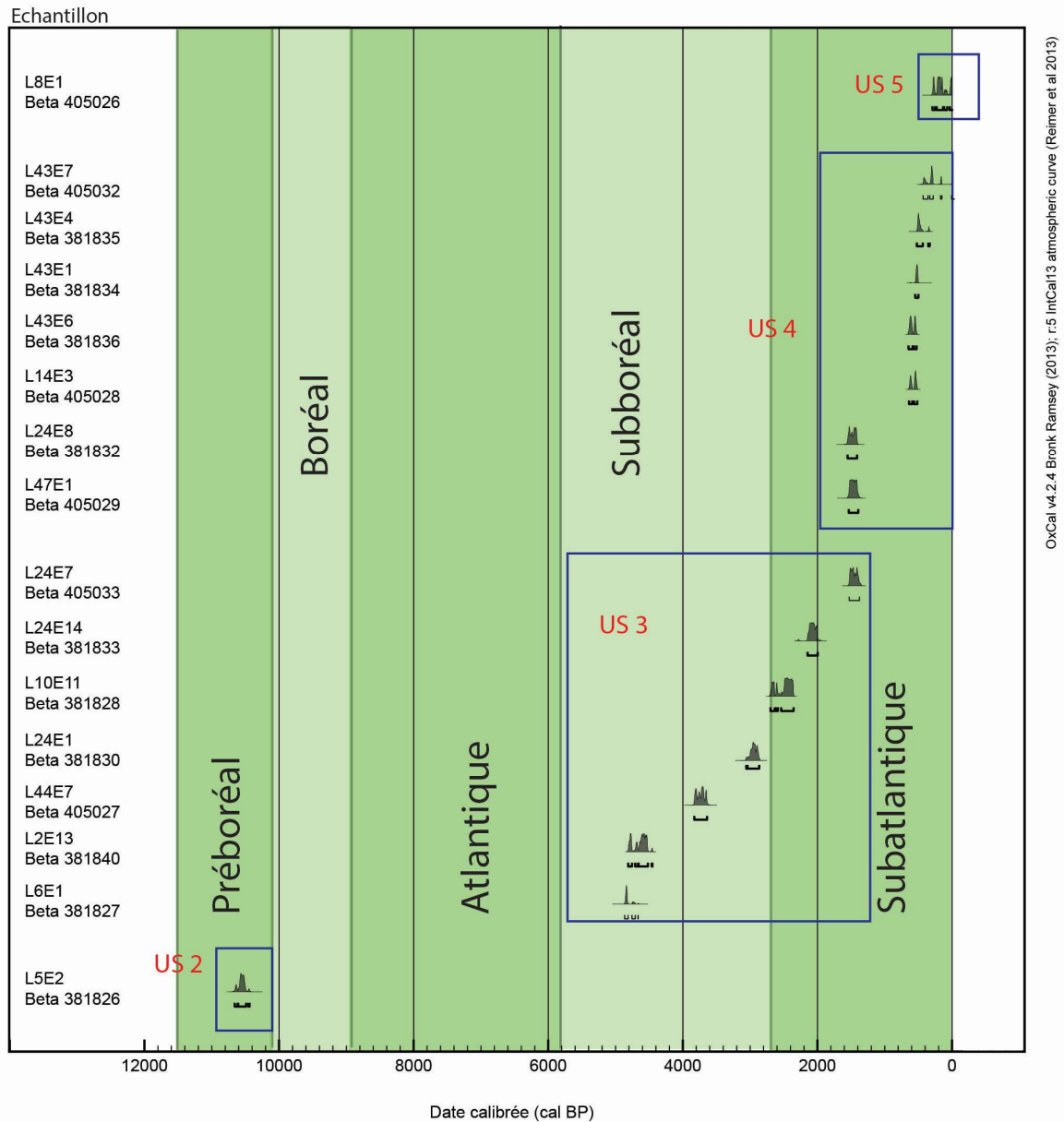


Figure 5.31 : Calibration des datations radiocarbone (cal.BP) de la vallée de la Scie (réalisé avec Oxcal ©)

Les sables tufacés de l'US 2 ont révélé un âge particulièrement ancien, attribué au Préboréal – (11500-10 100 cal. BP). L'âge médian calibré est de 10 575 cal. BP (ou 8625 cal. BC). Cependant, la question de la taphonomie des dépôts est à soulever, puisque les observations micromorphologiques réalisées sur la lame prélevée dans l'unité 2 ont mis en évidence le caractère allochtone des tufs clastiques au sein de dépôts détritiques sableux. L'édifice en position primaire a cependant pu connaître une diagenèse au Préboréal comme l'édifice de Brionne (cf chapitre 4) et ceux attribués à la transition Préboréal/Boréal dans de nombreuses

vallées du Bassin parisien (vallée de la Beuvronne, Pastre *et al.* 1997, 2000, 2006 ; Orth *et al.* 2004 ; vallée de la Laize, Limondin-Lozouet *et al.* 2005, vallée du Thiérain, Coutard *et al.* 2010) ou de la Belgique (Gueurts 1976).

L'ensemble des autres datations réalisées ont été rattachées à l'Holocène récent. Les échantillons prélevés au sein des deux faciès de l'US 3 ont révélé un âge compris entre la seconde moitié du Subboréal et la première partie du Subatlantique (fig.5.31), selon les palynozones définies dans les départements de la Manche et du Calvados (Clet-Pellerin *in* Lespez 2012). Les datations réalisées sur les échantillons de l'US 4 sont toutes comprises dans la seconde moitié du Subatlantique et l'unique date effectuée sur un échantillon de l'US 5 donne une date très récente, subactuelle.

Pour compléter ces données chronostratigraphiques, deux sondages ont livré du mobilier archéologique sous forme de tessons de céramique.

Le sondage L47 a ainsi permis d'observer deux fragments de céramiques tournées (fig.5.32) à pâte fine orangée, d'une épaisseur d'environ 4 mm, avec engobe (sigillée). L'un des fragments correspond à un bord arrondi et droit. Le second tesson se rapporte à un fragment de panse et présente les mêmes caractéristiques de pâte, les deux éléments appartenant au même individu. Ces tessons ont été rattachés à l'époque gallo-romaine, avec une datation possible attribuée au III^{ème} siècle de notre ère (observation et identification P. Fajon, SRA Normandie). Ils sont localisés à l'interface entre les tourbes (US 4) et les sables tufacés de l'unité 2 (fig.5.14 et fig.5.16), l'unité 3 étant absente au sein de ce sondage. L'échantillon L47E1 (Beta 405029) correspondant à un fragment de bois en position stratigraphique supérieure au tesson, a donné une datation radiocarbone cohérente avec l'élément céramique, puisque postérieure, avec un âge calibré compris entre 1535 et 1390 cal. BP (soit 415-560 cal AD, c'est-à-dire entre la fin de l'Antiquité et le début du haut Moyen Âge).

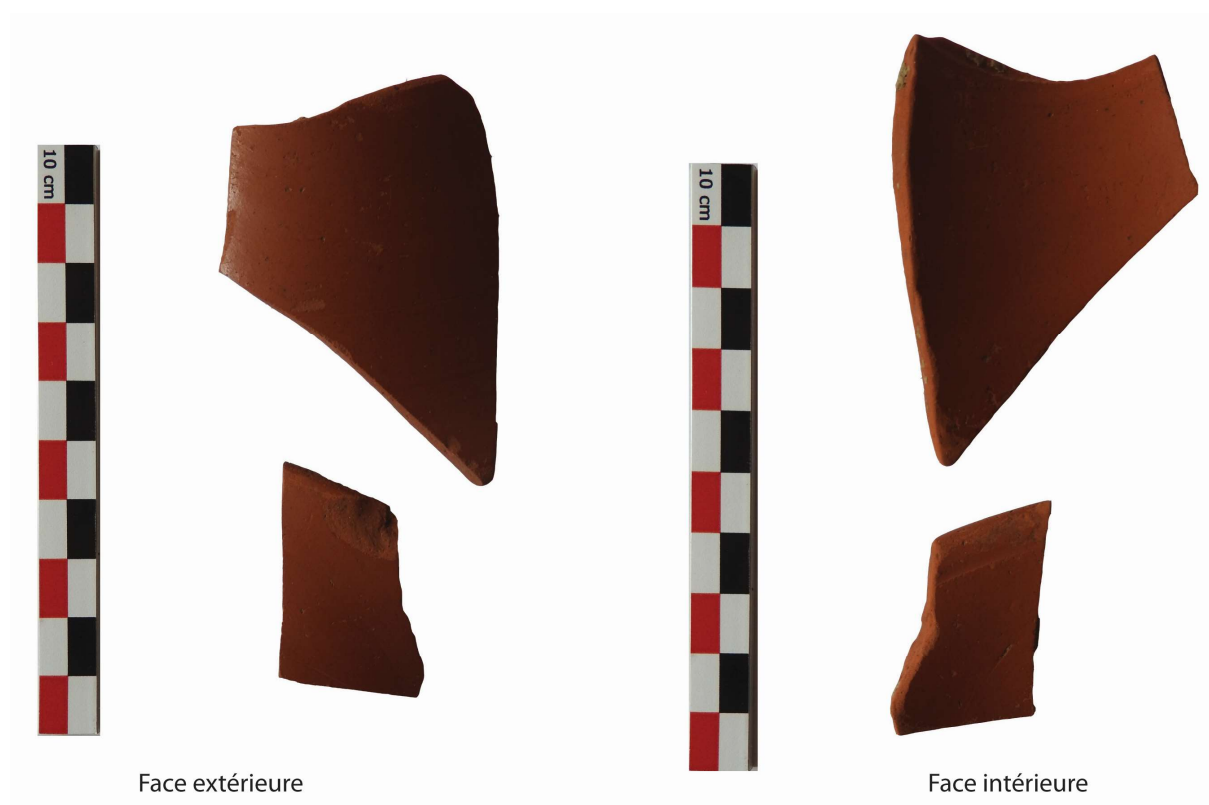


Figure 5. 32 : Tessons de céramique gallo-romaine observés dans le sondage L47 (US 4).

Un troisième élément céramique a été localisé au sein du sondage L4 (fig.5.33). Il s'agit d'un tesson de céramique à pâte grossière et non tournée, bien cuite, de couleur gris-bleu à gris foncé, et d'une épaisseur de 5 à 6 mm. Elle comporte d'importantes inclusions de quartz en surface. Il s'agit probablement d'un fragment de panse. Ce tesson a été rattaché à la Protohistoire *lato sensu* (observation et identification : P. Fajon, SRA Normandie). Ce tesson, localisé au sein des limons organiques de l'unité 3 (fig.5.14 et fig.5.16), présente une attribution chronologique cohérente avec la datation réalisée à la base du faciès limoneux gris clair (US 3) sur un bois du log 2 (L2E13 Beta 381840), puisque ce dernier apparaît antérieur, avec une date comprise entre 4855 et 4825 cal. BP (soit une date calibrée comprise entre 2905 et 2875 avant J-C, rattachée au tout début du Néolithique final (Marcigny *et al.* 2010 ; Salanova *et al.* 2011).



Figure 5.33 : Tesson de céramique protohistorique observé au sein du sondage L4 (US 3)

Les transects réalisés et évoqués précédemment, associés aux datations radiocarbone, permettent de présenter un modèle synthétique du remplissage alluvial holocène de la vallée (fig.5.34 et fig.5.35). D'autre part, la géométrie des dépôts et la chronostratigraphie mettent en avant la variabilité latérale des faciès, ce qui explique que les différents niveaux tourbeux observés ne soient pas tous contemporains les uns des autres. Il y a ainsi une diachronie spatiale de la paludification. Les variations topographiques du toit des alluvions pléistocènes permettent également de déduire la présence d'un chenal principal dans les parcelles 1 et 2 et de deux chenaux secondaires dans la troisième parcelle (fig.5.34), éléments par ailleurs déjà observables d'après la cartographie géophysique obtenue suite aux prospections en ARP et EMP.

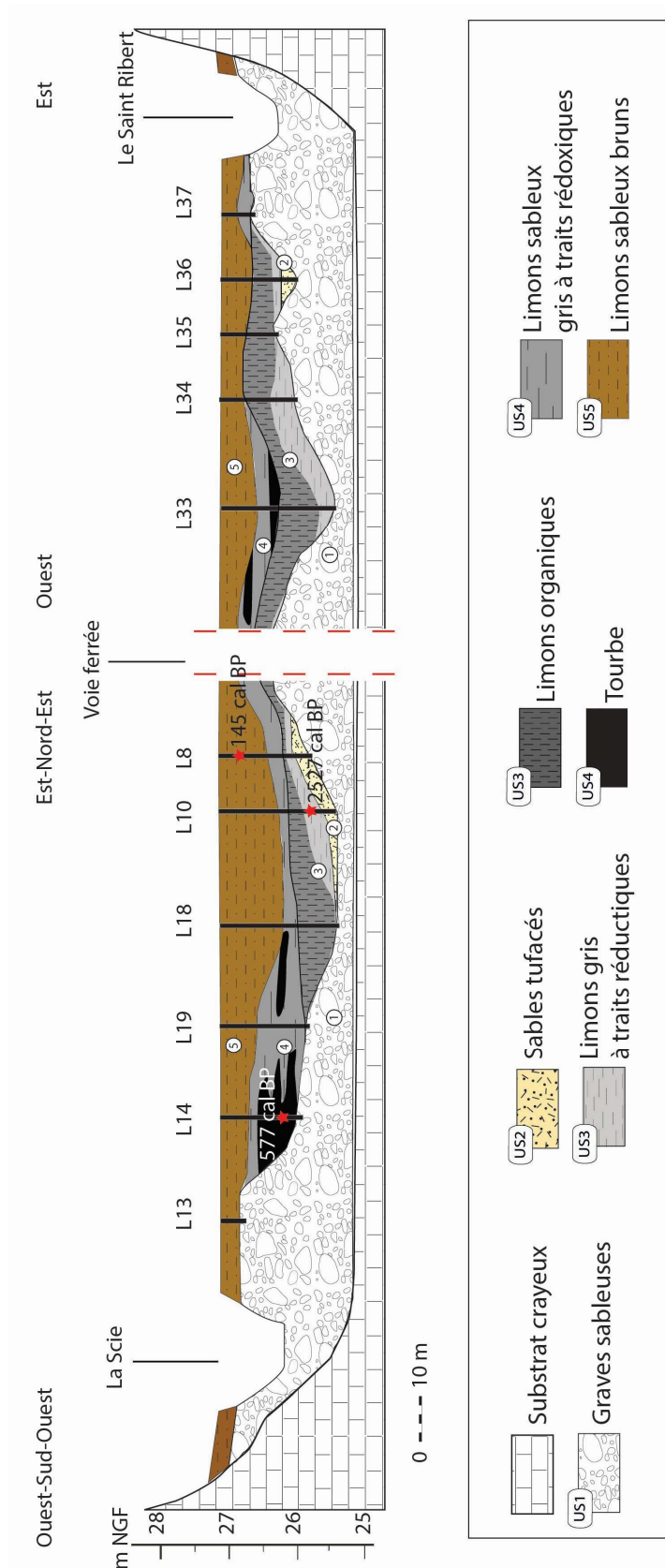


Figure 5. 34 : Schéma synthétique transversal du remplissage sédimentaire holocène de la vallée de la Scie (réalisation Gonnet 2015). Les dates indiquées sont en âge médian calibré (cal. BP).

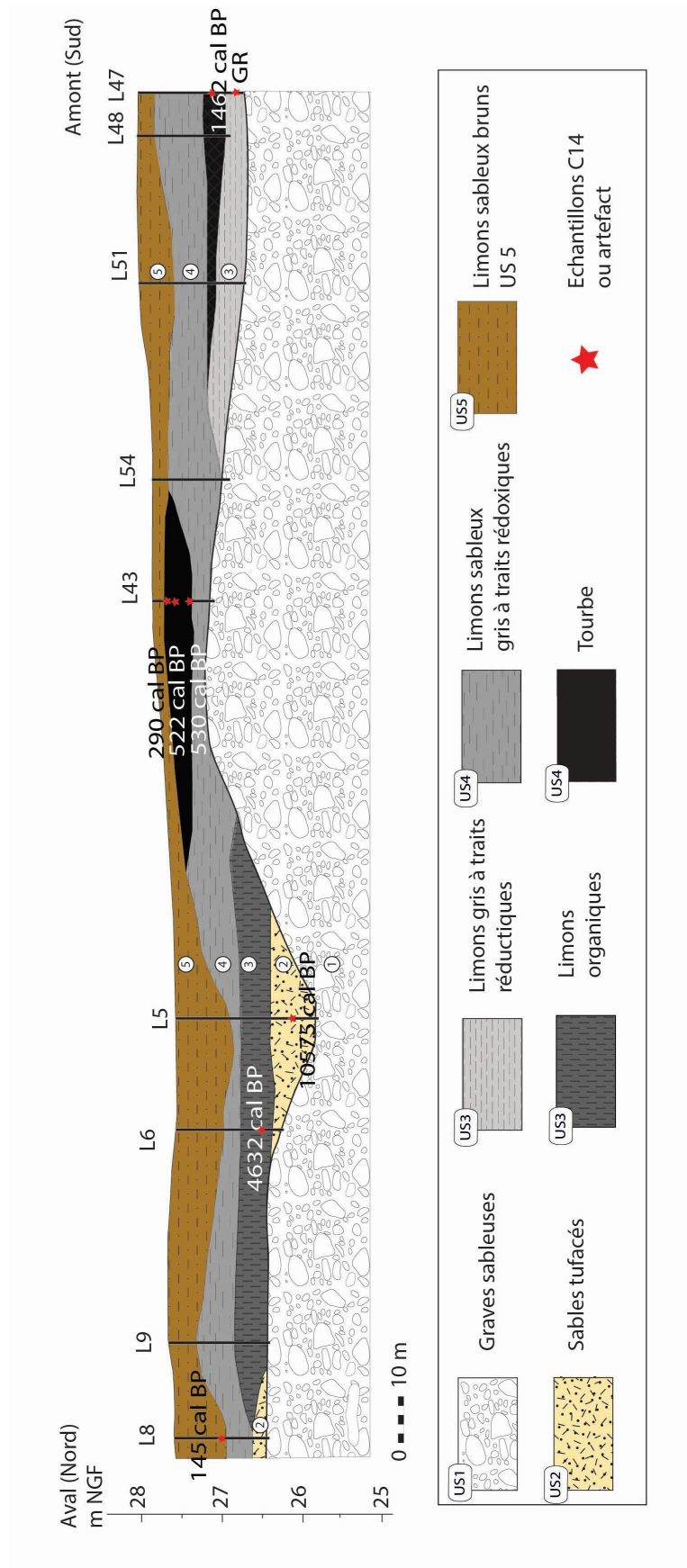


Figure 5. 35 : Schéma synthétique longitudinal du remplissage sédimentaire holocène de la vallée de la Scie (réalisation Gonnet 2015). Les dates indiquées sont en âge médian calibré (cal. BP).

3.5. Analyses paléo-environnementales : xylogie et palynologie

3.5.1. Analyses xylogiques

L'analyse xylogique de certains bois prélevés sur le site de Manéhouville-sur-Scie a été réalisée par David Aoustin (UMR 6566 CReAAH). L'étude a porté plus spécifiquement sur l'identification de six bois prélevés dans le remplissage sédimentaire du fond de vallée de la Scie (fig.5.36). Sur les six fragments (les bois n'ont pas pu être prélevés en intégralité), cinq ont également fait l'objet de datations radiocarbone (voir *supra*). Trois fragments ont été observés en position de vie au moment de leur prélèvement.

Les espèces identifiées correspondent à de l'aulne glutineux (*Alnus glutinosa*), du chêne à feuillage caduc (*Quercus sp. Fc*) et, plus étonnant en contexte hydromorphe, à du hêtre (*Fagus sylvatica*) pour le fragment prélevé au sein du log 24 (tableau 5.8).

Tableau 5. 8: Tableau récapitulatif des résultats d'analyse xylogique (réalisation D.Aoustin).
Interméd. : intermédiaire, min. : minimum

Désignation	Taxon	Degré de courbure des cernes	Moelle	Ecorce	Diamètre mesuré (cm)	Diamètre minimum estimé +/- écart-type (cm)	Duramen	Aubier	Thylle	Galerie d'insectes
TR1	<i>Quercus sp. Fc</i>	interméd.	absente	absente		24,7 +/- 4	présent	présent	présent	présent (dans le duramen)
L44 E7	<i>Alnus glutinosa</i>	fort	présente	présente	entre 3,9 et 4,9					
L10 E11	<i>Alnus glutinosa</i>	fort	présente (excentrée)	présente	entre 2,3 et 3,4					
L5 transition 2 et 3	<i>Alnus glutinosa</i>	fort	présente (excentrée)	présente	entre 1,9 et 3,0					
L6 E1	<i>Quercus sp. Fc</i>	interméd.	présente	absente	min. 12,0		présent	présent	présent	présent (dans l'aubier)
L24 US6	<i>Fagus sylvatica</i>	interméd.	présente	absente	min. 10,7					

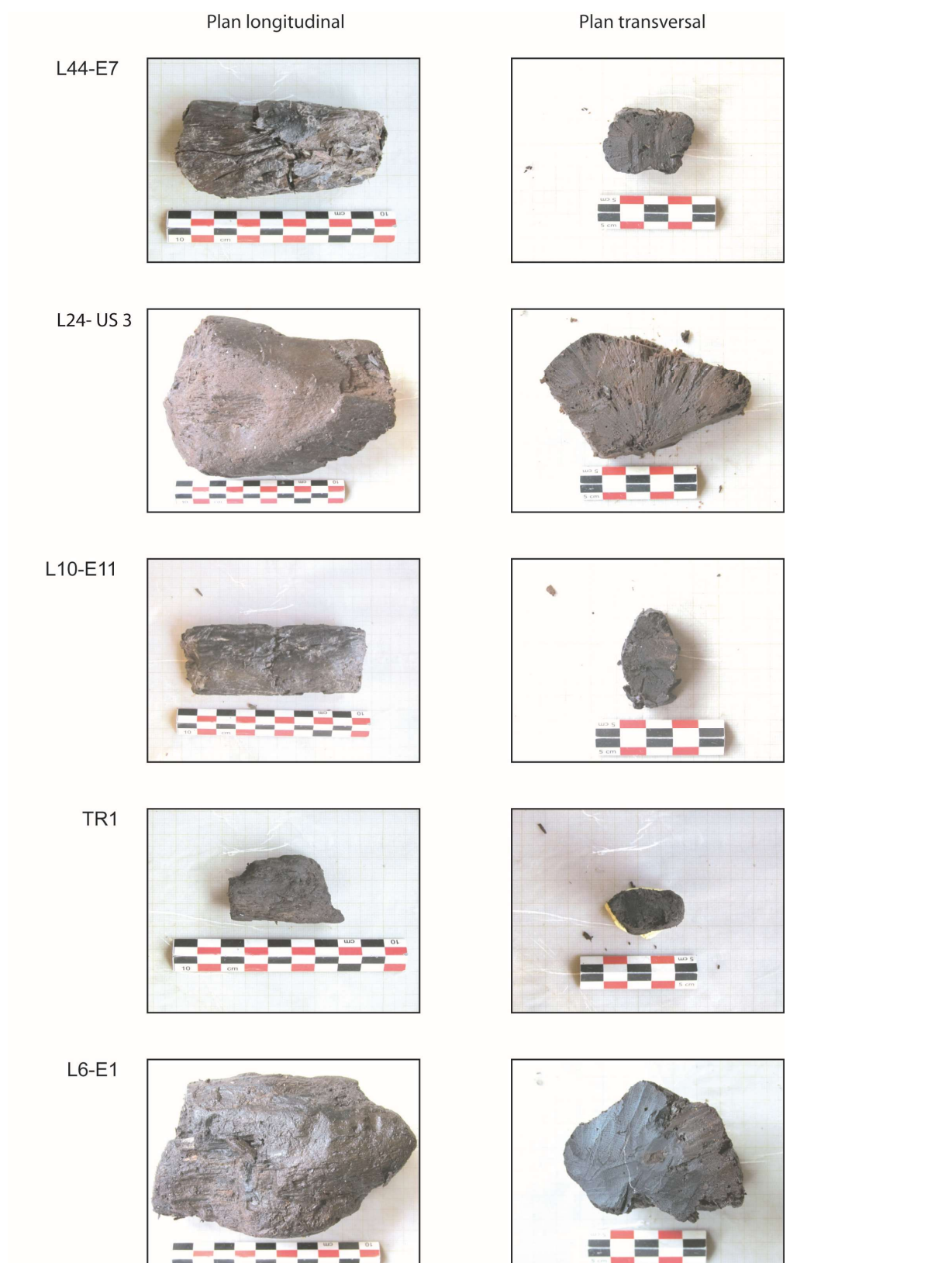


Figure 5. 36 : Photographies des plans longitudinaux et transversaux des bois (Photographies D.Aoustin)

L'analyse permet de montrer la présence de boisements d'aulnes et de chênes. Aucune trace de travail n'a été observée sur les échantillons, il semble donc bien s'agir de bois naturels. Concernant les chênes (*Quercus*), l'observation de la largeur moyenne des cernes des deux individus concernés indique des conditions de croissance contraignantes, liées à l'hydromorphie du secteur, en particulier pour l'échantillon TR1. Cet échantillon a été mis au jour dans un secteur en retrait de la zone humide. Les espèces de chênes dominantes dans la région sont le chêne pédonculé (*Quercus robur* L.), le chêne sessile (*Quercus petraea*), voire le chêne pubescent (*Quercus pubescens*) (Aoustin 2016). Ici, l'identification de l'espèce est compromise par le fait que ces trois espèces ne peuvent pas être distinguées à partir de l'anatomie de leur bois. Mais, l'exigence du chêne pubescent et du chêne sessile concernant les conditions d'humidité du substrat permet d'exclure le premier (espèce xérophile à mésoxérophile), et possiblement le second : en effet, ce dernier est une espèce mésoxérophile à mésophile, mais qui peut toutefois tolérer les sols à pseudogleys (Aoustin 2016). En revanche, le chêne pédonculé, espèce mésophile à mésohygrophile peut tolérer jusqu'à 151 jours d'inondation (Schnitzler 1997). Compte tenu de la nature limono-argileuses et hydromorphe des sédiments de l'US 2, le tronc TR1 pourrait donc correspondre à du bois de chêne pédonculé. De plus, cette essence est une composante des forêts alluviales du Bassin parisien (Bournérias *et al.* 2001).

De même, le second fragment identifié comme un bois de chêne (issu du sondage L6E1) peut être rattaché aux chênes pédonculés. Egalement mis au jour dans un secteur éloigné de la zone humide, sa base repose au contact des dépôts tufacés. En position de vie, son système racinaire n'a cependant pas pu être observé. Si sa section transversale est presque complète et permet d'appréhender les conditions de croissance de l'arbre, la largeur moyenne des cernes est relativement faible. Comme pour le premier fragment, cela témoigne de conditions de croissance contraignantes, liées soit à l'hydromorphie du milieu (milieu asphyxiant lié à un haut niveau de la nappe), soit à une densité des espèces végétales importante (Aoustin 2016). Datés du Subboréal, les bois de chêne n'ont pas pu être comparés aux résultats d'analyses palynologiques, car les archives sédimentaires prélevées pour l'étude des taxons polliniques ne couvrent pas cette période (voir *infra*). Cependant, les spectres polliniques régionaux indiquent pour cette période du Subboréal que la végétation du Bassin parisien est largement dominée par l'aulne, devant le chêne, le noisetier et le pin (Leroyer 1997 ; Leroyer et Allenet 2006 ; Leroyer *et al.* 2011 ; David 2014 ; Aoustin 2016).

Deux fragments d'aulne glutineux (*Alnus glutinosa*) ont été identifiés. Le premier (issu du log 44) est une tige, dont les caractéristiques semblent indiquer que le fragment provient d'une souche. Il a d'ailleurs été mis au jour en position couchée au sein du sédiment. Le second élément identifié comme un fragment d'aulne (prélevé au sein du log L10) est une branche, également mise au jour en position couchée. La présence de cette essence dans un fond de vallée où l'hydromorphie est particulièrement marquée n'a rien d'étonnant, l'aulne glutineux étant une essence méso-hygrophile qui croît sur les sols constamment alimentés en eau (Rameau *et al.* 1989 ; Aoustin 2016) et qui peut se trouver également dans les forêts ripicoles et marécageuses (Rameau *et al.* 1989). Ces deux fragments témoignent donc de la présence de boisements de milieux humides (ripisylve) localisés le long du cours de la Scie. Leur positionnement couché ainsi que la nature limono-argileuse des sédiments permet de soulever l'hypothèse d'un transport par le cours d'eau (Aoustin 2016).

Le bois identifié comme un tronc de hêtre (*Fagus sylvatica*) a révélé un taux d'accroissement annuel faible, ce qui sous-tend des conditions défavorables. En effet, la nature réductique des sédiments de l'unité 3 (au sein de laquelle il a été mis au jour) sont peu compatibles avec les exigences du hêtre vis-à-vis de l'humidité du sol (Aoustin 2016). En effet, il s'agit d'une espèce méso-xérophile à mésophile craignant l'hydromorphie (Rameau *et al.* 1989) et qui est intolérante aux inondations. Cependant, ayant été mis au jour en position de vie, il semble indiquer que ce secteur était ponctuellement hors d'eau durant un certain temps et suppose un arrêt de la sédimentation alluviale à cet endroit (Aoustin 2016). Un niveau de nappe phréatique élevé a pu également contraindre sa croissance. La présence de ce bois à cet emplacement pourrait également souligner une origine anthropique. De par sa forme, il pourrait en effet s'agir d'un pieu (Aoustin 2016), ce que les données polliniques sembleraient aussi confirmer (*cf infra*). En effet, dans la zone pollinique *Sci b* du Log L24, la représentation pollinique du hêtre n'est pas suffisamment élevée pour indiquer une présence locale (*cf infra*).

Ces observations indiquent donc principalement la présence d'une plaine alluviale constituée d'aulnes et de chênes au cours du Subboréal à proximité immédiate du chenal actuel de la Scie.

3.5.2. Analyses palynologiques

L'étude des taxons polliniques a été réalisée par Chantal Leroyer et David Aoustin (UMR 6566 CReAAH) sur deux logs stratigraphiques : le log L24, localisé sur le transect GH dans la seconde parcelle de l'emprise du site et le log L43, situé sur la parcelle 3 et sur le transect LM,

à l'est de la voie de chemin de fer. Ces deux logs ne renseignent pas les mêmes périodes chronologiques comme l'attestent les datations radiocarbone. Ils ont toutefois été sélectionnés pour cette étude palynologique en raison du caractère organique du remplissage sédimentaire, propice à une bonne conservation des taxons. Néanmoins, le log L24 n'a pas livré de stock pollinique en parfait état de conservation.

Ainsi, sept chronozones locales sont déduites de l'analyse des taxons. Quatre concernent le log L24 (*Sci a*, *Sci b*, *Sci c* et *Sci d*, fig.5.37) et trois sont déductibles de la séquence du log L43 (*Sci e*, *Sci f* et *Sci g*, fig.5.38). A partir des données régionales connues dans le Bassin parisien (Leroyer 1997 ; Leroyer et Allenet 2006 ; David 2014), ces palynoséquences peuvent être rattachées aux grandes biozones de l'Holocène du Nord de la France et du Bassin parisien.

Chronozone *Sci a* : Zone à *Corylus* et *Pinus*

La zone *Sci a* est observable à la base de la séquence du log L24, à l'interface entre les dépôts sableux tufacés allochtones (US 2) et les dépôts organiques de l'unité 3. La zone *Sci a* se caractérise par une prédominance des pins (*Pinus*) et des noisetiers (*Corylus*). Cette zonation locale peut se rattacher à la zone V du Bassin parisien, mais également à la zone IV b pour deux échantillons localisés à la base de la séquence. La zone IV b correspond à la seconde partie du Préboréal, (10450-10050 cal. BP) tandis que la zone V qui lui succède est rattachée au Boréal (calée par datations radiocarbone entre 10050 et 8950 cal. BP). Cela permet donc de confirmer que les dépôts de l'unité 2, s'ils proviennent en partie du démantèlement d'un édifice tufacé préboréal (10650-10500 cal. BP, selon la datation radiocarbone), viennent combler les chenaux de la Scie au cours de la seconde moitié du Préboréal. Cependant, il est à préciser que la date radiocarbone obtenue sur l'échantillon L24E1 (datation réalisée sur un macroreste végétal) est beaucoup plus récente que les enregistrements polliniques. Celle-ci a en effet été mesurée à 2900 ± 30 BP, soit un âge compris entre 3055 et 2870 cal. BP (calibration à 2σ). La question de la taphonomie du macroreste végétal daté est donc à soulever, tout comme celle de la taphonomie pollinique, parfois remise en question (Lebreton *et al.* 2009 ; Pathou-Mathys et Denys 2014). Cependant, la datation réalisée à la base de ce log est cohérente avec les trois autres dates réalisées sur le même log stratigraphique, au sein de l'unité 3 (bois et macrorestes), ce qui peut être expliqué par le fait que le matériel daté pourrait être intrusif et provenir originellement de l'US 3.

Chronozone *Sci b* : Zone à *Alnus*, *Tilia* et *Fagus*

La zone *Sci b* a été identifiée au sein du faciès organique de l'US 3. En raison des taxons observés, la chronozone *Sci b* semble beaucoup plus récente que la zone *Sci a*, soulignant de ce fait le hiatus chronostratigraphique majeur entre les unités 2 et 3. La zone *Sci b* est en effet dominée par les arbres et arbustes, tels que les tilleuls (*Tilia*) et les hêtres (*Fagus*), qui apparaissent au côté de la chênaie (*Quercus*), des aulnes (*Alnus*), noisetiers (*Corylus*) et saules (*Salix*). L'ouverture des milieux et leur forte anthropisation permettent le rattachement chronologique de cette zone au début du Subatlantique (Zone IX du Bassin parisien). Plus précisément, cette zone est rattachée à l'âge du Fer, attribution confirmée par les datations radiocarbone et les taxons polliniques caractéristiques de cette biozone dans le Bassin parisien.

Chronozone *Sci c* : Zone à pollens non arboréens (avec *Alnus* et *Juglans*)

La chronozone *Sci c* est dominée par les herbacées. Néanmoins, des taxons caractéristiques de l'aulne (*Alnus*) et du noyer (*Juglans*) ont été observés. Cette zone concerne les échantillons prélevés au sein des niveaux limoneux gris clair à traits rédoxiques (US 4) et à la base des limons de débordements bruns (US 5). L'étude de ces taxons a révélé un essor des activités anthropiques, caractérisé par la présence en abondance de plantes rudérales et de céréales cultivées. L'étude attribue cette zone au début de la Zone X du Bassin parisien, soit la seconde partie du Subatlantique, postérieur à la conquête romaine. La datation obtenue sur l'échantillon L24E8 (Beta 381832) confirme cette hypothèse puisqu'elle indique une date comprise entre 1555 et 1410 cal. BP.

Chronozone *Sci d* : Zone à poacées

La dernière chronozone déterminée sur le log 24 est dominée par les poacées avec près de 50% des taxons. Il faut également noter une légère diminution des rudérales messicoles, taxons liés principalement aux zones anthropisées (Leroy 1997 ; Galop 2000). Aucun calage biochronologique n'a été effectué, mais la palynozone *Sci d* devrait être comprise entre la fin de l'Antiquité et l'Actuel en raison des observations chronostratigraphiques.

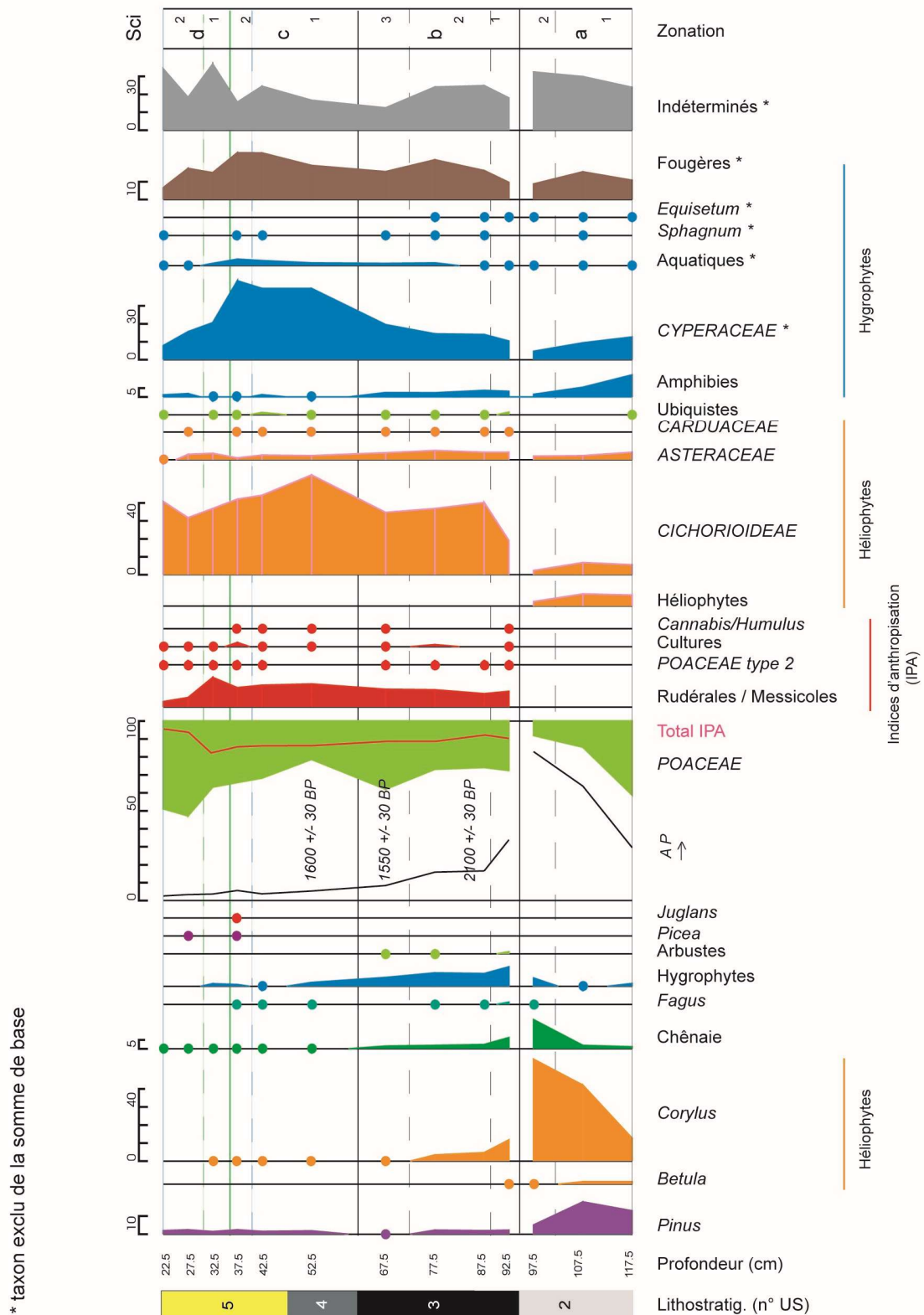


Figure 5. 37 : Diagramme pollinique simplifié du Log 24 (réalisation Leroyer et Aoustin 2015).

Trois chronozones locales ont également été identifiées suite à l'étude du log L43 (fig.5.38). Ce log semble couvrir une période beaucoup plus récente que le log L24 (confirmée par les datations radiocarbone) et a été attribué à une seule zone régionale, la zone X (Subatlantique) du Bassin parisien. Présentant des unités stratigraphiques différentes de celles du log L24, ces chronozones semblent couvrir la même période que *Sci c* et *d*. L'abondance des plantes non arborées et une forte représentation des taxons marqueurs d'anthropisation (poacées, cypéracées) suggèrent également une attribution récente.

Chronozone *Sci e* : Zone à pollens non arborés (avec *Fagus*)

Cette zone *Sci e* a été identifiée au sein des dépôts organiques (base du log 43, US 3). Cette zone évoque un milieu ouvert, dominé par les activités anthropiques (pratiques agro-pastorales). Par conséquent, le milieu semble être principalement constitué de prairies et de parcelles en culture (céréales et chanvre). Les rares arbres identifiés se rapportent à deux formations : une aulnaie et une chênaie-hêtraie, toutes deux fortement dégradées. Les prairies de la Scie présentent toutefois un caractère marécageux, signalé par la présence marquée d'espèces amphibies et de cypéracées.

Chronozone *Sci f* : Zone à pollens non arborés (avec *Juglans*)

Cette chronozone a été identifiée dans les dépôts de tourbe fibrique (US 4) du log 43. Les assemblages polliniques de *Sci e* et *Sci f* sont proches, mais se distinguent par la présence de noyer (*Juglans*) et une domination des poacées. L'étude pollinique réalisée sous-tend que cette zone témoignerait d'un recul des activités agro-pastorales parallèlement à une baisse de l'humidité locale (recul des plantes aquatiques). L'attribution de cette chronozone à la biozonation X du Bassin de Paris est confortée par les dates radiocarbone (tableau 5.7 et fig.5.31).

Chronozone *Sci g* : Zone à pollens non arborés

Cette dernière zone locale comprend les taxons piégés dans le sommet des tourbes et dans les limons sableux gris à traits rédoxiques (rédoxisols, US 4). Elle se distingue de *Sci f* par une hausse des taxons issus des cultures (cypéracées et rudérales messicoles), synonyme d'une reprise d'activité anthropique agro-pastorale.

Ainsi, malgré un hiatus chronostratigraphique majeur, ces sept palynozones illustrent les modifications du paysage et le rôle des activités anthropiques au cours du Subatlantique dans ce secteur du fond de vallée.

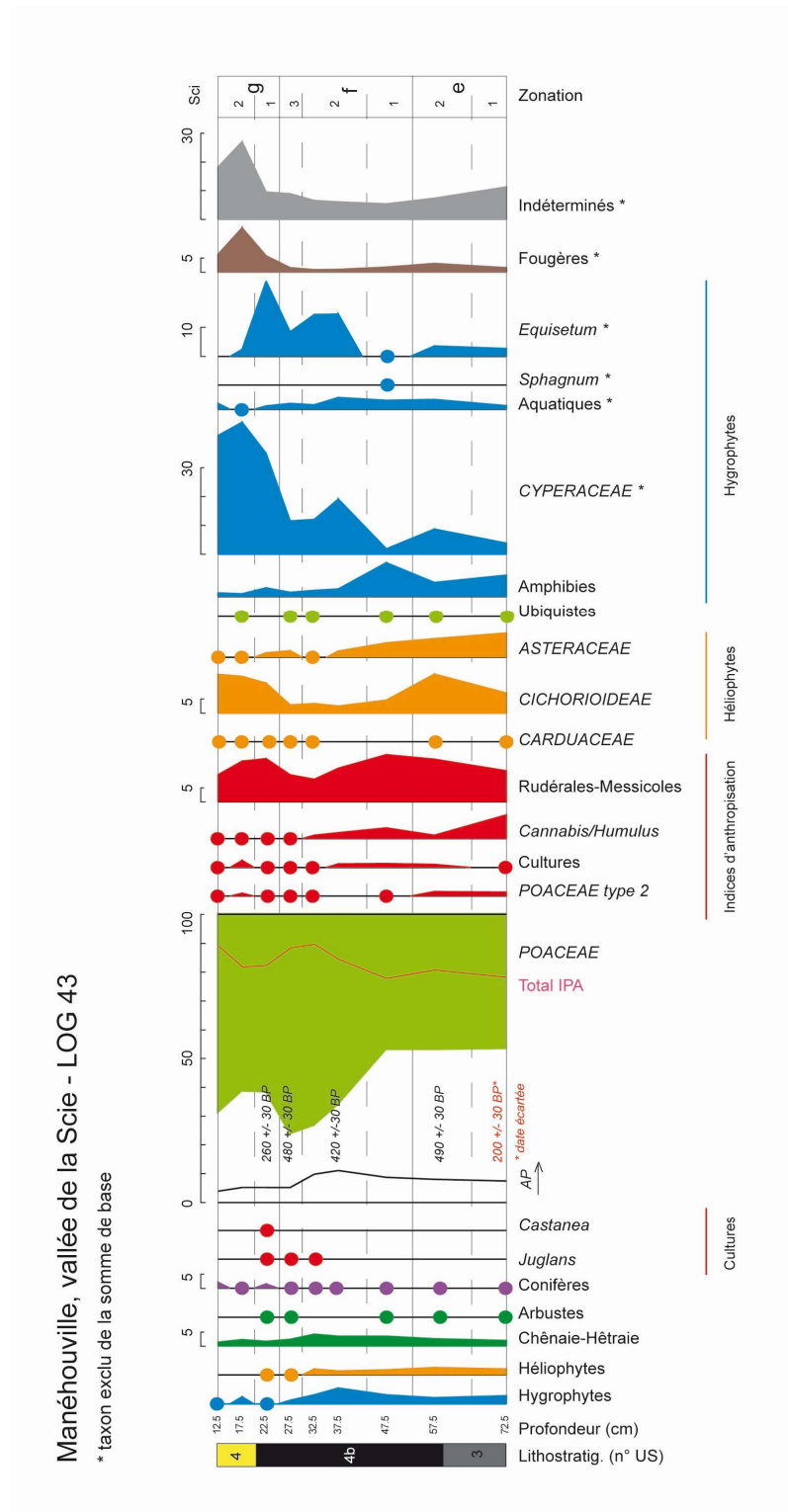


Figure 5. 38 : Diagramme pollinique simplifié du Log 43 (réalisation Leroyer et Aoustin 2015)

Rappel des principaux résultats laboratoires obtenus sur le site de Manéhouville-sur-Scie

La séquence stratigraphique de la vallée de la Scie a mis en évidence l'existence de cinq unités stratigraphiques et de sept faciès pédo-sédimentaires, que les résultats des analyses laboratoires ont permis de caractériser plus finement. L'ensemble des analyses granulométriques réalisées dans le cadre de cette étude témoigne d'un mauvais tri des échantillons prélevés, quel que soit l'unité ou le faciès dont ils sont issus. Cela est en partie imputable au *sourcing* obtenu, indiquant que les matériaux érodés en amont sont issus de sols développés sur substrat lœssique, mais également de formations résiduelles à silex et de sables tertiaires constituant la lithologie du bassin versant de la Scie.

L'unité 2, présentée comme un dépôt sableux tufacé, a été caractérisée à l'aide de la micromorphologie comme étant un dépôt détritique sableux contenant des formations issues du démantèlement d'un édifice tufacé. La datation des fragments de tufs (en position secondaire selon les observations micromorphologiques) est attribuée au Préboréal, confortée par l'étude des taxons polliniques présents au sein de cette unité. Ces taxons ont en effet mis en évidence que la sédimentation détritique se met en place dans la seconde moitié du Préboréal, rappelant ainsi les comblements de chenaux carbonatés observés dans le Bassin parisien à la même période.

Les observations micromorphologiques mettent en évidence le rôle des processus post-dépositionnels, notamment l'accumulation de matière organique autochtone (tourbe), ainsi que l'influence marquée des processus bio-pédologiques dans la décomposition de la matière organique. Ces tourbes présentent d'ailleurs de fortes proportions de carbone organique et un rapport C/N élevé, indiquant une décomposition lente de la MO.

Les études palynologiques et anthracologiques renseignent l'évolution de la végétation au cours de l'Holocène, notamment l'existence d'un milieu boisé constitué d'aulnes et de chênes dans le fond de vallée au Subboréal, et soulignent l'impact anthropique sur le milieu au cours du Subatlantique.

4. SYNTHÈSE DES RESULTATS ET DISCUSSION

4.1. Synthèse intra-site : l'histoire diachronique holocène de la vallée de la Scie à Manéhouville

Les différentes méthodes et approches de terrain et de laboratoire mises en œuvre au cours de cette étude ont révélé des résultats permettant d'aboutir à une compréhension du site dans sa globalité.

Plusieurs phases de remplissage sédimentaire ont pu être mises en avant, en tenant compte de la lecture pédo-stratigraphique, de la géométrie des dépôts et de leurs faciès, des datations radiocarbones ainsi que des analyses laboratoires (permettant notamment d'éclairer le *sourcing* des sédiments). Ces données ont ensuite été confrontées aux résultats des études paléo-environnementales (palynologie, xylogie) et aux informations archéologiques afin de proposer une hypothèse de l'évolution diachronique du milieu en fonction des forçages potentiels (fig.5.39).

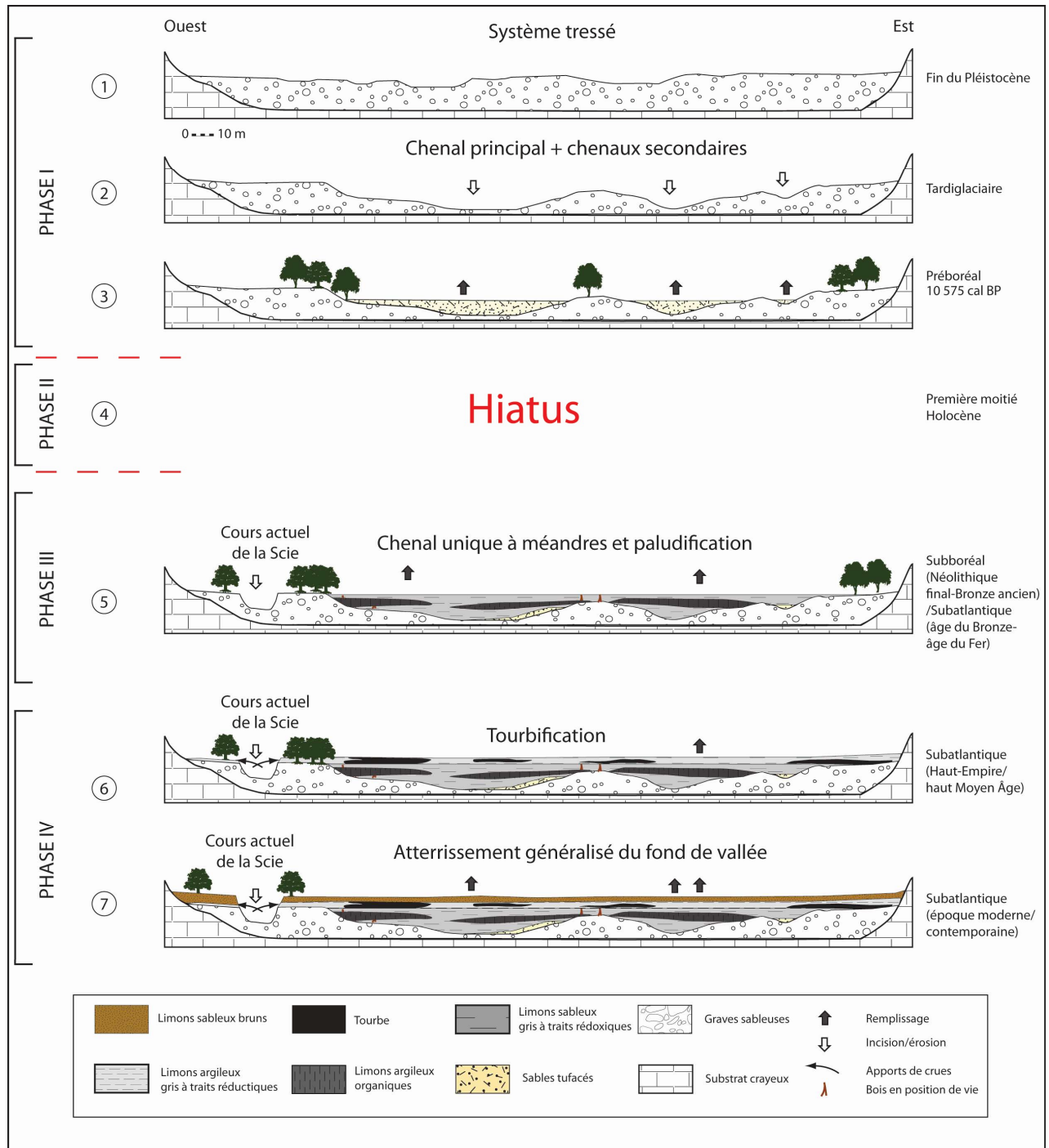


Figure 5. 39 : Proposition de reconstitution de l'évolution géomorphologique holocène de la vallée de la Scie

Phase I : Fin du Pléistocène et début de l'Holocène:

La faiblesse de la sédimentation attribuée au Tardiglaciaire semble indiquer une phase de creusement, ce qui se manifeste par la mise en place de chenaux, aujourd'hui observables dans les variations du toit des alluvions weichséliennes. Si les archives sédimentaires du début de l'Holocène ne semblent pas avoir été conservées à l'exception d'un niveau Préboréal tufacé, cette période est caractérisée dans le Bassin parisien par une incision qui se met en place au Tardiglaciaire pour atteindre un niveau de base beaucoup bas. Cette tendance est bien documentée dans les parties aval de certains cours d'eau majeurs tels que l'Orne (Clet-Pellerin *et al.* 1977) ou la Seine (Frouin *et al.* 2010).

Événement 1 : Mise en place des alluvions grossières pléistocènes (remblaiement minéral)

La première phase de mise en place correspond au Pléniglaciaire supérieur. Des alluvions constituées de cailloutis de silex (associés à des clastes de taille pluricentimétrique à décimétrique) se mettent en place dans les fonds des chenaux et dans les niveaux de barres. Ils sont pris dans une matrice sableuse grossière. Le régime hydrologique de la Scie est celui de multiples chenaux en tresse, caractéristiques des fonds de vallée du Bassin parisien au cours des périodes froides du Quaternaire (Pastre *et al.* 1997, 2000, 2002, 2003, 2006 ; Antoine *et al.* 2000, 2002, 2003 ; Orth *et al.* 2004). Les dépôts constituant le fond de vallée sont composés du colmatage sablo-graveleux mis en place au cours du Pléni- et du début du Tardiglaciaire.

Événement 2 : Incision des dépôts pléistocènes.

Transversalement à l'axe de la vallée de la Scie, un ensemble de trois incisions dans les dépôts grossiers pléniglaciaires peut être observé. Celles-ci semblent témoigner d'une mutation hydrodynamique au cours du Tardiglaciaire avec le passage d'un système tressé à un système à chenal principal associé à des chenaux secondaires. Cette mutation déjà observée à l'échelle du Bassin de Paris, dans les vallées de l'Oise, du Thiérain, de la Somme ou encore de la Marne, est généralement attribuée au Bølling (Pastre *et al.* 1997, 2000, 2003 ; Antoine *et al.* 2000, 2003 ; Le Jeune *et al.* 2005, 2012, Coutard *et al.* 2010).

Événement 3 : Comblement des chenaux par des formations sableuses tufacées allochtones.

Des dépôts constitués de sable carbonaté sont localement identifiés dans le fond de vallée, provenant du démantèlement d'un édifice localisé en amont. A l'échelle du bassin versant de la Scie, des dépôts de tuf fossile ont été mis au jour par des sondages ponctuels, notamment à

Denestanville (Lebret et Bignot 1990), par-dessus les graves weichséliennes, au débouché de la vallée sèche du Lintot. Cet édifice d'une épaisseur de trois mètres a été décrit comme se présentant sous une forme pulvérulente en surface et cohérente en profondeur, d'une couleur jaune à blanchâtre. L'édifice de Dénestanville a été observé sous les remplissages tourbeux et limoneux holocènes et son attribution à la transition Pléistocène/ Holocène a été avancée (apparition au Préboréal, croissance au Boréal et à l'Atlantique, fin de mise en place au Subboréal/Subatlantique).

A Manéhouville-sur-Scie, les éléments de datation radiocarbone les plus anciens concernant le comblement des chenaux indiquent une date de 20700 ± 80 BP pour les sables tufacés observés à la base du log 10. Nous choisissons de considérer cette date comme douteuse car trop ancienne, provenant probablement d'un élément carbonaté remanié et préférons considérer la date réalisée sur le tuf du Log 5 comme plus probable. Celle-ci est en effet datée à 9340 ± 30 BP (soit un âge médian calibré de 10 575 cal. BP) et semble plus en accord avec les datations des tufs les plus anciens à l'échelle régionale (Limondin-Lozouet et Preece 2004 ; Limondin-Lozouet *et al.* 2005). Compte tenu de la géométrie de ces dépôts (absents ponctuellement), nous proposons l'hypothèse d'une mise en place au cours du début de l'Holocène, au Préboréal. Il est ainsi possible de rattacher ces dépôts aux formations sableuses carbonatées observables à la même période sous la forme des « chenaux à travertin » (Couteaux 1969 ; Lebret 1995 ; Pastre *et al.* 1997 ; Giligny *et al.* 2005). L'échantillon ayant fait l'objet de cette datation radiocarbone semble en effet être positionné stratigraphiquement à la base des dépôts sableux tufacés, bien que des questions d'ordre taphonomique soient soulevées par les observations micromorphologiques (position secondaire au sein de limons sableux et non formation *in situ*). Ces sables tufacés ont certainement continué à se déposer dans la première moitié de l'Holocène, tout comme certains édifices tufacés du Nord-Ouest européen (Couteaux 1969 ; Magnin *et al.* 1991 ; Limondin-Lozouet et Preece 2004 ; Limondin-Lozouet *et al.* 2005, 2013 ; Sommé 2006), ou le complexe tuf/tourbe des hydrosystèmes du Bassin parisien attribué à l'Atlantique et au début du Subboréal (Pastre *et al.* 1997, 2000, 2003 ; Antoine *et al.* 2000 ; Deschodt 2002 ; Lespez *et al.* 2005, 2008 ; Coutard *et al.* 2010 ; Lespez 2012 ; Viel 2012).

Phase II : La première moitié de l'Holocène : un hiatus sédimentaire

La stratigraphie du remplissage sédimentaire de la vallée de la Scie, couplée aux datations radiocarbones et aux analyses polliniques, a mis en évidence un hiatus sédimentaire entre le Préboréal et le Subboréal.

Événement 4 : Hiatus chronostratigraphique et hypothèses.

Le hiatus chronostratigraphique révélé en confrontant les datations radiocarbones et les unités stratigraphiques observées ne permet que de formuler des hypothèses sur la première moitié de l'Holocène. A l'échelle du bassin de Paris, la période couvrant le Boréal et l'Atlantique est caractérisée par une modification des systèmes fluviaux et un essor des milieux humides qui s'exprime par un développement de la sédimentation organique (Pastre *et al.* 2000 ; Lespez 2012) et par la mise en place d'édifices tufacés (Lespez *et al.* 2005, 2008 ; Lespez 2012 ; Viel 2012). Dans le contexte du Nord-Ouest européen, la première moitié de l'Holocène est une période favorable à la sédimentation tufacée. Il paraît donc vraisemblable que ces dépôts aient continué à se mettre en place en amont, limitant ainsi les apports détritiques dans le fond de vallée. De plus, les versants globalement boisés au début de l'Holocène (présence d'espèces arboricole dans la palynozone *Sci a*) peuvent également limiter les apports limoneux issus de l'érosion des sols, comme cela est le cas pour la majorité des hydrosystèmes du Bassin de Paris (Pastre *et al.* 2000, 2003).

Ces deux phénomènes permettent de supposer l'absence d'apports détritiques, caractéristique d'une période de stabilité climatique et une anthropisation des milieux avec un impact réduit. La mise en place d'édifices tufacés en amont (comme l'édifice de Dénestanville dans la vallée de la Scie) joue d'autre part un rôle de barrage dans la sédimentation déritique (Lespez 2012 ; Viel 2012). Cela se répercute d'ailleurs sur les petits hydrosystèmes normands (comme la Thue et la Mue) dont les plaines alluviales enregistrent des taux d'aggradation faibles, inférieurs à 0,1 mm/an, au cours de la période comprise entre 9000 et 4000 av. J.-C. (Viel 2012). C'est à la transition Atlantique-Subboréal que les hydrosystèmes côtiers du nord de la France enregistrent des dépôts tourbeux dans des environnements de marais littoral (Gandouin *et al.* 2009). A Manéhouville-sur-Scie, les éléments de datation semblent attester d'un développement des zones humides beaucoup plus récent.

Phase III : Du Subboréal au Subatlantique : Une anthropisation croissante du milieu et un développement tardif des zones humides

Alors que les fonds de vallée du Bassin parisien enregistrent une sédimentation tourbeuse dès l'Atlantique (Leroyer 1997 ; Pastre *et al.* 2000, 2006 ; Orth *et al.* 2004 ; Lespez *et al.* 2005, 2006, 2012 ; Giligny *et al.* 2005 ; Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012), celle-ci est plus récente pour le fond de vallée de la Scie. La sédimentation organique observée est datée du Subboréal et du

début du Subatlantique, sous la forme d'un faciès limoneux gris foncé à noirâtre. Une ripisylve constituée d'aulnes et de chênes se met également en place à proximité de la Scie.

Événement 5 : chenal unique à méandres et paludification

Les sédiments limoneux gris clairs réductiques se mettent en place au Subboréal dans la partie la plus proche du cours actuel de la Scie, comme l'atteste la date réalisée sur le bois du log L2 (daté entre 4855 et 4825 cal. BP soit une correspondance avec le Néolithique final) et la datation réalisée sur le log L44 (3830-3640 cal. BP, correspondant à l'intervalle 1880-1690 Cal. BC, soit le Bronze ancien II (Marcigny *et al.* 2010 ; Salanova 2011). Dans le même temps, une occupation ponctuelle du fond de vallée est attestée par la présence de mobilier lithique au sein de l'unité 3 (faciès organique).

La transition Subboréal/Subatlantique (3000-2500 BP) est caractérisée par une crise climatique majeure qui s'enregistre au niveau de l'estuaire de la Seine (Frouin 2007, Sorrel *et al.* 2009, Tessier *et al.* 2012), et qui se manifeste dans les parties amont de l'estuaire par un niveau relativement élevé des nappes, en raison d'un niveau piézométrique adapté au niveau marin. A Manéhouville-sur-Scie, l'influence tidale est donc indirecte, mais joue un rôle sur l'engorgement des dépôts limoneux, le développement des zones humides (paludification) et les processus à l'origine de la mise en place de faciès organiques.

Les dépôts détritiques limoneux continuent de se mettre en place à la transition Subboréal/Subatlantique. Les variations de la nappe et l'engorgement contribuent au développement des faciès organiques. La paludification est illustrée par l'apparition de groupements végétaux palustres par l'apport et la stagnation d'eau dans un milieu auparavant relativement sec (Manneville *et al.* 1999). Le tesson protohistorique du log L4 et les datations radiocarbone du log L24 attestent cette attribution chronostratigraphique. Hormis la date de la base du log L24, comprise entre 3055-2870 cal. BP (soit le début du premier millénaire avant notre ère) et qui indique un début de dépôt de la fin du Subboréal, les autres datations réalisées sur les macro-restes présents dans ce faciès argileux organique tendent vers une dynamique de comblement qui s'accroît plus particulièrement au cours du second âge du Fer.

Phase IV : Le Subatlantique, vers un système dominé par les actions anthropiques

Le Subatlantique est la période la mieux documentée par les archives sédimentaires de la Scie, caractérisée par la mise en place d'une vaste zone humide où l'accumulation de la matière organique dans un milieu hydromorphe entraîne la mise en place de tourbières principalement

localisées dans la partie est du fond de vallée. L'ouverture des milieux semble généralisée et les paysages de prairies dominant, bien que quelques aulnaies subsistent. Comme observé sur le site de Brionne (*cf* chapitre 4), l'atterrissement du fond de vallée de la Scie se généralise également, ce qui se caractérise dans la seconde moitié du Subatlantique par une sédimentation détritique constituée de limons sableux de débordement. C'est également au cours du Subatlantique que les premières traces d'occupation anthropiques pérennes se développent avec les occupations laténiennes puis gallo-romaines sur les plateaux (Breton 2011). La forte dilatation des dépôts subatlantiques semble indiquer une érosion importante des zones sources à l'amont (limons de plateaux), qu'il est aisé de mettre en corrélation avec un signal anthropique fort à l'échelle régionale (Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012 ; *cf* chapitre 3 Villers-Ecalles).

Événement 6 : Tourbification

Ponctuellement, des dépôts tourbeux sont observables et calés chronostratigraphiquement au cours de la première moitié du Subatlantique (log L47 calé par un *terminus post quem* entre le III^{ème} siècle et 1570 ± 30 BP). Certains dépôts tourbeux semblent cependant plus récents (log L43), puisque les datations suggèrent une mise en place de cette tourbe entre les XV^{ème} et XVIII^{ème} siècles, dans la partie la plus à l'est de l'emprise. La tourbification (ou turfigenèse) au sein d'une unité constituée de limons à traits rédoxiques sous-tend la mise en place d'une vaste zone humide de type bas-marais fluviogène au sein de la plaine alluviale de la Scie. Les événements climatiques comme l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) ou le Petit Âge Glaciaire (PAG) ne semblent pas enregistrés dans les séquences où, s'ils ont été morphogènes et impactants, leur signature n'est plus lisible. Cette absence indiquerait une prédominance du forçage anthropique sur les forçages climatiques. La seule manifestation qui pourrait être imputable au Petit Âge Glaciaire concerne l'enregistrement palynologique présentant une représentation importante des poacées et une baisse des héliophytes (Leroyer 1997 ; Leroyer et Allenet 2006 ; David 2014 ; Leroyer *in* Gonnet 2016) au sein des logs L24 et L43, bien que la précision chronologique soit imparfaite.

Événement 7 : Atterrissement généralisé du fond de vallée

L'atterrissement du fond de vallée se généralise dans la seconde moitié du Subatlantique (calage chronostratigraphique obtenu par *terminus post quem* à partir des datations réalisées sur les unités sous-jacentes), mais la géométrie des dépôts des limons sableux de débordement montre

une épaisseur beaucoup plus marquée à proximité de la Scie. Il est possible de déduire la canalisation du Saint-Ribert, au plus tard à la fin de l'époque moderne puisque le canal est observable sur le cadastre napoléonien (réalisé en 1824 et 1825). Aucune variation spatiale du lit mineur n'a été observée lors de la réalisation des logs et des transects, indiquant une éventuelle défluviation marquée. Il est ainsi possible de supposer l'influence anthropique dans la mise en place du cours actuel, à travers une artificialisation du tracé actuel du cours d'eau.

4.2. Discussion

L'étude transdisciplinaire de l'évolution du fond de vallée de la Scie au cours de l'Holocène a permis de développer un corpus de données nouvelles pour ce secteur du nord de la Seine-Maritime, jusqu'alors peu référencé. Néanmoins, cette étude ne concerne qu'une portion du fond de vallée et l'étude diachronique n'intègre pas directement l'évolution des pratiques anthropiques sur le versant, occupé au moins dès la Protohistoire. Malgré cela et à l'instar des deux autres sites étudiés dans le cadre de ce doctorat, les données fournies par l'étude paléo-environnementale de la Scie à Manéhouville-sur-Scie peuvent être corrélées à l'ensemble des données déjà existantes à l'échelle de l'Eure et de la Seine-Maritime, ainsi qu'aux hydrosystèmes littoraux du Calvados.

Cependant, contrairement à d'autres hydrosystèmes côtiers documentés en Normandie pour la période holocène (comme la Thue, la Mue ou encore la Selles, Lespez *et al.* 2005, 2008 ; Lespez 2012 ; Viel 2012), la Scie n'a pas fait l'objet de sondages sur l'ensemble de son profil longitudinal, permettant de confronter les archives pédo-sédimentaires en amont et en aval de Manéhouville.

Pour l'heure, l'étude transversale des données sédimentologiques, micromorphologiques, palynologiques et xylologiques, enrichies d'une chronostratigraphie bien documentée permet toutefois de mettre en évidence la succession des faciès et des environnements dans le fond de vallée au niveau de l'actuel viaduc de la Scie et d'en déterminer une évolution diachronique du fond de vallée à Manéhouville.

CONCLUSION DU CHAPITRE 5

L'étude géoarchéologique et paléo-environnementale réalisée à l'occasion de la mise en place du viaduc de la Scie a permis d'augmenter le corpus de données acquises en Normandie, notamment pour ce secteur nord de la Seine-Maritime, et plus largement à l'échelle de la partie nord-ouest du Bassin de Paris. L'étude transversale des données sédimentologiques, palynologiques et xylogiques couplée à une chronostratigraphie bien documentée a permis de mettre en évidence la succession diachronique des faciès et des environnements de dépôt. Au moins quatre phases majeures et sept événements ont pu être documentés, malgré l'existence d'au moins un hiatus sédimentaire majeur pour la première moitié de l'Holocène. Les causalités probables dans la mise en place des deux premières phases (épisodes 1 à 3, et épisode 4) semblent principalement d'origine climatique (changement de régime hydrologique au Tardiglaciaire accompagné de la précipitation de dépôts tufacés, à l'instar du site de Brionne). Le hiatus sédimentaire et chronostratigraphique pourrait ainsi s'expliquer par une période de stabilité au début de l'Holocène, au cours de laquelle aucune crise majeure n'est enregistrée.

D'autre part, il apparaît que la majeure partie du comblement observé est d'âge Subboréal à Subatlantique (Phases III et IV, événements 5 à 7), témoignant du rôle probable des activités humaines sur les secteurs amont (érosion des plateaux) et de l'accumulation sédimentaire qui en résulte en fond de vallée, alors que l'anthropisation croissante des milieux se manifeste au cours de la seconde moitié de l'âge du Fer. Cela implique un rôle secondaire de l'eustatisme (paludification et remontée des nappes, conséquence indirecte de la remontée du niveau marin à l'Holocène, développement des zones humides). Enfin, si les indices d'occupations néolithiques (mobilier lithique) identifiés au cours du diagnostic archéologique ont pu être replacés dans leur contexte environnemental, il apparaît que ces occupations ponctuelles n'ont pas joué un rôle majeur dans la mise en place et le modelé des dépôts du fond de vallée, bien qu'elles soient contemporaines des premiers apports détritiques constitués des limons gris clairs à traits réductiques.

Ainsi, l'étude de l'évolution diachronique du fond de vallée de la Scie dans le secteur de Manéhouville-sur-Scie a révélé le rôle majeur du signal anthropique dans les déstabilisations de versants et la mise en place de dépôts sédimentaires dans le fond de vallée à partir de la transition Subboréal/Subatlantique. Contrairement à d'autres fonds de vallée du Bassin de Paris et de la Normandie, on assiste pour le cas de Manéhouville-sur-Scie à un développement tardif

des zones humides, se caractérisant par le développement d'histosols encore jeunes (tourbes fibriques et mésofibriques) à partir du III^{ème} siècle de notre ère, et ce jusqu'à la péjoration climatique du Petit Âge Glaciaire, et à la crise détritique majeure enregistrée au cours des périodes modernes et contemporaines.

Chapitre 6 : l'enregistrement des forçages anthropiques et climatiques dans les archives pédo-sédimentaires tardiglaciaires et holocènes des hydrosystèmes normands : synthèse et remise en contexte à l'échelle du Bassin de Paris et du Nord-Ouest européen

Les trois études de cas présentées dans les trois chapitres précédents ont permis de documenter les dynamiques morpho-sédimentaires au Tardiglaciaire et à l'Holocène pour les unités de plateaux, versants et fonds de vallée, au sein de petits bassins versants normands sur substrat crayeux. Ce présent chapitre a pour objectif de proposer une synthèse des données obtenues et de déterminer quelles sont les signatures morpho-sédimentaires communes aux différentes unités géomorphologiques étudiées en Normandie et de les intégrer dans le contexte du Bassin parisien et du Nord-Ouest européen.

S'il est évidemment délicat de généraliser ces informations sur la base de seulement trois sites d'études pour les départements de l'Eure et de la Seine-Maritime, la démarche de synthèse consiste ici à **(i) déterminer les signatures morpho-sédimentaires, les niveaux repères et les périodes clés communes aux trois sites, (ii) confronter ces données au corpus d'archives pédo-sédimentaires déjà bien déterminées en Normandie pour ces périodes** (vallée de la Seine et ses affluents, vallées littorales du Calvados) et ainsi **(iii), étendre notre réflexion à l'échelle du Bassin de Paris et du Nord-Ouest européen.**

1. IMPACT DES FORÇAGES ANTHROPIQUES ET CLIMATIQUES TARDIGLACIAIRES ET HOLOCENES SUR LE GEOSYSTEME NORMAND : CONFRONTATION DES DONNEES OBTENUES A VILLERS-ECALLES, BRIONNE ET MANEHOUVILLE-SUR-SCIE

Les périodes documentées par les études des sites de Villers-Ecalles, Brionne et Manéhouville ont permis de couvrir la fin du Tardiglaciaire et l'Holocène, puis de visualiser l'impact du climat

et celui progressif de l'anthropisation sur les environnements et les pédo-paysages. La réalisation de ces études de cas sous forme de transects, du plateau au fond de vallée, permet en outre de documenter différentes unités du géosystème normand et d'en déduire des niveaux repères ou archives de référence, potentiellement attribuables à des périodes charnières de l'Holocène.

1.1. Synthèse des trois sites étudiés : identification et caractérisation des archives de référence

L'identification et la caractérisation des archives pédo-sédimentaires et des niveaux repères associés ont pu être mises en place à l'aide d'observations de terrain et de l'utilisation d'outils analytiques sédimentologiques et géochimiques pour chacun des sites. L'ensemble de ces analyses offre ainsi un corpus de variables quantitatives (dosage de matière organique, tri granulométrique, grain moyen, dosage des carbonates et des éléments majeurs, détermination des cortèges argileux) caractérisant plus finement les dépôts identifiés depuis les plateaux jusqu'aux fonds de vallée. Il est possible de corréliser ces archives de référence à l'aide d'analyses statistiques multivariées, afin de discriminer chacune des unités du géosystème en fonction de ces variables. Les analyses multivariées ont été préalablement utilisées en domaine fluvial par le biais d'Analyses en Composantes Principales (ACP) afin de discriminer des groupes sédimentaires en fonction de leurs caractéristiques granulométriques (Peiry 1994). Le principe du traitement de données sédimentologiques en ACP, tel qu'il avait alors été réalisé, était de regrouper les classes granulométriques présentant des fluctuations proches avec, pour chaque groupe, une variable synthétique correspondant à la composante principale (Peiry 1994).

Dans le cadre de notre étude, nous choisissons de confronter les données granulométriques (médiane, percentiles, indice de tri, coefficient d'aplatissement des courbes granulométriques...), à des données quantitatives diverses (dosage de carbone organique, géochimie) afin de faire ressortir des familles d'individus en fonction de paramètres communs et de déterminer les variables discriminantes (fig.6.1).

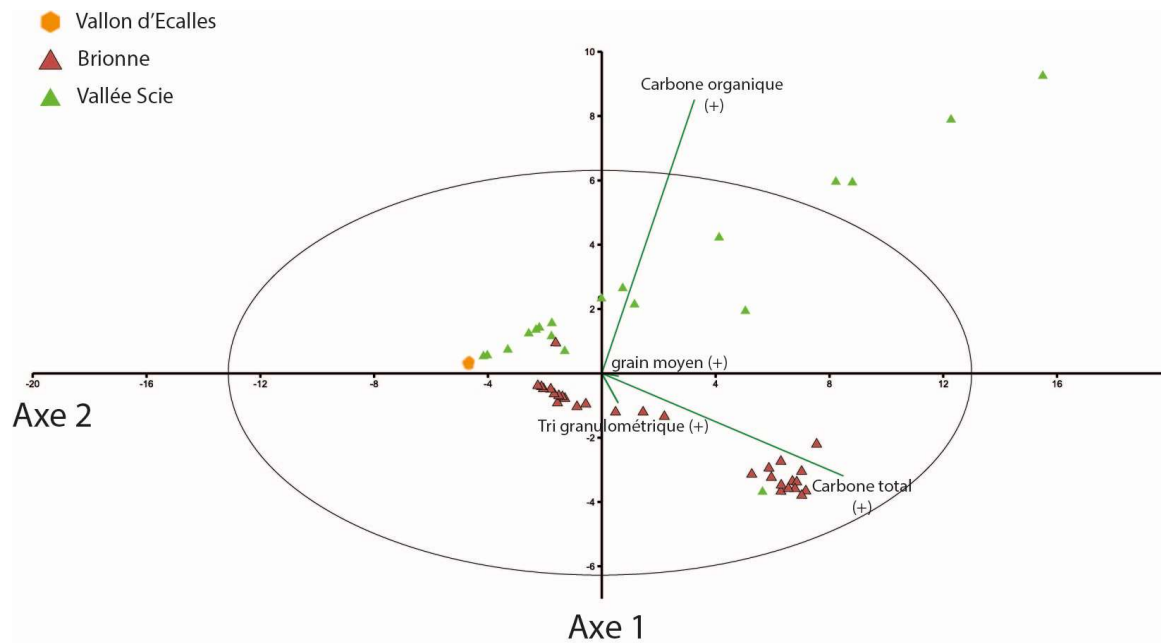


Figure 6. 1 : Analyse en composante principale (plan factoriel F1-F2, variance exprimée : 99%) réalisée sur les échantillons des trois sites, à partir des variables quantitatives suivantes : tri granulométrique, taille du grain moyen, taux de carbone organique et taux de carbone total. Individus : Vallon d'Écalles (24 échantillons) ; Brionne (30 échantillons) ; Manéhouville (19 échantillons). Ellipse de confiance : 95%, méthode granulométrique : granulométrie laser. Axe F1 : 79% Axe F2 : 19%

Dans cette ACP, l'axe F1 permet de discriminer le carbone organique (contribution à l'axe F1 : 79%) et le carbone total (contribution à l'axe F2 : 19%), et de voir que ces variables sont les plus significatives (facteur 1 et facteur 2). Ainsi, les individus qui présentent une plus forte contribution positive à l'axe F1 (carbone organique) sont les échantillons prélevés sur le site de Manéhouville. Par opposition, la variable carbone total contribue à l'axe F2, et est particulièrement représentée par les échantillons de Brionne (US 5 et 6), notamment en raison du taux de carbonates important de ces dépôts. Une opposition est nettement mise en avant entre ces derniers et ceux de Manéhouville qui sont plus sensibles à la variable « carbone organique », et que l'on peut corrélérer avec l'entourbement du fond de vallée. Comparativement, les échantillons prélevés dans les dépôts du vallon d'Ecalles ne présentent qu'une faible contribution positive à l'axe F1 (peu de carbone organique) et une contribution négative à ce même axe (pas de carbonates). Cette première analyse en composante principale permet de bien opposer les trois sites, mais aussi d'observer une certaine variabilité intra-site fondée sur le contenu en matière organique ou en carbonate des dépôts.

Pour aller plus loin, une seconde analyse en composante principale a été réalisée sur d'autres échantillons, également issus des mêmes faciès sédimentaires (fig.6.2) en prenant uniquement comme variables les données géochimiques (éléments majeurs et perte au feu). Dans cette ACP, l'axe F1 permet de discriminer la perte au feu et le dosage des carbonates (CaO) avec une contribution de 94,9% à cet axe. La partie positive de l'axe F1 est caractérisée par le dosage de CaO, tandis que la partie négative est liée aux données obtenues par la perte au feu. L'axe F2 est défini quant à lui par les variables SiO₂ et Fe₂O₃ (dosage de la silice et du fer), avec une contribution moindre (axe F2 : 4,6%).

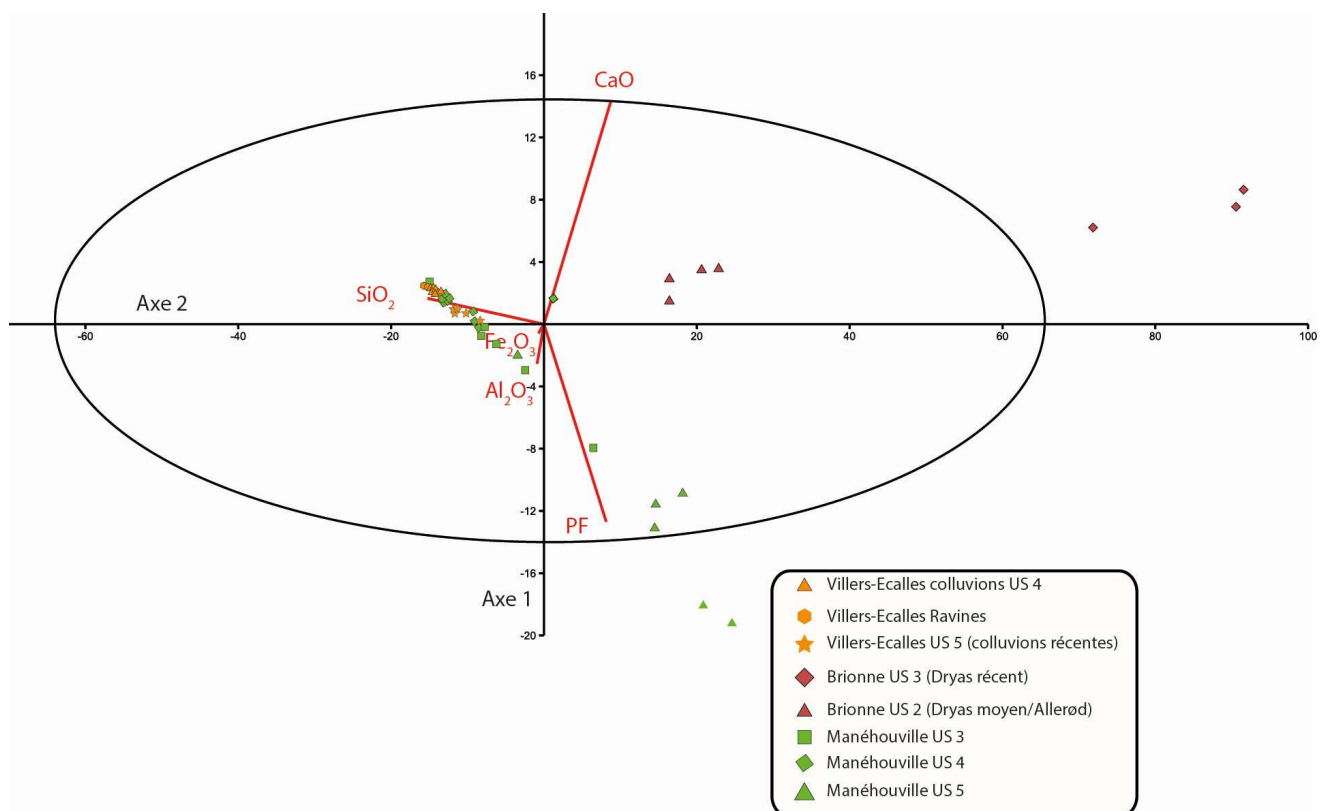


Figure 6. 2 : Analyse en composante principale réalisée sur les échantillons des trois sites, à partir des variables quantitatives issues des analyses géochimiques par ICP-OES : dosage de silice, fer, alumine, calcium, perte au feu Individus : Vallon d'Ecalles (24 échantillons) ; Brionne (30 échantillons) ; Manéhouville (19 échantillons). Plan factoriel F1-F2 variance exprimée : 99% Ellipse de confiance : 95%. Axe 1 : :94,9% Axe 2 : 4,6%

Une nette opposition s'observe entre les échantillons issus du site de Brionne, discriminés par l'axe F2, et ceux des sites de Villers-Ecalles et Manéhouville. Un groupement des points issus des dépôts mis en place au cours du Dryas récent à Brionne se distingue et participe fortement à la formation de l'axe F2. Toutefois, ces variables quantitatives ne permettent pas de discriminer les différents dépôts issus du site du vallon d'Ecalles, pour lesquels seule la variable « SiO₂ » semble discriminante, au même titre que les échantillons issus de l'US 4 de la Scie.

La variabilité intra-site observée sur les deux analyses en composantes principales s'exprime de façon notable pour les échantillons issus des sites de Brionne et Manéhouville. Celle-ci peut notamment s'expliquer par une nature des archives plus contrastée, tandis qu'à Villers-Ecalles, les échantillons ont été principalement prélevés au sein d'archives colluviales récentes et dont l'homogénéité a été déterminée par les analyses granulométriques (cf chapitre 3).

Parallèlement à ces analyses statistiques, les données géochimiques recueillies pour les trois sites ont été confrontées, permettant ainsi de déduire les sources des différentes formations pédo-sédimentaires à l'origine des dépôts (fig.6.3 et fig.6.4).

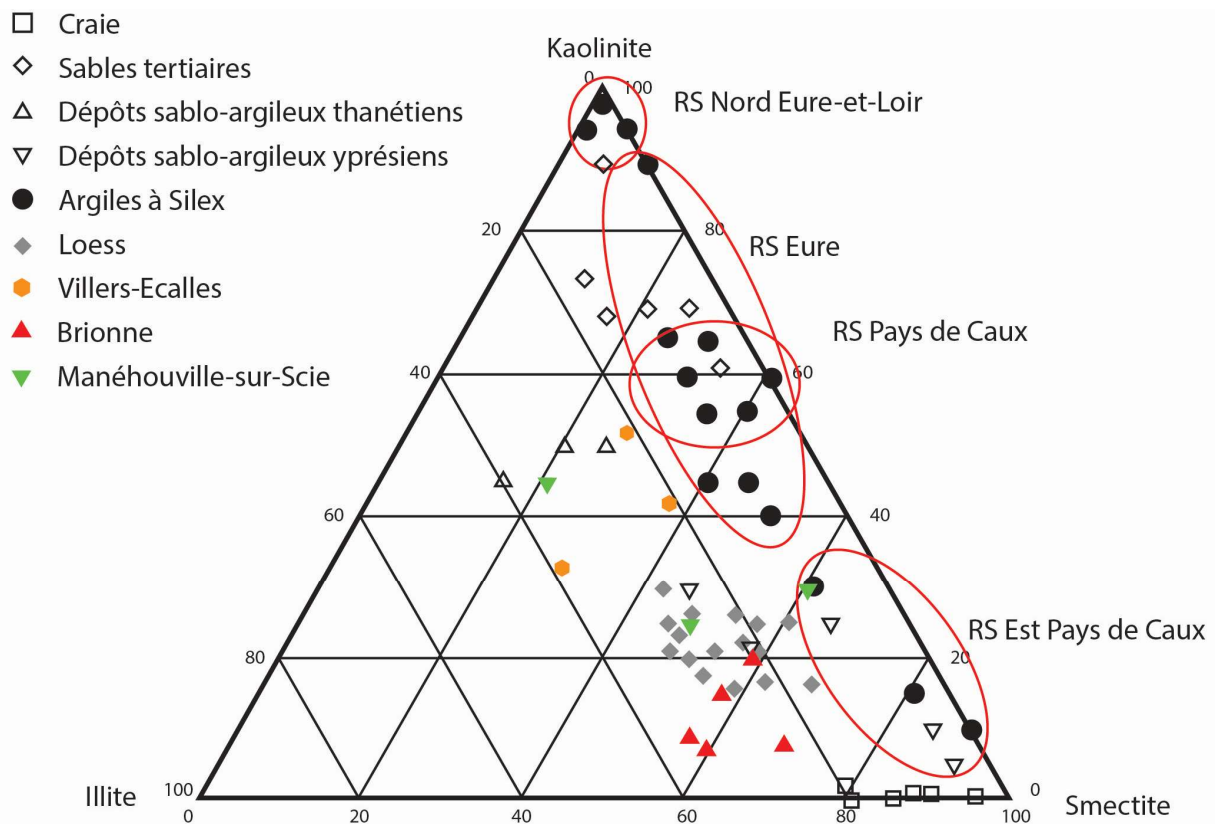


Figure 6.3 : Synthèse des sourcing obtenus pour les trois sites à partir des analyses par DRX (Villers-Ecalles : Horizon Bt de la coupe de référence, colluvions US 3 vallon d'écalles ; Brionne : US 2, Dryas moyen ; Manéhouville-sur-Scie : US 3 et 4, Subboréal, Subatlantique). Complété d'après Laignel 2003.

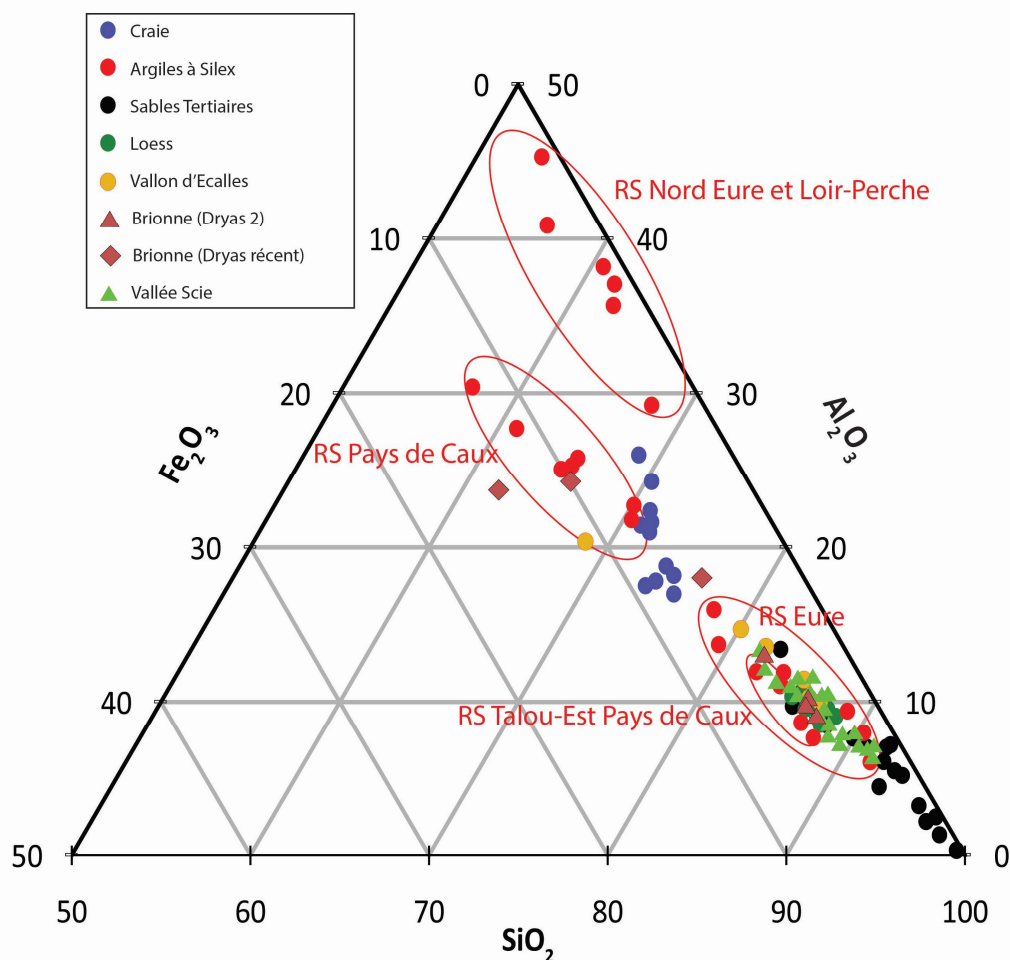


Figure 6.4 : Synthèse des sourcings obtenus pour les trois sites à partir des analyses géochimiques (ICP-OES). Complété d'après Laignel 2003.

Cette confrontation des données met en avant le mélange d'influences quant aux signatures (multi-sources) obtenues pour les échantillons prélevés dans les fonds de vallée. Les tendances sont plus nettes pour les échantillons issus du colmatage de vallons secs (Villers-Ecalles), mettant en avant une origine issue des loëss et des altérites (argiles à silex), ainsi qu'une contribution secondaire de sables tertiaires. Cela peut s'expliquer par une source plus proche des matériaux remaniés accumulés dans le vallon sec, à l'inverse des sites de Brionne et de Manéhouville, pour lesquels les secteurs érodés se trouvent plus en amont et qui présentent un matériel sédimentaire plus mélangé et un signal plus difficile à définir. Toutefois, pour ces deux sites, l'origine loëssique semble la mieux marquée par le biais des analyses géochimiques (fig.6.4), même si les échantillons attribués au Dryas récent (Brionne) présentent un *sourcing* plus contrasté.

1.2. Synthèse chronologique par unité pour les trois sites

1.2.1. Comparaison chronologique des événements morpho-sédimentaires

Les données chronologiques obtenues pour chaque site par le biais des datations absolues (^{14}C) ont été comparées afin de faire ressortir les principales périodes de modification morpho-sédimentaires pour chacune des unités du géosystème (fig.6.5). Ces données ont également été confrontées à la courbe de variation du $\delta^{18}\text{O}$ (NGRIP 2004 ; Rasmussen *et al* 2006 ; Lowe *et al.* 2008), obtenue dans les carottes de glace du Groenland et qui met en évidence la variabilité climatique au Pléistocène et à l'Holocène à l'échelle de l'hémisphère Nord. De même, les données concernant la variabilité climatique des 2500 dernières années (paléo-précipitations, Büntgen *et al.* 2011) et des événements tels que le Petit Âge Glaciaire de l'Antiquité tardive (Little Antique Ice Age, LALIA, Büntgen *et al.* 2016, 2017) ont été pris en compte. Ainsi, en identifiant les événements paléo-climatiques et les enregistrements morpho-sédimentaires, il est possible d'appréhender l'impact des forçages climatiques sur les trois sites d'étude (fig.6.5).

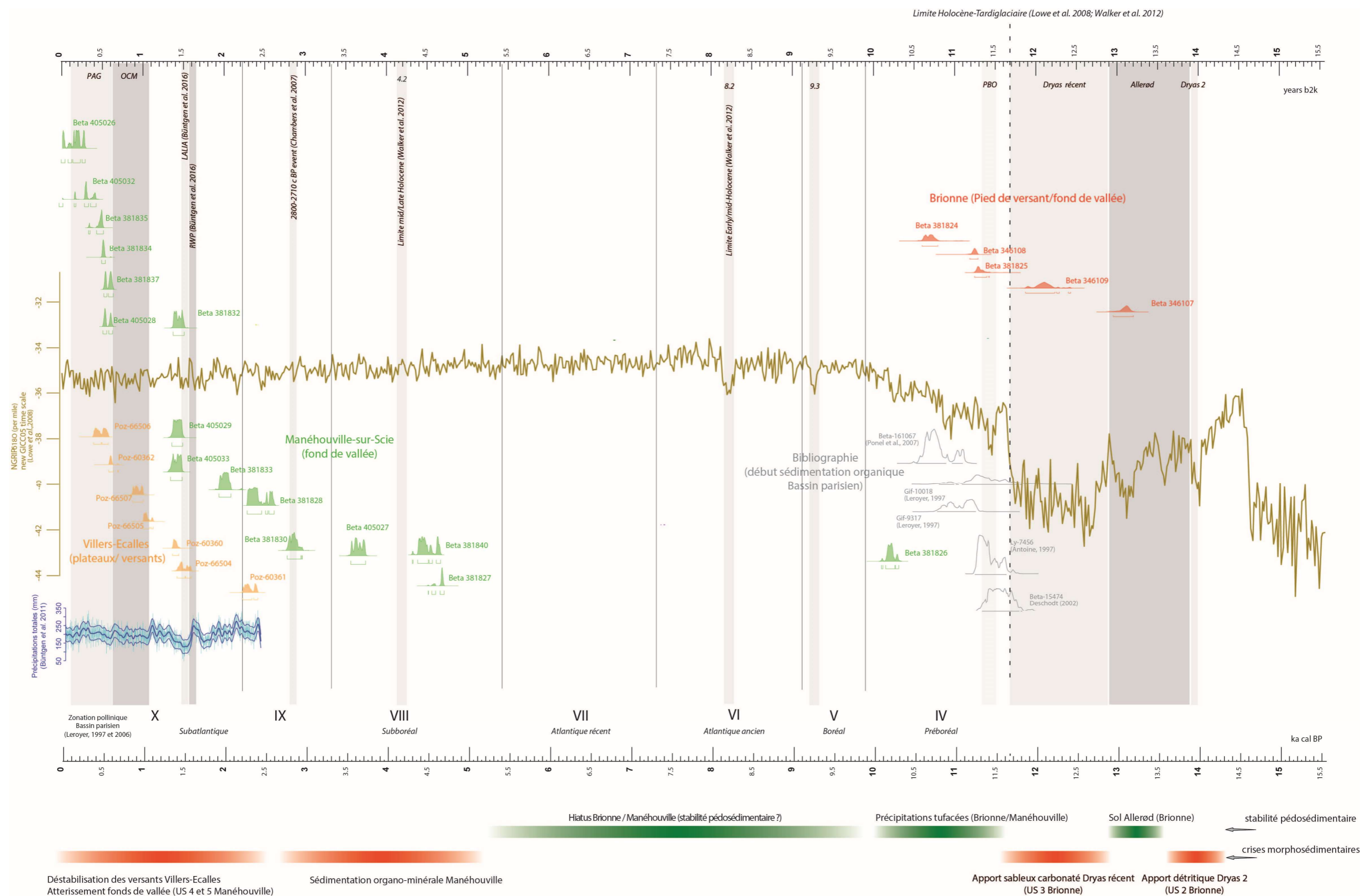


Figure 5 : Confrontation des données chronologiques pour les trois sites d'étude (modifié d'après Chaussé in Marcigny et Mazet 2016)

La figure réalisée met en évidence l'apparition des premières crises morpho-sédimentaires au Tardiglaciaire (Brionne) et le début de la précipitation tufacée conjointe à Brionne et dans le bassin versant de la Scie au cours du Préboréal (11700-9900 cal. BP, Leroyer 1997). Cette diagenèse tufacée coïncide avec les premières phases de sédimentation organique mises au jour dans le Bassin parisien (Antoine 1997 ; Leroyer 1997 ; Deschodt 2002 ; Ponel *et al.* 2007). Le hiatus observé entre le Préboréal et le Subboréal pour l'ensemble des sites témoignerait d'une stabilité morpho-sédimentaire à l'échelle des petits bassins versants normands, alors même que cette période de hiatus est marquée par deux courtes phases de péjorations climatiques (9300 BP et 8200 BP event, Alley *et al.* 1997 ; Bradley 2003) qui ne semblent pas pour autant avoir eu d'influence notable sur les bassins normands étudiés. Les premiers apports détritiques enregistrés dans les fonds de vallée (Scie, Beta-381827 -4810-4455 cal. BP- et Beta-381840 -4855-4825 cal. BP-) coïncident avec la fin du Néolithique et le début de l'âge du Bronze, mais ne sont pas contemporains de phases de dégradation paléo-climatique. Cela semble témoigner, à l'échelle locale, d'un premier impact des sociétés du Néolithique, sous la forme de premiers défrichements. Les événements morpho-sédimentaires récents au Subatlantique (depuis 2200 cal. BP, Leroyer 1997) sont toutefois bien enregistrés sur les plateaux et dans les vallées : les apports détritiques et le colmatage des fonds de vallée apparaissent ici de façon synchrone, à partir de la fin de l'âge du Fer. Ils se mettent ainsi en place après la fin du Petit Âge Glaciaire de l'Antiquité tardive (LALIA, 536-660 cal AD, Büntgen *et al.* 2016) et avant le début de la péjoration climatique du PAG, ce qui souligne le forçage d'origine anthropique, puisque cette période couvre également une partie de l'Optimum Climatique Médiéval. Toutefois ces dynamiques morpho-sédimentaires s'accroissent à l'époque moderne (puissance stratigraphique des apports bien plus importante) et huit datations sont comprises dans l'intervalle du PAG. Cette évolution souligne ainsi une action combinée des forçages climatiques et anthropiques au cours de la seconde moitié du Subatlantique, période à partir de laquelle le système semble basculer vers une rhéostasie trans-unités géosystémiques.

1.2.2. Modélisation bayésienne avec Chronomodel

Conjointement à la comparaison des chronoséquences, les données chronostratigraphiques obtenues par le biais des datations absolues (^{14}C) ont fait l'objet d'une modélisation selon une approche bayésienne. La modélisation a été opérée à l'aide du logiciel Chronomodel par A.Philippe de l'université de Nantes (Laboratoire de mathématiques Jean Leray). Cette approche a été réalisée à titre expérimental et le modèle ainsi que les résultats détaillés

apparaissent en annexe du manuscrit (*cf* annexe 5). Nous ne présenterons ici que les résultats les plus pertinents.

La modélisation bayésienne est basée sur les théories statistiques de Bayès. Elle permet de combiner des données qualitatives et quantitatives (ici chronologiques) à un modèle (âge/profondeur) et de prendre en compte les divers types d'erreurs intervenant dans un processus de datation (courbes de datations polymodales), afin d'en déduire des probabilités de résultats (Lanos et Dufresne 2012 ; Lanos et Philippe 2015a, 2015b).

Cette modélisation, de plus en plus utilisée en contexte archéologique (Lanos et Dufresne 2012 ; Lanos et Philippe 2015a, 2015b) a pour but de dater les événements et les dépôts des différentes unités stratigraphiques ou des échantillons observés pour chaque site. Cette modélisation a pour objectif secondaire de mettre en évidence les hiatus chronostratigraphiques observés pour la vallée de la Scie.

Suite à la confrontation des échantillons issus de chacun des sites, la période d'étude est comprise entre 14 ka et aujourd'hui (Philippe 2016), soit 13390-0 cal. BP. Dans cette modélisation, un événement (*event model*) est associé à une seule date. Les résultats obtenus lors de la modélisation permettent de définir quatre données chronologiques :

- La période de recouvrement (*time range*) indique les dates de début et de fin d'une phase ainsi que la durée de celle-ci.
- La période de transition (*transition range*) correspond au délai transitoire entre deux phases et donne une indication du temps écoulé entre deux événements.
- Le test d'existence (*gap*) définit l'existence ou non d'un intervalle de temps entre la fin d'une phase (selon le modèle) et le début d'une autre. Dans le modèle, l'absence de gap est exprimée par une croix (*cf infra*).
- Le *tempo plot* présente l'activité (ici la sédimentogenèse) détectée sur un site, soit le rythme d'occurrence des événements sédimentaires (dépôts) identifiés.

Pour le site de Villers-Ecalles, les dates n'ont été réalisées que sur les échantillons issus de l'unité 4 et sur les ravines R1 et R2 (sept dates sont intégrées, fig.3.19) et le modèle ne prend donc pas en compte les apports détritiques les plus récents (unité 5). Selon le modèle, les estimations de début et de fin de ces dépôts pour les unités 4, R1 et R2, s'appuyant sur les dates et non la stratigraphie sédimentaire, sont comprises entre 513 BC et 1760 AD (niveau de confiance de 95%, fig.6.6). Cette modélisation permet de mettre en lumière un hiatus entre la

date obtenue à la base de l'unité 4 (Poz-60361, attribuée à la fin de La Tène) et les dates issues de la même unité, attribuées au haut Moyen-âge (Poz-66504 et Poz-60360).

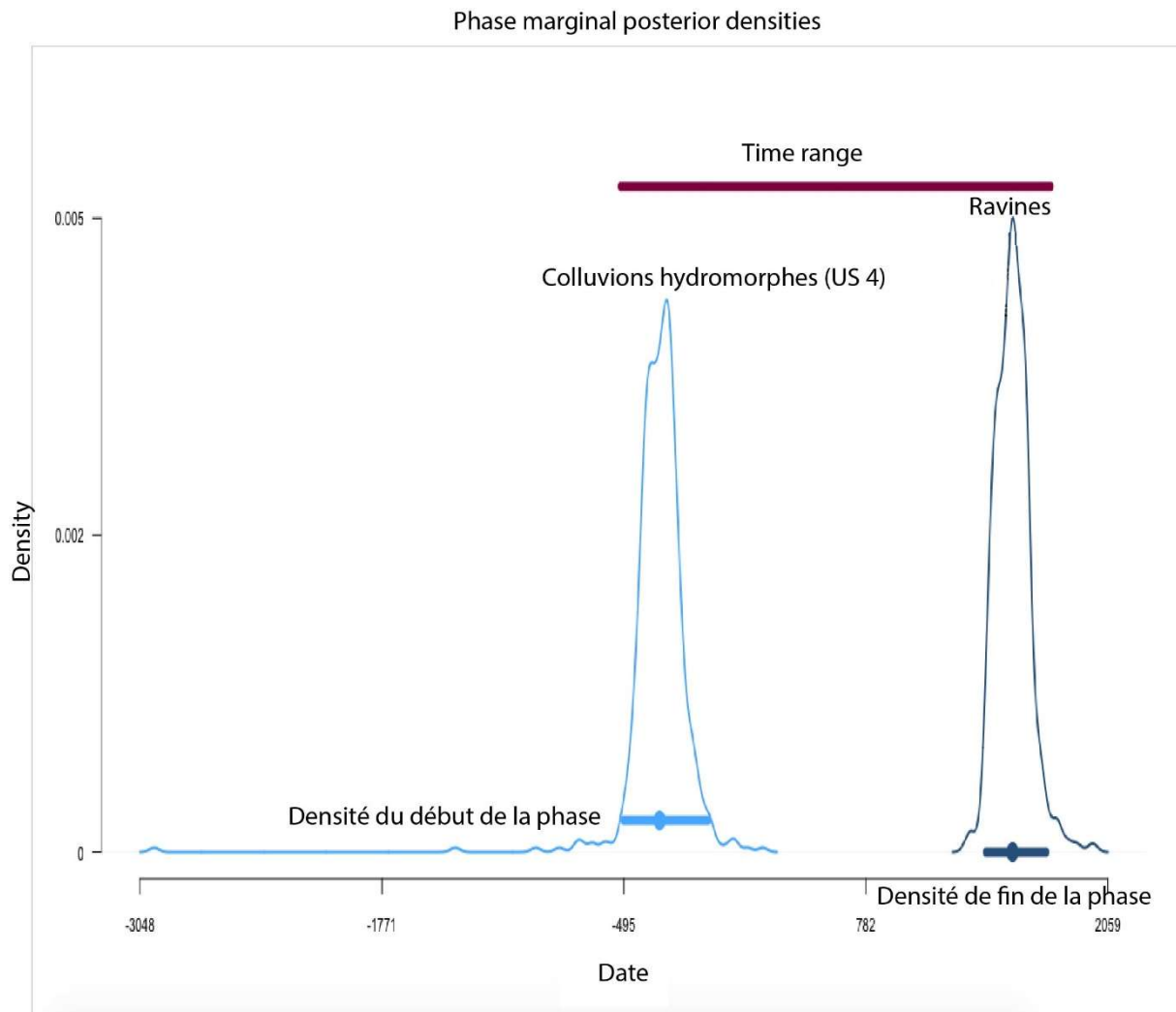


Figure 6. 6 : Modélisation chronologique bayésienne appliquée aux dates du site de Villers-Ecalles (réalisation A. Philippe, université de Nantes). Début et fin de deux événements enregistrés par les sept datations radiocarbone. Age non calibré

Ce hiatus souligné par le modèle bayésien soulève une fois de plus l'hypothèse d'une courte phase de stabilité et de reprise de pédogenèse au sommet de l'unité 3 évoquée suite aux observations micromorphologiques (*cf* chapitre 3), et non calée chronostratigraphiquement.

Pour le site de Brionne, seules les dates obtenues sur les unités 2, 3 et 5 ont fait l'objet de cette modélisation (cinq datations), aucune datation n'ayant été réalisée sur les unités 4, 6 et 7 (*cf* chapitre 4). De même que pour le site de Villers-Ecalles, le modèle ne prend pas en compte les données chronologiques obtenues par *terminus post quem*, ni l'absence d'information liée à l'anthropoturbation et les éventuelles discordances d'érosion non observées au sein des séquences mais qui pourraient avoir eu lieu. Selon le modèle, la période de dépôt pour les unités

2 à 5 s'échelonne entre 11 444 à 8444 BP (13390-10875 cal. BP), soulignant le détritisme du Tardiglaciaire et la précipitation tufacée au Préboréal. La modélisation bayésienne vient donc conforter les observations de terrain et met en avant l'absence de gap entre les dépôts tardiglaciaires et holocènes (fig.6.7).

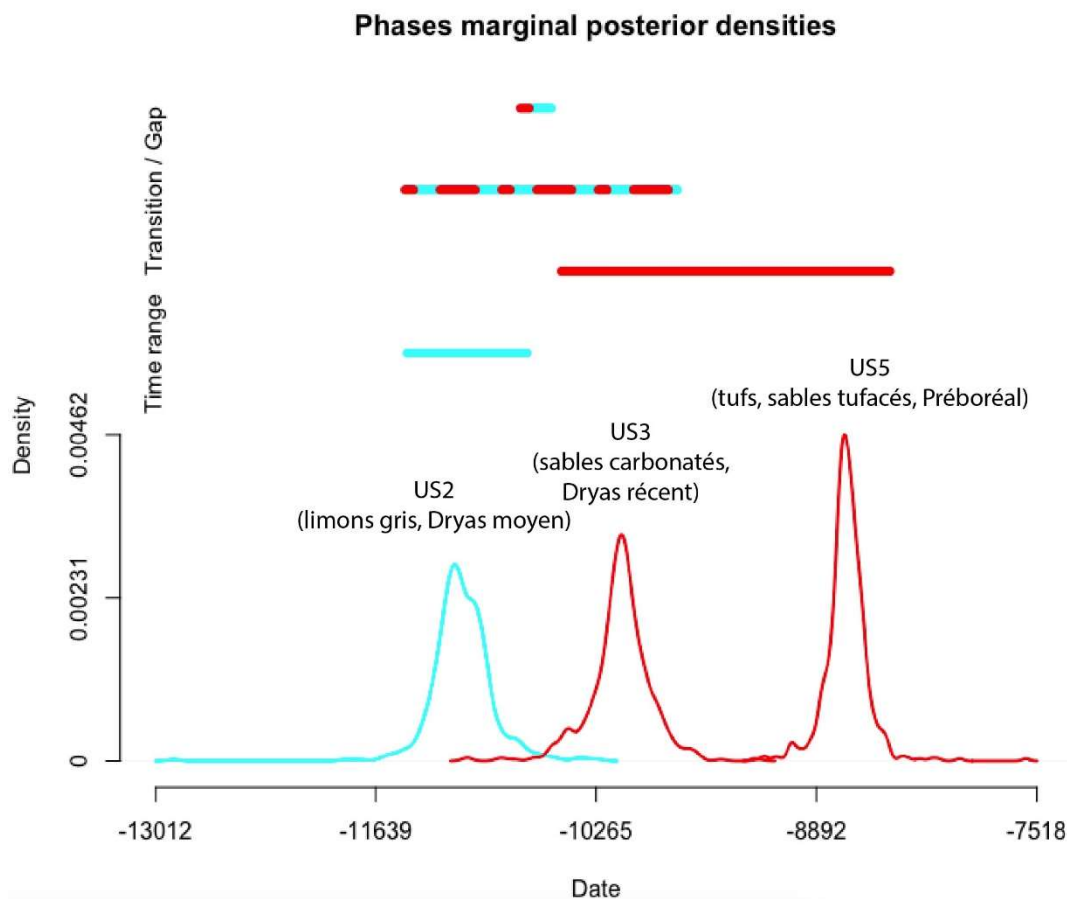


Figure 6. 7 : Modélisation chronologique bayésienne appliquée aux cinq dates des unités 2 (en bleu), 3 et 5 (en rouge) de Brionne (réalisation A.Philippe, université de Nantes)

Le modèle appliqué aux données chronostratigraphiques du site de Manéhouville-sur-Scie suggère une période de dépôts/sédimentation qui dure environ 10 000 ans, avec quatre phases majeures. Le test de gap indique quant à lui une grande phase transitoire entre 9 et 3,4 ka avec de possibles gap, puis une continuité des événements après -703, soit entre la sédimentation de l'unité 3 et de l'unité 4, puis entre celle de l'unité 4 et l'unité 5 (fig.6.8). Ce test vient également corroborer les informations déjà recueillies sur le terrain et suggérant une sédimentation en continu depuis le Subboréal (5400-0 cal. BP), avec l'absence de discordance stratigraphique macroscopique majeure et d'incision pour les périodes récentes.

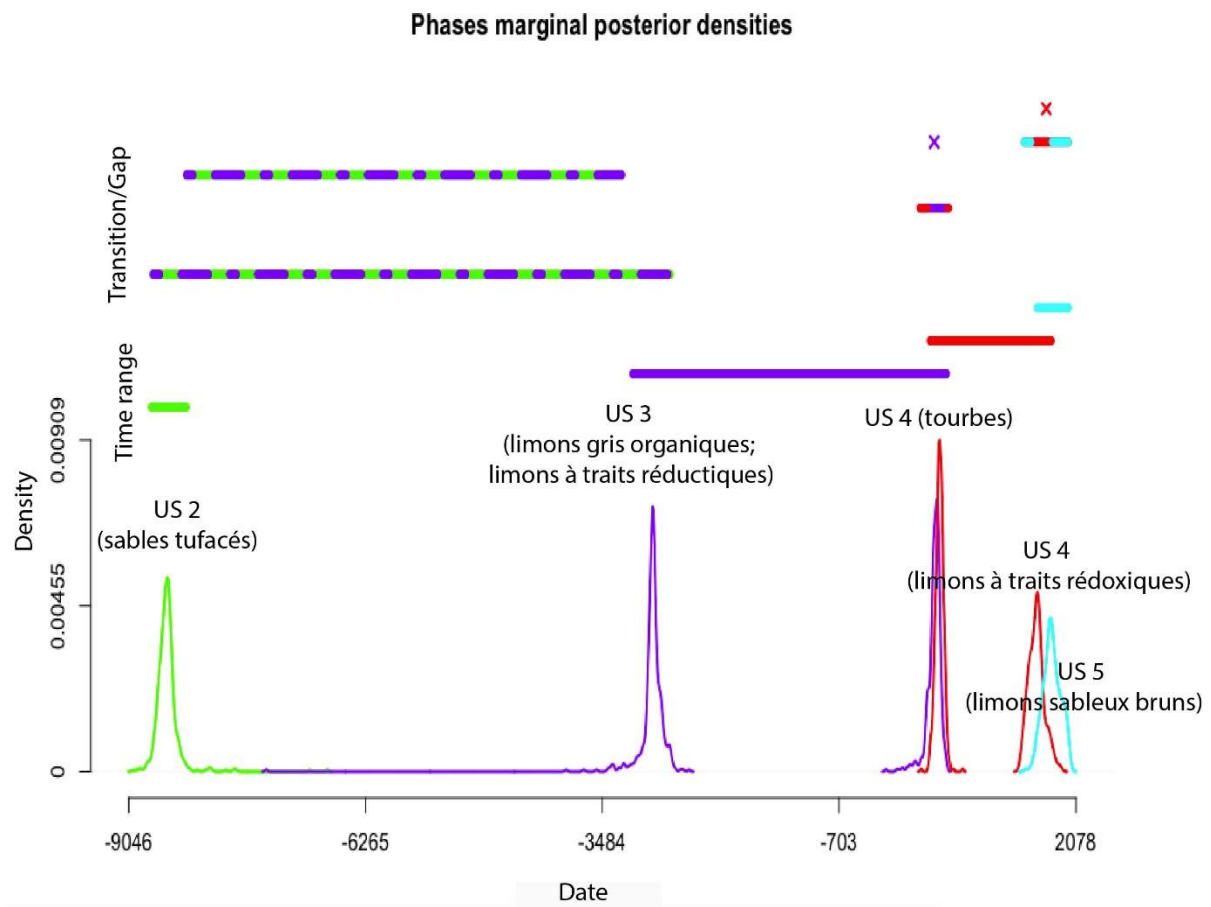


Figure 6. 8 : Début et fin des dépôts datés sur le site de Manéhouville (US 2 en vert, US 3 en violet, US 4 en rouge et US 5 en bleu). Les segments de deux couleurs représentent l'intervalle de transition et le gap (si existant) entre les phases. Une croix symbolise l'absence de gap entre deux événements. Réalisation A. Philippe (Université de Nantes)

Comparaison des sites selon l'approche chronologique bayésienne

Le tableau 6.1 et la figure 6.9 indiquent les valeurs des intervalles de recouvrement pour les événements érosion / sédimentation datés pour chacun des sites ainsi que les intervalles de crédibilité de début et de fin d'événement et leur durée. Ce modèle met également en lumière la contemporanéité de la diagenèse tufacée de l'unité 2 de la Scie et de l'unité 5 – tuf – de Brionne. De même, les crises érosives et sédimentaires du Subatlantique (2200-0 cal. BP) enregistrées dans les archives de la Scie et du vallon d'Ecalles apparaissent de façon synchrone.

Tableau 6. 1 : Résumé des phases de recouvrement associées à un niveau de confiance de 95% (réalisation A. Philippe / Chronomodèle). Dates non calibrées.

Paramètre	Intervalle de crédibilité à 95 %		Intervalle de recouvrement à 95 %	
Vallée Scie			-8746	1997
Début	-8780	-8368		
Fin	1628	1992		
Durée	10099	10695		
Brionne			-11402	-8444
Début	-11444	-10697		
Fin	-8985	-8450		
Durée	1983	2852		
Villers-Ecalles			-513	1760
Début	-497	-49		
Fin	1415	1976		
Durée	1569	2152		

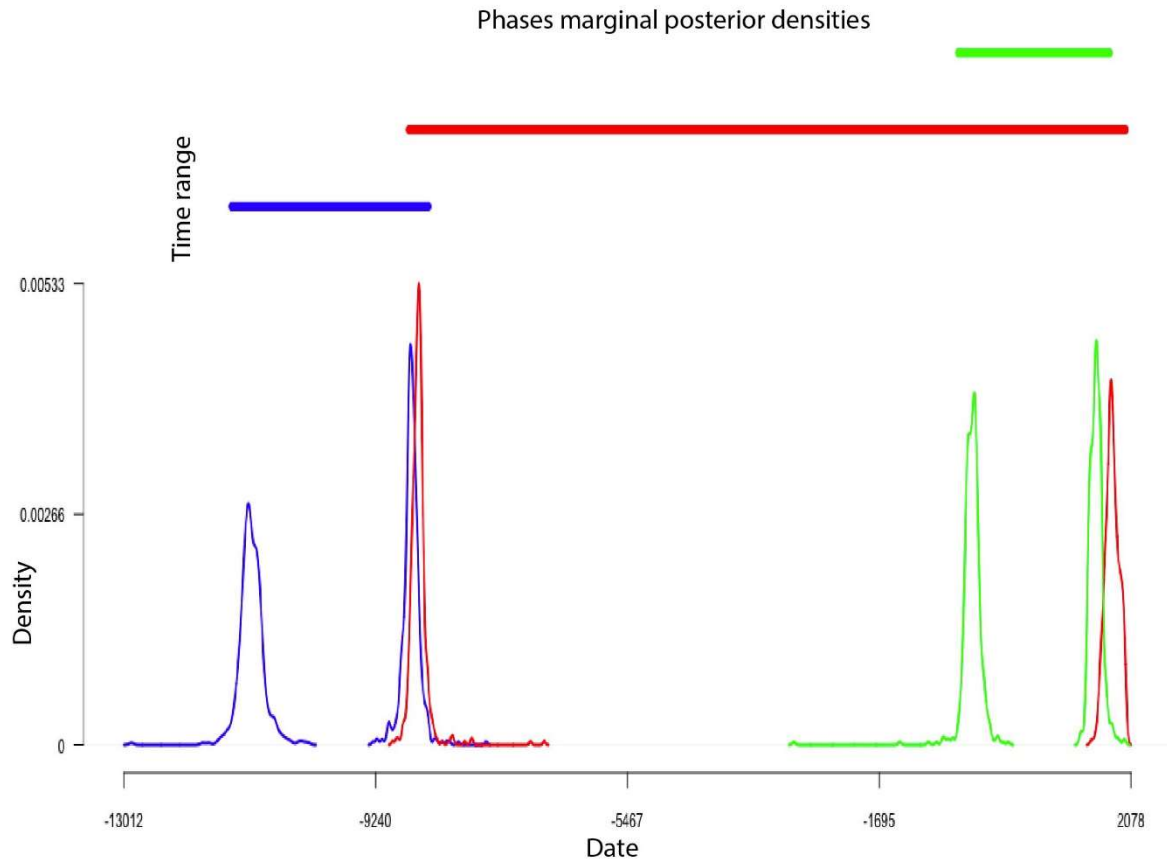


Figure 6. 9 : Début et fin des événements datés pour les trois sites - Brionne (bleu), Manéhouville (rouge), Villers-Ecalles (vert). Réalisation chronomodèle : A.Philippe (université de Nantes)

Si le modèle chronologique bayésien est perfectible et si la méthode ne prend pas en compte les dépôts sur lesquels aucune datation n'a été réalisée (et dont l'attribution a été réalisée par

terminus post et ante quem), ces derniers présentent l'intérêt de mettre en avant les hiatus (même minimes comme à Villers-Ecalles) existants entre les phases de dépôts comme à Manéhouville. Cette première approche, ici expérimentale, pourrait être développée en intégrant les données chronologiques issues d'autres sites déjà mis au jour à l'échelle régionale et pour lesquels les niveaux repères datés sont bien marqués.

1.3. Scénario d'évolution diachronique des petites vallées de l'Eure et de la Seine-Maritime

L'ensemble de ces données chronologiques obtenues et confrontées pour les trois sites permet ainsi de reconstituer des phases d'érosion/sédimentation majeures depuis le Tardiglaciaire (fig.6.10).

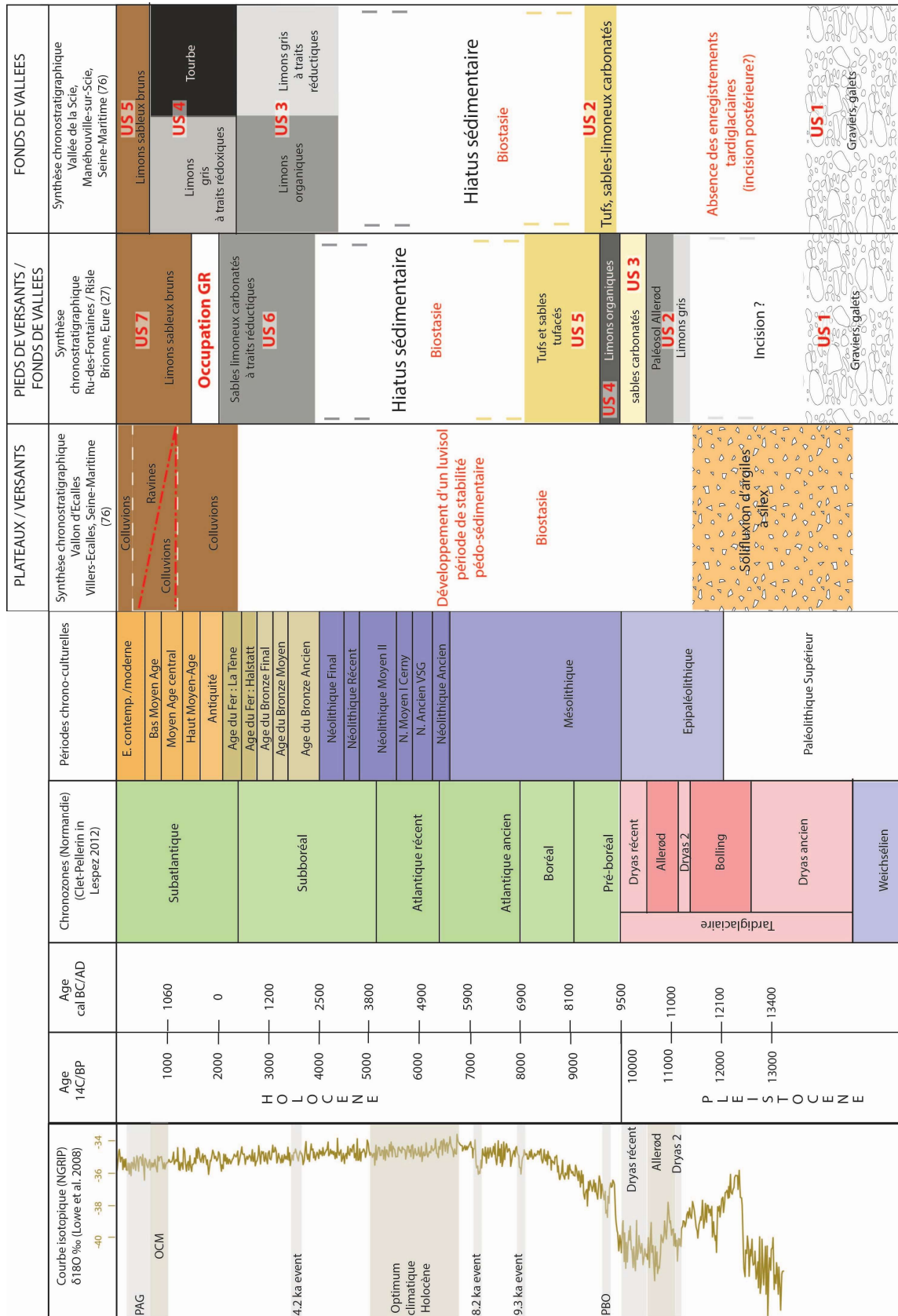


Figure 6. 10 Synthèse chronostratigraphique comparative des archives pédo-sédimentaires des trois sites étudiés par unité du géosystème normand. « Occupation GR » : occupation gallo-romaine du site de Brionne. LALIA : « Late Antique Little Ice Age », péjoration climatique de l'antiquité tardive 536-660 AD (Büntgen et al. 2016, 2017)

Dans un premier temps, au **Pléniglaciaire supérieur**, les formations superficielles de plateaux et de versants subissent des mouvements de masse de type solifluxion, sous l'impact de conditions périglaciaires, tandis que les placages loessiques du dernier maximum glaciaire se mettent en place, notamment durant les stades les plus froids. C'est notamment le cas à Villers-Ecalles, où l'on retrouve les argiles à silex (altérites) solifluées sur pente et les dépôts loessiques sus-jacents lorsqu'ils ne sont pas érodés.

Sur les trois sites étudiés, le **Tardiglaciaire** n'a pas été référencé sur les plateaux ou dans les fonds de vallée. Seul le site de Brionne, en position de contact entre pied de versant et fond de vallée, a permis l'observation de formations attribuées à cette période. Elles se manifestent sous la forme d'un apport limoneux détritique, attribué au Dryas moyen (14000-13800 cal. BP), voire Dryas ancien, et issu de l'érosion des plateaux à couvertures loessiques. De même, le sol Allerød (13800-12900 cal. BP), niveau repère de l'amélioration climatique au Tardiglaciaire est uniquement marqué à Brionne, scellé par les sables carbonatés du Dryas récent. A Manéhouville, le Dryas récent (12900-11700 cal. BP) n'a pas été identifié, puisque les sables carbonatés observés à la base du remplissage sont attribués au démantèlement d'édifices tufacés développés au Préboréal.

Le **début de l'Holocène**, quant à lui, n'est pas référencé dans les archives colluviales du vallon d'Ecalles, indiquant possiblement une relative stabilité du milieu d'un point de vue morphogénétique et pédogénétique. Sur les plateaux, cette stabilité est marquée par le développement des luvisols (aucun apport détritique dans le vallon d'Ecalles), tandis qu'au pied des versants elle se manifeste par la diagenèse tufacée à partir du Préboréal (Brionne, vallée de la Scie à Dénestanville) et dans les fonds de vallée par une absence d'apports détritiques (hiatus à Manéhouville et à Brionne). Cette période de stabilité semble donc commune à l'ensemble des sites étudiés des plateaux aux fonds de vallée.

Les premiers apports détritiques (organo-minéraux) de l'Holocène se manifestent **à partir du Subboréal** dans le fond de vallée de la Scie, marqué par une aggradation fluviale, même si le vallon d'Ecalles n'enregistre pas cette sédimentation. A Manéhouville, il peut s'agir d'une première manifestation du signal anthropique à mettre en relation avec l'impact des sociétés du Néolithique.

Sur les plateaux et les vallons secs de premier ordre, c'est à partir du second âge du Fer et à la **transition entre le Subboréal et le Subatlantique** que les déstabilisations majeures sont

enregistrées, conséquentes aux occupations anthropiques à cette période. Mais à la base du versant, à Brionne, cet épisode a été masqué par les activités anthropiques au cours de l'Antiquité ayant bouleversé la conservation des archives sédimentaires. Dans le fond de vallée de la Scie, le stockage sédimentaire s'accroît durant cette période, tandis que la plaine alluviale est soumise à des processus de tourbification et de développement d'une zone palustre. Il y a donc une contemporanéité d'épisodes détritiques et de tourbification. Cette dualité érosion/sédimentation traduit un impact anthropique plus marqué (enregistré dans les séquences polliniques de la Scie) et des dynamiques morfo-sédimentaires qui s'accroissent à partir de **la première moitié du Subatlantique** pour les trois unités.

Sur les plateaux et les versants, la **seconde moitié du Subatlantique** est marquée par une érosion bien plus intense, qui se manifeste par des incisions (ravines) dans les dépôts colluviaux, coïncidant à la fois avec le Petit Âge Glaciaire et une anthropisation plus marquée des milieux (développement toujours croissant des activités agricoles, Michaud 2007). Dans les fonds de vallées à Manéhouville et Brionne, cette période se manifeste par une forte aggradation et un atterrissement des plaines alluviales sous la forme d'apports détritiques limono-sableux.

2. REMISE EN CONTEXTE REGIONAL DES DONNEES OBTENUES

En raison de l'augmentation significative des opérations d'archéologie préventive ces dernières années en Normandie et dans le Bassin parisien, les études géoarchéologiques et paléo-environnementales se sont multipliées, en particulier dans les fonds de vallée, permettant de mieux comprendre les rythmicités des remplissages sédimentaires, ainsi que les forçages climato-anthropiques dans les processus d'érosion et de dépôt au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Pastre *et al.* 1997, 2000, 2002, 2003 ; Deschodt 2002, 2014 ; Orth 2003 ; Orth *et al.* 2004 ; Deschodt *et al.* 2005 ; Lespez *et al.* 2005, 2008, 2010 ; Frouin 2007 ; Sechi *et al.* 2010 ; Coutard *et al.* 2010 ; Germain Vallée *et al.* 2011 et 2012 ; Germain-Vallée et Lespez 2011 ; Sechi 2012 ; Marcigny et Mazet 2016). A l'échelle régionale, plusieurs de ces interventions préventives ont permis la mise au jour aussi bien de profils pédologiques sur les plateaux et versants (grande coupe de la vallée de l'Iton, Sechi 2012), que de séquences pédosédimentaires des fonds de vallée normands pour les hydrosystèmes majeurs (basses vallées de la Seine, de la Risle et de l'Eure). Les séquences de Pîtres (à la confluence entre la Seine et l'Andelle, Lepert non publié), d'Incarville (Beurion *et al.* 1994 ; Lepert 1995b ; Lepert et Paez-Rezende 1999 ; Laignel 2003) et de Louviers (basse vallée de l'Eure, Lepert 1994, 1995 ; Lebret 1995 ; Laignel 2003 ; Giligny *et al.* 2005), mais aussi de Pont-Audemer (basse vallée de la Risle, Laignel 2003 ; Sechi *et al.* 2010 ; Levigneux 2011 ; Sechi 2012) et d'Alizay/Igoville (vallée de la Seine, Marcigny *et al.* 2013 ; Marcigny et Mazet 2016) permettent de mieux connaître les réponses morpho-sédimentaires des fonds des vallées principales aux forçages anthropiques et climatiques. La comparaison des séquences de Villers-Ecalles, Brionne et Manéhouville à celles reconnues dans la vallée de Seine et ses affluents permet d'établir un schéma régional d'évolution géomorphologique et pédo-sédimentaire. Les sites dont sont issues les séquences pédosédimentaires holocènes évoquées sont localisés sur la figure 6.11.

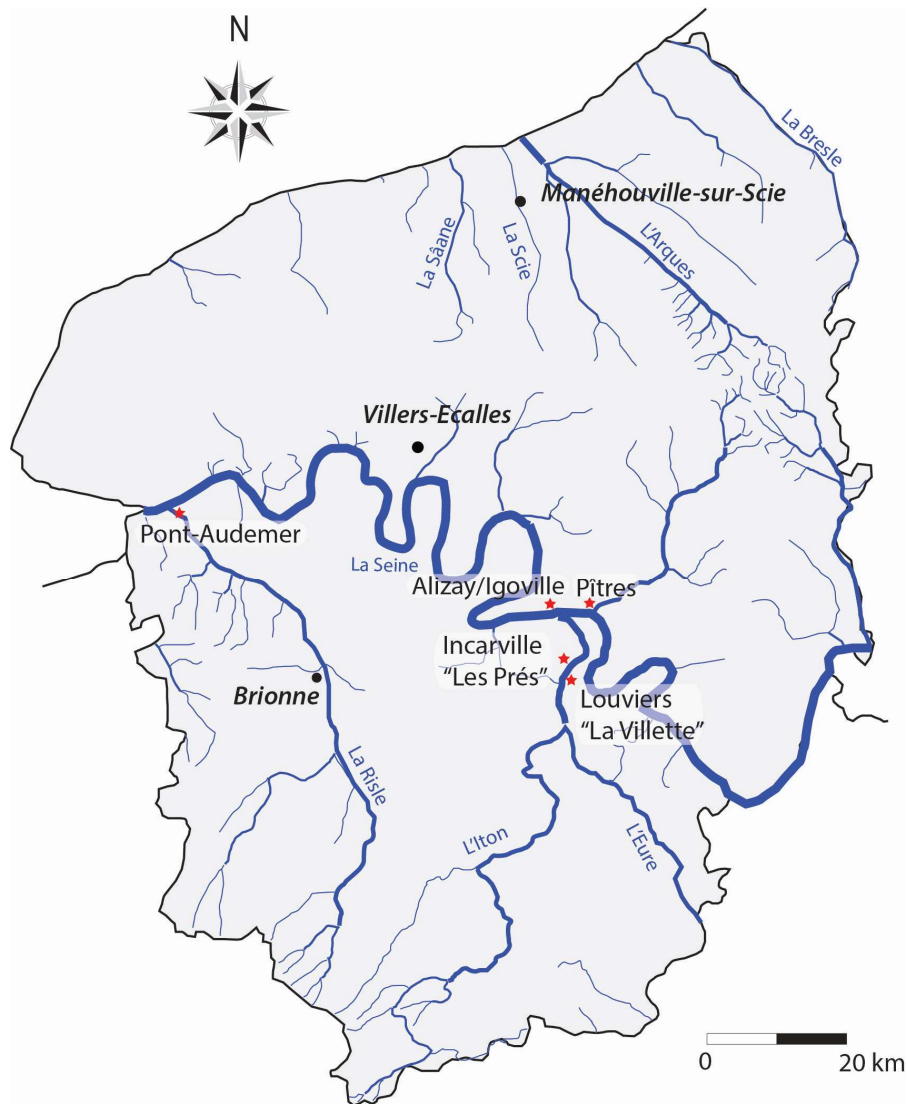


Figure 6. 11 : Localisation des séquences pédo-sédimentaires étudiées dans les vallées de l'Eure et de la Seine-Maritime

2.1. Une approche comparative régionale de l'évolution pédo-sédimentaire des grandes et petites vallées au Tardiglaciaire et à l'Holocène : la vallée de la Scie (Manéhouville-sur-Scie), la vallée de la Risle (Pont-Audemer, Brionne), la basse vallée de l'Eure (Louviers, Incarville) et la vallée de la Seine (Alizay/Igoville, Pîtres)

Les séquences présentées et décrites ci-dessous ont fait l'objet d'une compilation de données issues de rapports finaux d'opérations de diagnostics et de fouilles archéologiques ayant pour la plupart été publiées. Certaines séquences restent toutefois inédites (*cf infra*) et sont issues d'opérations de surveillances de travaux par le Service Régional d'Archéologie de Normandie.

2.1.1. La séquence pédo-sédimentaire holocène de Pîtres (confluence Seine/Andelle)

A Pîtres, en rive droite d'un méandre de la Seine, et à sa confluence avec l'Andelle, des surveillances de sondages géotechniques ont pu être réalisées par le Service Régional d'Archéologie en 2001 (Lepert, non publié), préalablement à la mise en place d'aménagements (fig.6.12). Ces données inédites permettent d'agrémenter le corpus des séquences pédo-stratigraphiques en domaine alluvial pour la Normandie (Eure).

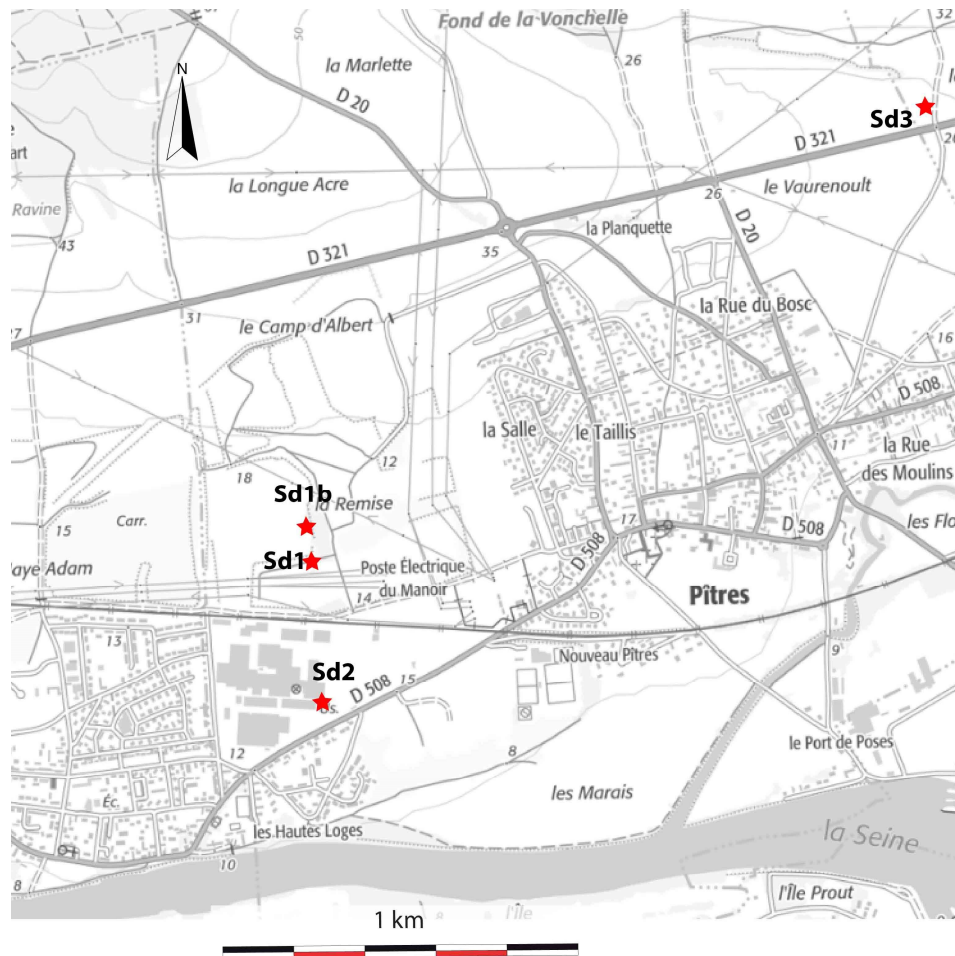


Figure 6. 12 : Localisation des sondages réalisés à Pîtres, à la confluence Seine/Andelle (Lepert, non publié)

Quatre sondages sous forme de logs (Sd1, Sd2, Sd3) et de tranchées (Sd1b) ont fait l'objet de relevés et présentent la succession stratigraphique suivante (fig.6.13) :

A la base de la séquence, les formations alluviales grossières héritées de la dernière période froide ont été atteintes. Le sondage Sd2 présente un petit niveau de sables grossiers surmontant directement les alluvions weichséliennes. Sans élément datant, il est difficile de proposer une attribution chronostratigraphique pour ce niveau. Toutefois, l'hypothèse d'un apport détritique grossier au cours du Dryas récent peut être émise.

L'unité sableuse surmontant les graves weichséliennes n'a pas été mise au jour au sein des logs Sd1 et Sd3, puisque les formations alluviales pléistocènes y sont directement surmontées d'un sédiment argileux organique gris brun plastique (unité **Ago**), riche en malacofaune et en macrorestes (bois, branchages, charbons), qui n'ont toutefois pas fait l'objet de datations au radiocarbone. Cette formation sédimentaire organique est surmontée d'un sédiment limoneux à limono-argileux gris clair (**lag**), riche en malacofaune dans sa partie supérieure. Du mobilier attribué à la période antique a été mis au jour dans cette unité, au sein du sondage S1. Un sédiment limoneux à limono-sableux gris, à traits rédoxiques, surmonte le dépôt **lag** de la séquence de Pîtres. Il comporte également du mobilier antique et sa puissance stratigraphique atteint jusqu'à 0,60 m d'épaisseur. Il semble s'apparenter à l'unité 4 observée sur la séquence de Manéhouville (limons gris à traits rédoxiques), et dont les éléments datant possèdent une attribution chronostratigraphique comprise entre la fin de la période antique et le début de la période moderne (*cf* chapitre 5). Comme pour les séquences de Brionne et de Manéhouville-sur-Scie, la séquence de Pîtres est scellée par des limons sableux de débordements brun-orangé, témoignant d'un détritisme plus marqué à l'échelle du bassin versant.

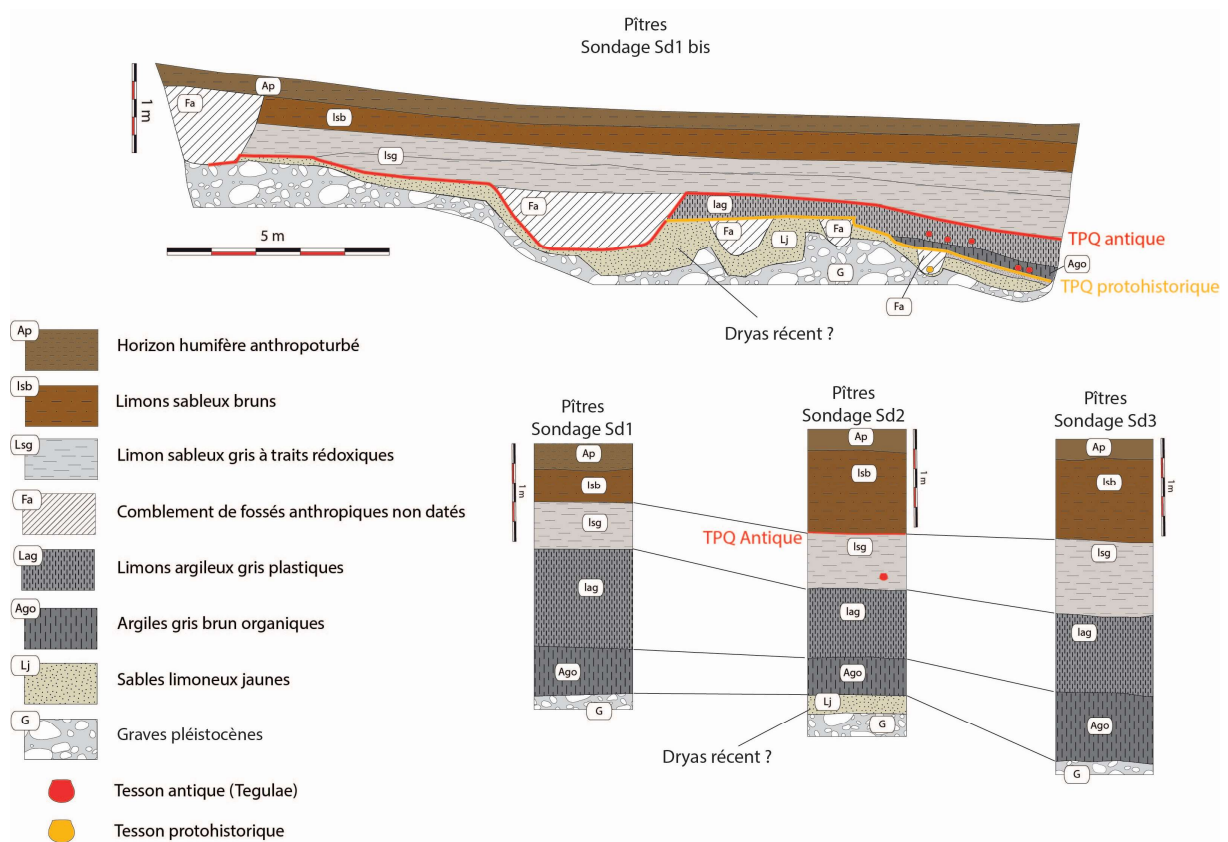


Figure 6. 13 : Séquence de Pîtres et observations pédo-sédimentaires à la confluence Seine/Andelle (relevés et données de terrain par T.Lepert, non publié, DAO : A.Gonnet)

Aucune datation absolue n'a été réalisée sur cette séquence de Pîtres mais l'observation de mobilier archéologique permet toutefois de proposer une séquence chronostratigraphique basée sur des *terminus post quem*. Ainsi, si l'on se réfère au mobilier observé à la base de la coupe S1b (fig.6.13), la séquence pédo-stratigraphique de Pîtres semble relativement récente, surtout au regard des archives détaillées sur les sites de Brionne et de Manéhouville. En effet, les unités argileuses grises (**Ago**) du sondage S1b, localisées à moins d'une vingtaine de centimètres par-dessus les alluvions grossières weichséliennes, comportent du mobilier gallo-romain (*tegulae*) fournissant ainsi un *terminus post quem* antique pour la mise en place des unités successives supérieures. Si la séquence semble récente, l'observation d'un dépôt plus grossier blanc à jaunâtre, au contact des graves pléistocènes, permet de soulever une possible attribution au Dryas récent. En l'absence d'élément datant et d'une caractérisation sédimentologique et géochimique (dosage des carbonates) plus fine, il n'est cependant pas possible d'en vérifier l'hypothèse.

Malgré son aspect récent, cette séquence permet toutefois l'identification de niveaux repères déjà observés à Manéhouville-sur-Scie, tels que les limons gris à traits rédoxiques (US 4 Manéhouville, cf *chapitre 5*), ou les limons sableux bruns d'origine alluviale qui scellent les formations sous-jacentes (US 5 Manéhouville cf *chapitre 5*, US 7 Brionne, cf *chapitre 4*). Les formations tufacées observées à Brionne et Manéhouville du début de l'Holocène ainsi que les dépôts organiques du milieu de l'Holocène sont ici absents. Pour justifier cette absence des niveaux repères au sein de la séquence de Pîtres, il est possible d'évoquer **(i)** l'éloignement du secteur par rapport à des zones de résurgences karstiques fournissant des eaux enrichies en carbonates pour la diagenèse tufacée et **(ii)**, les possibles défluviations successives qui ont pu inciser les dépôts mis en place dans la première moitié de l'Holocène. En effet, l'organisation morpho-sédimentaire-type des grandes vallées du Bassin parisien (fig.6.14) met en évidence une variabilité latérale importante selon les zones de dépôt. Ces séquences types de grandes vallées se caractérisent par plusieurs phases de dépôts emboîtés et séparés par des incisions parfois importantes (Pastre *et al.* 2002, 2003).

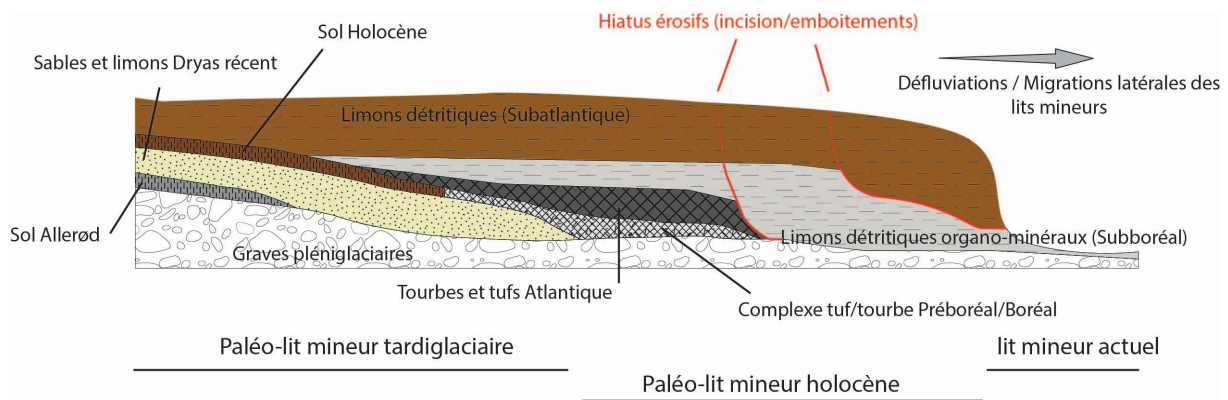


Figure 6. 14 : Organisation morpho-sédimentaire-type des grandes vallées du Bassin parisien (modifié d'après Pastre et al. 2002)

2.1.2. La séquence pédo-sédimentaire de Pont-Audemer (vallée de la Risle, confluence Risle/Véronne/Seine aval)

Dans la basse vallée de la Risle, à quelques kilomètres en amont de sa confluence avec la Seine, une opération d'archéologie préventive menée en 2009 par l'INRAP a permis la mise au jour d'archives pédo-sédimentaires bien documentées (Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012). En effet, ces enregistrements ont enrichi considérablement le corpus de données sur la dynamique sédimentaire des hydrosystèmes normands à l'Holocène (Laignel 2003), par le biais d'analyses plus fines sur les séquences déjà étudiées. La séquence pédo-sédimentaire type mise au jour lors de la fouille du site de Pont-Audemer a été réalisée dans l'axe d'un paléochenal localisé entre la Risle et la Véronne (fig.6.15).

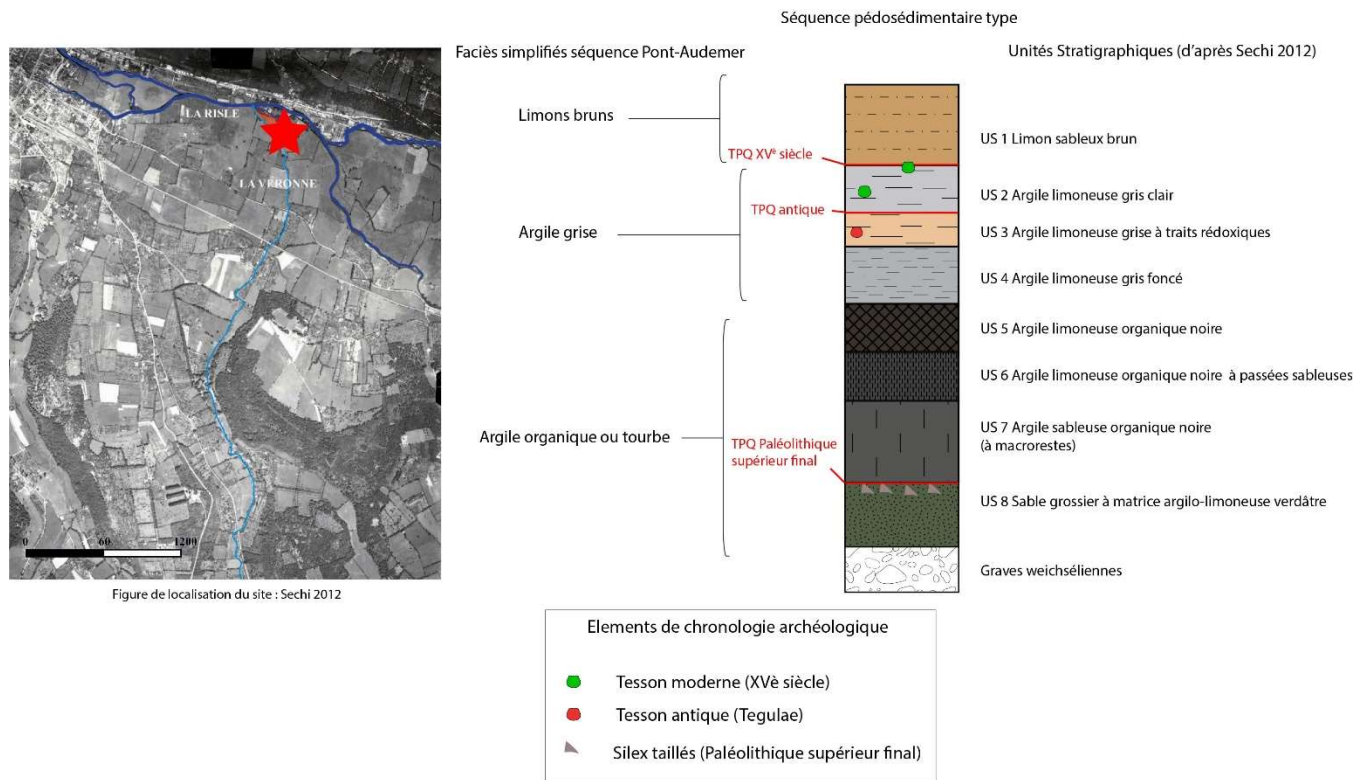


Figure 6. 15 : Localisation du site et séquence pédo-sédimentaire-type de Pont-Audemer (modifié d'après Sechi 2012)

Huit unités et cinq faciès principaux ont été observés et décrits (Sechi *et al.* 2010 ; Levigneux 2011 ; Sechi 2012) : la partie basale des sondages réalisés par S. Sechi (Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012) a permis d'atteindre le toit des alluvions grossières weichséliennes, à la topographie irrégulière. La base du comblement, surmontant les dépôts grossiers weichséliens (graves), est caractérisée par un dépôt sableux grossier à passées argileuses, mal trié et verdâtre (à traits réductiques, possible horizon Go d'un réductisol), riche en granules et graviers silico-calcaires. Si aucune date n'a été réalisée au sein de cette formation, la présence de mobilier lithique attribué au Paléolithique supérieur final suppose une phase d'érosion des versants antérieure à cette période par *terminus ante quem* (Sechi 2012), que l'on peut potentiellement rattacher au Dryas récent. Cette unité et les vestiges qu'elle renferme sont surmontés d'un faciès organique, dont la mise en place est postérieure au Paléolithique final (attribution par *terminus post quem*). Ce faciès présente plusieurs unités, individualisées par des variations granulométriques, témoignant d'une faible charge détritique au sein des dépôts organiques (Sechi 2012). Le faciès surmontant cette unité organique est constitué d'un sédiment limono-argileux gris, dont les variations granulométriques témoignent d'apports sédimentaires au cours d'au moins trois

phases. L'auteure attribue ces dépôts postérieurement au Chasséen (détermination par *terminus post quem*) par analogie avec des observations réalisées sur du mobilier de cette période sur une emprise voisine lors de surveillances de sondages (Lepert 1999). La présence de mobilier antique au sein de ce dépôt permet également d'affiner la chronostratigraphie de la séquence de Pont-Audemer. Enfin, ces unités sont scellées par les sédiments limono-sableux bruns mis en place lors des crues et dont l'attribution (détermination par *terminus post quem* à partir de mobilier moderne) est postérieure au XV^{ème} siècle (Sechi *et al.* 2010 ; Levigneux 2011 ; Sechi 2012).

2.1.3. Les séquences de Louviers « Vilette » et Incarville « Les Prés » (vallée de l'Eure)

A quelques kilomètres en amont de la confluence Seine/Eure, des opérations de diagnostic et de fouilles archéologiques ayant eu lieu dans la basse vallée de l'Eure ont permis de documenter les formations pédo-sédimentaires holocènes à Louviers et Incarville (fig.6.16). La succession des dépôts holocènes et le remplissage décrit sur le site néolithique de Louviers « La Vilette » (Lepert 1994, 1995a ; Lebret 1995 ; Giligny 2005) et sur le site antique d'Incarville « Les Prés » (Lepert 1995b ; Lepert et Paez-Rezende 1999) sont relativement similaires.

Localisée en rive droite de l'Eure, la séquence de Louviers a mis au jour l'existence d'une occupation attribuée au Néolithique moyen II, plus précisément au Chasséen. Outre le volet archéologique, les archives pédo-sédimentaires ont également renseigné l'évolution morphodynamique de ce secteur de la basse vallée de l'Eure depuis le début de l'Holocène.

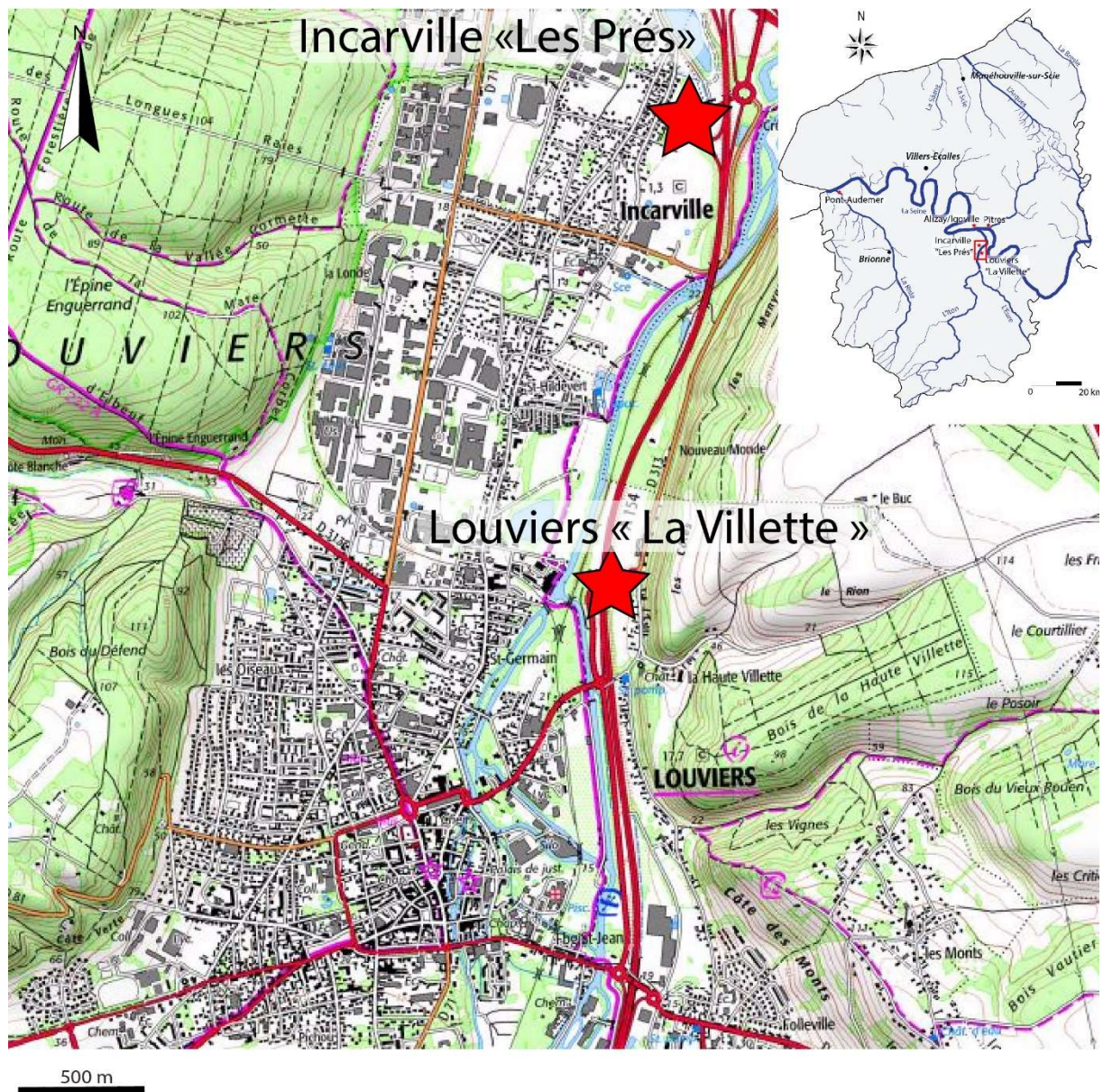


Figure 6. 16 : Localisation des sites de Louviers "La Vilette" et Incarville "Les Prés" dans la Basse vallée de l'Eure (fond de carte, carte topographique IGN au 1 : 25 000)

La première unité observée à la base de la séquence-type de Louviers est constituée des alluvions grossières weichséliennes déjà décrites sur les sites précédents (fig.6.17). Ces formations alluviales sont surmontées de dépôts tufacés (tufs stromatolithiques, « tubes » et sables tufacés) associés à des niveaux d'argiles tourbeuses. Ces deux dépôts sont souvent synchrones, pouvant être rattachés au complexe tourbe/tuf du Bassin de Paris (Antoine 1997 ; Deschodt 2002 ; Coutard *et al.* 2010) et témoignant ici de variations hydrodynamiques au sein de la plaine alluviale (Lebret 1995 ; Giligny *et al.* 2005).

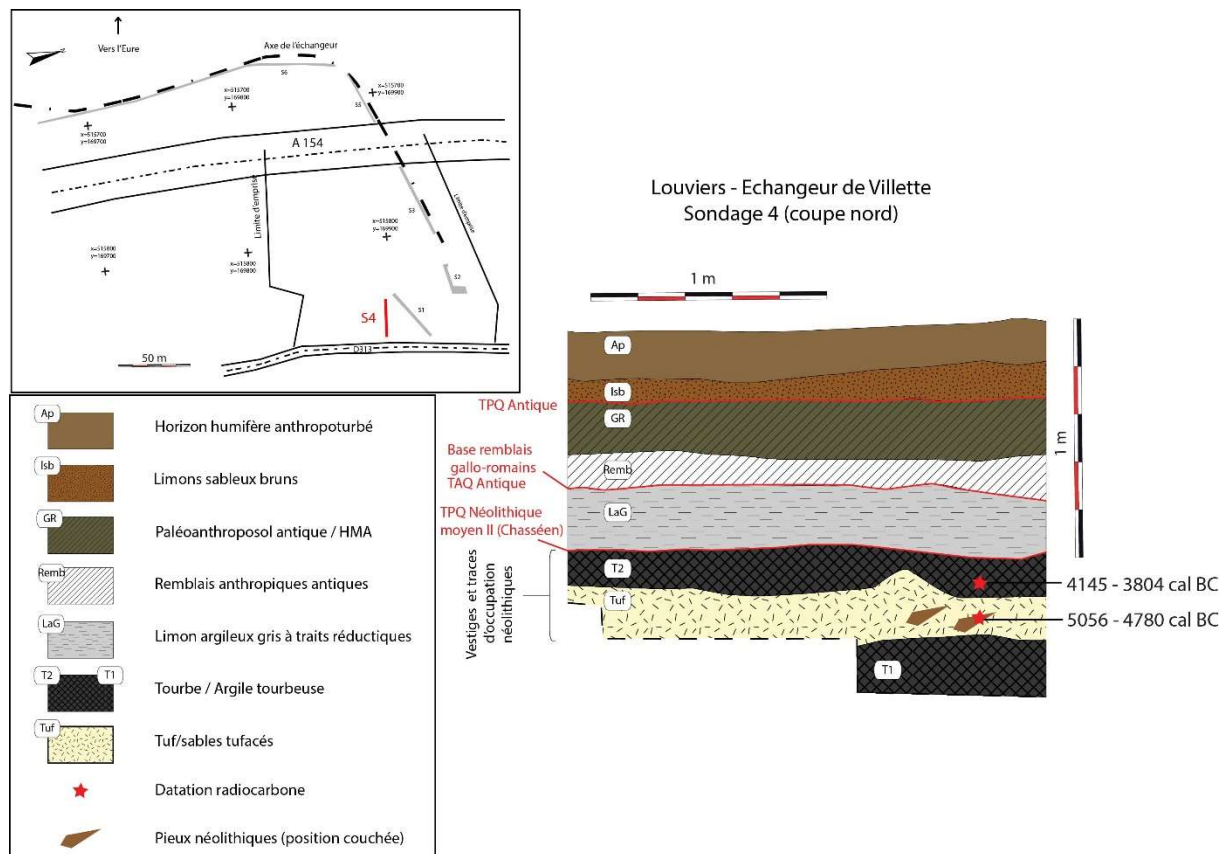


Figure 6. 18 : Relevé de coupe du sondage 4 de Louviers (diagnostic Louviers « Vilette », relevé de terrain T.Lepert 1994, DAO A.Gonnet). Datations réalisées sur tourbe (Ly-6590) et sur pieux en bois (Ly-6589).

Les dépôts d'argiles tourbeuses contiennent du mobilier attribué au Néolithique moyen II (Chasséen), tandis que les données palynologiques attribuent ce dépôt à la chronoséquence du Préboréal (à la base du colmatage organique dans le chenal principal, Reckinger *in* Giligny *et al.* 2005). Les datations réalisées sur pieux en bois (Ly-6589) compris dans les dépôts tufacés et sur tourbe (Ly-6590) indiquent des âges calibrés compris entre 5056-4780 cal. BC et 4145-3804 cal. BC pour ce complexe tourbe/tuf. Ces formations tourbeuses sont scellées par des argiles grises de débordement (Lepert 1994 ; Leuret 1995 ; Giligny *et al.* 2005, fig.6.17 et fig.6.18). Des aménagements de type remblais mis en place au cours de l'occupation gallo-romaine donnent un *terminus ante quem* antique pour la mise en place de ces argiles grises et fournissent également un *terminus post quem* pour les dépôts successifs sus-jacents (fig.6.17 et fig.6.18). Ces derniers scellant les aménagements antiques sous la forme de dépôts limono-sableux brun-orangés, également observés dans les séquences de Pont-Audemer et Pîtres (*cf infra*) et sur les sites de Brionne (*cf* chapitre 4) et Manéhouville-sur-Scie (*cf* chapitre 5), leur attribution par *terminus post quem* étant donc postérieure à l'époque antique.

Le site d'Incarville « les Prés » s'implante quant à lui en rive gauche de la basse vallée de l'Eure (fig.6.16), à un kilomètre en amont de la confluence Eure/Seine. L'occupation principale identifiée et étudiée concerne des aménagements portuaires datés de l'époque antique (Paez-Rezende et Lepert 1997 ; Lepert et Paez-Rezende 1999). La séquence est relativement similaire à celle de Louviers (*cf supra*) mais permet toutefois de compléter la chronostratigraphie du remplissage de la basse vallée de l'Eure.

La séquence sédimentaire-type d'Incarville « Les Prés » (Lepert 1995b ; Paez-Rezende et Lepert 1997 ; Lepert et Paez-Rezende 1999) présente la succession de faciès suivante : à 4,5 mètres sous la topographie actuelle, les alluvions grossières weichséliennes à la topographie irrégulière sont recouvertes par des dépôts argilo-sableux gris à blanchâtres. Aucune datation absolue n'a été réalisée sur ces dépôts, mais les auteurs en attribuent le début de la mise en place à la transition Tardiglaciaire / Holocène (Dryas récent / Préboréal) avec un *terminus ante quem* déterminé à la fin de l'Atlantique par les vestiges céramiques du Néolithique moyen II (Chasséen) en place au sein de l'unité supérieure. A Incarville « Les Prés », le colmatage des chenaux attribués au Tardiglaciaire débute par la mise en place d'argiles tourbeuses noires. Ce colmatage organique témoigne de l'abandon de chenaux faiblement actifs et d'une accumulation de débris végétaux en contexte de bas-marais. (Lepert 1995b ; Paez-Rezende et Lepert 1997 ; Lepert et Paez-Rezende 1999). Une date réalisée sur tourbe (Ly-7772) a permis d'obtenir un âge calibré compris entre 5732 et 5596 cal. BP (Paez-Rezende et Lepert 1997), correspondant ainsi à la fin de l'Atlantique récent, cohérente avec celles obtenues sur Louviers (Ly-6589 et Ly-6590).

Cette séquence organique est scellée par une phase détritique constituée d'argiles grises de débordement, également enregistrée à Louviers, Pont-Audemer et Brionne (*cf infra*). Pour Incarville, elle est attribuée par les auteurs à une phase de sédimentation de la fin de l'Atlantique, consécutive aux premières modifications du milieu par les sociétés du Néolithique (Lebret 1995 ; Lepert 1995b ; Lepert et Paez-Rezende 1999). Cependant, aucune datation absolue ne vient étayer cette attribution chronostratigraphique, à l'exception du *terminus post quem* obtenu à partir de la datation sur tourbe (Ly-7772) évoqué précédemment. Enfin, la séquence est scellée par les limons sableux de débordements bien identifiés à l'échelle régionale (*cf supra et infra*) et dont la mise en place à Incarville est attribuée par *terminus post quem* à la fin du Moyen-âge ou au début de l'époque moderne (XIV^{ème}-XV^{ème} siècles, Lepert et Paez-Rezende 1999).

Synthèse des archives pédo-sédimentaires de la Basse vallée de l'Eure.

Si les données obtenues sur la fouille du site de Louviers ont permis la réalisation de reconstitutions paléoenvironnementales à l'Holocène tout en replaçant les occupations néolithiques dans leur environnement, la séquence d'Incarville, localisée à proximité et dans un contexte relativement similaire, a permis de conforter ces données chronostratigraphiques. Ainsi, dans la basse vallée de l'Eure, les premières phases de colmatage des chenaux tressés hérités du Pléistocène se mettent en place par des apports organo-minéraux (allochtones) et tourbeux (autochtones) dès le Préboréal, tandis qu'une diagenèse tufacée est localement observée à Louviers. Ce colmatage organique se poursuit au cours du Boréal puis de l'Atlantique jusqu'à 5000 BP, période au cours de laquelle les deux sites sont occupés par les populations chasséennes (Néolithique moyen II). Les argiles grises observées sur les séquences de Louviers et Incarville viennent sceller les occupations du Chasséen, dont le mobilier est visible en position primaire. Elles correspondent à des formations alluviales mises en place lors des débordements, sur l'ensemble de la plaine alluviale. Ces apports terrigènes ont été attribués aux premières phases d'érosion des sols au Néolithique (Lebret 1995 ; Lepert et Paez-Rezende 1999 ; Giligny *et al.* 2005). Dans la basse vallée de l'Eure, à Louviers et Incarville, la mise en place de ces formations argileuses se poursuit au cours de la fin de l'Atlantique et ce jusqu'au Subatlantique selon les analyses palynologiques, malacologiques, ainsi que les *terminus post* et *ante quem* obtenus par les datations absolues et le mobilier archéologique. La mise en place des limons de débordements sableux brun-orangé intervient quant à elle à partir du XV^{ème} siècle. Cette crise érosive est corrélée par Lepert et Paez-Rezende (1999) avec l'action conjointe de forçages anthropiques (extension des surfaces cultivées et mise à nu des sols, poussée démographique) et climatiques (péjoration climatique du PAG et augmentation de l'intensité pluviométrique et de l'effet « splash »).

2.1.4. La séquence d'Alizay/Igoville (confluence Eure/Seine)

Localisé en rive droite de la Seine, à la confluence Seine/Eure (fig.6.11), le site d'Alizay/Igoville a révélé l'existence d'occupations anthropiques depuis le Paléolithique supérieur jusqu'à la période médiévale, couvrant ainsi l'ensemble de l'Holocène (Aubry *et al.* 2012 ; Marcigny *et al.* 2013 ; Marcigny et Mazet 2016). De plus, la fouille du site a permis d'enrichir le corpus de données paléo-environnementales pour ce secteur de la vallée de la Seine, en identifiant et en caractérisant les dépôts mis en place au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Les observations géoarchéologiques, couplées à une cartographie géophysique réalisée sur l'emprise fouillée et ses alentours, ont permis de définir les contextes morphosédimentaires de la plaine alluviale de la Seine en amont de Rouen. Ainsi, à Alizay, plusieurs paléochenaux ont été mis en évidence, incisant les formations alluviales grossières, déposées par la Seine au cours du Weichsélien (Marcigny *et al.* 2013 ; Marcigny et Mazet 2016). Ces talwegs sont séparés par des zones de montilles (fig.6.19). A l'échelle du site, ce sont neuf unités pédo-sédimentaires qui ont pu être identifiées (Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016), présentant toutefois des variations latérales de faciès entre les secteurs localisés dans les talwegs et ceux situés sur les points les plus hauts de la plaine alluviale (fig.6.19). Ces unités vont ici être décrites de façon relativement détaillée, puisqu'à ce jour elles n'ont pas été publiées à l'exception du rapport de fouille.

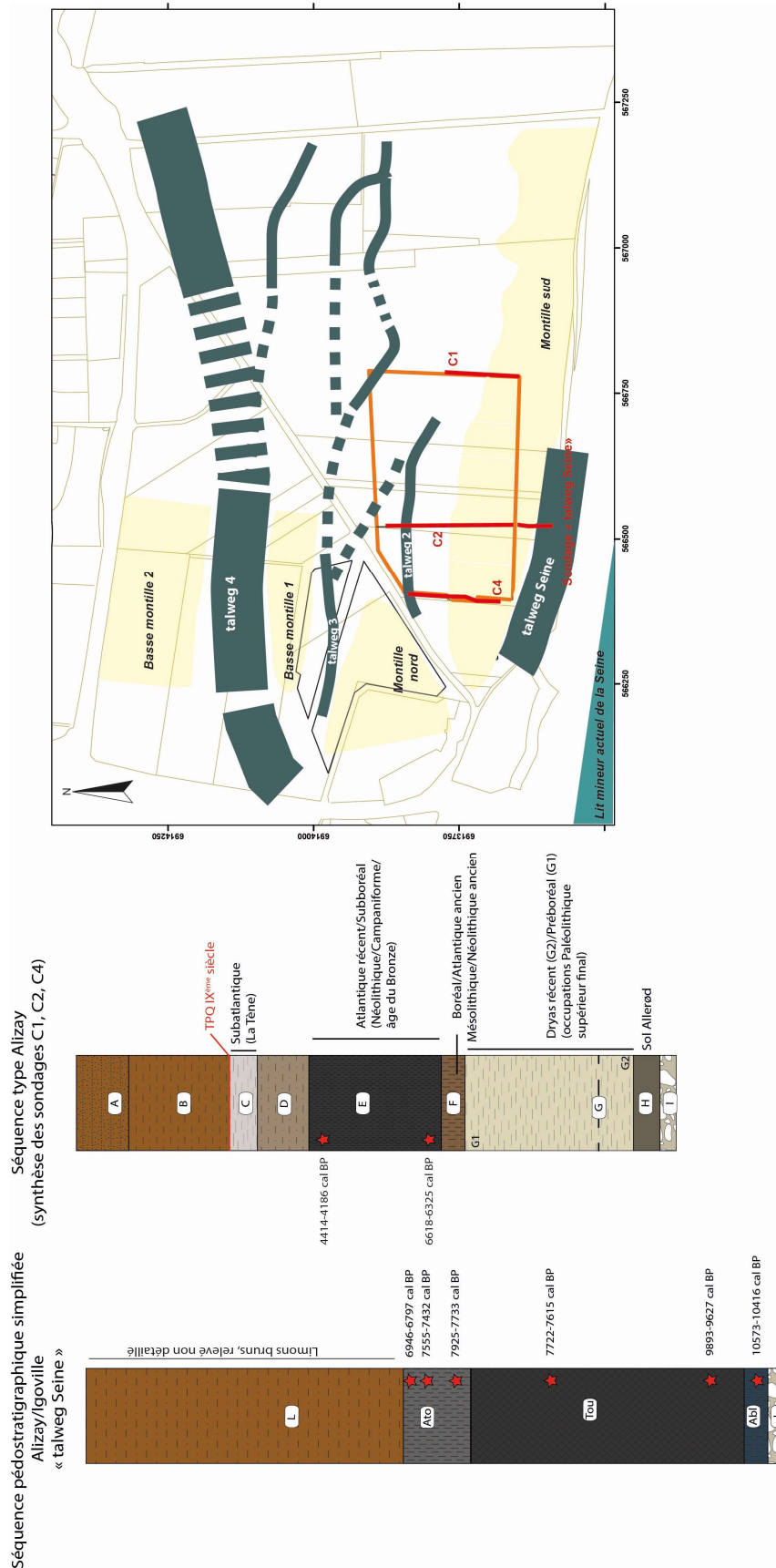


Figure 6. 19 : Séquence pédo-sédimentaire type d'Alizay/Igoville (d'après Marcigny et Mazet 2016)

Ainsi, de la base au sommet, la séquence pédo-sédimentaire-type décrite pour Alizay/Igoville est la suivante :

Les formations alluviales grossières de la Seine (graves sableuses) mises en place au cours du Pléistocène ont été observées à la base des sondages (**unité I**). Surmontant ces formations, un petit horizon sableux, plus ou moins argileux, gris pâle à traits rédoxiques a été décrit ponctuellement au sein de l'emprise (**unité H**). Présentant une puissance stratigraphique d'environ 30 centimètres, cette unité H a été attribuée chronostratigraphiquement à l'Allerød, attribution chronologique confirmée par les analyses malacologiques (Granai *in* Marcigny et Mazet 2016) et palynologiques (Aoustin et Leroyer *in* Marcigny et Mazet 2016). En outre, ce petit niveau humifère est caractérisé à Alizay-Igoville par la présence de pseudomorphoses racinaires, qui témoignent de la présence d'une végétation de type graminée (Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016). De plus, l'ensemble de la malacofaune est caractéristique d'un milieu ouvert et sec à végétation rare ou basse (Granai et Limondin-Lozouet 2014 ; Granai *in* Marcigny et Mazet 2016). Rencontré au toit des graves alluviales, ce sol Allerød se retrouve à la fois dans les petits talwegs et au sommet des montilles et il se développe aux dépens d'un sédiment limono-sableux, identifié comme limons de débordements par les analyses sédimentologiques (Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016). Leur faible épaisseur suggère toutefois des épisodes de crue peu marqués et/ou épisodiques.

D'après les observations réalisées sur la séquence pédo-sédimentaire d'Alizay (Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016), ce sol Allerød est scellé par l'**unité G**, constituée de formations limoneuses plus ou moins argileuses, de couleur gris clair à blanche. Les auteurs ont rattaché ces dépôts au Dryas récent. Ainsi, à Alizay-Igoville, au cours de la transition Tardiglaciaire/Holocène, des apports limoneux détritiques recouvrent la plaine alluviale à partir des lits mineurs. Ces alluvions sont en partie alimentées par les produits cryoclastiques issus du démantèlement des versants crayeux en contexte de péjoration climatique. Au cours du Préboréal, les recouvrements fluviaux de la plaine d'inondation cessent (**unité G2**), tandis qu'un faciès organo-minéral (**unité G1**) est enregistré dans les talwegs, en particulier celui localisé au sud de l'emprise (« talweg Seine », Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016, *cf infra*).

Les **unités E et F** identifiées au sein de la séquence pédo-sédimentaire d'Alizay correspondent au développement d'un sol au cours de l'Holocène ancien, une période de relative stabilité qui s'étend de la seconde moitié du Préboréal à la fin de l'Atlantique. Dans les talwegs, cette stabilisation de la plaine d'inondation s'exprime par un comblement essentiellement organique

(tourbification, notamment dans le « talweg Seine », *cf infra*) tandis que les points hauts voient le développement d'une pédogenèse de type fluviosol. (Baize *et al.* 2008) Ainsi, l'unité F dévoile une limite floue avec l'unité E qui la surmonte. Elle est décrite sous la forme d'une argile limoneuse brune à traits rédoxiques (Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016) et correspondrait à la base d'un sol ancien (base de US E, horizon Bt d'un sol lessivé). L'unité E, quant à elle, correspond à un niveau repère à l'échelle du site, identifié sous la forme d'un sédiment limono-argileux organique brun foncé/gris foncé (présentant des variations latérales de faciès puisqu'elle prend ponctuellement la forme de tourbes fines, entre les montilles et les talwegs). D'après les observations micromorphologiques, cette unité E correspondrait à un sol ancien organique, en voie de maturation (présence d'argicuitanes et de biosphérulites, Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016). Il se serait édifié sous une couverture végétale basse ou dans un milieu forestier clairsemé d'après les analyses palynologiques (Aoustin et Leroyer *in* Marcigny et Mazet 2016) et malacologiques (Granai et Limondin-Lozouet 2014 ; Granai *in* Marcigny et Mazet 2016).

L'unité D qui scelle le niveau repère E est constituée d'un sédiment limono-argileux brun gris à traits rédoxiques. D'après les analyses sédimentologiques réalisées, cette unité a été rattachée à des formations fluviatiles à faible énergie, peu épaisses, témoignant toutefois d'une petite reprise du détritisme. D'après les éléments de chronologie relative (données archéologiques) et absolue (dates ¹⁴C), la mise en place des niveaux E et D semble s'effectuer entre 5000 et 800 cal. BC, soit entre le Néolithique ancien et la transition âge du Bronze / âge du Fer. L'hypothèse de l'attribution d'une reprise du détritisme lié à un forçage climatique a été proposée par les auteurs (Frouin *in* Marcigny et Mazet 2016). En effet, la transition entre l'âge du Bronze et le premier âge du Fer (Hallstatt) est marquée par une petite péjoration climatique à l'échelle globale, qui se met en place entre 2800 et 2710 cal. BP et qui est bien enregistrée dans les séquences tourbeuses (Chambers *et al.* 2007 ; Swindles *et al.* 2007).

Au sommet de cette unité D, un sédiment sablo-argileux brun gris à traits rédoxiques (**unité C**), est identifié par les auteurs à l'aide d'observations micromorphologiques comme un sol immature développé sur les points hauts de la plaine alluviale aux dépens d'un apport détritique postérieur au début de l'âge du Fer. L'unité C est associée à des traces d'occupation attribuées chronologiquement à La Tène A (460-400 cal. BC).

L'unité B (qui recouvre l'unité C) se caractérise par un sédiment plus grossier, limono-sableux brun clair, bioturbé et à structure prismatique. La limite inférieure avec l'unité C est

particulièrement marquée. Ces formations indiquent un détritisme important à l'échelle du bassin versant de la Seine. Leur attribution chronostratigraphique a pu être réalisée par *terminus post quem*, puisque ces limons de débordements viennent sceller des sépultures médiévales datées du IX^{ème} siècle. Les apports semblent continus et réguliers et témoignent d'une période de rhéxistase, n'autorisant pas la formation d'un sol. Enfin, l'**unité A** correspond à l'horizon humifère actuel, et se présente sous la forme d'un sédiment limono-sableux brun, bioturbé, riche en biosphérulites calcitiques.

Une seconde séquence légèrement différente a été identifiée au sud de l'emprise de fouille, dans une zone de talweg localisée à proximité de la Seine (« talweg Seine », Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016). A la base, les alluvions grossières pléistocènes (**unité I**) ont été atteintes. Ces alluvions sont surmontées d'un sédiment argileux bleuté organique, (**unité Abl**), à passées sableuses à la base (au contact avec les graves sous-jacentes). Une datation réalisée sur un échantillon de cette argile organique a livré un âge calibré à 2σ compris entre 10573 et 10416 cal. BP, soit une attribution chronostratigraphique au Préboréal. Elle se situe sous une tourbe marron foncé, (**unité Tou**), riche en débris ligneux, relativement bien dilatée (d'une puissance stratigraphique de plus d'un mètre), attribuée au Boréal et à l'Atlantique ancien selon les observations palynologiques couplées aux datations radiocarbone. Celle-ci est recouverte d'une argile tourbeuse (**unité Ato**), gris foncé, riche en débris de malacofaune et d'une puissance stratigraphique d'environ 0,5 m. Enfin, le sommet de la séquence est composé de limons sableux de débordements.

La transition Tardiglaciaire/Holocène, documentée par la fouille du site d'Alizay/Igoville, peut ainsi être comparée aux données obtenues sur le site de Brionne et Manéhouville. En effet, alors qu'à Brionne le Dryas 2 semble enregistré et s'exprime par une forte charge détritique limoneuse issue de l'érosion des plateaux loessiques (Brionne US 2), à Alizay, le sol Allerød se développe aux dépens d'un petit dépôt limoneux de débordement, mal enregistré.

De même, la période de stabilité pédo-sédimentaire (biostase), particulièrement marquée pour la première moitié de l'Holocène par le développement d'un sol humifère (horizon A d'un fluviosol) sur les points hauts et d'une sédimentation organique dans les talwegs, peut être rattachée aux périodes de hiatus que les séquences de Brionne et de Manéhouville ont mises en avant pour les petits bassins versants. Toutefois, si le début de l'Holocène est marqué par la diagenèse d'édifices tufacés dans la vallée de la Scie et à Brionne, ces formations sont absentes de la stratigraphie d'Alizay, vraisemblablement en raison de l'éloignement du site par rapport

aux résurgences karstiques permettant la mise en place d'édifices tufacés dans les vallées secondaires/affluentes (*cf chapitre 4*).

Synthèse des séquences pédo-sédimentaires des plaines alluviales de l'Eure et de la Seine-Maritime

Certaines signatures dépositionnelles et pédologiques semblent communes à l'ensemble des hydrosystèmes, qu'il s'agisse des petites vallées secondaires comme des vallées principales (fig.6.20). Ainsi, les archives pédo-sédimentaires de Pîtres, Pont-Audemer, Louviers/Incarville et Alizay présentent une évolution morphodynamique des fonds de vallée de la Risle, de l'Eure et de la Seine, proche de celle observée à Manéhouville-sur-Scie et à Brionne, et peuvent permettre de définir des signatures pédo-sédimentaires régionales. D'autres formations pédo-sédimentaires résultent de phénomènes et de processus locaux (enregistrement du Dryas moyen à Brionne, diagenèse tufacée au Préboréal à Brionne et dans la vallée de la Scie), témoignant parfois d'une diachronie entre les séquences.

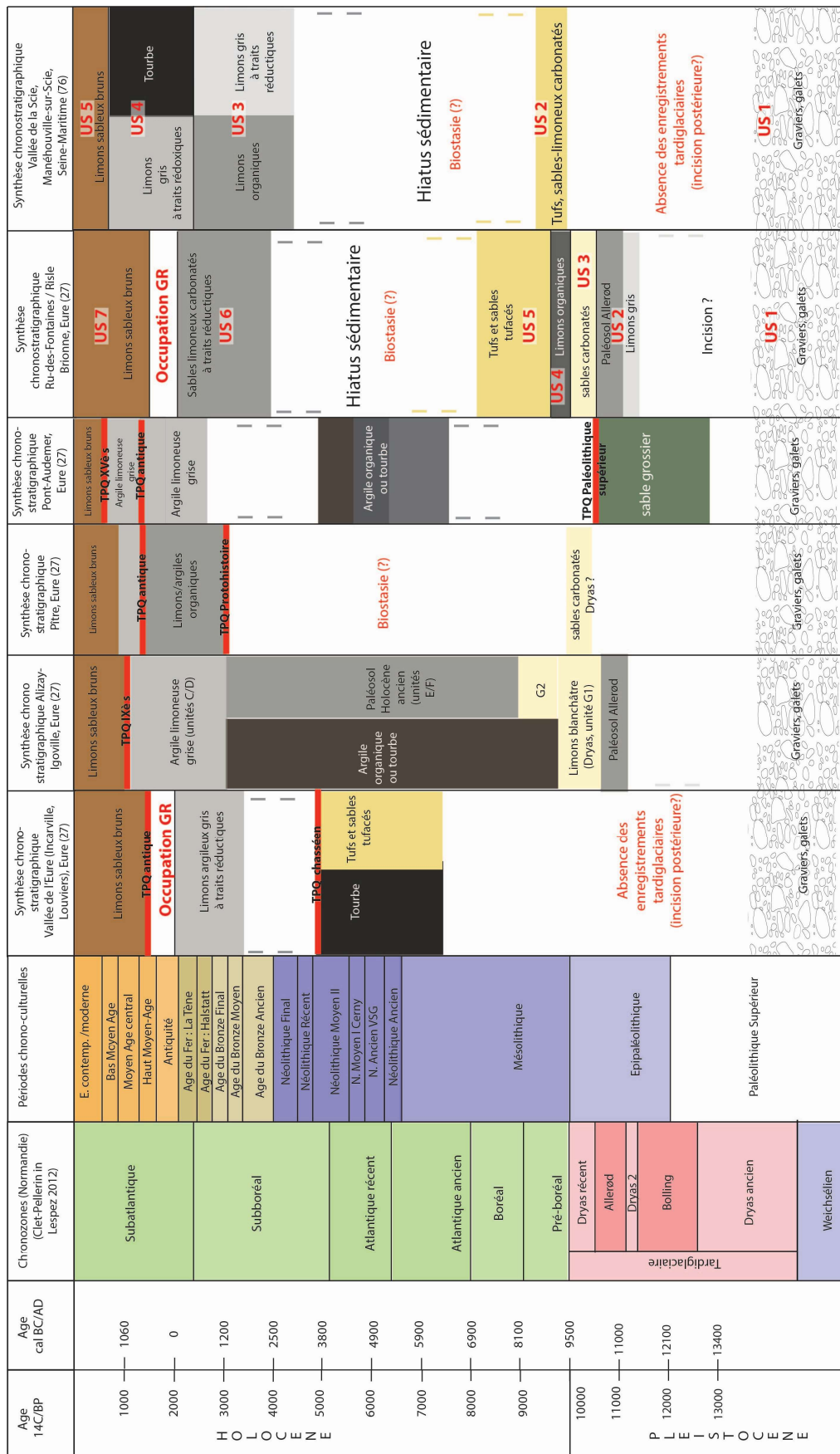


Figure 6. 20 : Synthèse des remplissages des fonds de vallées secondaires et principales en basse vallée de Seine et ses affluents, et séquences de Brionne et de la Scie

Les unités organo-minérales de la vallée de la Scie (US 3 Manéhouville) témoignent d'un entourage accompagné par des apports détritiques que l'on peut possiblement rattacher à l'action des sociétés du Néolithique (notamment par le biais de défrichements) et qui a été documenté par les archives régionales (Pont-Audemer, Alizay, Louviers et Incarville). De même, les formations limono-argileuses grises à traits rédoxiques (US 4 Manéhouville) semblent se corréliser aux argiles de débordement de Pont-Audemer, également observées à Louviers et Incarville (*cf supra*), et pourraient correspondre à une signature régionale, dont l'attribution chronostratigraphique reste encore incertaine (âge du Fer ? Antiquité ?). Enfin, les limons sableux de débordement (US 5 Manéhouville), attribués par *terminus post quem* au XV^{ème} siècle à Pont-Audemer (Sechi *et al.* 2010 ; Levigneux 2011 ; Sechi 2012) et au IX^{ème} siècle à Alizay (Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016) se mettent également en place dans la seconde moitié du Subatlantique à Manéhouville-sur-Scie (sommet de l'US 4 postérieur à 1660 cal AD, âge médian calibré à 2 σ) et à Brionne (*terminus post quem* postérieur aux labours médiévaux), témoignant d'un atterrissement généralisé des fonds des vallées principales et secondaires, par l'action combinée des forçages anthropiques et climatiques (en étroites interactions dans la basse Seine ; Sebag 2002, Laignel 2003 ; Frouin 2007, Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012 ; Tessier 2012). En effet, pour Laignel (2003), au cours de l'Holocène, « *le climat serait le moteur de la majorité des crises érosives et entraînerait une modification de l'ordre global tandis que l'impact anthropique serait un facteur aggravant et non déclenchant à l'échelle locale* » mais « *depuis le XIX^{ème} siècle, il n'est plus nécessaire de faire appel à des événements climatiques pour obtenir des crises érosives* ».

2.2. Approche comparative : les plateaux et les hydrosystèmes normands du Calvados et de l'Orne

Les hydrosystèmes normands du Calvados et de l'Orne ont fait l'objet d'études paléo-environnementales et géoarchéologiques dans le cadre du Programme Collectif de Recherche « *Archéologie du Paysage de la Plaine de Caen du Néolithique à l'époque mérovingienne* » (Germain-Vallée et Lespez 2011a, 2011b, 2012). Les investigations menées dans le cadre de ces études s'appuient sur des travaux de terrain réalisés en intra- et en extra-site, bénéficiant du développement des recherches archéologiques préventives (diagnostics et fouilles) dans cette région. Ces hydrosystèmes littoraux traversent dans leur partie aval une large plaine constituée

de zones humides propices à la conduite d'études paléo-environnementales (Lespez *et al.* 2005, 2008, 2010 ; Germain-Vallée et Lespez 2011a, 2011b, 2012). Les données recueillies sur les plateaux de la Plaine de Caen (Germain-Vallée et Lespez 2011a, 2011b, 2012) et sur les cours d'eau les incisant (Limondin-Lozouet et Preece 2004 ; Limondin Lozouet *et al.* 2005 ; Lespez *et al.* 2005, 2008, 2010 ; Germain-Vallée et Lespez 2011a ; Lespez 2012) facilitent la mise en place d'une approche comparative régionale avec les résultats obtenus sur les sites présentés dans ce travail de doctorat.

2.2.1. *Les secteurs sources : plateaux et versants*

Dans le Calvados, les études menées sur les plateaux, ainsi qu'en pied de versant, dans la Plaine de Caen à Creully (bassin de la Seullès), Thaon (bassin de la Mue), Fontenay-le-Marmion (bassin de la Laize) et Tilly-la-Campagne (bassin de l'Orne, Germain-Vallée et Lespez 2011a, 2011b, 2012) ont permis d'observer les archives pédo-sédimentaires holocènes et d'en déduire les périodes de troncature érosive (fig.6.21). D'après les auteurs, le début de l'Holocène est marqué par le développement d'une pédogenèse de type luvisol aux dépens des placages loessiques, tandis que les premiers épisodes de dégradation des profils pédologiques sur l'ensemble des sites étudiés sont contemporains des premières phases d'occupations anthropiques : la troncature des luvisols est un processus systématique sur l'ensemble des quatre sites d'étude (fig.6.21). Pour trois des quatre sites (Creully, Thaon et Tilly-la-Campagne) cette troncature semble se développer ou s'accroître à partir de l'âge du Fer (Germain-Vallée et Lespez 2011a), tandis qu'à Fontenay-le-Marmion, une pédogenèse postérieure au Néolithique (développée sur des formations colluviales) témoigne d'une longue période de stabilité après une importante mise en valeur des sols au cours de cette période. Une courte phase de stabilité pédo-sédimentaire y est également attestée au cours de l'époque laténienne et antique (entre La Tène ancienne et jusqu'au I^{er} siècle de notre ère), période pourtant caractérisée par une extension et une intensification des pratiques agricoles (Lepert et Fajon 2000), entraînant à l'échelle régionale des troncatures intenses, mises en évidence sur les sites de Creully, Thaon et Tilly-la-Campagne. Ces études réalisées sur les plateaux de la Plaine de Caen témoignent ainsi de la complexité spatio-temporelle dans les processus érosifs, certains événements n'ayant qu'une signification locale (stabilité pédo-sédimentaire au cours de La Tène à Fontenay-le-Marmion), même si ces études de cas sont révélatrices d'un certain caractère ubiquiste (Germain-Vallée et Lespez 2011a).

Le site de Villers-Ecalles témoigne d'un fonctionnement morphodynamique relativement similaire aux secteurs de plateaux et versants de la Plaine de Caen, bien qu'avec un contexte pédologique, lithologique et morphologique légèrement différent. On y observe une dégradation des profils pédologiques qui intervient postérieurement aux premières occupations laténiennes (forçage anthropique) et qui s'exprime par une accumulation colluviale dans les zones de piégeage sédimentaire à partir de cette période. A Villers-Ecalles, cette dégradation des profils est ensuite accélérée à la fin de la période médiévale et au cours des périodes modernes/contemporaines. Il faut y voir ici les conséquences probables d'un double forçage, à la fois anthropique et climatique (Petit Âge Glaciaire, intensification des précipitations et de l'effet « splash »).

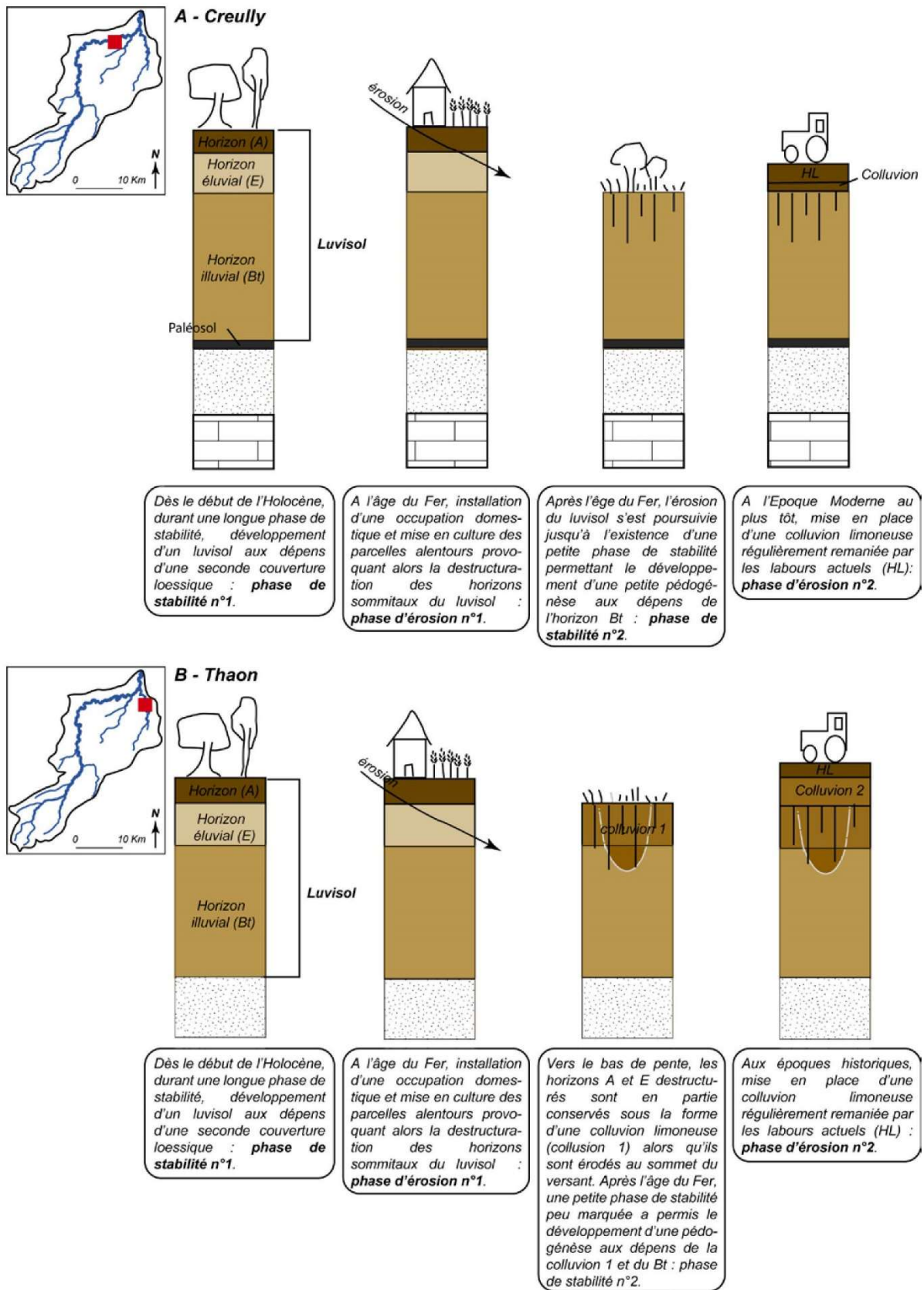


Figure 6. 21 : Evolution des profils pédologiques au cours de l'Holocène à Creully et Thaon, bassin versant de la Seullès, Calvados (Germain-Vallée et Lespez 2011a)

2.2.2. Les fonds de vallée ornais et calvadosiens

Parallèlement à l'identification de la dégradation des profils pédologiques sur les secteurs de plateaux et de versants de la Plaine de Caen, des études ont été menées sur les remplissages sédimentaires des petits hydrosystèmes du Calvados et de l'Orne : Mue, Seullès, Dives et Houay.

Le diagramme synthétique (fig.6.22) permet **(i)** de comparer les données obtenues pour les petits hydrosystèmes de l'Eure et la Seine-Maritime avec le corpus de sites étudiés dans la Plaine de Caen (Germain-Vallée et Lespez 2011a) et **(ii)** de faire ressortir les grandes phases d'érosion / sédimentation communes aux deux secteurs.

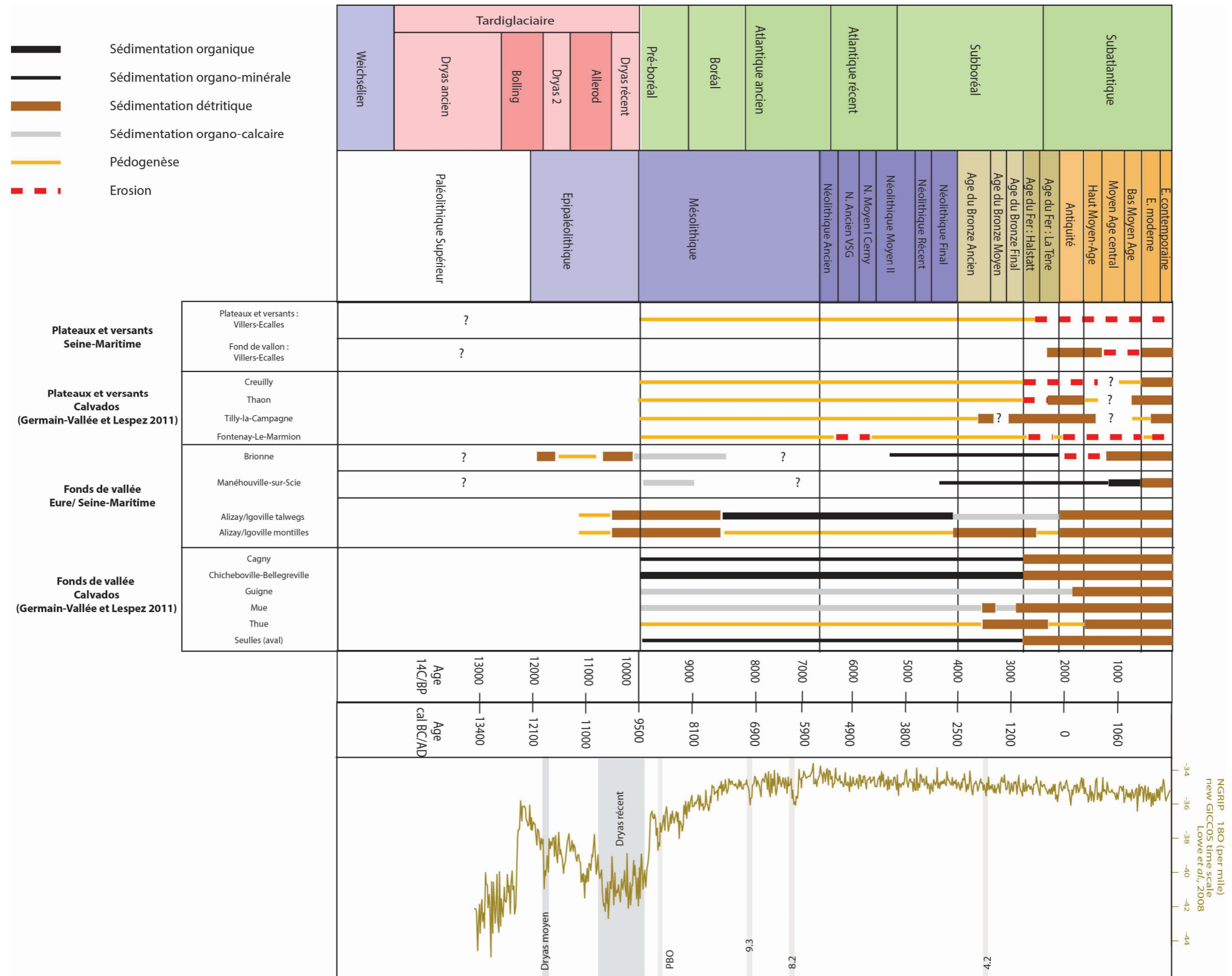


Figure 6. 22 : Diagramme synthétique d'érosion/sédimentation pour les trois compartiments géomorphologiques de la Normandie (modifié d'après Germain-Vallée et Lespez 2011a)

Les investigations menées dans la plaine de Caen ont révélé des remplissages sédimentaires holocènes relativement similaires à ceux observés à Manéhouville-sur-Scie et Brionne, selon des transects longitudinaux, de l'amont à l'aval (Lespez *et al.* 2005, 2008, 2010 ; Lespez 2009, 2012 ; Germain-Vallée et Lespez 2011a, 2011b, 2012).

Toutefois, les enregistrements sédimentaires attribués au Tardiglaciaire au sein de ces hydrosystèmes ornaï et calvadosiens y sont rares (Elhaï et Larssonneur 1969 ; Lespez 2012, 2012b), alors qu'ils ont été observés à Brionne. Ponctuellement visibles dans les zones amont des bassins versants calvadosiens et ornaï, ces enregistrements sont globalement éloignés des principaux axes de drainage et ainsi protégés des processus érosifs. C'est le cas à Saint-Germain-le-Vasson où le Dryas récent a été mis en évidence par les marqueurs polliniques dans des dépôts tourbeux (Limondin-Lozouet *et al.* 2004 ; Limondin-Lozouet et Preece 2005), ou dans la basse vallée de l'Houay, un affluent de l'Orne (Lespez *et al.* 2008, Lespez 2012). En effet, les opérations archéologiques préventives réalisées dans la plaine d'Argentan (plaine alluviale de l'Houay, partie aval du cours d'eau) ont mis en lumière l'impact du Dryas récent sous la forme d'un corps sédimentaire constitué de sables limoneux carbonatés recouvrant les alluvions grossières pléistocènes et daté entre 10300 et 9620 BC (Lespez 2009, 2012). Comme pour les sites d'Alizay ou Brionne, ces niveaux détritiques témoignent de l'importance des écoulements à une période où l'érosion des versants (moins protégés par la végétation) est plus forte que pour les périodes précédentes (Lespez 2012). Ainsi, le Dryas récent, enregistré dans l'Orne et dans l'Eure, correspond à une signature régionale déjà identifiée à l'échelle du Bassin de Paris (*cf infra*, Pastre *et al.* 1997, 2000, 2002, 2003, 2006).

Au sein des hydrosystèmes ornaï et calvadosiens, c'est à partir de l'Atlantique ancien que les zones humides se généralisent dans les fonds de vallée de la Mue (Lespez *et al.* 2005, 2008) et de la Seulles (Lespez *et al.* 2008, 2012), avec une sédimentation constituée de tourbes et de limons organiques, qui se met en place parallèlement à la croissance des édifices tufacés le long du cours d'eau (édifices de Cairon et Reviers, Lespez *et al.* 2005). Dans leur partie aval, les hydrosystèmes littoraux du Calvados enregistrent un colmatage tourbeux attribué à l'Atlantique récent, résultant d'un forçage eustatique et débutant autour de 6800-6000 cal. BP (marais de la Dives, Lespez *et al.* 2010). A l'Atlantique, la Plaine de Caen voit la mise en place d'un environnement forestier à l'échelle régionale, dominé par une chênaie mixte (Clet-Pellerin *et al.* 1977 ; Clet-Pellerin et Verron 2004) à l'image de la partie centrale du Bassin parisien (Leroyer 1997 ; Leroyer et Allenet 2006 ; David 2014). Ce modèle d'évolution morpho-sédimentaire des petites vallées ornaï et calvadosiennes est proche de celui déterminé pour

les vallées secondaires de l'Eure et de la Seine-Maritime à Brionne et Manéhouville (*cf supra*), permettant de définir une tendance évolutive et morphodynamique régionale.

Les prémices de l'atterrissement des fonds de vallée et de l'ouverture des paysages qui résultent de la croissance des activités anthropiques se font sentir dès le début du Subboréal. A titre comparatif, c'est à cette période qu'à Louviers « la Villette », Pîtres, Incarville « Les Prés », Pont-Audemer, Alizay et Manéhouville, la sédimentation limoneuse détritique commence à se mettre en place (Lepert 1994, 1995a, 1995b ; Lebret 1995 ; Lepert et Paez-Rezende 1999 ; Giligny *et al.* 2005 ; Sechi *et al.* 2010 ; Sechi 2012 ; Chaussé *in* Marcigny et Mazet 2016 ; Gonnet *et al.* 2016, *cf supra*).

Plus généralement à l'échelle des plaines alluviales de l'Orne et du Calvados, l'atterrissement des fonds de vallée généralisé à partir de la seconde moitié de l'Holocène résulte des phénomènes érosifs liés à l'intensification des pratiques agricoles à partir de l'âge du Bronze, dans des hydrosystèmes soumis à une anthropisation de plus en plus forte (Lespez *et al.* 2005, 2008, 2010, 2012, 2012b ; Germain-Vallée et Lespez 2011a, 2011b, 2012). Ainsi, les derniers dépôts organiques fossilisés par les premiers atterrissements détritiques de fonds de vallée ont livré des datations comprises entre le milieu de l'âge du Bronze (vallée de la Mue, atterrissements précoces) et la fin de La Tène (basse vallée de la Seulles, basse vallée de la Dives, atterrissements généralisés). Les études récemment réalisées dans la moyenne vallée de la Seulles (site du Heuzé) signalent également une évolution hydrosédimentaire contrôlée par les actions anthropiques depuis le début de l'Antiquité, avec la mise en place d'apports détritiques limoneux dans le fond de vallée (Beauchamp *et al.* 2017a et 2017b). Au cours du haut Moyen Âge, une période de relative stabilité est enregistrée. En outre, une aggradation de la plaine d'inondation à partir de l'époque médiévale se met en place sous l'impact de la chenalisation et de la mise en place d'aménagements hydrauliques (Beauchamp *et al.* 2017a et 2017b). Toutefois, quelques zones tourbeuses persistent ponctuellement dans la vallée de la Mue et sont enregistrées entre 500 et 1000 A.D., témoignant d'un atterrissement parfois tardif des fonds de vallée. Comparativement, les investigations menées dans le fond de vallée de la Scie ont mis en évidence cet atterrissement tardif du fond de vallée avec des zones humides et des tourbières qui persistent jusque dans la seconde moitié du Subatlantique.

La multiplication des activités anthropiques dans la Plaine de Caen au cours de la seconde moitié du Subatlantique semble également masquer le signal climatique (une « variable de contrôle secondaire » pour les cours d'eau du Calvados, Lespez 2012) et les influences de

l'Optimum Climatique Médiéval ou du Petit Âge Glaciaire, pourtant bien définies dans les têtes de vallon de l'ex-Haute-Normandie (Villers-Ecalles).

3. IDENTIFICATION DES FORÇAGES DANS LES CHANGEMENTS MORPHO-SEDIMENTAIRES DES BASSINS VERSANTS DU BASSIN PARISIEN ET DU NORD-OUEST EUROPEEN : DISCUSSIONS

Si des signatures locales et régionales ont pu être définies dans la mise en place de certaines archives pédo-sédimentaires, il est également possible de comparer les différents épisodes enregistrés sur les sites de Normandie avec ceux bien identifiés à l'échelle interrégionale incluant le Bassin parisien et l'Europe du Nord-Ouest.

3.1. Les événements morpho-sédimentaires du Bassin de Paris et du Nord de la France

Les études menées dans le Bassin de Paris ainsi que dans le Nord de la France ont abouti à la mise en évidence de périodes clés dans la mise en œuvre des changements morpho-sédimentaires des hydrosystèmes.

Sur les trois sites étudiés dans ce travail de doctorat, le Tardiglaciaire, référencé à Brionne sous la forme d'un apport détritique attribué au Dryas moyen, n'est que peu représenté dans les archives pédo-sédimentaires des vallées du Bassin parisien. En effet, le Dryas moyen est difficile à cerner d'un point de vue chronologique et à identifier d'un point de vue sédimentaire (Antoine 1997 ; Pastre *et al.* 2000 ; Antoine *et al.* 2000b), bien qu'il soit bien mis en évidence entre le Bølling et l'Allerød par les études des assemblages malacologiques, notamment dans le bassin de la Somme à Conty (Antoine 1997 ; Antoine *et al.* 2000b ; Ponel *et al.* 2005), ou dans les archives lacustres du Jura (Magny 1995 ; Wall *et al.* 2010). Dans la moyenne vallée de l'Oise, le Dryas moyen a été identifié sous la forme de « limons marneux » qui scellent les chenaux du Bølling et qui semblent également être antérieurs à l'Allerød (Pastre *et al.* 1997, 2000, 2002). Ainsi, la séquence de Brionne vient enrichir le corpus de données existantes dans le Bassin parisien pour cette période.

L'Allerød, qui lui succède et qui présente un contexte thermique et pluviométrique plus doux et humide, voit la mise en place d'une pédogenèse, enregistrée en Normandie sur les sites de Brionne et d'Alizay/Igoville. Cette pédogenèse Allerød s'inscrit ainsi en tant qu'événement clé

à l'échelle du Bassin parisien (Pastre *et al.* 1997, 2000, 2002, 2003 ; Antoine 1997 ; Antoine *et al.* 2000b, 2002, 2003b ; Coutard *et al.* 2010), pourtant mal documentée au sein des hydrosystèmes normands (*cf supra*, Lespez 2012, 2012b).

Les enregistrements morpho-sédimentaires des hydrosystèmes du Bassin parisien au Dryas récent se présentent sous la forme d'un apport limoneux calcaire dans la vallée du Thérain (Coutard *et al.* 2010). Bien enregistré sur le site de Brionne sous la forme d'apports sableux riches en carbonates issus de l'érosion des versants crayeux (*cf supra et chapitre 4*), il est également un niveau repère à l'échelle du Bassin de Paris (Antoine 1997 ; Pastre *et al.* 1997, 2000, 2002, 2003 ; Antoine *et al.* 2000, 2002 ; Deschodt 2002, 2014 ; Orth *et al.* 2004 ; Deschodt et Salvador 2009) et correspond à une phase d'alluvionnement dense (Limondin-Lozouet et Antoine 2001). L'instabilité des milieux durant le Dryas récent (avec un contexte thermique marqué par un refroidissement rapide et des conditions pluviométriques plus sèches) dans le Bassin de Paris a également été déterminée par divers proxys, tels que les assemblages malacofauniques (Pastre *et al.* 2000 ; Limondin-Lozouet et Antoine 2001 ; Limondin-Lozouet 2002 ; Granai *et al.* 2011, Granai et Limondin-Lozouet 2014). L'enregistrement de cet épisode de péjoration climatique à Brionne (et dans d'autres séquences normandes, *cf supra*) en fait un niveau repère majeur pour documenter les forçages climatiques de la transition Tardiglaciaire / Holocène en Normandie.

L'instabilité des milieux du Tardiglaciaire, associée à une variabilité climatique, laisse place à une période de développement du couvert végétal au cours de la première moitié de l'Holocène (Leroyer 1997 ; Leroyer et Allenet 2006 ; David 2014), qui s'exprime par des colmatages organiques et tufacés dans les fonds de vallée, liés aux abandons progressifs des chenaux secondaires des cours d'eau. Ce colmatage est enregistré en Normandie dans les vallées principales (Risle, basse Eure, Seine), alors que les sites de Brionne et Manéhouville ont révélé un hiatus durant cette période. Les formations tufacées décrites régulièrement dans les fonds de vallées du Bassin parisien ont parfois présenté des signes de diagenèse précoce, au Préboréal (basse Seine, Huault 1974 ; vallée de l'Escault, Deschodt 2002 ; tuf de La Celle à la confluence Seine/Loing, Limondin-Lozouet 2011), voire même au cours du Tardiglaciaire (Bølling) pour certains édifices lacustres du Nord de la France (bassin de la Deûle, Deschodt *et al.* 2005 ; vallée de la Marque à Bouvine, Deschodt et Salvador 2009 ; Deschodt 2014). Cette diagenèse précoce est également marquée en Normandie à Brionne et dans la vallée de la Scie. Pour d'autres sites du Bassin de Paris, la mise en place des édifices tufacés débute plus tardivement au cours du Boréal et se poursuit jusqu'au Subboréal (Paris-Quai-Branly, Chaussé *et al.* 2008).

Dans les grandes vallées du Bassin parisien, une sédimentation détritique, limono-argileuse est enregistrée dans les lits mineurs et témoigne d'une première déstabilisation majeure de la couverture limoneuse pédogénéisée sur les versants (Pastre *et al.* 1997, 2002, 2003). Ces formations, attribuées postérieurement au Néolithique final par *terminus post quem* et par datation radiocarbone (4700 BP) à Armancourt dans la vallée de l'Oise (Pastre *et al.* 1997, 2002) sont à mettre en relation avec les formations limoneuses fines à traits réductiques observées dans la séquence de Manéhouville (US 3). Les auteurs attribuent cet épisode d'apports détritiques à la fois à « l'accentuation probable des activités agricoles du Néolithique récent » mais suggèrent également qu'il s'agit d'une « cause pertinente » de la péjoration climatique mise en avant vers 4600 BP dans les lacs du Jura (Magny 1995).

Dans l'Est de la France (bassin versant du Gingsheimerbaechel, Bas-Rhin, Ertlen *et al.* 2012), les premières phases de déstabilisation des sols sur les plateaux lössiques et les versants interviennent également au Néolithique (Ertlen *et al.* 2012), et sont enregistrées dans les vallons de premier ordre. Cette période est toutefois suivie d'une stabilité morpho-sédimentaire au cours de l'âge du Bronze, qui s'exprime par une reprise de pédogenèse sur colluvions (comme pour les plateaux du Calvados, Germain-Vallée et Lespez 2011a, ou dans l'Est Lyonnais, Franc 2005). A Villers-Ecalles, cette pédogenèse n'a pas été reconnue, ce qui témoigne d'une diachronie dans les événements, liée principalement aux phénomènes locaux d'occupation des sols comme cela a été mis en évidence pour le Calvados (Germain-Vallée et Lespez 2011a, 2011b, 2012).

Par la suite, dans le bassin alsacien du Gingsheimerbaechel, c'est à partir du premier âge du Fer (plus précisément entre 810 et 740 cal. BC) que les sols développés sur substrat lössique sont à nouveau majoritairement tronqués et que les vallons enregistrent des épisodes d'apports limoneux à limono-sableux rapides et massifs (Ertlen *et al.* 2012). A Villers-Ecalles, cette phase est plus tardive : attribuée à La Tène (date Poz-60361, 393-206 cal. BC) elle est synchrone de l'occupation des plateaux et des versants au cours de cette période.

Ainsi, les schémas d'évolution des vallées du Bassin parisien et du Nord et de l'Est de la France, dans lesquels s'inscrivent les sites normands évoqués, témoignent de la complexité spatio-temporelle des réponses aux interactions Homme/milieus et ainsi d'une mosaïque de pression anthropique différentielle. Cette réponse morpho-sédimentaire des hydrosystèmes face aux impacts anthropiques et climatiques peut parfois s'opérer avec un décalage et une diachronie liés à l'expression de variations locales : anthropisation plus ou moins tardive, plus ou moins

forte (pression différentielle). Il apparaît toutefois que les sites de Villers-Ecalles, Brionne et Manéhouville enregistrent les événements majeurs reconnus à l'échelle interrégionale : 1) crise détritique du Dryas récent, 2) diagenèse tufacée au Préboréal, 3) déstabilisation des versants à partir de l'âge du Fer et 4) atterrissement des fonds de vallée au Subatlantique sous l'action combinée de l'anthropisation et du PAG.

Il convient désormais de remettre ces données dans le contexte du Nord-Ouest européen afin de comparer ce corpus de sites normands aux événements morpho-dynamiques majeurs au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène en Europe du Nord-Ouest.

3.2. Les bilans d'érosion/sédimentation à l'Holocène dans le Nord-Ouest européen

Les nombreuses études réalisées ces dernières années dans le Nord-Ouest européen sur les bilans d'érosion/sédimentation au cours de l'Holocène permettent de remettre nos sites d'étude normands dans un contexte plus large, puisque les troncatures érosives des sols développés sur les plateaux et la quantification des bilans érosion/sédimentation ont notamment été étudiées pour plusieurs bassins versants allemands (Dotterweich 2008, 2012, fig.6.23 ; Reiß *et al.* 2009 ; Dreibrodt *et al.* 2010) et belges (Verstraeten *et al.* 2009b).

Contrairement aux zones sources documentées en Normandie sur le site de Villers-Ecalles, une instabilité des plateaux est enregistrée en Allemagne avec une première phase d'érosion des sols autour de 10300 BP (Dreibrodt *et al.* 2010). Deux autres phases, également attribuées à des forçages d'origine climatique (péjorations climatiques enregistrées dans la courbe NGRIP, Lowe *et al.* 2008 ; Walker *et al.* 2012) se manifestent par une troncature des sols à 9300 BP et 8200 BP (8200 BP event, Dreibrodt *et al.* 2010). Les plateaux et les versants du centre de l'Allemagne voient une augmentation de l'instabilité entre 7500 et 6300 cal. BP (Dreibrodt *et al.* 2010), suivie d'une petite période de biostasie au cours de l'âge du Bronze. Toutefois, certains bassins versants du Nord-ouest européen enregistrent des épisodes colluviaux ponctuels à cette période (bassin rhénan, Thiemeyer *et al.* 2005 ; sites de Pleiser Hügelland, Albersdorf et Woserin, Dotterweich 2008, 2012). De même, dans la partie centrale de l'Europe (plateau de Glubczyce en Pologne, Dotterweich 2008, fig.6.23), les phénomènes d'érosion des versants sous forme de ravines et des manifestations sous forme de cônes détritiques en pied de versant, sont enregistrés précocement à partir de 4200 cal. BP.

Si au sein des petits bassins versants étudiés pour la Normandie, un hiatus a été mis en évidence pendant la première moitié de l'Holocène dans les fonds de vallée (Brionne/Manéhouville), cela n'indique pas pour autant une absence de dynamiques morpho-sédimentaires à l'échelle du Nord-Ouest européen. Les travaux menés en Belgique sur la quantification des bilans sédimentaires holocènes au sein de bassins versants à couverture lœssique (Verstraeten *et al.* 2009a, 2009b) ont mis en évidence qu'une partie notable des dépôts colluviaux issus de la troncature des luvisols reste stockée à proximité des zones sources (dans les vallées sèches et en pieds de versant pour 38% de ces apports). Seul 23% du matériel érodé se retrouve dans les fonds de vallées des petits hydrosystèmes pérennes et 39% de ces sédiments parvient à rejoindre les grandes vallées. Il est ainsi possible de supposer que dans les petits bassins versants normands (Ru des Fontaines, vallée de la Scie), les crises morpho-sédimentaires liées aux occupations par les sociétés du Néolithique se manifestent, mais que les produits d'érosion ne parviennent pas jusque dans les fonds de vallée, notamment d'ordre supérieur. Il peut donc y avoir une différenciation spatiale qui s'exprime de l'amont à l'aval dans le transit sédimentaire.

Dans le Sud-Ouest de l'Angleterre, les versants et les vallons enregistrent une accélération de l'érosion d'origine anthropique antérieure à celle décrite sur le site de Villers-Ecalles, puisque c'est à partir de l'âge du Bronze que la charge détritique s'accroît suite à l'intensification des pratiques agro-pastorales (Favis-Mortlock *et al.* 1997). Cette période coïncide également avec les enregistrements détritiques documentés en Allemagne (vallée du Rhin, Thiemeyer *et al.* 2005 ; partie centrale de l'Allemagne, Dotterweich 2008). Toutefois, pour la partie méridionale de l'Angleterre, il a été démontré que les archives colluviales varient d'un site à un autre et que ces processus s'enregistrent de façon diachronique selon les vallons étudiés (Wilkinson 2009). Dans les vallées britanniques, ces apports se manifestent par un colmatage des chenaux vers 2000 cal. BP (Johnstone *et al.* 2006 ; Lewin *et al.* 2005). Les auteurs s'accordent toutefois à dire que la pression anthropique accélère les taux d'alluvionnement enregistrés dans les vallées depuis le Subboréal, sans qu'elle en constitue l'origine du démarrage (Lewin *et al.* 2005 ; Collins *et al.* 2006 ; Johnstone *et al.* 2006).

Les enregistrements détritiques dans les petits vallons et les vallées en Allemagne et pour le Nord-Ouest européen s'accroissent à l'âge du Fer, entre 2800 et 2400 cal. BP (Dotterweich 2008), bien que ces enregistrements soient un peu plus précoces que ceux mis en évidence en Normandie à Villers-Ecalles. Les travaux réalisés en Belgique mettent cependant en lumière des phases morpho-sédimentaires similaires à celles mises en avant pour les sites de Villers-Ecalles, Brionne et Manéhouville. En effet, au sein du bassin versant du Nethen (centre de la

Belgique), les taux d'érosion des sols sont faibles avant la transition entre l'âge du Bronze et l'âge du Fer et les dépôts sédimentaires sont principalement concentrés dans les vallées (Verstraeten *et al.* 2009a, 200b). A partir de la transition entre le premier et le second âge du Fer, autour de 500 BC, les auteurs soulignent une augmentation de la charge sédimentaire stockée dans les vallées sèches, qu'ils attribuent au développement des pratiques agropastorales (forçage anthropique), modèle dans lequel s'inscrit le vallon d'Ecalles.

Au cours de la transition entre l'Antiquité et le haut Moyen-Âge, les versants des petits bassins allemands sont particulièrement peu marqués par les processus érosifs (Dotterweich 2008, 2012 ; Reiß *et al.* 2009), malgré une petite péjoration climatique identifiée en Europe entre 536 et 660 AD (Late Antique Little Ice Age – LALIA, Büntgen *et al.* 2016), celle-ci n'étant toutefois pas uniforme dans le temps et l'espace (Büntgen *et al.* 2017). En Belgique, c'est toutefois à partir de 1000 AD que la charge sédimentaire stockée dans les vallées principales augmente de façon significative (Verstraeten *et al.* 2009a, 2009b). Pour le Nord-Ouest européen, et particulièrement en Allemagne, de nombreux événements érosifs majeurs sont documentés de façon synchrone (fig.6.23) à la fin de l'époque médiévale (Dotterweich 2008, 2012) et coïncident avec le début du Petit Âge Glaciaire. Toutefois, certains auteurs indiquent que pour quelques bassins versants du sud de l'Allemagne (Lang 2003) et du Nord-Ouest européen (Pays-Bas, De Moor *et al.* 2008) les forçages climatiques (OCM et PAG) ne joueraient qu'un rôle mineur dans les processus de déstabilisation des versants. Les archives sédimentaires stockées dans les petits vallons et vallées en Allemagne définissent une période au cours de laquelle le détritisme est à son maximum aux alentours de 600 cal. BP, avant un impact anthropique fortement marqué au cours des XVIII^e et XIX^e siècles (Lang 2003 ; Thiemeyer *et al.* 2005 ; Dotterweich 2008, 2012).

Ainsi, suivant les secteurs étudiés à l'échelle du Nord-Ouest européen, les troncatures érosives des sols développés sur les plateaux se manifestent réellement entre l'âge du Bronze et l'âge du Fer, en lien avec l'occupation des sols à l'échelle locale. Les sites normands obéissent également à ce schéma, puisque l'impact anthropique apparaît comme synchrone à la Protohistoire entre les sites du Calvados et ceux de l'Eure/Seine-Maritime.

Enfin, le Subatlantique du Nord-Ouest européen est marqué par une augmentation de la pression anthropique qui, conjuguée aux forçages climatiques, entraîne une hausse des processus d'érosion/sédimentation. Ces événements majeurs ont été enregistrés sur les sites normands qui s'insèrent ainsi dans un modèle régional bien défini pour les périodes récentes.

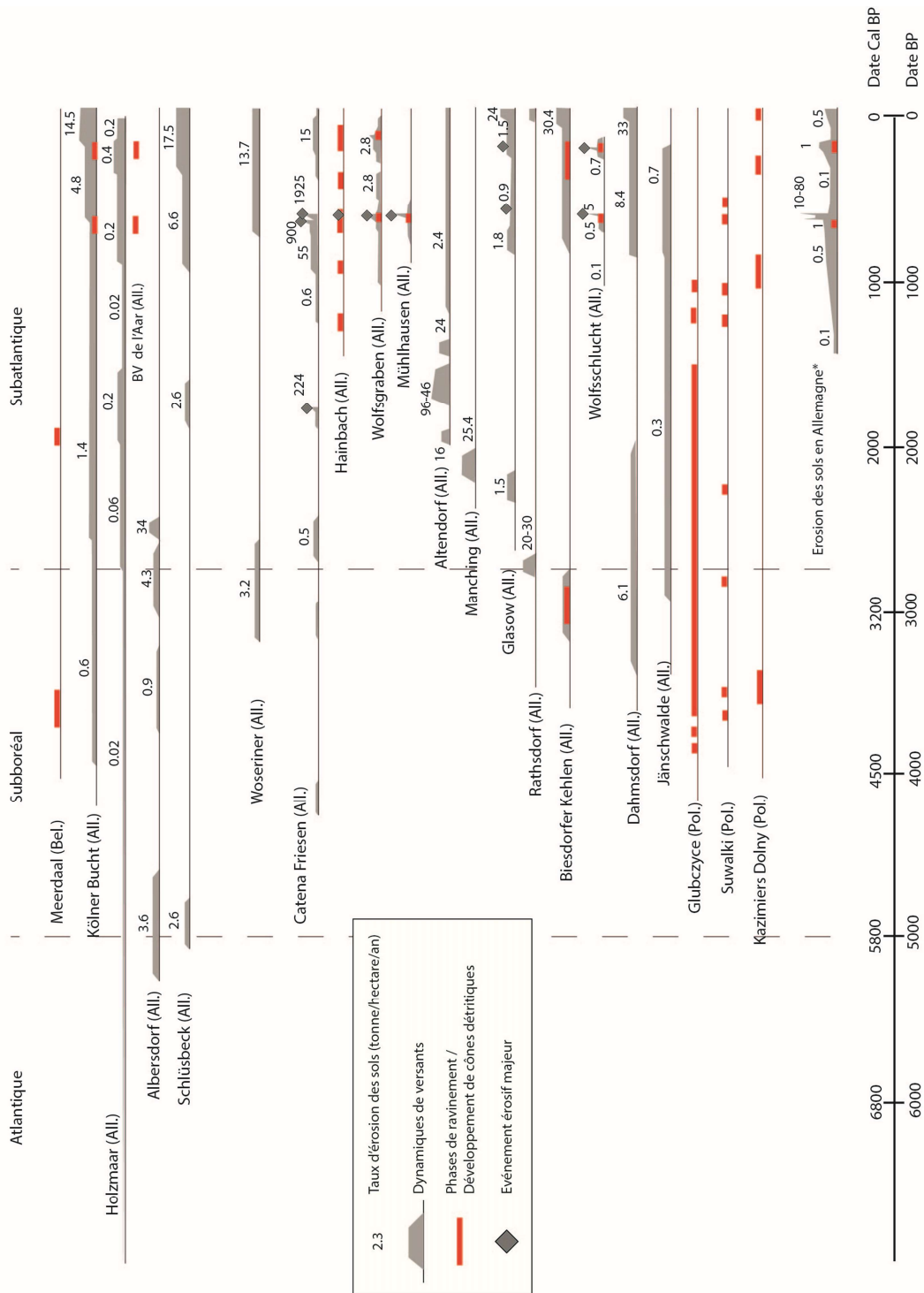


Figure 6.23 : Quantification des dynamiques érosives des sols sur plateaux et versants en Allemagne, Belgique et Pologne (modifié d'après Dotterweich 2008)

CONCLUSION DU CHAPITRE 6

La remise en contexte multiscalaire des observations des séquences tardiglaciaires et holocènes des sites de Villers-Ecalles, Brionne et Manéhouville a permis de mettre en avant des épisodes communs dans les enregistrements des sites normands avec ceux des bassins versants du Nord-Ouest européen.

En confrontant les données analytiques puis chronologiques des trois sites étudiés, il a ainsi pu être démontré qu'au cours de l'Holocène, l'augmentation progressive de la pression anthropique déjà bien documentée pour les départements de l'Orne, du Calvados, ou encore la partie centrale du Bassin de Paris, a joué un rôle fondamental dans les dynamiques des paysages à partir du Néolithique puis de la Protohistoire. Ces trois études ont également permis de démontrer à la fois les caractères complexes, synchrones et diachrones, des événements : si le signal anthropique est particulièrement bien marqué pour la fin de l'âge du Fer pour certains secteurs (Manéhouville et Villers-Ecalles), pour d'autres, c'est le signal climatique qui est particulièrement bien identifié à la transition Tardiglaciaire/Holocène (Brionne, Manéhouville). Ces études s'insèrent également dans des modèles bien connus à l'échelle régionale et interrégionale. En effet, les séquences décrites par les études précédemment réalisées dans la vallée de la Seine et ses affluents ont permis de confronter les niveaux repères mis en lumière par les trois études de cas, et de comprendre et appréhender les grandes phases d'évolution morpho-sédimentaire dans les fonds de vallée au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. En outre, les plateaux (Villers-Ecalles) obéissent à un schéma également bien documenté pour l'ex-Basse-Normandie et mettent en avant une troncature des sols (luvisols) à partir de la fin de la Protohistoire. Ces études des unités de plateaux normands s'insèrent également dans les modèles bien définis pour le Nord-Ouest européen, à travers les études des bilans d'érosion/sédimentation réalisées en Allemagne ou en Belgique.

Conclusion générale et perspectives de recherches

Rappel du contexte, de la thématique de recherche et des objectifs

La démarche proposée dans le cadre de ce travail de doctorat est basée sur la confrontation transdisciplinaire de données issues de la géographie physique, des géosciences et de l'archéologie. La problématique de cette étude (chapitre 1) était d'appréhender et de définir la nature des forçages impactant les dynamiques morpho-sédimentaires au cours des 10 000 dernières années en Normandie (Nord-Ouest du Bassin parisien) afin d'aboutir à une meilleure compréhension des interactions Homme/climat/milieux à différentes échelles spatiales et temporelles, pour différents types de sites. Afin de répondre à ces questionnements, l'objectif principal de ce travail consistait donc à déterminer les périodes clés de l'évolution morpho-sédimentaire et définir leurs origines climato-anthropique en étudiant les différents compartiments du géosystème et leur continuité, intégrés dans un transect depuis le plateau jusqu'au fond de vallée/vallon. Les objectifs spécifiques permettant de répondre à cette problématique ont ainsi porté sur l'identification des manifestations des dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires au sein des petits hydrosystèmes, puis sur la mise en évidence des enregistrements-types (niveaux repères) permettant d'en discriminer l'origine climatique et/ou anthropique lorsque cela était possible.

Trois secteurs d'étude ont été sélectionnés pour documenter chacune des unités du géosystème normand, à l'aide de deux sites en Seine-Maritime et un dans l'Eure, présentant des contextes lithologiques, pédologiques, géomorphologiques et archéologiques différents. Ces trois secteurs distincts ont toutefois fait l'objet d'une démarche méthodologique commune, basée sur un croisement des données de terrain et de laboratoire (chapitre 2).

Synthèse des acquis

Dans un premier temps, nous avons tenté d'aboutir à une compréhension du contexte géomorphologique, pédologique et archéologique local pour chacun des sites d'étude, afin d'appréhender les problématiques liées à la taphonomie des dépôts et des vestiges associés. C'est ainsi que les luvisols développés sur les plateaux et les versants loessiques ont été définis

comme des secteurs particulièrement sensibles aux processus érosifs au cours de l'Holocène (chapitre 3). L'observation des profils pédo-sédimentaires, la réalisation de transects permettant de définir les toposéquences et la spatialisation des informations ont permis d'identifier les phases détritiques pour chaque site. Ainsi, pour le site de plateau de Villers-Ecalles, l'étude a révélé une intense troncature de l'horizon Bt du luvisol développé au cours de l'Holocène, provoquée à partir de la fin de la Protohistoire par un forçage anthropique. Ce dernier a donc notablement influencé les processus d'érosion des sols et les dynamiques de versant, qui se manifestent par une intensification du stockage sédimentaire dans les zones de piégeage. L'influence parfois conjointe du forçage climatique (Petit Âge Glaciaire) et de la pression anthropique a entraîné une crise morpho-sédimentaire majeure enregistrée sur ce premier site d'étude à partir de la fin de l'époque médiévale. Ces crises récentes, qui s'expriment par des apports détritiques et des processus d'érosion au sein des vallons et des petites vallées normands depuis la fin de la Protohistoire (au cours du Subatlantique, chapitres 3, 4 et 5), sont donc également bien identifiées pour ce site de plateau.

Dans un second temps, nous nous sommes donc penchés sur l'identification et la caractérisation des archives et des faciès pédo-sédimentaires tardiglaciaires et holocènes, afin de documenter les remplissages en pied de versant et dans les petites vallées (chapitres 4 et 5). L'observation des archives pédo-sédimentaires sur le site de Brionne, à la confluence entre deux hydrosystèmes (le Ru des Fontaines et la Risle), a révélé l'existence de niveaux repères permettant d'appréhender l'évolution morpho-sédimentaire de ces unités géomorphologiques à l'échelle locale (chapitre 4). Ces archives ont permis d'identifier un site de référence pour documenter les forçages climatiques au Tardiglaciaire (Dryas moyen, Allerød, Drays récent) et au début de l'Holocène (Préboréal/Boréal) ainsi que la mise en place de processus biogéniques (formation d'édifices tufacés) en pied de versant.

Enfin, la rythmicité des phases d'érosion/sédimentation et la temporalité des événements morpho-sédimentaires ont pu être renseignées pour l'un des secteurs d'une petite vallée littorale (la Scie) du nord de la Seine-Maritime (chapitre 5). Le début de l'Holocène (Boréal/Atlantique) y est caractérisé par une phase de stabilité et une absence d'enregistrement sédimentaire. Cependant, à partir du Subboréal, le développement des zones humides apparaît conjointement avec la mise en place de petits apports détritiques ponctuels, à mettre en relation avec les premières manifestations du signal anthropique au Néolithique. À partir du début du Subatlantique, l'atterrissement des zones humides se met en place progressivement, même si des niveaux tourbeux persistent jusqu'à l'époque médiévale. Cette crise morpho-sédimentaire

majeure, enregistrée sur le site de plateau de Villers-Ecalles au début de l'époque moderne, se manifeste également dans ce fond de vallée. En Normandie, le détritisme s'accélère donc à partir de la seconde moitié du Subatlantique sous l'action présumée combinée de la péjoration climatique du Petit Âge Glaciaire et de la pression anthropique croissante sur les milieux (activité agricole, défrichement). L'étude de la vallée de la Scie permet ainsi d'établir un référentiel pour les petites vallées littorales (estuariennes) du nord de la Seine-Maritime.

Cette temporalité des crises morpho-sédimentaires étudiées sur les trois sites s'inscrit dans un cadre plus régional, et coïncide également avec des épisodes bien documentés dans la Basse vallée de Seine et ses affluents, tout comme dans les petites vallées littorales du Calvados (chapitre 6). C'est ainsi qu'après avoir effectué une première confrontation des données issues des trois sites de notre corpus normand, une mise en perspective spatiale et temporelle des événements morpho-sédimentaires a été proposée à l'échelle du Nord de la France et du Nord-Ouest de l'Europe (chapitre 6). Cette spatialisation de l'information dans un contexte élargi a mis en évidence une réponse souvent synchrone des événements morpho-sédimentaires aux forçages climato-anthropiques, bien que l'on observe également une signature plus locale dans ces schémas d'évolutions, avec des réponses diachrones et plus ou moins marquées. Toutefois, la synchronicité des réponses ne témoigne pas d'un forçage similaire, puisque celui-ci peut différer suivant le contexte archéologique ou physique. De même, d'autres réponses peuvent être diachrones malgré un forçage identique. La complexité des réponses des hydrosystèmes est donc à prendre en compte, avec parfois des événements décalés suivant les contextes d'occupation anthropique.

Les travaux réalisés préalablement en Basse vallée de la Seine (Sebag 2003 ; Frouin 2007 ; Sechi et al. 2010 ; Levigneux 2011 ; Sechi 2012 ; Chaussé in Marcigny et Mazet 2016) ont servi de référence pour caractériser les remplissages sédimentaires et les forçages principaux identifiés à l'Holocène pour l'hydrosystème séquanien et de ses affluents directs. Ils ont ainsi permis de mener une approche comparative avec les petits bassins versants étudiés dans cette thèse, à laquelle nous avons tenté d'apporter une dimension multiscalaire en nous intéressant à des compartiments (petits vallons, bétouilles) jusqu'alors peu étudiés à l'échelle régionale.

Perspectives de recherches

Le corpus de données étudié dans le cadre de cette thèse a ainsi donné lieu à une première approche synthétique concernant la réponse morpho-sédimentaire des petites vallées

normandes et de leurs bassins versants aux forçages d'origine climatique et/ou anthropique. Toutefois, ce corpus ne constitue qu'une fenêtre d'observation témoignant d'événements parfois locaux et diachrones, bien qu'en partie corrélable avec les grandes crises morpho-sédimentaires identifiées à l'échelle interrégionale. La continuité de l'acquisition des données sur le long terme et une multiplication des études transdisciplinaires sur les séquences pédo-sédimentaires de ces petits bassins versants est donc nécessaire afin d'établir un modèle spatial d'évolution régional fiable.

L'étude des secteurs de plateaux et de versants normands réalisée à Villers-Ecalles pourrait être particulièrement agrémentée par des opérations de sondages dans la vallée de l'Austreberthe, en aval du vallon d'Ecalles. De telles opérations permettraient d'affiner les données concernant la variabilité pédo-sédimentaire spatiale au sein du même bassin versant pour l'ensemble des compartiments, et d'appréhender les éventuelles phases de crises morpho-sédimentaires non renseignées pour le début de l'Holocène. La recherche de profils intègres de luvisols (non tronqués) et d'archives d'avantages dilatées dans des contextes morphologiques particuliers (axes de vallons, zones à soutirage) permettrait de quantifier les transferts et les stockages sédimentaires pour chaque période clé d'évolution morpho-sédimentaires holocène.

Les archives pédo-sédimentaires du site de Brionne ont de leur côté mis en évidence un enregistrement local des forçages climatiques au Tardiglaciaire. La mise au jour de nouvelles séquences tardiglaciaires conservées dans les petits bassins versants permettrait d'établir un vrai référentiel pour cette période, selon une approche multi-proxy croisant les biomarqueurs malacologiques et palynologiques avec les données chronostratigraphiques et si possible, archéologiques. De plus, les analyses phytolithiques permettraient de caractériser les archives pédologiques et/ou sédimentaires et fourniraient des informations locales, en révélant les enregistrements des changements de végétation d'origine climatique et/ou anthropique (Ertlen 2009). La réalisation de ces analyses sur de nouvelles séquences localisées à proximité des zones de résurgences karstiques (et donc présentant potentiellement des faciès tufacés corrélables aux données obtenues sur Brionne) permettrait donc de compléter et d'affiner le corpus de données paléoenvironnementales existant en Normandie.

Le Nord de la Seine-Maritime présente également de nombreuses petites vallées littorales aux bassins versants de taille comparable à celui de la Scie. Ainsi, des opérations de sondages selon des transects amont/aval dans les bassins de la Béthune, de l'Arques, de la Bresle ou encore du Dun permettraient d'enrichir considérablement le corpus de données obtenues dans le cadre de

ce travail de doctorat et d'affiner les observations déjà réalisées sur les petits hydrosystèmes tels que le Ru des Fontaines ou la Scie. En outre, parmi les données obtenues sur l'évolution morpho-dynamique des sites étudiés, cela permettrait de définir lesquelles sont généralisables à l'ensemble du Nord-Ouest du Bassin parisien et de faire la part entre l'évolution locale et régionale.

Enfin, la multiplication d'opérations archéologiques sur divers compartiments du géosystème normand et dans des contextes lithologiques, pédologiques et morphologiques variés pourrait permettre, à terme, de proposer une quantification des bilans érosions/sédimentation au cours de l'Holocène, qui pourrait être corrélable aux modèles déjà existants pour les régions limitrophes (Calvados, Viel 2012) ou plus largement à l'échelle du Nord-Ouest européen (Dotterweich 2008, 2012 ; Verstraeten *et al.* 2009a et 2009b, Dreibrodt *et al.* 2010). En proposant des recherches plus particulièrement centrées sur les têtes de bassins, à travers des mesures de profils pédologiques (épaisseurs des horizons d'accumulation des luvisols), et en croisant les données avec celles déjà obtenues dans le cadre de ce travail, il serait possible de quantifier les taux d'érosion au cours de l'Holocène.

La poursuite de ces thématiques transdisciplinaires ainsi qu'une meilleure articulation spatiale dans l'analyse des différents compartiments offrent donc de belles perspectives de recherches sur les réponses aux manifestations des forçages anthropiques et climatiques tardiglaciaires et holocènes.

Bibliographie

A

ADOLPHE J.-P. & ROFES G., 1973, « Concrétionnements calcaires de la Lévrière (affluent de l'Epte, sous affluent de la Seine, département de l'Eure) », *Bulletin de l'Association française du Quaternaire*, vol.10, n°2, pp. 79-87.

ALLEY R.B, MAYEWSKI P.A, SOWERS T., STUIVER M., TAYLOR K.C., CLARK P.U., 1997, « Holocene climatic instability : a prominent widespread event 8200 yr ago », *Geology*, 25, pp. 483-486.

ANDREWS J., 2006, « Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas : Synthesis and review », *Earth-Science Reviews*, pp. 85-104.

ANEST A. & LEDER S., 2013, *Cartographie géophysique de la vallée de la Scie, Anneville-sur-Scie (76)*, rapport final, Geocarta, 25 p.

ANTOINE P., 1997, « Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pléniglaciaire/Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du Bassin de la Somme », *Géographie Physique et Quaternaire*, vol.51, num.1, pp. 93-106.

ANTOINE P., LAUTRIDOU J.-P., SOMME J. *et al*, 1998, « Les formations quaternaires de la France du Nord-Ouest : Limites et corrélations », *Quaternaire* vol. 9, N°3, pp. 227-241.

ANTOINE P., LAUTRIDOU J.-P. & LAURENT M., 2000, “ Long term fluvial archives in NW France : response of the Seine and Somme Rivers to tectonic movements, climatic variations and sea level changes”, *Geomorphology* 33, pp. 183-207

ANTOINE P., FAGNART J.-P., LIMONDIN-LOZOUET N. & MUNAUT A.-V., 2000b, « Le Tardiglaciaire du bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données », *Quaternaire*, vol.11 (2), pp. 85-98.

ANTOINE P., MUNAUT A.-V., LIMONDIN-LOZOUET N., PONEL P. & FAGNART J.-P., 2002, « Réponse des milieux de fond de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début Holocène) d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la France). Processus et bilans sédimentaires », *in BRAVARD J.-P. & MAGNY M. (eds), Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*, Errance, pp. 15-27.

ANTOINE P., AUGUSTE P., BAHAIN J.-J., COUDRET P., DEPAEPE P., FAGNART J.-P., FALGUERES C., FONTUGNE M., FRECHEN M., HATTE C., LAMOTTE A., LAURENT M., LIMONDIN-LOZOUET N., LOCHT J.-L., MERCIER N., MOIGNE A.-M., MUNAUT A.-V., PONEL P. & ROUSSEAU D.-D., 2003a, « Paléoenvironnements pléistocènes et peuplements paléolithiques dans le Bassin de la Somme (nord de la France) », *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, T.100, num 1, pp. 5-28.

ANTOINE P., MUNAUT A.-V., LIMONDIN-LOZOUET N., PONEL P., DUPERON J. & DUPERON M., 2003b, « Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France) », *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 2061-2076.

ANTOINE P., BAHAIN J.-J., DEBENHAM N., FRECHEN M., GAUTHIER A., HATTÉ C., LIMONDIN-LOZOUET N., LOCHT J.-L., RAYMOND P. & ROUSSEAU D.-D., 2003c, « Nouvelles données sur le Pléistocène du Nord du Bassin Parisien : les séquences loessiques de Villiers-Adam (Val-d'Oise, France) », *Quaternaire*, 14 (4), pp. 219-235.

ANTOINE P., GOVAL E., JAMET G., COUTARD S., MOINE O., HÉRISSON D., AUGUSTE P., GUÉRIN G., LAGROIX F., SCHMIDT E., ROBERT V., DEBENHAM N., MESZNER S. & BAHAIN J.-J., 2014, « Les séquences loessiques pléistocène supérieur d'Havrincourt (Pas-de-Calais, France) : stratigraphie, paléoenvironnements, géochronologie et occupations paléolithiques ». *Quaternaire*, 25 (4), pp. 321-368.

AOUSTIN D., 2016, « Vallée de la Scie, Manéhouville-sur-Scie (Seine-Maritime). Analyse xylologique des bois gorgés d'eau », in GONNET TODISCO D., RASSE M., MOURALIS D., 2016, *Evolution et dynamique sédimentaire Holocène du fond de vallée de la Scie : géoarchéologie alluviale du secteur de Manéhouville-Sur-Scie (Seine-Maritime, Normandie)*, rapport remis au Service régional d'archéologie de Haute-Normandie (SRA-DRAC) et à la Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement (DREAL), 88 p.

AOUSTIN D. & LEROYER C., 2016, « Etudes paléoenvironnementales : la Palynologie », in MARCIGNY C. & MAZET S. (dir), 2016, *Alizay – le Postel, le pré rompu, le Chêne, le Port au chanvre, les Diguets – Igoville – Le fort, les Limais. Au bord de l'eau ! Les occupations humaines d'une berge de la Seine du Tardiglaciaire à nos jours*, Rapport d'opération archéologique, INRAP, vol. 1, p. 264-286

AUBRY B., GHESQUIERE E., MARCIGNY C., MAZET S., CHANTREUIL L., GALLOUIN E., MANCEAU L., THERON V., 2012, *Les occupations néolithiques du site d'Alizay/Igoville « Le Postel, le Port au Chanvre » (Eure), présentation liminaire tranche I*, Ouvrage du colloque internéo 9 – 2012, Association pour l'étude interrégionale sur le Néolithique et Société Préhistorique française, pp. 147-154.

AUFFRET J.-P., BIGNOT G., BLONDEAU A., CAVELIER C. & POMEROL C., 1975, « Géologie du Bassin Tertiaire de la Manche Orientale au large du Pays de Caux », *Philosophical transactions of the Royal Society of London*, 279, pp. 169-176.

AUZET V., 1987, « L'érosion des sols cultivés en France sous l'action du ruissellement », *Annales de Géographie*, t.96, n°537, pp. 529-556.

ARNAUD-FASSETTA G., 2003, « River channel changes in the Rhône Delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management », *Catena* 51, 141-172.

ARNAUD-FASSETTA G., 2007, *L'hydrogéomorphologie fluviale, des hauts bassins montagnards aux plaines côtières : entre géographie des risques, géoarchéologie et géosciences*, mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches (HDR) en géographie physique, Université Paris 7, 3 vol. 35 p. 435 p. & 357 p.

ARNAUD-FASSETTA G., 2008, « La géoarchéologie fluviale : concepts, attendus et méthode d'étude rétrospectives appliqués à la caractérisation du risque hydrologique en domaine méditerranéen », *Echogéo* 4, pp. 1-12.

ARNAUD-FASSETTA G., CARCAUD N., CASTANET C. & SALVADOR P-G., 2010, "Fluvial palaeoenvironments in archaeological context : geographical position, methodological approach and global change – Hydrological risk issues", *Quaternary International*, 216, pp. 93-117.

B

BAKALOWICZ M., 1992, « Géochimie des eaux et flux de matières dissoutes. L'approche objective du rôle du climat dans la karstogenèse », *Karst et Evolution climatique*, presses universitaires de Bordeaux, pp. 61-74.

BAKER A. & SIMMS M., 1998, « Active deposition of calcareous tufa in Wessex, UK, and its implication for the 'Late-Holocene tufa decline' », *The Holocene*, 8 (3), pp.359-365.

BAIZE D. & JABIOL B., 1995, *Guide pour la description des sols*, QUAE, 375 p.

BAIZE D. & GIRARD M-C. (dir), 2008, *Référentiel pédologique*, Association française pour l'étude du sol, éditions Quae, 435 p.

BAIZE D., DUVAL O. & RICHARD G., 2013, *Les sols et leurs structures, observations à différentes échelles*, Editions QUAE, 264 p.

BARBER K.E., CHAMBERS F.M. & MADDY D., 2003, "Holocene Palaeoclimates from peat stratigraphy: macrofossil proxy climate records from three oceanic raised bogs in England and Ireland", *Quaternary Science Reviews* 22, pp. 501-539.

BARBIER D., VISSET L. & BURNOUFF J., 2002, « Une source pollinique et son exploitation. A propos de la tourbière de Glatinié (Mayenne) », *Histoire et Sociétés Rurales*, 18, pp. 137-158.

BAUDRY A. & AUXIETTE G., 2009, « Elevage, Cheptel », in Giraud P. (dir), *Gaulois sous les pommiers : découvertes de l'âge du Fer en Basse-Normandie, IX^{ème} – I^{er} siècle av. J.-C.*, Conseil Général du Calvados, Editions Cahiers du Temps, pp. 48-50.

- BEAUCHAMP A., LESPEZ L. & DELAHAYE D., 2017a, « Impacts des aménagements hydrauliques sur les systèmes fluviaux bas-normands depuis 2000 ans, premiers résultats d'une approche géomorphologique et géoarchéologique dans la moyenne vallée de la Seulles », *Quaternaire*, 28 (2), pp. 253-258.
- BEAUCHAMP A., LESPEZ L., ROLLET A.-J., GERMAIN-VALLEE C. & DELAHAYE D., 2017b, « Les transformations anthropiques d'un cours d'eau de faible énergie et leurs conséquences, approche géomorphologique et géoarchéologique dans la moyenne vallée de la Seulles, Normandie », *Géomorphologie : Relief, processus, environnement*, 23 (2).
- BEGUIER I., GERMAIN-VALLEE C. & HINCKER V., 2011, « Etude micromorphologique du Chemin Saulnier : apport de l'archéologie des paysages de la Plaine de Caen (Calvados, Basse-Normandie) », *Norois, environnement, aménagement, société*, 220, pp. 121-142.
- BERGER J.-F., 2008, *Impact de la paléodynamique fluviale holocène sur l'occupation des sols dans les basses plaines alluviales du Rhône moyen : corrections taphonomiques et modélisations prédictives*, colloque « Ol'man river » aspects géo-archéologiques des rivières et des plaines alluviales.
- BERGER J.-F., BROCHIER J.-L., BRAVARD J.-P., 2000, « La géoarchéologie en France : définition et champs d'application », *Les Nouvelles de l'Archéologie*, Maison des Sciences de l'Homme, 81, pp. 37-47.
- BERGER J.-F., DELHON C., MAGNIN F., BONTE S., PEYRIC D., THIEBAULT S., GUILBERT R. & BEECHING A., 2016, « A fluvial record of the mid-Holocene rapid climate changes in the middle Rhone valley (Espeluche-Lalo, France), and their impact on the Late Mesolithic and Early Neolithic societies », *Quaternary Science Reviews*, 136, pp. 66-84.
- BERGER J.-F., LESPEZ L., KUZUCUOGLU C., GLAIS A., HOURANI F., BARRA A. & GUILAINE J., 2016, « Interactions between climate change and human activities during the early to mid-Holocene in the East Mediterranean basin », *Climate of the Past*, 12, pp. 1847-1877.
- BERTRAN P. (dir.), 2004, *Dépôt de pente continentaux : dynamique et faciès*, *Quaternaire*, Hors-série n°1, 266 p.
- BERTRAN P. & TEXIER J.-P., 1997, « Géoarchéologie des versants, les dépôts de pente », in BRAVARD J.-P. & PRESTREAU M. (dir), *Dynamique du Paysage, entretien de géoarchéologie (table ronde tenue à Lyon les 17 et 18 novembre 1995)*, Documents d'Archéologie en Rhône-Alpes, Alpara, Lyon, pp. 72-117.
- BERTRAN P. & TEXIER J.-P., 1999, « Facies and microfacies of slope deposits », *Catena* 35, pp.99-121.
- BEURION C., GUILLOT B. & ROPARS A., 1994, *Incarville (Eure), échangeur d'Incarville*, Rapport de diagnostic archéologique, Service Régional de Haute-Normandie, 47 p.
- BIARD M., 2016, « Le Paléolithique supérieur final », in MARCIGNY C. & MAZET S. (dir), 2016, *Alizay – le Postel, le pré rompu, le Chêne, le Port au chanvre, les Diguets – Igoville – Le*

fort, les Limais. Au bord de l'eau ! Les occupations humaines d'une berge de la Seine du Tardiglaciaire à nos jours, Rapport d'opération archéologique, INRAP, vol.1, pp. 411-528.

BIARD M., CLIQUET D., COULTARD N., DABOVILLE J., DEDOUIT J.-J., ESCOLANO C., GHESQUIERE E., PAPILLON J. & SUAN-SUAN G., 2007, « Le Tardiglaciaire en Basse-Normandie », in CLIQUET D. (dir), *Les premiers Hommes en Normandie*, Rapport PCR, pp. 108-110.

BIARD M., PROST D., THERON V., GOSSELIN R. & HINGUANT S., 2010, *Acquigny (27), "les Diguets, la Noé" : Les derniers tailleurs de lames de l'extrême fin du Paléolithique supérieur : deux derniers locus*, Rapport final d'opération de fouille archéologique, INRAP Grand Ouest, 109 p.

BIARD M. & MARCIGNY C., 2012, "Campement Paléolithique Supérieur en bord de Seine", *Archéopages* 35, pp. 96-97

BIGNOT G., 1971, *Carte géologique de Dieppe Ouest*, 1 : 50 000, BRGM, Orléans.

BILLARD C., QUERRE G. & SALANOVA L., 1998, "Le phénomène campaniforme dans la basse vallée de la Seine : chronologie et relations habitats-sépultures", *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 95 (3), pp. 351-364.

BILLARD C., GUILLON M. & VERRON G., 2010, *Les sépultures collectives du Néolithique récent-final de Val-de-Reuil et Porte-Joie (Eure, France)*, Etudes et recherches Archéologiques de l'Université de Liège, 404 p.

BINTZ P., BOCQUET A., BOREL J.-L. & OLIVE P., 1989, "Tableau diachronique de l'Holocène et du Tardiglaciaire dans les Alpes du Nord et leur piémont : préhistoire et paléo-environnement", *Bulletin de la Société préhistorique française*, t. 86, n°2, pp.51-60.

BLOT S.J. & PYE K., 2001, "Gradistat : a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments", *Earth Surface Processes and Landforms* 26, pp. 1237-1248.

BODU P., 1995, "Un gisement à Federmesser sur les bords de la Seine, "le Closeau" à Reuil-malmaison (Hauts-de-Seine)", *Bulletin de la Société préhistorique française*, tome 92 (4), pp. 451-456.

BOIFFIN J., PAPY F., PEYRE Y., 1986, *Système de production, système de culture et risques d'érosion dans le Pays de Caux*, Min. Agri. DIAME. INAPG INRA. 154 p.

BOIFFIN J., PAPY F. & EIMBERCK M., 1988, « Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion », *Agronomie*, vol. 8 (8), pp. 663-673.

BORDES F., GRAINDOR M.-F., MARTIN Y. & MARTIN P., 1974, « L'industrie de la grotte ornée de Gouy (Seine-Maritime) », *Bulletin de la société Préhistorique Française*, Tome 71 (4), pp. 115-118.

- BOURNERIAS M., ARNAL G. & BOCK C., 2001. *Guide des groupements végétaux de la région parisienne*, 4^e éd. Belin, Paris. 640 p.
- BRADLEY R.S., 2003, *Climate of the Last Millenium*, presentation Holocene Working Group Workshop, Bjerknes Centre for Climate Research, August 2003, 5 p.
- BRAVARD J.-P., 1983, « Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône », *Revue de géographie alpine*, t.71, n°4, pp. 363-379.
- BRAVARD J.-P., 1992, « Les rythmes d'évolution morphologiques des vallées françaises au Tardiglaciaire et à l'Holocène », *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 3, pp. 207-226.
- BRAVARD J.-P., 1997, « Géoarchéologie des vallées alluviales de Rhône-Alpes depuis le Tardiglaciaire », in BRAVARD J.-P. & PRESTREAU M., (Eds), *Dynamique du paysage : entretiens de géoarchéologie*, actes de la table ronde, Lyon 17-18 Novembre 1995, DARA 15, pp. 177-201.
- BRAVARD J.-P. & PEIRY J.-L., 1999, « The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum », in MARRIOT S. & ALEXANDER J. (eds), *Floodplains: interdisciplinary Approaches*, Geological Society of London, pp. 259-268.
- BRAVARD J.-P. & MAGNY M. (dir), 2002, *Les fleuves ont une histoire, paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*, Errance, 312 p.
- BRETON D., 2011, *Haute-Normandie, Seine-Maritime, (76) Manéhouville – Sauqueville – Anneville-sur-Scie, RN 27 Partie I-A1, Diagnostic archéologique*, Rapport d'opération archéologique de diagnostic, INRAP Grand Ouest, 78p.
- BREWER R., 1964, *Fabric and mineral analysis of soils*, John Wiley and sons, 470 p.
- BRISSON C., 1929, "Excursion à Brionne", *Bulletin de la Société normande d'études préhistoriques*, tome XXVII, pp. 18-21.
- BROOthaerts N., VERSTRAETEN G., KASSE C., BOHNCKE S., NOTEBAERT B., VANDENBERGHE J., 2014, "Reconstruction and semi-quantification of human impact in the Dijle catchment, central Belgium : a palynological and statistical approach", *Quaternary Science Reviews* 102, pp. 96-110.
- BROUSSE G. & ARNAUD-FASSETTA G., 2011, « Caractérisation (2010) et évolution récente (1999-2010) du gradient granulométrique longitudinal dans les deux bras du Rhône deltaïque (France méditerranéenne) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, num.3, pp. 291-306.
- BROWN A.G., 1997, *Alluvial geoarchaeology: Floodplain archaeology and environmental changes*, Cambridge University Press, 401 p.
- BRUN P. & RUBY P., 2007, *L'Âge du Fer en France : premières villes, premiers Etats celtiques*, La Decouverte, 178 p.
- BUCHSENSCHULTZ O., 1984, *Structures d'habitats et fortifications de l'Age du Fer en France septentrionale*, Mémoires de la Société Préhistorique Française, t.8, 250 p.

BULLOCK P., FEDOROFF N., JONGERIUS A., STOOPS G., TURSINA T. 1985, *Handbook for Soil Thin Section Description*, Waine Research Publications, Wolverhampton, Rotterdam, 152 p.

BÜNTGEN U., TEGEL W., NICOLUSSI K., MCCORMICK M., FRANK D., TROUET V., KAPLAN J.O., HERZIG F., HEUSSNER K.U., WANNER H., LUTERBACHER J., ESPER J., 2011, "2500 years of European Climate Variability and Human susceptibility", *Science*, vol.331, pp. 578-582.

BÜNTGEN U., MYGLAN V.S., CHARPENTIER LJUNGQVIST F., MCCORMICK M., DI COSMO N., SIGL M., JUNGCLAUS J., WAGNER S., KRUSIC P.J., ESPER J., KAPLAN J.O., DE VAAN M.A.C., LUTERBACHER J., WACKER L., TEGEL W. & KIRDYANOV A.V., 2016, « Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to around 660 AD », *Nature Geoscience*, 9, pp. 231-236.

BÜNTGEN U., MYGLAN V.S., CHARPENTIER LJUNGQVIST F., MCCORMICK M., DI COSMO N., SIGL M., JUNGCLAUS J., WAGNER S., KRUSIC P.J., ESPER J., KAPLAN J.O., DE VAAN M.A.C., LUTERBACHER J., WACKER L., TEGEL W. & KIRDYANOV A.V., 2017, « Reply to 'Limited Late Antique cooling' », *Nature Geoscience*, 10, p. 243.

BURNOUF J., CARCAUD N., CUBIZOLLE H., TREMENT F., VISET L., GARCIN M. & SERIEYSSOL K., 2001, *Les relations sociétés/milieus physiques depuis la fin du Tardiglaciaire : les apports du programme Loire*, Quaternaire vol.12, num. 1-2, pp. 5-13.

BUSSIERE M., 1996, *L'érosion des sols cultivés en France: manifestation, coûts, remèdes*, Mémoire D.E.S.S., Université de Picardie, 136 p.

C

CAMMAS C., COURTY M.A. & FEDOROFF N., 1998, « Dynamique de la bio-structuration dans les sols cumuliques. Cas des « terres noires » de Paris », in : *Proceeding of the 16th World Congress of Soil Science (20-26 août 1998)*, Symposium 18, Montpellier, International Society of Soil Science, 8 p.

CAMMAS C. & WATTEZ J., 2009, « La micromorphologie : Méthodes et application aux stratigraphies archéologiques », in BRAVARD J-P., *La Géologie : Les sciences de la Terre appliquées à l'archéologie*, 2nde Edition, collection « Pour l'archéologue » Editions Errance, 238 p.

CAMPY M. & MACAIRE J.J., 2003, *Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*, Dunod, 440 p.

CANTI M.G. & PIEARCE T.G., 2003, « Morphology and dynamics of calcium carbonate granules produced by different earthworm species », *Pedobiologia*, 47, pp. 511-521.

CAPEZZUOLI E., GANDIN A. & PEDLEY M., 2014, « Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record : the state of the art », *Sedimentology*, 61, pp. 1-21

CARPENTIER V., GUESQUIERE E. & MARCIGNY C., 2007, *Archéologie en Normandie*, Editions Ouest-France, INRAP, Coll. Histoire, 128 p.

- CAROZZA L. & MARCIGNY C., 2007, *Les travaux et les jours : la lente transformation des sociétés paysannes de l'âge du Bronze en France métropolitaine*, l'archéologie préventive dans le monde, Editions La Découverte, 288 p.
- CARRE F., 2011, *L'archéologie en Haute-Normandie, bilan des connaissances, tome 1, Le haut Moyen-Âge*, PURH, 207 p.
- CASTANET C., 2008, *La Loire en val d'Orléans : dynamiques fluviales et socio-environnementales durant les derniers 30 000 ans : de l'hydrosystème à l'anthroposystème*, thèse de l'Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 485 p.
- CAVELIER C. & MEDIONI R., 1980, *Carte géologique de Rouen au 1/250 000 et notice explicative*, BRGM, Orléan, 45 p.
- CAZES M., MASCLE A. & BOIS C., 1988, « Principales acquisitions scientifiques ou d'intérêt industriel, étude de la croute terrestre par sismique profonde, profil nord de la France », *Technip*, pp. 223-249.
- CHAMBERS F.M., MAUQUOY D. BRAIN S.A., BLAAUW M. & DANIELL J.R.G, 2007, « Globally synchronous climate change 2800 years ago : proxy data from peat in South America », *Earth Planetary, Science Letters*, 253 (3-4), pp. 439-444.
- CHAUSSE C., 2016, « Etudes morpho-sédimentaires et chronostratigraphiques », in MARCIGNY C. & MAZET S. (dir), 2016, *Alizay – le Postel, le pré rompu, le Chêne, le Port au chanvre, les Diguets – Igoville – Le fort, les Limais. Au bord de l'eau ! Les occupations humaines d'une berge de la Seine du Tardiglaciaire à nos jours*, Rapport d'opération archéologique, INRAP, vol.1 pp.189-248.
- CHAUSSE C., LEROYER C., GIRARDCLOS O., ALLENET G., PION P. & RAYMOND P., 2008, « Holocene history of the River Seine, Paris, France : bio-chronostratigraphic and geomorphological evidence from the Quai-Branly », *The Holocene*, 18 (6), pp.967-980.
- CHEDEVILLE S., LAIGNEL B., RODET J., TODISCO D., FOURNIER M., DUPUIS E., GIROT G. & HANIN G., 2015, « The sedimentary filling in the chalk karst of the Northwestern Paris Basin (Normandy, France) : characterization, origin and hydro-sedimentary behavior », *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol.59. (1), pp. 79-101.
- CLET-PELLERIN M., HUAULT M-F., LARSONNEUR C. & PELLERIN J., 1977, « La Basse Vallée de l'Orne. Le remblaiement périglaciaire et postglaciaire. L'évolution paléogéographique et l'histoire de la végétation », *Bulletin Société Linnéenne de Normandie*, 105, pp. 23-44.
- CLET-PELLERIN M. & VERRON G., 2004, « Influence de l'Homme sur l'évolution des paysages normands pendant l'Holocène », in RICHARD H. (dir), 2004, *Néolithisation précoce. Premières traces d'anthropisation du couvert végétal à partir des données polliniques*. Annales littéraires 77, Presses universitaires Franc-comtoises, Environnement, sociétés et archéologies, 7, pp. 53-68.
- CLIQUET D., 1993, *Carte archéologique de la Gaule, l'Eure (27)*, Paris, Académie des Inscriptions et Belles Lettres, 285 p.

CLIQUET D. (dir), 2013, *Les occupations paléolithiques du gisement de Long-Buisson à Guichainville/Le Vieil Evreux (Eure – France) dans leur contexte chronostratigraphique*, Eraul 137, 166 p.

CLIQUET D. & LAUTRIDOU J.-P., 2006, *L'occupation acheuléenne de Saint-Pierre-les-Elbeuf : une implantation à la confluence de la Seine et de l'Oison, il y a environ 350 000 ans*, Haute-Normandie Archéologique, N°11 (2), pp. 49-58.

COLLINS P.E.F., 1994, *Floodplain environmental change since the Late Glacial Maximum in the Lower Kennet Valley, South-Central England*, Thèse de doctorat, Université de Reading.

COLLINS P.E.F., WORSLEY P., KEITH-LUCAS M. & FENWICK I.M., 2006, « Floodplain environmental change during the Younger Dryas and Holocene in Northwestern Europe : Insights from the lower Kenneth Valley, south central England », *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 233, pp. 113-133.

CONSTANTIN C. & ILETT M., 1982, « Le Néolithique de Villeneuve-Saint-Germain », *Revue archéologique de Picardie*, numéro spécial 1, pp. 121-127.

COOK GT., BONSALL C., HEDGES REM., MCSWEENEY K., BORONEANT V., PETTITT PB., 2001, « A freshwater diet-derived ¹⁴C reservoir effect at the stone age sites in the Iron Gates Gorge », *Radiocarbon*, 43 (2A), pp. 453-460.

COSTA S., LAIGNEL B, HAUCHARD E. & DELAHAYE D., 2006, « Facteurs de répartition des entonnoirs de dissolution dans les craies du littoral du Nord-Ouest du Bassin de Paris », *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 50 (1), pp. 95-116.

COUDRET P. & FAGNART J.-P., 1997, « Les industries à Federmesser dans le Bassin de la Somme: chronologie et identité des groupes culturels », *Bull. Soc. Préhistorique Française*, 94 (3), pp. 349-360.

COUDRET P. & FAGNART J.-P., 2006, « Données préliminaires sur les habitats de groupes de la tradition Fermesser du bassin de la Somme », in *Variabilité des habitats tardiglaciaires dans le Bassin parisien et ses alentours : quelles significations ?*, Société Préhistorique française, pp. 729-740.

COURTY M-A., GOLDBERG P. & MACPHAIL R., 1989, *Soils and Micromorphology in Archaeology*, Cambridge, Manuals in Archaeology, 344 p.

COUTARD S., DUCROCQ T., LIMONDIN-LOZOUET N., BRIDAULT A., LEROYER C., ALLENET G. & PASTRE J-F., 2010, « Contexte Géomorphologique, chronostratigraphique et paléo-environnemental des sites mésolithiques et paléolithiques de Warluis dans la vallée du Thérain (Oise, France) », *Quaternaire*, 21, (4), pp. 357-384.

COUTEAUX M., 1969, « Formation et chronologie palynologique des tufs calcaires du Luxembourg belgo-grand-ducal », *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, Volume 6, numéro 3, pp. 179-206.

CPCS, 1967, *Classification des sols*, Travaux Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols, CPCS 1963-1967, Association Française pour l'Etude du sol AFES, 100 p.

CUBIZOLLE H., 2009, *Paléoenvironnements*, Coll.U Armand Colin, 271 p.

D

DABAS M., 1999, “Contribution de la géophysique à large maille et de la géostatistique à l’étude de traces autoroutiers – Application aux ferries de la Bussière sur l’A77”, *Revue d’archéométrie*, vol. 23, pp. 17-32.

DABKOWSKI J., ANTOINE P., LIMONDIN-LOZOUET N., CHAUSSE C. & CARBONEL P., 2010, “Les microfaciès du tuf calcaire éémien (SIM 5) de Caours (Somme, France) : élément d’analyse paléocéologique du dernier interglaciaire”, *Quaternaire* 21, 2, pp. 127-137.

DABKOWSKI J., LIMONDIN-LOZOUET N., ANTOINE P., MARCA-BELL A. & ANDREWS J., 2011, “Enregistrement des variations climatiques au cours des interglaciaires d’après l’étude des isotopes stables de la calcite de tufs calcaires pléistocènes du Nord de la France : Exemple des séquences de Caours (SIM 5e ; Somme) et de la Celle-sur-Seine (SIM 11 ; Seine-et-Marne)”, *Quaternaire* 22, (4), pp. 275-283.

DABKOWSKI J., LIMONDIN-LOZOUET N., ANTOINE P., ANDREWS J., MARCA-BELL A. & ROBERT V., 2012, “Climatic variations in MIS 11 recorded by stable isotopes and trace elements in a French tufa (La Celle, Seine Valley)”, *Journal of Quaternary Science*, 27 (8), pp. 790-799.

DABKOWSKI J., 2014, “High potential of calcareous tufas for integrative multidisciplinary studies and prospect for archaeology in Europe”, *Journal of Archaeological Science*, 52, pp. 72-83.

DALEY T.J. & BARBER K.E., 2012, “Multi-proxy Holocene palaeoclimate records from Walton Moss, northern England and Dosenmoor, northern Germany, assessed using three statistical approaches”, *Quaternary International* 268, pp. 111-127.

DAMBECK R. & THIEMEYER H., 2002, « Fluvial History of the Northern Upper Rhine river (South Western Germany) during the Late Glacial and the Holocene times », *Quaternary International*, 93-94, pp. 53-63.

DAVID R., 2014, *Modélisation de la végétation holocène du Nord-Ouest de la France : reconstitution de la chronologie et de l’évolution du couvert végétal du Bassin parisien et du Massif armoricain*, Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, 284 p.

DEARING J., 1999, *Environmental Magnetic Susceptibility using the Bartington MS2 system*, Chi Publishing, 2nde édition, 54 p.

DEARING J-A., HAY K-L., BABAN S. M. J., HUDDLESTON A-S., WELLINGTON E. M. H. & LOVELAND P.J., 1996, « Magnetic susceptibility of soil : an evaluation of conflicting theories using a national data set », *Geophysical Journal International*, vol. 127, Issue 3, pp. 728-734.

DECHEZLEPRETRE T., 2009a, « Les oppida de la basse vallée de la Seine », in DORION-PEYRONNET C. (dir), *Les Gaulois face à Rome : la Normandie entre deux mondes*, Musée départemental des Antiquités de Rouen, pp. 40-41.

DECHEZLEPRETRE T., 2009b, « Géographie des peuples gaulois de la basse vallée de la Seine (Ier siècle avant J.-C. – Ier siècle après J.-C.) », in DORION-PEYRONNET C. (dir), *Les Gaulois face à Rome : la Normandie entre deux mondes*, Musée départemental des Antiquités de Rouen, pp. 16-17.

DE MOOR, J.J.W., KASSE C., VAN BALEN R., VANDENBERGHE J., WALLINGA J., 2008, “Human and climate impact on catchment development during the Holocene – Gueul River, The Netherlands”, *Geomorphology*, 98, pp. 316-339.

DELAHAYE D. & HAUCHARD E., 1998, « Analyse spatiale des processus de ruissellement en Pays de Caux au travers de quelques épisodes critiques », *Bulletin de l'Association des géographes français*, Vol. 75 (3), pp. 306-315.

DELAHAYE D., 2002, *Apport de l'analyse spatiale en Géomorphologie. Modélisation et approche multiscale des risques*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches (HDR), Université de Rouen, 2 volumes, 471 p.

DENIS A-C., WASTIAUX C., PETIT F., LECLERCQ L., JUVIGNE E., VAN CAMPENHOUT J. & HOUBRECHTS G., 2013, « Reconstitution de la dynamique d'une rivière ardennaise (La Lienne) depuis le Tardiglaciaire grâce à l'analyse géomorphologique et chronostratigraphique d'une tourbière de fond de vallée », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol.19 (2), pp. 133-152.

DESCHODT L., 2002, « Une phase de sédimentation alluviale au Préboréal initial dans les vallées de l'Escaut (Nord de la France) », *Quaternaire*, vol.13, num. 2, pp. 149-152.

DESCHODT L., 2014, *Chronostratigraphie et paléoenvironnements des fonds de vallée du Bassin français de l'Escaut*, thèse de doctorat de l'Université Paris 1 – Panthéon-Sorbonne, 2 volumes, 650 p.

DESCHODT L., TEHEUX E., LANTOINE J., AUGUSTE P. & LIMONDIN-LOZOUET N., 2005, « L'enregistrement tardiglaciaire de Dourges (Nord de la France, Bassin de la Deûle) : évolution d'une zone lacustre et gisements archéologiques associés », *Quaternaire*, 16, (3), pp. 229-252.

DESCHODT L. & SALVADOR P.-G., 2009, « L'évolution de la vallée de la Marque dans le secteur de Bouvine (Nord, 59) depuis la fin du Pléniglaciaire weichsélien », *Revue du Nord*, 5 (383), pp. 19-27.

DEWOLF Y. & BOURRIE G. (dir.), 2008, *Les formations superficielles, Genèse, Typologie, Classification, Paysages et environnements, Ressources et risques*, Ellipse, Paris, 798 p.

DORION-PEYRONNET C. (dir), 2009, *Les Gaulois face à Rome : la Normandie entre deux mondes*, Musée départemental des Antiquités de Rouen, 208 p.

DOTTERWEICH M., 2008, “The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment – a review”, *Geomorphology*, 101, pp. 192-208.

DOTTERWEICH M., 2012, “Past soil erosion in Central Europe : human impact and long term effects”, *eTopoi Journal for Ancient Studies*, vol.3., pp. 39-45.

DOUVINET J., 2008, *Les bassins versants sensibles aux “crues rapides” dans le Bassin parisien : analyse de la structure et de la dynamique de systems spatiaux complexes*, Thèse de Géographie de l’Université de Caen, 394 p.

DOUVINET J. & DELAHAYE D., 2010, “Caractéristiques des “crues rapides” du nord de la France (Bassin parisien) et risques associés”, *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, vol. 16 (1), pp. 73-90.

DREIBRODT S., LUBOS C., TERHORST B., DAMM B. & BORK H-R, 2010, “Historical soil erosion by water in Germany : Scales and archives, chronology, research perspectives”, *Quaternary International*, 222, pp. 80-95.

DUBOULOZ J., MARTINEZ R. & MORDANT D., 1989, *3789 av. J.-C. en Bassin parisien : une révolution tranquille au Néolithique*, in Exposition Musée de Préhistoire d’Ile-de-France, Nemours 17 mai au 31 décembre 1989, 79, Nemours.

DUBOULOZ J., 2003, « Datation absolue du premier Néolithique du Bassin parisien : complément et relecture des données RRBP et VSG », *Bulletin de la société préhistorique française*, tome 100, vol. 4, pp. 671-689.

DUCHAUFOR P., 1997, *Abrégé de pédologie, sol, végétation, environnement*, Masson, Paris, 291 p.

DUGUE O., LAUTRIDOU J-P., QUESNEL F., CLET M., POUPINET N., BOURDILLON C., 2009, « Evolution sédimentaire cénozoïque (Paléocène à Pléistocène inférieur) de la Normandie », *Quaternaire*, 20 (3), pp. 275-303.

DURAND N., CURTIS MONGER H. & CANTI M.G., 2010, *Calcium Carbonate Features*, in STOOPS G. (dir), 2010, *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*, Elsevier science, pp. 149-194.

E-F

EL JANYANI S., 2013, *Incidence des bétoires et de la karstogenèse des plateaux crayeux de la Haute-Normandie sur le fonctionnement hydrologique de l’aquifère de la craie : modélisation hydrogéologique des influences climatiques à différentes échelles spatio-temporelles*, Thèse de doctorat, Université de Rouen, Département de Géologie, 216 p.

ELHAÏ H. & LARSONNEUR C., 1969, “Dépôts tardiglaciaires et postglaciaires sur la côte du Calvados”, *Bulletin de l’Association française pour l’étude du Quaternaire*, 6 (2), pp.93-104.

ERTLEN D., 2009, *Archivage pédologique et dynamiques environnementales : mise au point d’une méthode de reconnaissance des paléovégétations, fondée sur l’analyse spectroscopique dans le proche infrarouge (SPIR) des matières organiques de sols et paléosols*, Thèse de doctorat de l’université de Strasbourg, Département de géographie, 386 p.

ERTLEN D., GEBHARDT A., SCHNEIDER N., DURAND F., THOMAS Y., MICHLER M., SCHNEIKERT F., BOES E. & SCHWARTZ D., 2012, “Anthropisation et érosion agraire dans

- un paysage loessique (Bas-Rhin, France)”, in BERTONCELLO F. & BRAEMER F. (dir), *Variabilités environnementales, mutations sociales, Nature, intensités, échelles et temporalités des changements*, Actes des XXXIIe rencontres internationales d’archéologie et d’histoire d’Antibes, pp. 85-92.
- EVANS J.G., LIMBREY S., MATE I. & MOUNT R., 1993, “An environmental history of the upper Kennet Valley (Wiltshire) for the last 10 000 years”, *Proceeding of the Prehistoric Society*, 59, pp. 79-89.
- FAJON P. & LEPERT T., 2000, “Mutations agricoles à la fin de l’âge du Fer”, in MARION S., & BLANCQUAERT G. (ed.), *Les installations agricoles de l’âge du Fer en France septentrionale*, Presses de l’Ecole Normale Supérieure, pp. 427-443.
- FASSBINDER J.W.E., STANJEK H. & VALI H., 1990, “Occurrence of magnetic bacteria in soil”, *Nature*, vol. 343, pp.161-163.
- FASSBINDER J.W.E. & STANJEK H., 1993, “Occurrence of bacterial magnetite in soils from archaeological sites”, *Archaeologia Polona*, vol.31, pp.117-128.
- FAVIS-MORTLOCK D.T., BOARDMAN J. & BELL M., 1997, « Monitoring long-term anthropogenic erosion of a loess cover : South Downs UK », *The Holocene*, 7, pp 79-89.
- FEDOROFF N., 1967, « Un exemple d’application de la micromorphologie à l’étude des paléosols », *Bulletin de l’Association Française pour l’Etude du Quaternaire*, Vol. 4, numéro 3, pp. 193-209.
- FEDOROFF N., 1997, « Clay illuviation in Red Mediterranean Soils », *Catena* 28, pp.171-198.
- FEDOROFF N. & COURTY M.-A., 1994, “Organisation du sol aux échelles microscopiques”, in DUCHAUFOR P. & SOUCHIER B. (dir), *Pédologie, constituants et propriétés du sol*, Paris, Masson, pp. 349-375.
- FIGUEIREDO T., 1996, « Influence de la pierrosité superficielle sur l’érosion d’un sol franc limoneux : résultat d’une expérimentation de simulation », in DE NONI G., LAMARCHERE J.-M. & ROOSE E., (Eds), *Etats de surface du sol et risque de ruissellement et d’érosion*, bulletin Réseau érosion (16), pp. 98-108.
- FITZPATRICK E.A., 1984, *Micromorphology of Soils*, Chapman & Hall, 434 p.
- FITZPATRICK E.A., 1993, *Soil Microscopy and Micromorphology*, John Wiley & Sons, 304 p.
- FOLK R.L. & WARD W.C., 1957, « Brazos river bar : a study in the significance of grain size parameters », *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, pp. 3-26.
- FORD T.D. & PEDLEY H.M., 1996, « A Review of tufa and travertine deposits of the world », *Earth-Science Reviews*, 41, pp. 117-175.
- FOSSE G., ROPARD A. & HABASQUE G., 1990, *Derniers chasseurs, premiers agriculteurs*, Actes du Museum de Rouen, 111 p.
- FOSSE G., VALENTIN B. & BILLARD C., 1997, « Une occupation des groupes à Federmesser en Haute-Normandie, le gisement de Cornet à Ambrenay (Eure) », in FAGNART J.-P., & THEVENIN A. (dir), *Le Tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest*, Actes du 119è

Congrès national des sociétés historiques et scientifiques, Pré- et Protohistoire, Amiens, 1994, pp. 245-255.

FOUACHE E., 2010, « L'approche géoarchéologique », in ALARASHI H., CHAMBRADÉ M-L., GONDET S., JOUVENEL A., SAUVAGE C. & TRONCHERE H., (ed), *Regards croisés sur l'étude archéologique des paysages anciens : nouvelles recherches dans le Bassin méditerranéen, en Asie centrale et au Proche et au Moyen-Orient*, Travaux de la Maison de l'Orient et de la Méditerranée, pp. 17-30.

FRANC O., 2005, « Reconstitution paléo-environnementale à partir du contexte géomorphologique de quatre sites archéologiques de la plaine de l'Est Lyonnais (Rhône, France) », *Quaternaire*, 16, pp.95-105.

FRENCH C., 2003, *Geoarchaeology in action: studies in soil micromorphology and landscape evolution*, Londres-New-York, Routledge, 291 p.

FREYTET P. & VERRECCHIA E., 1989, « Les carbonates continentaux du pourtour méditerranéen : microfaciès et milieux de formation », *Méditerranée*, t. 68, 2-3, pp. 5-28.

FROUIN M., 2007, *Enregistrement sédimentaire des facteurs de contrôle (globaux, régionaux et locaux) sur l'évolution holocène des géosystèmes du Marais Vernier et de la Basse vallée de la Seine dans le cadre de l'Europe du Nord Ouest*, thèse de géologie Université de Rouen, 255 p.

FROUIN M., SEBAG D., LAIGNEL B., OGIER S., VERRECCHIA E.P. & DURAND A., 2006, "Tidal rhythmites of the Marais Vernier Seine Estuary, France and their implications for relative sea-level", *Marine Geology*, 235, 1-4, pp. 165-175.

FROUIN M., SEBAG D., LAIGNEL B., OGIER S. & DURAND A., 2007a, "Sedimentological characterization and origin of the deposits in a Holocene marsh (Vernier Marsh, Seine Estuary, France)", *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51-1, pp. 1-18.

FROUIN M., SEBAG D., DURAND A., LAIGNEL B., SALIEGE J.F. & MAHLER B., 2007b, "Influence of paleotopography, base level and sedimentation rate on estuarine system response to the Holocene sea-level rise. Example of the Marais Vernier, Seine estuary, France", *Sedimentary geology*, 200, pp. 15-29.

FROUIN M., DURAND A., SEBAG D., HUAULT M.F., OGIER S., VERRECCHIA E. & LAIGNEL B., 2009, "Holocene evolution of a wetland in the Lower Seine Valley (Marais Vernier, France)", *The Holocene*, 19, 5, pp. 717-727.

FROUIN M., SEBAG D., DURAND A. & LAIGNEL B., 2010, "Palaeoenvironmental evolution of the Seine river estuary during the Holocene", *Quaternaire*, 21, (1), pp. 71-83.

G

GAGNARD J., HUGUET C. & RYSER J.-P., 1988, *L'analyse du sol et du végétal dans la conduite de la fertilisation*, ACTA, 87 P.

- GALOP D., 2000, “Les apports de la palynologie à l’histoire rurale : la longue durée des activités agropastorales pyrénéennes”, *Etudes Rurales* 153-154, pp. 127-138
- GANDOUIN E., PONEL P., ANDRIEU-PONEL V., GUITER F., DE BEAULIEU J-L., DJAMALI M., FRANQUET E., VAN VLIET-LANOE B., ALVITRE M., MEURISSE M., BROCANDEL M., BRUHLET J., 2009, “10,000 years of vegetation history of the Aa palaeoestuary, St-Omer basin, northern France”, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 156, pp. 307-318
- GARNAUD S., LESUEUR P., CLET M., LESOURD S., GARLAN T., LAFITE R. & BRUN-COTTAN J-C., 2003, “Holocene to modern fine grained sedimentation on a macrotidal shoreface-to-inner-shelf setting (eastern Bay of the Seine, France)”, *Marine Geology* 202, pp.33-54.
- GARNETT E.R., ANDREWS J.E., PREECE R.C. & DENNIS P.F., 2004, “Climatic change recorded by stable isotopes and trace elements in a British Holocene tufa”, *Journal of Quaternary Science*, 19 (3), pp. 251-262.
- GARNETT E.R., ANDREWS J.E., PREECE R.C. & DENNIS P.F., 2006, “Late Glacial and Early Holocene climate and environment from stable isotopes in Welsh tufa”, *Quaternaire*, 17 (2), pp. 31-42.
- GEBHARDT A., 1988, “Evolution du paysage agricole au cours du Subatlantique dans la région de Redon (Morbihan, France), Apport de la micromorphologie”, *Bulletin de l’Association Française pour l’Etude du Quaternaire*, vol. 25 (4), pp. 197-203.
- GEBHARDT A., 2000, “Le rôle de la micromorphologie des sols dans la formation des paysages”, *Etudes Rurales* 153-154, pp. 1-10.
- GEBHARDT A. & LANGOHR R., 2015, “Traces de roulage ou de labour ? Le diagnostic micromorphologique”, *Archéosciences*, 39, pp. 31-38
- GERMAIN-VALLEE C. & LESPEZ L., 2011a, “L’apport des recherches géomorphologiques et micromorphologiques récentes à l’archéologie des paysages de la plaine de Caen (Calvados, Basse-Normandie)”, *Norois*, 220, pp.143-178.
- GERMAIN-VALLEE C. & LESPEZ L., 2011b, *Archéologie du paysage de la Plaine de Caen du Néolithique à l’époque mérovingienne*, Programme Collectif de Recherche 2009-2011, rapport du PCR, 109p.
- GERMAIN-VALLEE C., & LESPEZ L., 2012, *Archéologie du paysage de la Plaine de Caen du Néolithique à l’époque mérovingienne*, Programme Collectif de Recherches 2012-2014, rapport du PCR, 301p.
- GEURTS M.-A., 1997, « La précipitation des carbonates en eaux continentales au Tardiglaciaire et à l’Holocène », *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 120 (2), pp. 197-202.
- GHEQUIERE E., LEFEBVRE P., MARCIGNY C., DUPRET L. & RAULT H., 2003, « Le Mésolithique moyen du Nord-Cotentin (Manche) », *Bulletin de la Société préhistorique française*, vol. 100 (4), pp. 649-670.
- GHEQUIERE E. & MARCHAND G., 2010, *Le Mésolithique en France, archéologie des derniers chasseurs-cueilleurs*, Editions La Découverte, 180 p.

- GHESEQUIERE E. & MARCIGNY C., 2012, *Le Néolithique en Normandie (5300-2300 avant notre ère). Les premiers paysans normands*, coll. Archéologies normandes, OREP, 48 p.
- GIBBARD P.L., 1999, « Middle Thames and the Vale of St Albans », in BOWEN D.Q. (ed), *A revised correlation of Quaternary Deposits in the British Isles, Geological Society Special Report*, vol. 23, pp. 48-50.
- GIBBARD P.L. & LEWIN J., 2002, *Climate and related controls on interglacial fluvial sedimentation in lowland Britain*, *Sedimentary Geology*, 151, pp. 187-210
- GILIGNY F. (dir), 2005, *Louviers « La Villette » (Eure) : Un site néolithique moyen en zone humide*, Documents Archéologiques de l'Ouest, 343 p.
- GOLDBERG P. & MACPHAIL R.I., 2006, *Practical and theoretical geoarchaeology*, Blackwell Science, 479 p.
- GOLUBIC S., VIOLANTE C., PLENKOVIC-MORAJ A. & GRGASOVIC T., 2008, « Travertine and calcareous tufa deposits : an insight into diagenesis », *Geologia Croatica*, num.61, (2-3), pp. 363-378.
- GONNET A., 2012, “Contexte géomorphologique Secteur Villers-Ecalles/Bouville et Site 6D”, in KLIESCH F., 2012, *Haute-Normandie, Seine-Maritime (76), Bouville, Villers-Ecalles, Liaison autoroutière A150 Tranche 1G Rapport 8 Section 1*, Rapport d’opération archéologique de diagnostic, INRAP Grand Ouest. pp. 43-45 et pp. 101-110
- GONNET A., 2015, “Etude géoarchéologique du site de Brionne”, in WECH 2015, *Brionne (27), “Rue Emile Neuville” Collège Pierre Brossolette*, Rapport final d’opération de fouille archéologique, vol. 2, pp. 5-24
- GONNET A., 2016, « Etude du remplissage sédimentaire holocène d’un vallon sec : le vallon d’Ecalles », in PEZENNEC A., 2016, *Villers-Ecalles/Bouville, Tronçon autoroutier A150, Site 6*, Rapport de fouilles archéologiques, Eveha.
- GONNET A., TODISCO D., RASSE M., MOURALIS D., 2016, *Evolution et dynamique sédimentaire Holocène du fond de vallée de la Scie :géoarchéologie alluviale du secteur de Manéhouville-Sur-Scie (Seine-Maritime, Normandie)*, rapport remis au Service régional d’archéologie de Haute-Normandie (SRA-DRAC) et à la Direction Régionale de l’Environnement de l’Aménagement et du Logement (DREAL), 174 p.
- GOUDIE A.S., VILES H.A. & PENTECOST A., 1993, “The late-Holocene tufa decline in Europe”, *The Holocene* 3,2, pp. 181-186.
- GRANAI S., LIMONDIN-LOZOUET N. & CHAUSSE C., 2011, « Evolution paléoenvironnementale de la vallée de la Seine au Tardiglaciaire et à l’Holocène, à Paris (France), d’après l’étude des malacofaunes », *Quaternaire*, 22, (4), pp. 327-344.
- GRANAI S. & LIMONDIN-LOZOUET N., 2014, “Contribution of two malacological successions from the Seine floodplain (France) in the reconstruction of the Holocene palaeoenvironmental history of northwest and central Europe : vegetation cover and human impact”, *Journal of archaeological science* 52, pp. 468-482.
- GRANAI S., 2016, “L’étude malacologique”, in MARCIGNY C. & MAZET S. (dir), 2016, *Alizay – le Postel, le pré rompu, le Chêne, le Port au chanvre, les Diguets – Igoville – Le fort*,

les Limais. Au bord de l'eau ! Les occupations humaines d'une berge de la Seine du Tardiglaciaire à nos jours, Rapport d'opération archéologique, INRAP, vol.1., pp.287-298.

GUEURTS M.-A., 1976, *Genèse et stratigraphie des travertins de fonds de vallée en Belgique*, Thèse de géographie, Université de Louvain, 16, 66p.

GUEURTS M.-A., 1997, « La précipitation des carbonates en eaux continentales au Tardiglaciaire et à l'Holocène », *Annales de la Société Géologique de Belgique*, T.20, num. 2, pp. 197-202.

GUILAINE J., 2001, « La diffusion de l'agriculture en Europe : une hypothèse arythmique », *Zephyrus* 53-54, pp. 267-272.

H-I-J

HAUCHARD E., 2001, *De la dynamique non linéaire à la dynamique du relief en géomorphologie : application aux bassins versants de la marge nord-occidentale du Bassin de Paris*, thèse de doctorat, Université de Rouen, 779 p.

HAUCHARD E., DELAHAYE D. & FREIRE-DIAZ S., 2002, « Organisation fractale de l'occupation du sol : conséquences sur le ruissellement et le ravinement des terres de grande culture », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol.8 num.2, pp. 181-196.

HELLUIN M., PELLERIN J., CLET M. & PILET-LEMIERE J., 1991, « Anthropisation et remblaiements de vallons de premier ordre dans la région de Fougères (Ille-et-villaine) », *Physio-Géo*, 22/23, pp. 143-148.

HESSE A., 1978, *Manuel de prospection géophysique appliqué à la reconnaissance archéologique*, Université de Dijon, Centre de Recherches sur les Techniques Greco-Romaines, N°8, 127 p.

HOLTZAPFFEL T., 1985, *Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination*, Société géologique du Nord, 136 p.

HORTON R.E., 1933, "The role of infiltration in the hydrological cycle", *Transactions of American Geophysical Union*, 14, pp. 446-460.

HOUBRECHTS G., HALLOT E., LEVECQ Y., DENIS A-C., VAN CAMPENHOUT J., PEETERS A. & PETIT F., 2013, "Images CM de Passega des rivières ardennaises", *Bulletin de la société géographique de Liège*, 61, pp. 37-68.

HOYEZ B., 2008, *Falaises du Pays de caux, Lithostratigraphie des craies turono-campaniennes*, Presses universitaires de Rouen et du Havre, 350 p.

HJULSTRÖM F., 1939, "Transportation of detritus in moving water", Trask P.D. ED., *Recent marine sediments : Tulsa, Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, PP. 5-31

HUAULT MF. & LEFEBVRE D., 1974, « Le post-glaciaire de la Basse-Seine : sédiments et chronostratigraphie », *Bulletin de l'association française pour l'étude du Quaternaire*, 3-4, pp. 253-256.

HUAULT M-F. & LEFEBVRE D., 1983, « Un dépôt holocène exceptionnel dans la basse vallée de la Seine : la diatomite calcifiée de la Mailleraye-sur-Seine (France), » *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, vol. 2, n°4, pp. 171-181.

HULIN G., BROES F. & FECHNER K., 2012, « Caractérisation de phénomènes anthropiques par la mesure de paramètres magnétiques sur surface décapée : premiers résultats sur le projet Canal Seine-Nord Europe », *Archéosciences*, 36, pp. 61-70.

IUGS 2013, *International Chronostratigraphic Chart*, International Commission on Stratigraphy, www.stratigraphy.org.

JAHIER I., 1997, « Les sites de Cahagnes et de Courseulles-sur-Mer (Calvados), deux gisements protohistoriques, à édifices circulaires », in *Résumé des communications du Colloque du Programme Collectif de Recherche « Les installations agricoles à l'âge du Fer en France septentrionale »*, pp. 23-24.

JAHIER I., 2007, « Chronologie de la nécropole d'Eterville », in CARPENTIER V., GUESQUIERE E. & MARCIGNY C., 2007, *Archéologie en Normandie*, Editions Ouest-France, INRAP, Coll. Histoire, pp. 62-63

JAMAGNE M. & KING D., 2003, « The current French approach to a Soilscape Typology », in *Soil Classification A Global Desk Reference*, Chapter 13, CRC Press, pp. 157-178.

JAMAGNE M., 2011, *Grands paysages pédologiques de France*, Editions Quae, 535 p.

JOHNSTONE E., MACKLIN M.G. & LEWIN J., 2006, « The development and application of a database of radiocarbon-dated Holocene fluvial deposits in Great Britain », *Catena* 66, pp. 14-23.

JORDA M. & PROVANSAL M., 1996, « Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du sud-est (Alpes du sud et Provence) », *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167 (1), pp. 159-168.

JUIGNET P., 1971, *Carte géologique de Brionne au 1/50 000 et notice explicative*, Feuille N°122, BRGM, Orléan, 9 p.

K

KALIS A.J, MERKT J. & WUNDERLICH J., 2003, "Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe : Human impact and natural causes", *Quaternary Science Reviews* 22, pp 33-79.

KLIESCH F., 2012, *Haute-Normandie, Seine-Maritime (76), Bouville, Villers-Ecalles, Liaison autoroutière A150 Tranche 1G Rapport 8 Section 1*, Rapport d'opération archéologique de diagnostic, INRAP Grand Ouest. 274p.

KUBIENA W.L., 1938, *Micropedology*, Collegiate Press, Ames, Iowa, 243 p.

KÜHN P. & HILGERS A., 2010, *Pedo-geomorphic response to Late Glacial/Holocene climatic fluctuations and human impact : a case study of combined micromorphology and*

luminescence dating, 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, 1-6 August 2010, Brisbane, Australia, published on DVD.

KUNTZ G. & LAUTRIDOU J.-P., 1979, “Le Plio-Quaternaire de Haute-Normandie”, *Bulletin d’informations Géologiques du Bassin de Paris*, 16 (3), pp. 93-126.

KUNTZ G., 1974, *Carte géologique d’Yvetot au 1/50 000 et notice explicative*, BRGM, Orléan, 28 p.

KÜSTER M., RUCHHÖFT F., LORENZ S. & JANKE W., 2011, “Geoarchaeological evidence of Holocene human impact and soil erosion on a till plain in Vorpommern (Kühlenhagen, NE Germany)”, *Quaternary Science Journal*, Vol 60 N°4, pp.455-463.

KWAAD F.J.P.M. & MÜCHER H.J., 1977, “The evolution of soils and slope deposits in the Luxembourg Ardennes near Wiltz”, *Geoderma* 17, pp. 1-37.

KWAAD F.J.P.M. & MÜCHER H.J., 1979, “The formation and evolution of colluvium on arable land in northern Luxembourg”, *Geoderma* 22, pp. 173-192.

L

LAHOUSSE P., PIERRE G. & SALVADOR P-G., 2003, « Contribution à la connaissance des vallons élémentaires du Nord de la France : l’exemple de la creuse des fosses (Authieule, plateau picard) », *Quaternaire* 14 (3), pp. 189-196.

LAIGNEL B., 1997, *Les altérites à silex de l’Ouest du Bassin de Paris : caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats*, Thèse de doctorat, Département de Géologie, Université de Rouen, BRGM, Orléans, 264, 219p.

LAIGNEL B., 2003, *Caractérisation et dynamiques érosives de systèmes géomorphologiques continentaux sur substrat crayeux. Exemple de l’Ouest du Bassin de Paris dans le contexte nord-ouest européen*, Mémoire d’Habilitation à Diriger des Recherches, Département de Géologie, Université de Rouen, 138 p.

LAIGNEL B., QUESNEL F. & MEYER R., 1998a, « Relations quantitatives entre les craies à silex et les formations résiduelles à silex de l’Ouest du Bassin de Paris », *Geodinamica Acta*, 11, 4, pp. 171-181.

LAIGNEL B., QUESNEL F. & MEYER R., 1998b, « Variabilité du cortège argileux des formations résiduelles à silex de l’Ouest du Bassin de Paris », *Compte Rendu de l’Académie des Sciences*, 326, pp. 467-472.

LAIGNEL B., QUESNEL F., MEYER R. & LEBRET P., 1998, « Les biefs à silex : dépôts périglaciaires de versant issus des altérites à silex de plateau du Bassin de Paris », *Bull. Société Géologique de France*, 169 (4), pp. 605-612.

LAIGNEL B., QUESNEL F., MEYER R. & BOURDILLON C., 1999, “Reconstruction of the Upper Cretaceous chalks removed by dissolution during the Cenozoic in the western Paris Basin”, *International Journal of Earth Science*, 88, pp. 467-474.

- LAIGNEL B., QUESNEL F., SPENCER C., & MEYER R., 2003, "Slope clays-with-flints (*biefs à silex*) as indicators of Quaternary periglacial dynamics in the western part of the Paris Basin, France", *Journal of Quaternary Science*, 18, pp. 295-299.
- LANG. A., 2003, « Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany », *Catena* 51, pp. 209-221.
- LARUE J.-P., 1995, « Contribution à l'étude morphodynamique des vallons sarthois (Bassin parisien, France) au Quaternaire récent », *Norois*, 166, pp. 389-404.
- LARUE J.-P., LEROYER C. & MAHOUE J.-P., 1996, « Les remblaiements de fond de vallons : l'exemple du Royeau dans le bassin de la Sarthe, à l'ouest du Bassin parisien (France) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, pp.69-88.
- LAUBENHEIMER F. & MARLIERE E., 2010, *Echanges et vie économique dans le Nord-Ouest des Gaules, le témoignage des amphores du II^{ème} siècle av. J.-C. au IV^{ème} siècle après J.-C.*, 2 volumes, Presses Universitaires de Franche-Comté, 595 p.
- LAUTRIDOU J.-P., 1976, *Les limons quaternaires et les dépôts de pente en Normandie, la préhistoire française*, volume I, pp. 168-172.
- LAUTRIDOU J.-P., 1983, *Le Quaternaire de Normandie*, Laboratoire de Géologie de l'Université de Rouen, 160 p.
- LAUTRIDOU J.-P., 1985, *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie*, Thèse de Doctorat, Université de Caen, 908 p.
- LAUTRIDOU J.-P., 1987, « Données nouvelles sur le Quaternaire de Normandie », *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 24 (3), pp. 161-164.
- LAUTRIDOU J.-P., 2003, « La datation du Quaternaire normand : tableaux des éléments de datation et de la chronostratigraphie », *Quaternaire* 14, 1, pp. 65-71.
- LAUTRIDOU J.-P., LEFEBVRE D., LECOLLE F., CARPENTIER G., DESCOMBES J.-C., GAQUEREL C. & HUAULT M.-F., 1984, « Les terrasses de la Seine dans le méandre d'Elbeuf, corrélations avec celles de la région de Mantes », *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 1-3, pp.27-32.
- LAUTRIDOU J.-P., AUFFRET J.-P., LECOLLE F., LEFEBVRE D., LERICOLAIS G., ROBLIN-JOUVE G., BALESCU A., CARPENTIER G., CORDY J.-M., DESCOMBES J.-C., OCCHIETTI S. & ROUSSEAU D., 1999, « Le fleuve Seine, le fleuve Manche », *Bulletin de la société géologique française*, 170, pp. 545-558.
- LAUTRIDOU J.-P., AUFFRET J.-P., COUTARD J.-P., LAVOLLE M., OZOUF J.-C. & VERAGUE J., 2000, *Synthèse sur les formations cénozoïques de Basse-Normandie (feuille Caen à 1 : 250 000)*, Géologie de la France, n°4, pp. 57-69.
- LE BISSONNAIS Y., THORETTE J., BARDET C. & DAROUSSIN J., 2002, *L'érosion hydrique des sols en France*, Rapport de l'IFEN et de l'INRA, 109 p.
- LE BISSONNAIS Y., DAROUSSIN J., JAMAGNE M., LAMBERT J.-J., LE BAS C. & KING D., 2005, « Pan-European soil crusting and erodibility assessment from the European Soil Geographical Database using petrotransfer rules », *Advances in Environmental Monitoring and Modelling*, 2-1, pp. 1-15.

- LEBRET P. 1995, *Site archéologique de l'échangeur de la Basse-Villette ; Louvier (27) : étude géologique*, rapport BRGM, 45 p.
- LEBRET P. & BIGNOT G., 1990, « Un exemple d'édifice travertineux holocène dans la vallée de la Scie, à Dénestanville (Seine-Maritime) », in LECOLLE F. (dir), *Les tufs et travertins quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme, et des régions limitrophes, Actes du Colloque de Rouen (14 Novembre 1989)*, Bulletin 38, Centre de Géomorphologie de Caen, pp 93-99.
- LEBRET P. & LAUTRIDOU J.-P., 1991, « The loess of West Europe », *Geojournal*, 24, pp. 151-156.
- LEBRETON V., MARQUER L., MESSEGER E. & RENAULT-MISKOVSKY J., 2009, « Les processus taphonomiques en archéopalynologie », *Les nouvelles de l'Archéologie*, 118, pp. 37-41.
- LECOLLE F., 1989, *Le cours moyen de la Seine au Pléistocène moyen et supérieur. Géologie et Préhistoire*, Thèse d'Etat, Université de Paris 6, 549 p.
- LEFEBVRE D., 1977a, « Le prisme alluvial de l'estuaire de la Seine », in *L'estuaire de la Seine au Quaternaire*, Acte des Journées Lennier, Bulletin Trimestriel de la Société géologique de Normandie et des amis du Muséum du Havre, pp. 67-72.
- LEFEBVRE D., 1977b, « Les alluvions holocènes de la Basse Seine », in *L'estuaire de la Seine au Quaternaire*, Acte des Journées Lennier, Bulletin Trimestriel de la Société géologique de Normandie et des amis du Muséum du Havre, pp. 73-74.
- LEFEBVRE D., LA QUERIERE P. & LÉBOULANGER T., 1993, « Nappe captive et sous-écoulements : le rôle des alluvions en basse Seine », *Quaternaire*, vol. 4, (2-3), pp. 103-110.
- LEFEBVE D., ANTOINE P., AUFFRET J.-P., LAUTRIDOU J.-P. & LECOLLE F., 1994, « Réponse de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent : rythmes et taux d'érosion », *Quaternaire*, 4, pp. 17-30.
- LE JEUNE Y., PASTRE J-F., ARDAY D., AUBRY L., CAMERLYNCK C., CONFALIONIERI J., LANCHON Y., VERGNAUD D. & VISSAC C., 2005, « Variabilité de l'enregistrement alluvial holocène ; l'exemple du méandre de la Haute-Île (vallée de la Marne, Bassin parisien), premiers résultats », *Quaternaire* 16, (4), pp. 299-313.
- LE JEUNE Y., LEROYER C., & PASTRE J-F., 2012, « L'évolution holocène de la basse vallée de la Marne (Bassin parisien, France) entre influences anthropiques et climatiques », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°4, pp. 459-476.
- LEPERT T., 1994, 27, *Louviers, Bretelle autoroutière de Louviers RN 154 Echangeur de Villette*, Rapport de sondages, DRAC.
- LEPERT T., 1995a, *Louviers-Villette*, Bilan Scientifique de la Région Haute-Normandie 1994, Ministère de la Culture, p 37.
- LEPERT T., 1995b, *Incarville-Val-de-Reuil, Bretelle autoroutière de Louviers, RN 154, Echangeur d'Incarville*, Rapport de sondages, DRAC.
- LEPERT T., 2000, *Brionne (27), Lotissement communal OPAC 27, « Les bois de Callouet »*, Rapport de sondages, DRAC.

- LEPERT T., 2009, « Oppidum et barrage de la boucle du Rouvray », in DORION-PEYRONNET C. (dir), *Les Gaulois face à Rome : la Normandie entre deux mondes*, Musée départemental des Antiquités de Rouen, pp. 46-47.
- LEPERT T. & PAEZ-REZENDE L., 1998, « Condé-sur-Iton (Eure), « le Moulin Renault », réflexion sur l'occupation des sols au I^{er} siècle av. J.-C., à travers l'exemple d'un habitat de la fin du second âge du Fer », *Revue archéologique de l'Ouest*, tome 15, pp. 115-125.
- LEPERT T. & PAEZ-REZENDE L., 1999, « Aménagements portuaires et fluviaux gallo-romains sur la basse vallée de l'Eure à Incarville (27) », in PETIT C. (dir), 2005, *Occupation et gestion des plaines alluviales dans le Nord de la France de l'âge du Fer à l'époque gallo-romaine*, Actes de la table ronde de Molesme, 17-18 septembre 1999, Presses universitaires de Franche-Comté, pp. 157-166.
- LEPERT T., PAEZ-REZENDE L., ADRIAN Y.-M. & BOIVIN A., 2002, « Reflet de l'occupation sur le plateau de Saint-André-de-l'Eure (Eure), du I^{er} siècle avant J.-C. au III^{ème} siècle après J.-C., (RN 154 – Section Nord) », *Revue Archéologique de l'Ouest*, Tome 19, pp.87-116.
- LEQUIEN A., 2006, *Dynamique érosive actuelle et transferts fluviatiles dans l'Ouest du Bassin de Paris. Exemple de bassins versants littoraux en Haute-Normandie : le Dun, la Ganzeville et l'Yères*, Thèse de Doctorat, Département de Géologie, Université de Rouen, 186 p.
- LEROYER C., 1997, *Homme, climat, végétation au Tardi et Postglaciaire dans le Bassin parisien, apports des études palynologiques des fonds de vallées*, Thèse de doctorat, Université Paris 1, 2 volumes, 550 p.
- LEROYER C., 2004, « L'anthropisation du Bassin parisien du VII^e au IV^e millénaire d'après les analyses polliniques de fonds de vallée : mise en évidence d'activités agro-pastorales très précoces », in RICHARD H. (dir), *Néolithisation précoce, premières traces d'anthropisation du couvert végétal à partir des données polliniques*, Presses Universitaires Franc-comtoises, Annales littéraires 777, 219 p.
- LEROYER C. & ALLENET G., 2006, « L'anthropisation du paysage végétal d'après les données polliniques : l'exemple des fonds de vallées du Bassin parisien », in ALLEE P. & LESPEZ (dir), *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnements*, Presses universitaires Blaise Pascal, 63-72.
- LEROYER C., COUBRAY S., ALLENET G., PERRIÈRE J. & PERNAUD J.-M., 2011, "Vegetation dynamics, human impact and exploitation patterns in the Paris basin through the Holocene: palynology vs. anthracology", *Saguntun*, extra 11, p. 81-82.
- LEROYER C. et AOUSTIN D., 2013. *L'étude palynologique du site d'Alizay – Igoville (27)*. Rapport final d'analyse, 23 p.
- LESPEZ L., CLET-PELLERIN M., LIMONDIN-LOZOUET N., PASTRE J.-F. & FONTUGNE M., 2005, « Discontinuités longitudinales des dynamiques sédimentaires holocènes dans les petites vallées de l'ouest du Bassin parisien, l'exemple de la Mue (Basse-Normandie) », *Quaternaire*, 16, pp.273-298.
- LESPEZ L. CLET-PELLERIN M., LIMONDIN-LOZOUET N., PASTRE J.-F., FONTUGNE M. & MARCIGNY C., 2008, "Fluvial System evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue Valley (Western France)", *Geomorphology* 98, pp. 55-70.

- LESPEZ L., CLET-PELLERIN M., DAVIDSON R., HERMIER G., CARPENTIER V. & CADOR J.M., 2010, "Middle to Late Holocene landscape changes and geoarchaeological implications in the marshes of the Dives estuary (NW France)", *Quaternary International* 216, pp. 23-40.
- LESPEZ L. & GERMAIN-VALLEE C., 2010, *Les paléo-environnements de l'Âge du Fer en Basse-Normandie : Etat des connaissances et problèmes posés*, Actes du XXIIIe Colloque international de l'AFEAF, Caen 20 au 24 Mai 2009, pp. 35-50.
- LESPEZ L., 2009, « La recherche hors-site : géoarchéologie de la vallée de L'Houay », in MARCIGNY C. (dir.), 2009, *Le Goulet (Orne), Le mont*, Rapport final d'opération, SRA Basse-Normandie, pp.197-200.
- LESPEZ L. (dir), 2012, *Paysages et gestion de l'eau, sept millénaires d'histoire de vallées et de plaines littorales en Basse-Normandie*, numéro hors série des Enquêtes Rurales, Bibliothèque du pôle rural n°3, Presses Universitaires de Caen, 336p.
- LESPEZ L., 2012b, *Le temps de l'environnement et des paysages des systèmes fluviaux au cours de l'Holocène. Normandie, Grèce, Mali*, Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, vol. 1, Université de Caen Basse-Normandie, 374 p.
- LEVIGNEUX E., 2011, *Variabilité sédimentaire holocène dans le bassin versant de la basse vallée de la Seine : caractérisation, condition hydrodynamiques et détermination des grandes phases d'érosion/sédimentation par intégration des données archéologiques*, Mémoire de Master 2, UFR Sciences Vie-Terre Environnement, Dijon, 108 p.
- LEWIN J., MACKLIN M.G. & JOHNSTONE E., 2005, "Interpreting alluvial archives: sedimentological factors in the British Holocene fluvial records", *Quaternary Science Reviews* 24, pp. 1873-1889.
- LEWIS S.G., MADDY D. & SCAIFE R.G., 2001, "The fluvial system response to abrupt climate change during the last cold stage : the Upper Pleistocene River Thames fluvial succession and Ashton Keyes, UK", *Global and planetary Change* 28, pp. 341-359.
- LIETAR C., 2013, *Territoires et ressources des sociétés néolithiques du Bassin parisien : le cas du Néolithique moyen (4500-3800 av. J.-C.)*, Thèse de l'université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 317 p.
- LIMONDIN-LOZOUET N., 2011, "Successions malacologiques à la charnière Glaciaire/Interglaciaire : du modèle Tardiglaciaire-Holocène aux transitions du Pléistocène", *Quaternaire*, vol.22 (3), pp. 211-220.
- LIMONDIN-LOZOUET N. & PREECE R.C., 2004, "Molluscan successions from the Holocene tufa of Saint-Germain-le-Vasson, Normandy (France) and their biogeographical significance", *Journal of Quaternary Science* 19, pp. 55-71.
- LIMONDIN-LOZOUET N., GAUTHIER A. & PREECE R.C., 2005, « Enregistrement des biocénoses de la première moitié de l'Holocène en contexte tufacé à Saint-Germain-le-Vasson (Calvados) », *Quaternaire* 17, pp. 5-29
- LIMONDIN-LOZOUET N., PREECE R. & ANTOINE P., 2013, "The Holocene tufa at Daours (Somme Valley, northern France) : malacological succession and palaeohydrological implications", *Boreas*, vol.42, pp. 650-663.

LOWE J.J., RASMUSSEN S.O., BJÖRCK S., HOEK W.Z., STEFFENSEN J.P., WALKER M.J.C. & YU Z.C., 2008, « The Intimate group, synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination : a revised protocol recommended by the INTIMATE group », *Quaternary Sciences Reviews*, 27, pp.6-17.

M-N

MACAIRE J.-J., DI-GIOVANNI C. & HINSCHBERGER F., 2005, « Relations entre production organique et apports terrigènes dans les sédiments fluviatiles holocènes : observations et conclusions hétérodoxes », *Comptes Rendus Géosciences*, Elsevier, Masson, 337, pp. 735-764.

MACKLIN M.G., 1999, « Holocene river environment in prehistoric Britain : Human interactions and impact », *Journal of Quaternary Science* 14, pp. 521-530.

MACKLIN M.G., BENITO G., GREGORY K.J., JOHNSTONE E., LEWIN J., MICHYCZYNSKA D.J., SOJA R., STARKEL L. & THORNDYCRAFT V.R., 2006, « Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe », *Catena* 66, pp. 145-154.

MACKLIN M.G., JONES A.F. & LEWIN J., 2010, « River response to rapid Holocene environmental change: evidence and explanation in British catchments », *Quaternary Science Reviews*, 29, pp. 1555-1576.

MACPHAIL R.I., 1994, « Reworking of urban stratigraphie by human and natural processes », in HALL A.R. & KENWARD H.K., *Urban-rural connexions : perspectives from environmental archaeology*, Symposia of the Association for Environmental Archaeology, 12, pp. 13-43.

MAGNIN F., GUENDON J.-L., VAUDOUR J. & MARTIN P., 1991, « Les travertins : accumulations carbonatées associées aux systèmes karstiques, séquences sédimentaires et paléoenvironnementales quaternaires », *Bulletin de la société géologique de France*, 162 (3), pp. 585-594.

MAGNY M., 1995, *Une histoire du climat, des derniers mammoths au siècle de l'automobile*, Paris, errance, 176 p.

MAGNY M., 1997, « Eléments pour une histoire du climat entre 13000 et 6000 BP », *Bulletin de la Société préhistorique française*, 94 (2), pp.161-167.

MANNEVILLE O., VERGNE V. & VILLEPOUX O., 1999, *Le monde des tourbières et des marais, France, Suisse, Belgique, Luxembourg*, coll. Les références du naturaliste, Editions Delachaux et Nestlé, 2nde édition, 320p.

MARCIGNY C. (dir), 2005, *Archéologie, histoire et anthropologie de la presqu'île de La Hague (Manche), Première année de recherche*, Le Tourp, 129 p.

MARCIGNY C. (dir), 2010, *La Hague dans tous ses états*, OREP éditions, 159 p.

- MARCIGNY C., COLONNA C., GHESQUIERE E. & VERRON G., 2005, *La Normandie à l'aube de l'histoire, les découvertes archéologiques de l'âge du Bronze 2300-800 av. J.-C.*, Somogy éditions d'art, 152 p.
- MARCIGNY C., GHESQUIERE E. & DESLOGES J. (ed), 2007, *La Hache et la Meule, les premiers paysans du Néolithique en Normandie (6000-2000 avant notre ère)*, Editions du Museum du Havre, 191 p.
- MARCIGNY C., SAVARY X., VERNEY A. & VERRON G., 2010, « L'âge du Bronze en Basse-Normandie, bilan de la recherche 1984-2004 », in *Bilan de la recherche en Basse-Normandie du Paléolithique à la fin de l'âge du Fer*, Direction régionale des affaires culturelles Basse-Normandie, Service Régional d'Archéologie, pp. 93-142.
- MARCIGNY C. & MAZET S. (dir), 2016, *Alizay – le Postel, le pré rompu, le Chêne, le Port au chanvre, les Diguets – Igoville – Le fort, les Limais. Au bord de l'eau ! Les occupations humaines d'une berge de la Seine du Tardiglaciaire à nos jours*, Rapport d'opération archéologique, INRAP, volumes 1 à 3, 1624 p.
- MARE E., 2006, *Malleville-sur-le-Bec A28 Nord, « Buisson du Rouï »*, in *Bilan Scientifique de la Région Haute-Normandie 2003*, Ministère de la culture et de la communication, SRA Haute-Normandie, pp. 54-55.
- MARTIN P., LE BISSONNAIS Y., BENKHADRA H., LIGNEAU L. & OUVRY J-F., 1997, « Mesures du ruissellement et de l'érosion diffuse engendrés par les pratiques culturales en Pays de Caux (Normandie) », *Géomorphologie : Relief, processus, environnement*, vol 3. N°2, pp. 143-154.
- MASSEI N. & FRITIER N., 2010, *Quantification de l'évolution spatiotemporelle de la contribution de la nappe de la Craie au débit de la Seine aval*, Rapport d'étude du GIP Seine-Aval, 62 p.
- MATTERNE V., 2001, *Agriculture et alimentation végétale durant l'âge du Fer et l'époque gallo-romaine en France septentrionale*, Editions Montagnac, 310 p.
- MATHÉ V. & LEVEQUE F., 2003, « High resolution magnetic survey for soil monitoring : detection of drainage and soil tillage effects », *Earth and Planetary Science*, 212, pp. 241-251.
- MATHE V., DRUEZ M., JEZEGOU M-P., SANCHEZ C., 2010, « Recherches géophysiques de structures portuaires : application aux sites du Fâ (17), de Brion (33) et de mandirac (11) », in HUGOT L., TRANOY L. (éd.), *Les structures portuaires de l'Arc atlantique dans l'Antiquité*, Aquitania, 18 (suppl), pp. 87-96.
- MATHE V., CAMUS A., MARTINAUD M., BARRAUD D., PICHONNEAU J-F. & TASSAUX F., 2012, « Prospections géophysiques multi-méthodes du site gallo-romain de Brion (Gironde, France) : une agglomération secondaire en zone humide », *ArchéoSciences*, 36, pp. 173-189.
- MENILLET F., HAVLICEK P., FROBERT L., DUGUEY E., GIGOT C., LEBRET P., PIERRET A., 1994, *Carte géologique de la France à 1 / 50 000*, Feuille de Dreux n°216 et notice, BRGM, 73 p.

MIALL A.D., 2006, *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*, Springer, quatrième édition, 582 p.

MICHEL M. & PEZENNEC A., 2013, *Bouville / Villers-Ecalles, A150 : Site 6*, in Bilan Scientifique 2013, DRAC Haute-Normandie, pp.104-107

MÜCHER H.J., CARBALLAS T., GUITIAN OJEA F., JUNGERIUS P.D., KROONENBERG S.B., & VILLAR M.C., 1972, “Micromorphological analysis of effects of alternating phases of landscape stability and instability on two soil profiles in Galicia, N.W Spain”, *Geoderma* 8, pp.241-266.

MÜCHER H.J., SEVINK J., BERGKAMP G. & JONGEJANS J., 1990, « A pedological and micromorphological study on mediterranean loessial deposits near Gerona, NE Spain », *Quaternary International*, Vol 5, pp.9-22.

NEBOIT-GUILHOT R., 2010, *L'Homme et l'érosion, l'érosion des sols dans le monde*, Publication de la Faculté des Lettres de Clermont-Ferrand, 34, 3è édition, 269 p.

NGRIP 2004, « High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period », *Nature*, 431 (7005), pp. 147-151.

O-P

OLDFIELD F., 1991, « Environmental magnetism – a personal perspective », *Quaternary Science Reviews*, vol. 10, pp. 73-85.

OLLIVIER V., JOANNIN S., ROIRON P., NAHAPETYAN S. & CHATAIGNER C., 2012, « Signatures et impacts des changements climatiques rapides sur la travertinisation, la morphogenèse et les sociétés holocènes des régions circumcaspiennes », in BERTONCELLO F. & BRAEMER F. (dir), *Variabilités environnementales, mutations sociales, Nature, intensités, échelles et temporalités des changements*, Actes des XXXIIe rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes, pp. 27-36.

ORTH P., 2003, *Evolution et variabilité morpho-sédimentaire d'un bassin versant élémentaire au Tardi et Postglaciaire : l'exemple du bassin versant de la Beuvronne (Bassin parisien)*, Thèse de doctorat, Université Paris 1-La Sorbonne, 237 p.

ORTH P., PASTRE J.-F., GAUTHIER A., LIMONDIN-LOZOUET N., KUNESCH S., 2004, « Les enregistrements morpho-sédimentaires et biostratigraphiques des fonds de vallée du bassin versant de la Beuvronne (Bassin parisien, Seine-et-Marne, France) : perception des changements climato-anthropiques à l'Holocène », *Quaternaire*, 15 (3), pp. 285-298.

OUVRY J.-F., 1992, “L'évolution de la grande culture et l'érosion des terres dans le Pays de Caux”, *Bulletin de l'Association des Géographes français*, 2, pp. 107-114.

PAEZ-REZENDE L. & LEPERT T., 1997, *Incarville – Eure (27) “Les Prés” Echangeur RN 154 A13*, Document final de synthèse, Service Régional d'Archéologie, 2 volumes.

PASSEGA R., 1957, “Texture as characteristic of clastic deposition”, *Bull. Petrol. Geol.* 41 (9), pp. 1952-1984.

- PASTRE J.-F., CECCHINI M., DIETRICH A., FONTUGNE M., GAUTHIER A., KUZUCUOGLU C., LEROYER C. & LIMONDIN N., 1991, « L'évolution holocène des fonds de vallées au nord-est de la région parisienne », *Physio-Géo*, 22/23, pp. 109-115.
- PASTRE J.-F., FONTUGNE M., KUZUCUOGLU C., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., TALON M. & TISNERAT N., 1997, « L'évolution tardi et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants », *Géomorphologie : relief, processus, environnement* (4), pp. 291-312.
- PASTRE J.-F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., CHAUSSE C., FONTUGNE M., GEBHARDT A., HATTE C. & KRIER V., 2000, « Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin parisien (France) », *Quaternaire*, 11, (2), pp. 107-122.
- PASTRE J.-F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., ORTH P., CHAUSSE C., FONTUGNE M., GAUTHIER A., KUNESCH S., LEJEUNE Y. & SAAD M.-C., 2002, « Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires : les réponses morpho-sédimentaires des vallées du Bassin parisien (France) », in BRAVARD J.-P. & MAGNY M. (eds), *Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*, Errance, pp. 29-44.
- PASTRE J.-F., LIMONDIN-LOZOUET N., LEROYER C., PONEL P. & FONTUGNE M., 2003a, « River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France) », *Quaternary Science Reviews*, vol. 22 (20), pp. 2177-2188.
- PASTRE J.-F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., ANTOINE P., GAUTHIER A., LE JEUNE Y. & ORTH P., 2003b, « Quinze mille ans d'environnement dans le Bassin parisien (France) : mémoires sédimentaires des fonds de vallée », in MUXART, T., VIVIEN, F.D., VILLALBA, B., BURNOUF, J. *Des milieux et des hommes : fragments d'histoires croisées*. Elsevier, collection environnement, pp.43- 55
- PASTRE J.-F., ORTH P., LE JEUNE Y. & BENSAAOUDINE S., 2006, « L'Homme et l'érosion dans le Bassin parisien (France) : La réponse morpho-sédimentaire des fonds de vallées au cours de la seconde partie de l'Holocène », in ALLEE P. & LESPEZ L. (dir), *L'érosion entre Société, Climat et Paléo-environnements*. Actes de la Table Ronde en l'honneur de R. Neboit-Guilhot., Presses Universitaires Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 237-247.
- PATHOU-MATHYS M. & DENYS C. (dir), 2014, *Manuel de taphonomie*, Errances archéologiques, 288 p.
- PAYETTE S. & ROCHEFORT L. (dir.), 2001, *Ecologie des tourbières du Québec-Labrador*, Presses de l'Université de Laval, 621 p.
- PEDLEY M., 1990, "Classification and environmental models of cool freshwater tufas", *Sedimentary Geology*, 68, pp. 143-154.
- PEDLEY M., 2009, "Tufa and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments", *Sedimentology* vol.56 (1), pp. 221-246.
- PEDLEY M., ANDREWS J., ORDONEZ S., DEL CUERA M.A.G, MARTIN J.-A.G., TAYLOR D., 1996, "Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 121, pp. 239-257.

- PEDLEY M., GONZALEZ-MARTIN J.A., ORDONEZ-DELGADO S., GARCIA DEL CURA A., 2003, "Sedimentology of Quaternary perched springline and paludal tufas : criteria for recognition with examples from Guadalajara Province, Spain", *Sedimentology* 50, pp.23-44.
- PEIRY J-L, 1988, *Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments. L'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie)*, Thèse de doctorat en Géographie et Aménagement, Université de Lyon 3, 378 p.
- PEIRY J.-L., 1994, "Application de l'Analyse Statistique Multivariée et de l'Image CM des dépôts fluviaux à la reconstitution des paléoenvironnements fluviaux, l'exemple d'un bras mort du Rhône en amont de Lyon", *Quaternaire*, 5 (2), pp.59-67.
- PENNA B., 2003, *Le Marais Vernier, dix siècles d'évolution paysagère*, 33, Cahier des Annales de Normandie, 256 p.
- PENTECOST A., 2005, *Travertine*, Springer, 445 p.
- PETELET-GIRAUD E., BRENOT A., ARNAUD L., BRANELEC M. & BRAIBANT G., 2007, *Etude des relations nappes-rivières en Haute-Normandie, Bassin de l'Austreberthe. Approche couplée par modélisation hydrologique et géochimie isotopique*, Rapport Final, BRGM, 56 P.
- PEZENNEC A., 2016, *Villers-Ecalles/Bouville, Tronçon autoroutier A150, Site 6*, Rapport de fouilles archéologiques, Eveha,
- PHILIPPSSEN B., 2013, « The freshwater reservoir effect in radiocarbon dating », *Heritage Science*, 1, 24. 19 p.
- PIANA J., CARCAUD N., CYPRIEN-CHOUIN A-L., VISET L. & LEROY D., 2009, « Dynamique paysagère tardiglaciaire et holocène dans la vallée du Loir à Pezou (Loir-et-Cher) : développements méthodologiques et premiers résultats », *Noroi*, 213 (4), pp. 73-88.
- PONEL P., COOPE R., ANTOINE P., LIMONDIN-LOZOUET N., LEROYER C., MUNAUT A.-V., PASTRE J.-F. & GUITER F., 2005, "Lateglacial palaeoenvironments and palaeoclimates from Conty and Houdancourt, northern France, reconstructed from Beetle remains", *Quaternary Science Reviews*, 24, pp. 2449-2465.
- PONEL P., GANDOUIN E., COOPE G.R., ANRIEU-PONEL V., GUITER F., VAN VLIET-LANOË B., FRANQUET E., BROCANDEL M. & BRUHLET J., 2007, "Insect evidence for environmental and climate changes from Younger Dryas to Sub-boreal in a river floodplain at St-Momelin (St-Omer basin, northern France), Coleoptera and Trichoptera", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245, pp.483-504.
- PONGE J-F., 1988, "Etude écologique d'un humus forestier par l'observation d'un petit volume. La couche F1 d'un moder sous *Pinus sylvestris*", *Pedobiologia*, Elsevier, 31 (1-2), pp.1-64.
- PORCHER M., 1977, « Lithostratigraphie des alluvions fluviales holocènes de la Basse vallée de la Seine », in *L'estuaire de la Seine au Quaternaire*, Acte des Journées Lennier, Bulletin Trimestriel de la Société géologique de Normandie et des amis du Muséum du Havre, pp. 181-201.

PROST D., BIARD M. & THERON V., 2010, *La culture de Cerny en Haute-Normandie (Vème millénaire avant J.-C.)*, Journées archéologiques de Haute-Normandie, Rouen 3-5 avril 2009, PURH, pp. 45-62.

PROST D. (dir), 2015, *La culture de Cerny : le Néolithique moyen I en Haute-Normandie*, Coll. Archéologie et Culture, Presses universitaires de Rennes, 300 p.

PRUD'HOMME C., ANTOINE P., MOINE O., TURPIN E., HUGUENARD L., ROBERT V. & DEGEAI J.-P., 2016, « Les biosphéroïdes calcitiques de vers de terre, un nouvel indicateur paléoenvironnemental et paléoclimatique des séries loessiques », *Les nouvelles de l'archéologie*, 142, pp. 5-8.

Q-R

QUESNEL F., 1997, *Cartographie numérique en géologie de surface, application aux altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris*, Thèse de Doctorat, Université de Rouen, Département de Géologie, 256 p.

QUESNEL F., LAIGNEL B., BOURDILLON C. & MEYER R., 2000, « Les altérites à silex de Seine-Maritime (France) : typologie, chronologie et géodynamique », *Bulletin d'information géologique du Bassin parisien*, 37, 1, pp. 17-31.

RAMEAU J.-C., MANSION D., DUME G., 1989. *Flore forestière française, guide écologique illustré. T.1 plaines et collines*. Institut pour le développement forestier, Paris. 1785 p.

RASMUSSEN S.O., ANDERSEN K.K., SVENSSON A.M., STEFFENSEN J.P., VINTHER B.M., CLAUSEN H.B., SIGGAARD-ANDERSEN M.-L., JOHNSEN S.J., LARSEN L.B., DAHL-JENSEN D., BIGLER M., RÖTHLISBERGER R., FISCHER H., GOTO-AZUMA K., HANSSON M.E. & RUTH U., 2006, "A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination", *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, vol.111, D6102.

RASSE M., 2008, "La diffusion du Néolithique en Europe (7000-5000 av. J.-C.) et sa représentation cartographique", *Mappemonde* 90, 22 p.

RASSE M., 2014, "Modélisation de la diffusion du Néolithique en Europe", *Mappemonde*, 115, 26 p.

REINECKE P., 1965, *Mainzer Aufsätze zur Chronologie der Bronze – Und Eisenzeit*, Bonn, 156 p.

REIß S., DREIBRODT S., LUBOS C. & BORK H.-R., 2009, "Land use history and historical soil erosion at Albersdorf (Northern Germany) – Ceased agricultural land use after the pre-historical period", *Catena* 77, pp. 107-118.

REMY-WATTE M., 2001, « l'Age du Fer », in BODINIER B. (dir), *L'Eure de la Préhistoire à nos jours*, Jean-Michel Bordessoulles, pp. 46-54.

REMY-WATTE M. & ROUSSEL P., 2007, « Le « camp du Vignerons » et les origines de Brionne (Eure) », *Haute-Normandie Archéologie*, bulletin num. 12, pp. 9-18.

RICHARD H. (dir), 2004, *Néolithisation précoce, premières traces d'anthropisation du couvert végétal à partir des données polliniques*, Presses Universitaires Franc-comtoises, Annales littéraires 777, 219 p.

RIDDIFORD N., BRANCH N., GREEN C., ARMITAGE S. & OLIVIER L. 2012, « Holocene palaeoenvironmental change and the impact of prehistoric salt production in the Seille valley, eastern France », *The Holocene*, 22 (8), pp. 831-845

RODET J., 1991, *Les karsts de la craie : étude comparative*, Thèse d'état, université de Paris IV-Sorbonne, 562 p.

RODET J., 1997, « Typologie des karsts dans la craie du Bassin de Paris », *Annales-Société Géologique du Nord*, vol.5, pp. 351-359.

RODET J., 2007, « Karst de la craie et aquifère de Normandie », *European Journal of Water Quality*, 38 (1), pp. 11-22.

RODET J., 2013, « Karst et évolution géomorphologique de la côte crayeuse à falaise de la Manche : l'exemple du Massif d'Aval (Etretat, Normandie, France) », *Quaternaire*, 24 (3), pp. 303-314.

RODET J., 2014, « The Primokarst, former stages of karstification, or how solution caves can born », *Geologica Belgica*, 17 (1), pp. 58-65

RODET J., WILLEMS L., BROWN J., OGIER-HALIM S., BOURDIN M. & VIARD J.-P., 2009, *Morphodynamic incidences of the trepanning of the endokarst by solution pipes, examples of chalk caves in Western Europe (France and Belgium)*, Proceedings of the 15th International Congress of Speleology, Kerville (Texas, USA), 19-26 July 2009, UIS, vol.3.

ROUSSEL P., 1992, « Brionne – Rue Moussel Renouf », in *Bilan scientifique régional 1991, Haute-Normandie*, pp.19-20.

RUELLAN A. & DOSSO M., 1993 - *Regards sur le sol*. Éditions Foucher et Aupelf, 1993, 192 p. Complément 63 p. en 1998.

S

SALANOVA L., BRUNET P., COTTIAUX R., HAMON T., LANGRY-FRANCOIS F., MARTINEAU R., POLLONI A., RENARD C. & SOHN M., 2011, “Du Néolithique récent à l'âge du Bronze dans le centre-nord de la France : les étapes de l'évolution chrono-culturelle”, *Revue Archéologique de Picardie*, num. 28, pp. 77-99.

SAVADOR P.-G., BERGER J.-F., GAUTHIER E. & VANNIERE B., 2004, “Holocene Fluctuations of the Rhône river in the alluvial plain of the Basses Terres (Isères, Ain, France)”, *Quaternaire*, 15 (1-2), pp. 177-186.

SALVADOR P.-G., BERGER J.-F., FONTUGNE M., GAUTHIER E., 2005, « Etude des enregistrements sédimentaires holocènes des paléoméandres du Rhône dans le secteur des Basses Terres (Ain, Isère, France) », *Quaternaire* 16, 4, pp. 315-328.

- SCHNITZLER A., 1997, “River dynamics as a forest process: interaction between fluvial systems and alluvial forests in large European river plains”, *The botanical review*, 63 (1), pp.40-64.
- SEBAG D., 2002, *Apports de la MO pour la reconstitution des paléo-environnements holocènes de la basse vallée de la Seine, Fluctuations des conditions hydrologiques locales et environnements de dépôts*, Thèse de doctorat, Département de géologie, Université de Rouen, 356 p.
- SECHI S., SEBAG D., LAIGNEL B., LEPERT T., FROUIN M., DURAND A., 2010, “The Last millennia history of detrital sedimentation in the Lower Seine Valley (Normandy, NW France) : Review”, *Terra Nova*, 22 (6), pp. 434-441.
- SECHI S., 2012, *Les archives sédimentaires témoins des phases d'érosion. Approche géo-archéologique appliquée au bassin versant de la Basse Vallée de la Seine (Normandie, France) et au Campidano Septentrional (Sardaigne, Italie)*, Thèse de doctorat, Université de Rouen, Département de Géologie, 476 p.
- SIMON F.-X., 2012, *L'apport de l'outil géophysique pour la reconnaissance et la caractérisation des sites en archéologie préventive, méthodes et perspectives : exemples en Alsace*, Thèse de Doctorat, Archéologie et Préhistoire, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, 313p.
- SLIMANI S., 2009, *Influence morphostructurale sur les écoulements souterrains des craies karstifiées de Haute-Normandie*, Thèse de Doctorat, Université de Rouen, 281 p.
- SOMME J., 2006, « Tufs calcaires holocènes récents dans le Nord de la France », *Quaternaire* vol 17-2, pp. 43-49.
- SORREL P., TESSIER B., DEMORY F., DELSINNE N. & MOUAZE D., 2009, “Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, The Seine Estuary (NW France)”, *Quaternary Science Review*, 28, pp. 499-516.
- SOUADI T., KING C. & LE BISSONNAIS Y., 2000, *Cartographie régionale de l'aléa "érosion des sols" en région Haute-Normandie*, BRGM, 95 p.
- SOUFFI B., 2003, *Le Mésolithique de Haute-Normandie : l'exemple du site d'Acquigny "L'Anglais" (Eure), contribution à l'étude des gisements mésolithiques de plein-air*, Thèse de doctorat de l'université Paris 1, 424 p.
- SOUFFI B., 2004, “Le mésolithique de Haute-Normandie : taphonomie et interprétation chrono-culturelle”, in *Le début du Mésolithique en Europe du Nord-Ouest*, Mémoire XLV de la Société préhistorique française, pp. 135-151.
- STOOPS G., 2003, *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin section*, Soil society of America, 200 p.
- STOOPS G. (dir), 2010, *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*, Elsevier science, 752 p.
- STRAHLER A.N., 1957, “Quantitative analysis of watershed geomorphology”, *Transaction of the American Geophysical Union* 38 (6), pp. 913-920.

SWINDLES G.T., PLUNKETT G. & ROE H.M., 2007, « A delayed climatic response to solar forcing at 2800 cal. BP : multiproxy evidence from three Irish peatlands », *The Holocene*, 17 (2), pp. 177-182.

T-U-V

TABBAGH A., 1986, « Applications and advantage of the Slingram electromagnetic method for archaeological prospecting », *Geophysics*, vol.51 (3), pp.576-584.

TESSIER B. (dir), 2012, *Impact des crises climatiques sur la morphologie et la sédimentation dans l'estuaire de la Seine au cours des derniers millénaires. Une comparaison amont-aval à partir d'une synthèse de l'état des connaissances*, Rapport projet ICES GIP Seine-Aval, 55 p.

THERESE D., 2003, *Les têtes de bassins versants : diagnostic et étude diachronique d'un hydrosystème particulier; cas du bassin versant de l'Odon*, mémoire de maîtrise, Université de Caen, 93 p.

THEVENIN A., 2002, « Stabilité et changement dans les équipements des derniers chasseurs-cueilleurs : relation avec leur environnement », in RICHARD H. & VIGNOT A. (dir), *Equilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest*, Actes du colloque international de Besançon, Septembre 2000, PUFC, pp. 153-164.

THIEMEYER H., BLÜMEL W.D., DAMBECK R., DIECKMANN B., EBERLE J., GLADE T., HECHT S., HOUBEN P., MOLDENHAUER K.-M., SCHROTT L., SCHULTE A., VOGT R. & WUNDELICH J., 2005, « Soils, sediments and slope processes and their effects on sediment fluxes into the river Rhine », *Erdkunde*, 59, pp. 184-198.

THIRY E., SCHNEBELEN N. & LAROCHE B., 2013, *Guide pour l'identification et la délimitation des sols de zones humides*, Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie, GIS Sol, 63 p.

THOMPSON R. & OLDFIELD F., 1986, *Environmental magnetism*, George Allen & Unwin, London. 220 p.

VACHIER P., DEVER L. & FONTES J.-C., 1987, *Mouvements de l'eau dans la zone non saturée et alimentation de la nappe de la craie de Champagne : approches isotopiques et chimiques*, International symposium on the use of isotope techniques water resource development, pp. 367-379.

VAN-VLIET LANOE B., 1990, « The genesis and age of the argillic horizon in Weichselian loess of northwestern Europe », *Quaternary International*, 5, pp. 49-56.

VAN-VLIET LANOE B., FAGNART J.-P., LANGHOR R. & MUNAUT A., 1992, « Importance de la succession des phases écologiques anciennes et actuelles dans la différenciation des sols lessivés de la couverture lœssique d'Europe occidentale : argumentation stratigraphique et archéologique », *Sciences du sol*, 30 (2), pp. 75-93.

VAN-VLIET LANOE B., VANDENBERGHE N., LAURENT M., LAIGNEL B., LAURIAT-RAGE A., LOUWYE S., MANSY J.-L., 2002, « Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic », *Geodiversitas*, 24 (3), pp. 511-541.

VANDENBERGHE J., 1995, « Timescale, climate and river development », *Quaternary Science Review*, 14, pp. 631-638.

VANDENBERGHE J., PARIS P., KASSE C., GOUMAN M. & BEYENS L., 1984, « Palaeomorphological and botanical evolution of small lowland valleys : a case study of the Mark valley in northern Belgium », *Catena*, 11, pp. 229-238.

VELLA M-A., GHILARDI M., DIOUF O., PARISOT J-C., HERMITTE D., PROVANSAL M., FLEURY J., DUSSOUILLEZ P., DELANGHE-SABATIER D., DEMORY F., QUESNEL Y., HARTMANN-VIRNICH A., DELPEY Y., BERTHELOT M. & BICKET A., 2013, « Géoarchéologie du Rhône dans le secteur du pont Saint-Bénézet (Avignon, Provence, France) au cours de la seconde moitié du deuxième millénaire après J-C. : étude croisée de géographie historique et des paléo-environnements », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2013, N°3, pp. 287-310.

VERGNE V., BRIMONT F. & TREMBLAY C., 2004, *Les tourbes du Nord de la France, notes sur les données anciennes et modernes*, CSENPC Lille, 23 p.

VERSTRAETEN G., LANG A. & HOUBEN P., 2009a, “Human impact on sediment dynamics – quantification and timing”, *Catena* 77, pp. 77-80.

VERSTRAETEN G., ROMMENS T., PEETERS I., POESEN J., GOVERS G. & LANG A., 2009b, “A temporarily changing Holocene sediment budget for a loess-covered catchment (central Belgium)”, *Geomorphology*, 108, pp. 24-34.

VIEL V., 2012, *Analyse spatiale et temporelle des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes normands, exemple du bassin versant de la Seulles*, thèse de doctorat, département de géographie, Université de Caen-Basse-Normandie, 367 p.

VIEL V., DELAHAYE D. & REULIER R., 2014, “Impact de l’organisation des structures paysagères sur les dynamiques de ruissellement de surface en domaine bocager. Etude comparée de trois petits bassins versants bas-normands”, *Géomorphologie : Relief, processus environnement*, num 2, Actes des 14^è journées des Jeunes Géomorphologues, pp.175-188.

VILES H.A. & PENTECOST A. 2007, “Tufa and Travertine”, in NASH D.J., & S.J., MCLAREN (eds), *Geochemical sediments and Landscapes*, Blackwell publishing, RGS-IGB Book Series, pp. 179-199.

VITA-FINZI C., 1969, *The Mediterranean Valleys: geological Changes in Historical times*, Université de Cambridge, 152 p.

VOIGT R., GRÜGER E., BAIER J., MEISCHNER D., 2008, “Seasonal variability of Holocene climate: a palaeolimnological study on varved sediments in Lakes Jues (Harz Mountains, Germany)”, *Journal of Palaeolimnology*, 40, 4, pp. 1021-1052.

W-X-Y-Z

WALL A., MAGNY M., MILLER L. & GILBERT D., 2010, “Changements climatiques et variations d’assemblages de thécamoebiens au cours de la transition Tardiglaciaire/Holocène au lac Lautrey (Jura, France)”, *Quaternaire*, 21 (3), pp. 295-304.

WALKER M.J.C., 1995, "Climate changes in Europe during the last Glacial/Interglacial transition", *Quaternary International*, vol.28, pp. 63-76.

WALKER M.J.C., *et al.* 2012, "Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of Ice-Core, Marine and Terrestrial Records) and the Subcommittee of Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy)", *Journal of Quaternary Science*, 27, pp 649-659.

WALTER-SIMONNET A.-V., 2008, *Impacts sédimentaires de la présence humaine et des variations climatiques. Exemples d'enregistrements lacustres, fluviaux et estuariens*, Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Franche-Comté, 181 p.

WATTE J.-P., 2009, « Une hache à talon de type Normand, en Bronze, retrouvée dans le Poitou », *Bulletin de la Société géologique de Normandie et des amis du Muséum du Havre*, vol.96-2, pp. 33-36.

WECH P., 2012, « Brionne, Collège Pierre Brossolette », in *Bilan Scientifique de la Région Haute-Normandie 2012*, Ministère de la Culture, pp. 25-28.

WECH P., 2015a, *Brionne (Haute-Normandie, Eure)*, « Rue Emile Neuville, Collège Pierre Brossolette », Rapport Final d'Opération de fouille archéologique, Mission Archéologique Départementale de l'Eure, 3 volumes, 412 p.

WECH P., 2015b, « Brionne, collège Pierre Brossolette. Un quartier artisanal des I^{er} et II^e siècles en périphérie de l'agglomération antique », in *Journées archéologiques de Normandie*, Alizay 2014, Presses Universitaires de Rouen et du Havre, pp. 47-60.

WEISROCK A., 1986, « Variations climatiques et périodes de sédimentation carbonatée à l'Holocène - l'âge des dépôts », *Méditerranée*, Troisième série, Tome 57, N°1-2, pp. 165-167.

WILKINSON K., 2009, *Regional review of Geoarchaeology in Southern Region : Colluvium*, Research Department Report, English Heritage, 43 p.

WUSCHER P., BLASER R., CAMMAS C., DURAND J., GLISONI S., SARON E. & PASTRE J.-F., 2012, « Des plateaux, des limons et des hommes : état des connaissances et questions sur l'érosion tardiglaciaires et holocènes en Île-de-France », *Revue Archéologique d'Île-de-France*, 5, pp. 5-28.

ZECH-MATTERNE V., 2009, « L'agriculture, stock des grains archéologiques », in GIRAUD P. (dir), *Gaulois sous les pommiers : découvertes de l'âge du Fer en Basse-Normandie, IX^{ème} – I^{er} siècle av. J.-C.*, Conseil Général du Calvados, Editions Cahiers du Temps, pp. 51-52.

Table des illustrations

Figure 1. 1 : Modèle numérique de terrain de la Haute-Normandie	22
Figure 1. 2 : Localisation des bassins et sous-bassins versants de Haute-Normandie.....	24
Figure 1. 3: Coupe schématique des formations superficielles sur substrat crayeux en Haute-Normandie	25
Figure 1. 4 : Contexte structural de la région Haute-Normandie.....	27
Figure 1. 5: Substrat mésozoïque de la Seine-Maritime et de l'Eure	29
Figure 1. 6 : Distribution spatiale des sables tertiaires de l'ouest du Bassin de Paris.....	32
Figure 1. 7: Variation des épaisseurs des formations résiduelles à silex dans l'Eure et la Seine-Maritime.....	33
Figure 1. 8 : Carte des épaisseurs de loess.....	35
Figure 1. 9: Contexte pédologique et toposéquence simplifiée de l'Ouest du Bassin parisien	39
Figure 1. 10: Carte pédologique simplifiée de la Seine-Maritime et de l'Eure	41
Figure 1. 11 : Chronozones régionales et cadre chrono-culturel en Normandie	48
Figure 1. 12 : Occupation du Nord-Ouest de la France entre 4700 et 4300 BC : Cerny indéterminé et Néolithique moyen I.....	56
Figure 1. 13 : Occupation du Nord-Ouest de la France entre 4250 et 3800 BC : Néolithique moyen II ...	57
Figure 1. 14 : Quelques sites d'études pour les thématiques des forçages anthropiques et climatiques holocènes du Nord-Ouest européen	68
Figure 1. 15 : Evolution de la vallée de la Nonette à Baron (Oise) au cours de l'Holocène	75
Figure 1. 16: Synthèse des forçages climato-anthropiques et des grandes phases détritiques reconnues dans le système de la Basse Seine	80
Figure 2. 1 : La démarche géoarchéologique pour l'étude de l'évolution des hydrosystèmes et des paysages : objets et transdisciplinarité	90
Figure 2. 2 : localisation des sites d'études et réseau hydrographique de l'Eure et de la Seine-Maritime.....	93
Figure 2. 3 : A. Dispositif multipôle ARP monté sur essieu et tracté par un véhicule motorisé tout terrain. B. Schémas du dispositif de mesure ARP vu en plan	98
Figure 2. 4 : histogramme et échelle de couleur d'une carte de résistivité	99
Figure 2. 5 : A. Représentation schématique en coupe de la prospection électromagnétique B. Capteur tracté Dual EM421S utilisé pour le système EMP	100
Figure 2. 6 : Méthodologie mise en place au cours de la phase de terrain.....	102
Figure 2. 7 : Image CM théorique	106
Figure 2. 8 : Diagramme théorique de Hjulström.....	108
Figure 2. 9 : Paramètres de calculs de la moyenne, du tri granulométrique, de l'asymétrie, du coefficient d'aplatissement et interprétations selon la méthode des moments logarithmiques	109
Figure 2. 10 : Protocole de prélèvement et de fabrication des lames minces	113
Figure 2. 11 : Caractérisation minéralogique des craies, argiles à silex et loess dans l'Eure et en Seine-Maritime.	115
Figure 2. 12 : Signature géochimique régionales des formations superficielles	117

Figure 3. 1 : Localisation du bassin versant de l'Austreberthe.....	126
Figure 3. 2 : Topographie et emprise de fouille du site de Villers-Ecalles.....	126
Figure 3. 3 : Vues du bassin versant de l'Austreberthe.....	128
Figure 3. 4 : Contexte topographique et géologique de l'emprise de fouille de Villers-Ecalles.....	129
Figure 3. 5 : Cartographie géomorphologique de la vallée de l'Austreberthe à Villers-Ecalles.....	131
Figure 3. 6 : Profils de sols théoriques, luvisols de Normandie.....	132
Figure 3. 7 : Vue d'une ravine en amont du vallon d'Ecalles.....	133
Figure 3. 8 : Formes d'érosion en fonction des processus de détachement des particules du sol et caractéristiques de ruissellement.....	134
Figure 3. 9 : Profil topographique en long et indices d'occupations dans le secteur du vallon d'Ecalles..	135
Figure 3. 10 : Structures funéraires laténiennes de type incinération avec dépôts, site 6E.....	136
Figure 3. 11 : Plan général du site 6 A150, Villers-Ecalles/Bouville.....	138
Figure 3. 12 : Coupe de référence Villers-Ecalles et profil pédologique de luvisol complet.....	140
Figure 3. 13 : localisation des profils pédologiques (transect ouest).....	142
Figure 3. 14 : localisation des profils pédologiques (transect est).....	143
Figure 3. 15 : Schéma conceptuel de la toposéquence pédo-stratigraphique « le vallon d'Ecalles ».....	145
Figure 3. 16 : Typologie des dolines.....	147
Figure 3. 17 : Sondage S1 réalisé dans la doline.....	148
Figure 3. 18 : Sondage profond G3.....	149
Figure 3. 19 : Localisation de la tranchée TRGA dans le vallon d'Ecalles et coupe dans l'axe principal...	151
Figure 3. 20 : Synthèse des distributions granulométriques.....	152
Figure 3. 21 : Diagramme triangulaire de répartition granulométrique des unités colluviales.....	153
Figure 3. 22 : Mesures de susceptibilité magnétique sur les logs 5 et 6.....	155
Figure 3. 23 : Résultats des analyses géochimiques des colluvions du vallon d'Ecalles.....	156
Figure 3. 24 : Signatures géochimiques des dépôts colluviaux du vallon d'Ecalles.....	157
Figure 3. 25 : Diffractogramme de l'échantillon L1-9.....	158
Figure 3. 26 : Détermination du cortège des minéraux argileux par DRX de trois échantillons de Villers-Ecalles.....	158
Figure 3. 27 : Observations micromorphologiques des lames prélevées dans l'US 2.....	162
Figure 3. 28 : Observations micromorphologiques des lames prélevées dans l'US 3.....	163
Figure 3. 29 : Observations micromorphologiques de la lame 15 (US 4).....	164
Figure 3. 30 : Bioturbation pédofaunique en "pile d'assiette".....	165
Figure 3. 31 : Observations micromorphologiques de la lame 13.....	166
Figure 3. 32 Observations micromorphologiques des lames prélevées dans l'US 5.....	167
Figure 3. 33 : Calibration des datations radiocarbone.....	169
Figure 3. 34 : Résultats des sept datations radiocarbone réalisées sur le site de Villers-Ecalles.....	170
Figure 3. 35 : Proposition de reconstitution chronostratigraphique du remplissage holocène du vallon d'Ecalles.....	172
Figure 3. 36 : Schéma conceptuel d'évolution diachronique holocène du Vallon d'Ecalles.....	177
Figure 4. 1 : Localisation du bassin versant de la Risle et de celui du Ru des Fontaines.....	183
Figure 4. 2 : Contexte topographique et géologique du site de Brionne.....	184

Figure 4. 3 : A. Modèle numérique de terrain de la vallée de la Risle et B. localisation du site archéologique de Brionne	185
Figure 4. 4 : Cartographie géomorphologique de la vallée de la Risle à Brionne	186
Figure 4. 5 : Extrait de la carte archéologique de Brionne et opérations archéologiques recensées	188
Figure 4. 6 : plan simplifié des vestiges antiques reconnus dans l'emprise du site de Brionne	190
Figure 4. 7 : Vues du site de Brionne en cours de fouille	191
Figure 4. 8 : Photographie du Log 1 Coupe 3.	192
Figure 4. 9 : Localisation des coupes stratigraphiques relevées dans l'emprise du site de Brionne	196
Figure 4. 10 : Coupe stratigraphique CP 1 au nord de l'emprise du site de Brionne	197
Figure 4. 11 : Coupe orientale du site de Brionne, Coupe CP3	198
Figure 4. 12 : Coupe occidentale du site de Brionne, Coupe CP5	199
Figure 4. 13 : Variation de la topographie du toit des dépôts alluviaux grossiers	201
Figure 4. 14 : Variations topographiques du toit des dépôts limoneux gris de l'unité 2	203
Figure 4. 15 : Log synthétique de la séquence pédo-sédimentaire type du site de Brionne	206
Figure 4. 16 : Synthèse des résultats granulométriques du log CP3 L3	207
Figure 4. 17 : Diagramme de répartition granulométrique des échantillons de Brionne	208
Figure 4. 18 : Image CM de Passega des échantillons de Brionne	210
Figure 4. 19 : Regroupement des échantillons de Brionne selon leur taille moyenne et l'indice de tri granulométrique	212
Figure 4. 20 : Utilisation du diagramme de Hjulström	214
Figure 4. 21 : Signatures minéralogiques de l'unité 2 de Brionne	220
Figure 4. 22 : Signatures géochimiques des éléments majeurs des unités 2 et 3	221
Figure 4. 23 : Signatures géochimiques pour les échantillons de la coupe CP1 L2	222
Figure 4. 24 : Comparaison des $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des tufs de Brionne et des tufs quaternaires européens	223
Figure 4. 25 : Observations micromorphologiques réalisées au sein des unités 2 et 3 de Brionne	228
Figure 4. 26 : Observations micromorphologiques des unités 4 et 5 de Brionne	230
Figure 4. 27 : Traits micromorphologiques d'un fragment de tuf induré (US 5)	231
Figure 4. 28 : Traits micromorphologiques de l'unité 6 de Brionne	232
Figure 4. 29 : Datations C14 réalisées sur le site de Brionne et courbe de calibration	235
Figure 4. 30 : Outillage lithique mis au jour au sein de l'unité 2	236
Figure 4. 31 : Calibration des datations radiocarbone du site de Brionne	237
Figure 4. 32 : Proposition de reconstitution de l'évolution géomorphologique tardiglaciaire et holocène de la confluence Ru des Fontaines / Risle	241
Figure 5. 1: Localisation du bassin versant de la Scie	250
Figure 5. 2 : Contexte topographique et géologique du fond de vallée de la Scie	251
Figure 5. 3 : Modèle numérique de terrain du secteur d'investigation	252
Figure 5. 4 : Carte géomorphologique de la Vallée de la Scie entre Dénestanville et Sauqueville	253
Figure 5. 5 : Photographie aérienne du site étudié	254
Figure 5. 6 : Extrait de la carte archéologique du secteur d'étude	255
Figure 5. 7 : Localisation des tranchées de diagnostic	257
Figure 5. 8 : Dénomination des parcelles prospectées	259
Figure 5. 9 : Cartographie géophysique du fond de vallée de la Scie	260
Figure 5. 10 : Localisation des sondages stratigraphiques et des transects	263

Figure 5. 11 : Transects GH et AB.....	264
Figure 5. 12 : Transects EF et IJ.....	265
Figure 5. 13 : Transects LM et KE.....	266
Figure 5. 14 : Transects CD et NO.....	267
Figure 5. 15 : Bois en position de vie au décapage lors de la réalisation du sondage L 51.....	270
Figure 5. 16 : Log synthétique de la séquence sédimentaire type du remplissage holocène du fond de vallée de la Scie.....	272
Figure 5. 17 : Diagramme de répartition granulométrique des échantillons de la vallée de la Scie.....	274
Figure 5. 18 : Image CM de Passega des échantillons de Manéhouville-sur-Scie.....	276
Figure 5. 19 : Typologie des échantillons selon leur taille moyenne (en phi) et leur indice de tri granulométrique.....	277
Figure 5. 20 : Diagramme de Hjulström réalisé sur les échantillons de la vallée de la Scie.....	278
Figure 5. 21 : Confrontation des résultats granulométriques, chronostratigraphiques et des mesures de susceptibilité magnétiques du Log 2.....	280
Figure 5. 22 : Diagramme ternaire confrontant carbone minéral, organique et azote.....	282
Figure 5. 23 : Diffractogramme réalisé sur l'échantillon L44E6.....	284
Figure 5. 24 : Signature minéralogique des échantillons de la vallée de la Scie (US 3 et 4).....	284
Figure 5. 25 : Signatures géochimiques des échantillons de la vallée de la Scie (unité 3 à 5).....	285
Figure 5. 26 : Signature géochimique des neuf éléments majeurs pour les échantillons de la Scie.....	286
Figure 5. 27 : Observations micromorphologiques sur les sables tufacés de l'unité 2.....	290
Figure 5. 28 : Planche micromorphologique, lames vallée de la Scie, US 3.....	291
Figure 5. 29 : Planche micromorphologique Lames Vallées de la Scie US2, 3 et 4.....	293
Figure 5. 30 : Observations micromorphologiques réalisées sur la lame M7.....	294
Figure 5. 31 : Calibration des datations radiocarbone de la vallée de la Scie.....	299
Figure 5. 32 : Tesson de céramique gallo-romaine observés dans le sondage L47.....	301
Figure 5. 33 : Tesson de céramique protohistorique observé au sein du sondage L4.....	302
Figure 5. 34 : Schéma synthétique transversal du remplissage sédimentaire holocène de la vallée de la Scie.....	303
Figure 5. 35 : Schéma synthétique longitudinal du remplissage sédimentaire holocène de la vallée de la Scie.....	304
Figure 5. 36 : Photographies des plans longitudinaux et transversaux des bois.....	306
Figure 5. 37 : Diagramme pollinique simplifié du Log 24.....	311
Figure 5. 38 : Diagramme pollinique simplifié du Log 43.....	313
Figure 5. 39 : Proposition de reconstitution de l'évolution géomorphologique holocène de la vallée de la Scie.....	316
Figure 6. 1 : Analyse en composante principale 1 réalisée sur les échantillons des trois sites.....	328
Figure 6. 2 : Analyse en composante principale 2 réalisée sur les échantillons des trois sites.....	329
Figure 6.3 : Synthèse des sourcings obtenus pour les trois sites par DRX.....	330
Figure 6.4 : Synthèse des sourcings obtenus pour les trois sites par analyses géochimiques.....	331
Figure 6. 5 : Confrontation des données chronologiques pour les trois sites d'étude.....	333
Figure 6. 6 : Modélisation chronologique bayésienne des dates de Villers-Ecalles.....	336
Figure 6. 7 : Modélisation chronologique bayésienne des dates de Brionne.....	337
Figure 6. 8 : Début et fin des dépôts datés sur le site de Manéhouville.....	338

Figure 6. 9 : Début et fin des événements datés pour les trois sites	339
Figure 6. 10 Synthèse chronostratigraphique comparative des archives pédo-sédimentaires des trois sites étudiés	341
Figure 6. 11 : Localisation des séquences pédo-sédimentaires étudiées dans les vallées de l'Eure et de la Seine-Maritime.....	345
Figure 6. 12 : Localisation des sondages réalisés à Pîtres.....	346
Figure 6. 13 : Séquence de Pîtres et observations pédo-sédimentaires à la confluence Seine/Andelle .	347
Figure 6. 14 : Organisation morpho-sédimentaire-type des grandes vallées du Bassin parisien.....	349
Figure 6. 15 : Localisation du site et séquence pédo-sédimentaire-type de Pont-Audemer.....	350
Figure 6. 16 : Localisation des sites de Louviers "La Villette" et Incarville "Les Prés"	352
Figure 6. 17 : Relevé de la coupe sud du sondage 3 du diagnostic de Louviers-Villette.....	353
Figure 6. 18 : Relevé de coupe du sondage 4 de Louviers	354
Figure 6. 19 : Séquence pédo-sédimentaire type d'Alizay/Igoville	358
Figure 6. 20 : Synthèse des remplissages des fonds de vallées secondaires et principales en basse vallée de Seine et ses affluents, et séquences de Brionne et de la Scie.....	363
Figure 6. 21 : Evolution des profils pédologiques au cours de l'Holocène à Creully et Thaon, bassin versant de la Seulles, Calvados	367
Figure 6. 22 : Diagramme synthétique d'érosion/sédimentation pour les trois compartiments géomorphologiques de la Normandie	369
Figure 6. 23 : Quantification des dynamiques érosives des sols sur plateaux et versants en Allemagne, Belgique et Pologne.....	378

Liste des tableaux

Tableau 1. 1 : Correspondance entre les classifications des sols RP 2008 et CPCS 1967	38
Tableau 3. 1 : Description synthétique macroscopique et microscopique des unités observées dans le remplissage du vallon d'Ecalles.....	160
Tableau 3. 2 : Résultats des datations radiocarbone réalisées sur les colluvions du vallon d'Ecalles.....	169
Tableau 4. 1 : Vitesse d'érosion et de sédimentation des dépôts de Brionne	215
Tableau 4. 2 : Mesures de susceptibilité magnétique réalisées en LF sur le log CP3L3.....	216
Tableau 4. 3 : Dosage du carbone organique, du carbone total, de l'azote et rapport C/N des échantillons du site de Brionne.	217
Tableau 4. 4 : Mesures de perte au feu pour la séquence CP1L2 de Brionne.....	219
Tableau 4. 5 : Résultats d'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone sur les tufs de Brionne	223
Tableau 4. 6 : Prélèvements micromorphologiques réalisés sur le site de Brionne	224
Tableau 4. 7 : Description synthétique macroscopique et microscopique des unités pédo-sédimentaires de Brionne.....	225
Tableau 4. 8 : Tableau synthétique des observations micromorphologiques réalisées sur les lames de Brionne.....	233
Tableau 4. 9 : Tableau de résultats des datations C14 AMS sur le site de Brionne	234
Tableau 5. 1 : Vitesse d'érosion et de sédimentation des dépôts de la vallée de Scie par US et faciès selon les trois groupes du diagramme de Hjulström	279
Tableau 5. 2 : Dosage du carbone minéral, organique et de l'Azote de la vallée de la Scie	281
Tableau 5. 3 : Mesures de perte au feu pour les séquences des logs 2 et 43 de la Scie	283
Tableau 5. 4 : Inventaire des blocs prélevés sur la séquence sédimentaire de la Scie	287
Tableau 5. 5 : Description synthétique macroscopique et microscopique des unités pédo-sédimentaires du fond de vallée de la Scie	288
Tableau 5. 6 : Tableau synthétique des observations micromorphologiques des lames de la Scie.....	296
Tableau 5. 7 : Datations radiocarbone obtenues sur les différents logs étudiés	298
Tableau 5. 8 : Tableau récapitulatif des résultats d'analyse xylogique	305
Tableau 6. 1 : Résumé des phases de recouvrement associées à un niveau de confiance de 95%.	339

Résumé

Depuis la fin de la dernière période glaciaire et le début de l'Holocène, l'évolution des conditions environnementales (climat, eustatisme) et les pratiques anthropiques ont influencé les dynamiques morpho-sédimentaires et les transformations géomorphologiques dans les bassins versants du Nord-Ouest européen. Les petits hydrosystèmes et les paysages associés sont particulièrement sensibles à ces évolutions qui s'expriment dans les archives pédo-sédimentaires. L'impact de ces forçages à une échelle locale, puis régionale et globale, se manifeste par une succession de phases d'érosion/sédimentation et de phases de stabilité pédo-sédimentaire qui conditionne la taphonomie des sites archéologiques et des vestiges associés.

La démarche adoptée s'inscrit dans une logique transdisciplinaire, confrontant les données issues des sciences du sol, de l'archéologie et de la géographie physique, afin de mieux saisir les interrelations Homme/climat/environnement au cours des 10 000 dernières années au sein de la partie normande du Bassin parisien. En étudiant les archives pédo-sédimentaires de trois sites archéologiques en Normandie, et leur liaison depuis les plateaux jusqu'aux fonds de vallée en passant par les versants, notre objectif est de tenter de discriminer les forçages climatiques et/ou anthropiques (ainsi que les forçages secondaires, d'origine eustatique ou karstique) pour chaque épisode d'érosion et de sédimentation. La finalité de cette étude consiste également à proposer une modélisation de ces dynamiques morpho-sédimentaires à l'échelle du géosystème normand sur substrat crayeux.

Les trois sites archéologiques étudiés sont localisés dans de petits bassins versants et ont permis de documenter les archives pédo-sédimentaires holocènes au sein de chacune des unités géosystémiques (plateau, versant, fond de vallée). Plusieurs périodes-clé ont ainsi pu être documentées, depuis les péjorations climatiques du Dryas moyen et récent (à la transition Tardiglaciaire / Holocène), jusqu'aux manifestations des pratiques anthropiques dans les fonds de vallées au cours du Subatlantique.

L'étude géoarchéologique d'une occupation rurale de la fin de l'âge du Fer (Villers-Ecalles), en bordure de vallon sec sur les plateaux loessiques du Pays de Caux, permet de mettre en avant une intense troncature érosive des luvisols holocènes à partir de la fin de La Tène. Les produits d'érosion accumulés en fond de vallon et dans une zone de soutirage karstique (doline/bétoire) soulignent la continuité dans la rythmicité des apports détritiques, toutefois ponctuée par une intensification des processus érosifs à la fin de la période moderne, sous l'action combinée des pratiques anthropiques et de la péjoration du Petit Âge glaciaire. L'étude des archives pédo-sédimentaires d'un second site localisé en pied de versant (Brionne), et dont l'occupation est attribuée à l'Antiquité, a permis de mettre au jour la séquence Tardiglaciaire (illustrée par des crises détritiques liées aux péjorations climatiques du Dryas moyen et du Dryas récent, et une pédogenèse Allerød) ainsi que la diagenèse tufacée du début de l'Holocène. Enfin, l'analyse des archives holocènes d'une vallée littorale en Seine-Maritime (Manéhouville-sur-Scie) a permis de reconstituer l'évolution diachronique du secteur, à la fois en terme de dynamiques morpho-sédimentaires, mais également d'un point de vue de l'évolution du couvert végétal et des manifestations anthropiques associées.

L'évolution diachronique de chacun des trois sites étudiés permet de mettre en évidence le caractère synchrone de certains événements (diagenèse tufacée du début de l'Holocène pour les petits bassins versants, crises détritiques majeures à partir de l'âge du Fer), alors que certains enregistrements pédo-sédimentaires témoignent d'épisodes parfois locaux. Enfin, les schémas d'évolution des vallées et vallons étudiés s'inscrivent dans un contexte bien documenté du Bassin parisien et du Nord et du Nord-Ouest européen (séquences de l'Oise, la Mue, la Marne, la Seine ou la Beuvronne). La comparaison des différentes séquences étudiées à l'échelle du Nord-Ouest européen témoigne toutefois de la complexité spatio-temporelle des réponses aux interactions Homme/milieu ainsi que d'une mosaïque de pression anthropique différentielle au cours de l'Holocène.

Mots clés : Géoarchéologie, Normandie, Holocène, forçages anthropiques, forçages climatiques, dynamiques morpho-sédimentaires, Bassin parisien, Nord-Ouest européen.

Abstract

Since the Last Glacial Period and the beginning of the Holocene, the variations of environmental (climate, eustatism) and anthropic conditions influenced the morpho-sedimentary dynamics and landscape evolution of North-Western European catchments. The small hydrosystem and their landscapes are very sensitive to these evolutions, recorded in pedo-sedimentary archives. The impact of these forcing at a local, regional and global scale, is reflected in a succession of erosion / sedimentation events and pedo-sedimentary stability. This succession of events impacts directly on the taphonomy of settlements and archaeological remains. Our approach is part of a trans-disciplinary logical, confronting geo-science, archaeology and physical geography data and it was applied in order to apprehend the interrelationships between Human activity, climate and environment, during the last 10 000 years in Normandy and the Paris Basin. By studying the pedo-sedimentary archives from three settlements in Normandy, and their link from the plateau to the valley bottom, our aim is to discriminate climate and anthropic forcing, as well as secondary forcing (eustatism, karst) for each episode of erosion and sedimentation. This study consists in proposing a model of these morpho-sedimentary dynamics to the Normand geosystem scale.

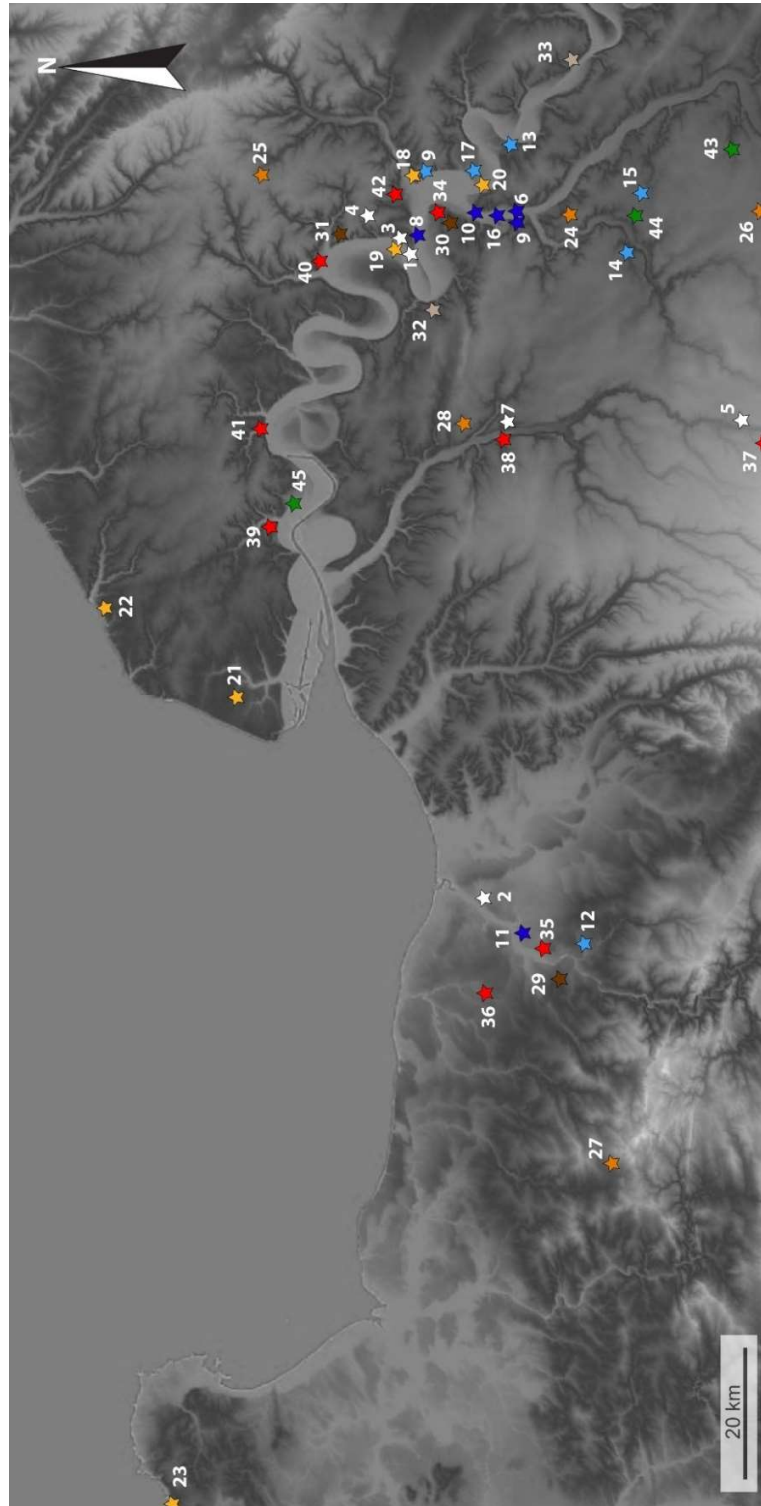
The three studied archaeological sites are located in small catchments and have allowed to give pedo-sedimentary references for each geosystemic unit (plateau, slope, valley). Thus, several key-periods have been documented, from the climatic deterioration during the Dryas II and the Younger Dryas period, to the records of anthropic impacts at the bottom of the valleys during the Subatlantic period. A rural occupation during the Late Iron Age at Villers-Ecalles, located on a loessic plateau, at the edge of a small dry valley, shows an intense erosion of Holocene luvisol since the end of the La Tène period. The erosional products accumulate in the small dry valley and also in a karstic depression (sinkhole). It shows the continuity and the rhythmicity of detrital sedimentation, as well as an intensification of erosional processes (combined action of agro-pastoral activity and Little Ice Age). At the bottom of a slope, the study of pedo-sedimentary archives of a second archaeological site (Brionne) has revealed the Late Glacial sequence (through the detrital accumulation during the Dryas II and the Younger Dryas, and the pedogenesis during the Allerød). It has also revealed the tufa diagenesis at the beginning of the Holocene. Then, the analysis of the Holocene sedimentary archives recorded on a small coastal valley (Manéhouville-sur-Scie) has allowed to reconstruct its diachronical evolution. It also documented the morphosedimentary dynamics and the landscape evolution (vegetation, anthropic impacts).

The diachronical evolution of these three sites brings to light the synchronicity of events (tufa genesis at the beginning of the Holocene, detrital crisis since the Iron Age), even if some events appear to be local. Then, these data enter in the well-documented context of the Paris Basin (Oise valley, Mue valley, Marne valley and Seine valley) and the North-Western Europe. Comparing those sequences has revealed the spatial and chronological complexity of the landscape responses to the human and climate forcing.

Keywords : Geoarchaeology, Normandy, Holocene, human and climate forcing, morphosedimentary dynamics, Paris Basin, North-Western Europe.

Annexes

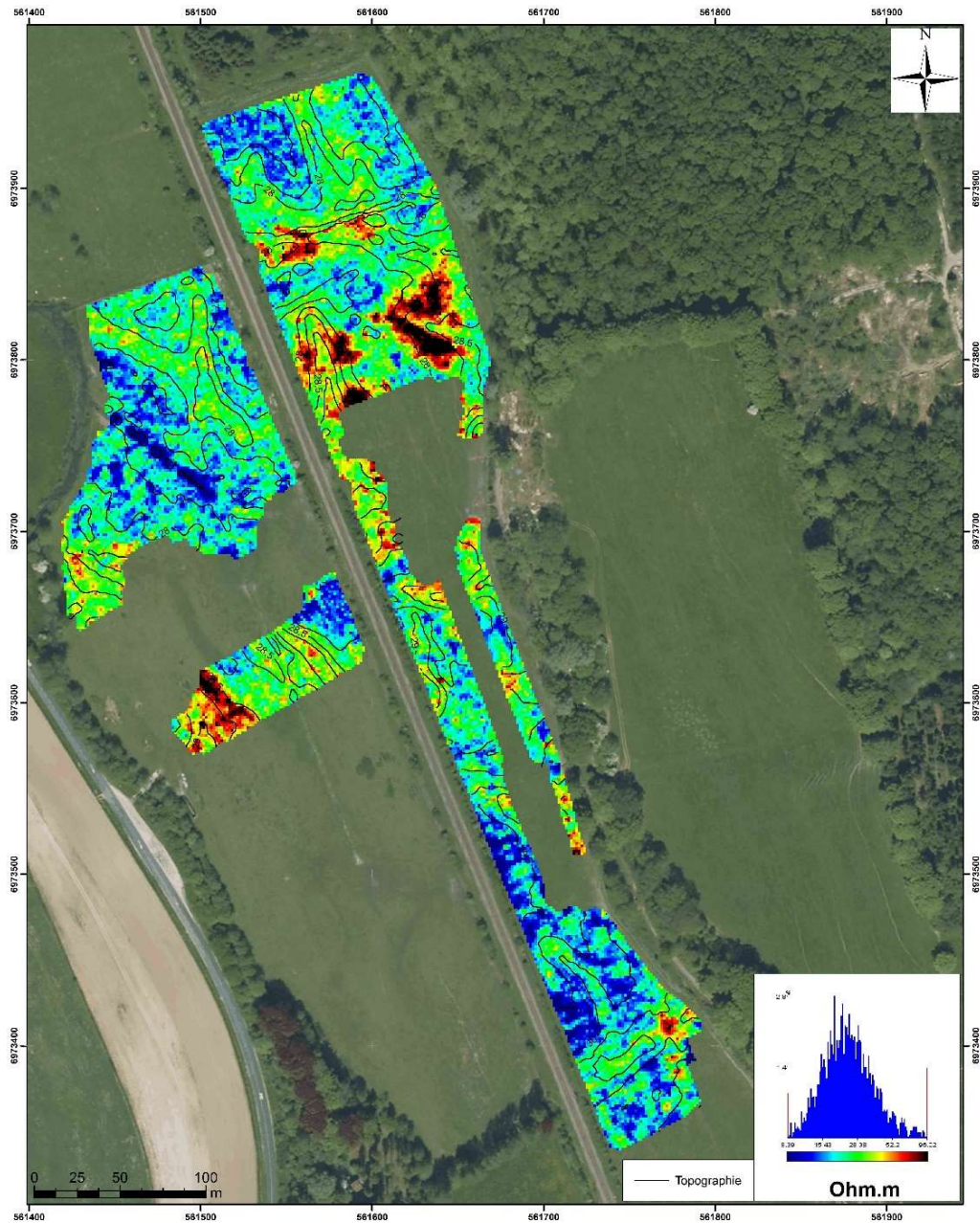
Annexe 1 : Carte de localisation des sites archéologiques normands mentionnés (chapitre 1)



En bleu marine : site multiphasé ; en blanc : Paléolithique ; en bleu clair : Néolithique ; en orange : Campaniforme ; en jaune : âge du Bronze ; en marron : âge du Fer (Hallstat) ; en marron clair : âge du Fer (La Tène) ; en rouge : Antiquité ; en vert : Moyen-Âge

Légende : Paléolithique : 1- Saint-Pierre-Les-Elbeufs ; 2- Ranville ; 3- Tourville-la-Rivière ; 4- Gouy ; 5- Ambenay ; 6- Acquigny (Paléolithique, Mésolithique) ; 7- Calleville ; 8- Alizay-Igoville (Paléolithique supérieur, Mésolithique, Néolithique) ; **Néolithique :** 9- Poses « sur la mare » ; 10- Incarville ; 11- Mondeville (Néolithique, Campaniforme) ; 12- Fontenay-le-Marmion ; 13- Aubeboye « la Chartreuse » ; 14- Parville « Le Croissant » ; 15- Guichainville « le vieil Evreux » ; 16- Louviers « la Vilette » (Néolithique, Antiquité) ; 17- Porte-Joie « Les Varennes », « la Butte Saint Cyr », « Beausoleil » ; **Campaniforme :** 18 – Poses « le viviers » ; 19- Tourville-la-Rivière « Le clot bâtard » ; 20- Val-de-Reuil « les Florentins » ; 21- Octeville-sur-Mer ; 22- Yport « Saint Léonard » ; 23- Digulleville « le Roumarais » ; **âge du Bronze :** 24- Chapelle-du-bois-des-faulx ; 25- Pierreval ; 26- Buis-sur-Damville ; 27- Cahagnes ; 28- Malleville-sur-le-Bec ; **âge du Fer (Hallstatt) :** 29- Eterville ; 30- Val-de-Reuil « chemin aux errants » ; 31- Le Mesnil-Esnard « Route de Darnetal » ; **âge du Fer (La Tène) :** 32- Orival ; 33- Vernon ; **Antiquité :** 34- Val-de-Reuil « La comminière » ; 35- Ifs ; 36- Rots ; 37- Condé-sur-Iton ; 38- Brionne ; 39- Lillebonne ; 40- Rouen ; 41- Caudebec-en-caux ; 42- Pîtres ; **Moyen-Âge :** 43- Saint-André-de-l'Eure ; 44- Guichainville « le long Buisson » ; 45- Notre-Dame de Gravenchon.

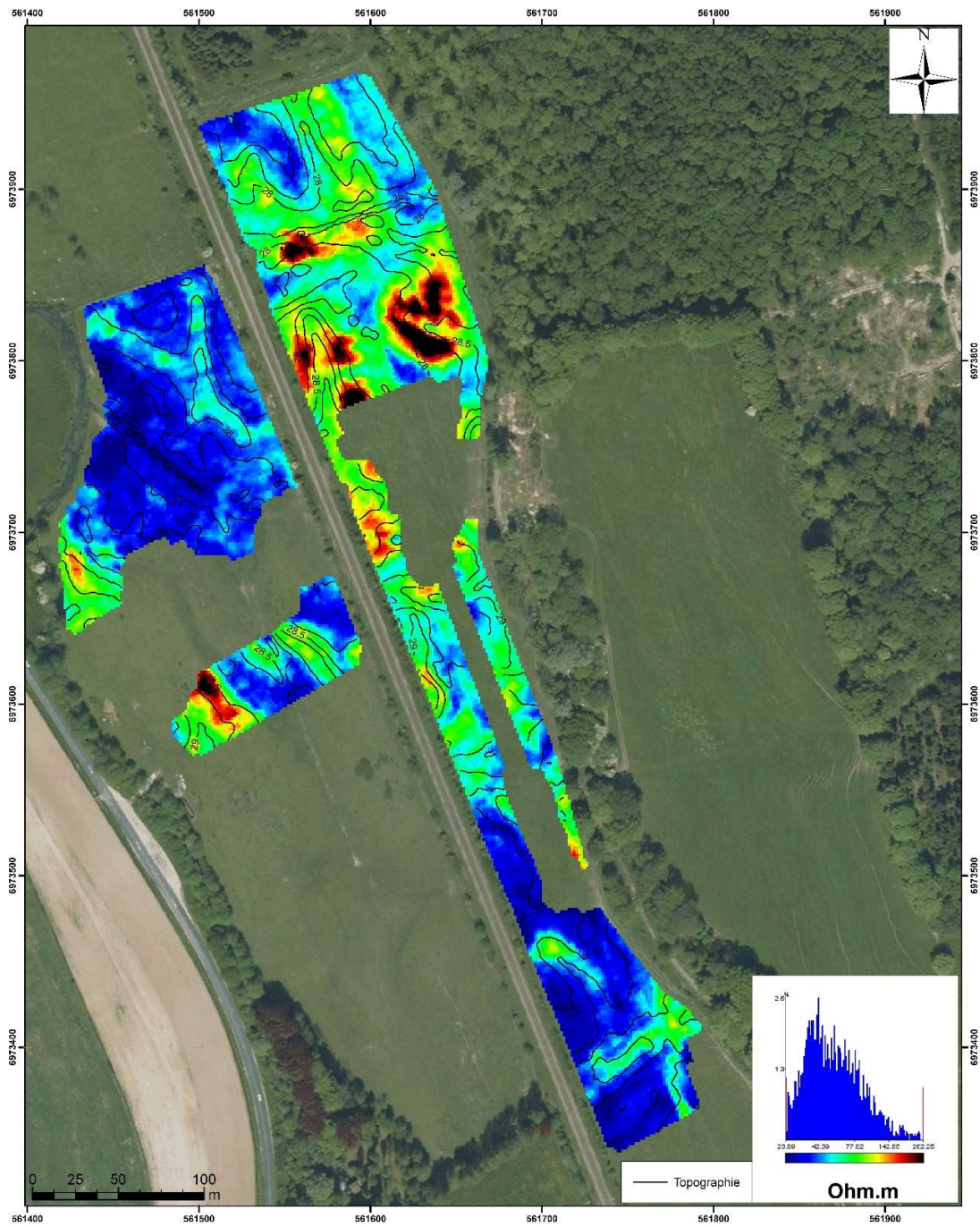
Annexe 2 : Cartes géophysiques vallée de la Scie (géocarta)



Annexe 1 : Carte de résistivité apparente - Profondeur d'investigation : 0 - 50 cm - Echelle : 8,39 - 96,02 Ohm.m

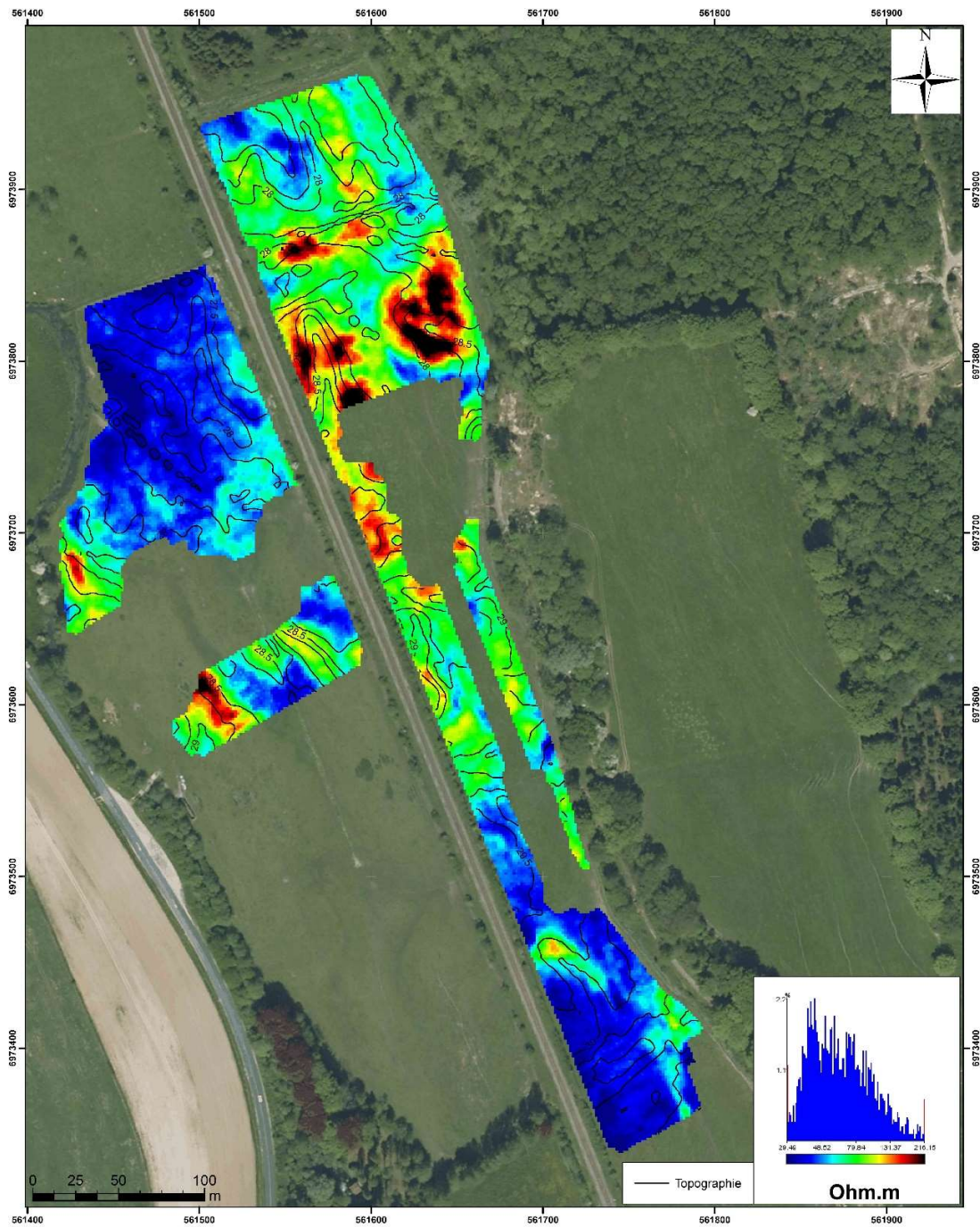
Client :	Université de Rouen
Affaire / Site :	Anneville-sur-Scie
Système de coordonnées :	RGF Lambert 93
Echelle :	1 : 2 000 e (Format A3)
Date acquisition :	Juin 2013
Date d'émission :	Juillet 2013

geocarta
www.geocarta.net



Client : Université de Rouen
 Affaire / Site : Anneville-sur-Scie
 Système de coordonnées : RGF Lambert 93
 Echelle : 1 : 2 000 e (Format A3)
 Date acquisition : Juin 2013
 Date d'émission : Juillet 2013

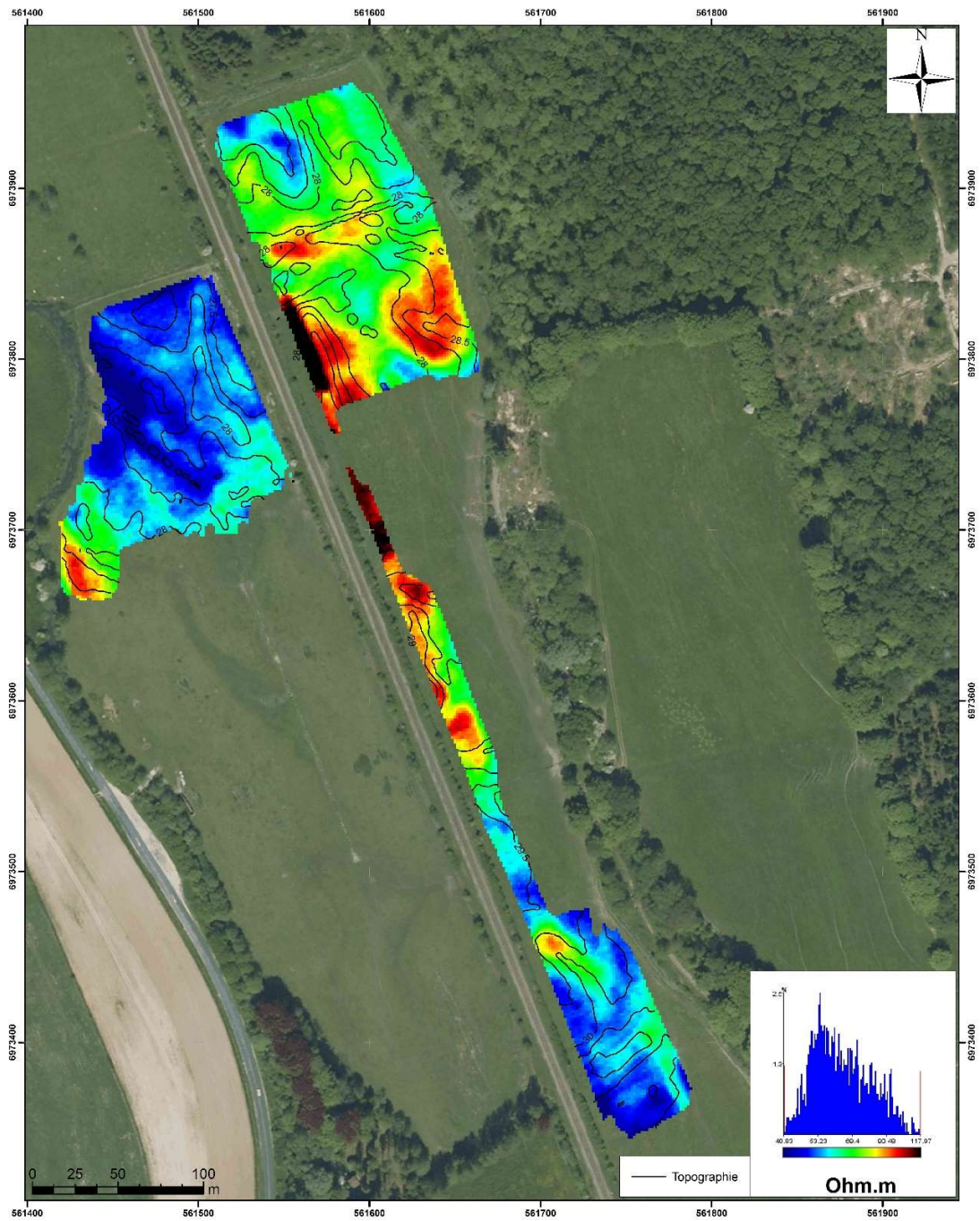
geocarta
 www.geocarta.net



Annexe 3 : Carte de résistivité apparente - Profondeur d'investigation : 0 - 1,7 m - Echelle : 29,49 - 216,15 Ohm.m

Client :	Université de Rouen
Affaire / Site :	Anneville-sur-Scie
Système de coordonnées :	RGF Lambert 93
Echelle :	1 : 2 000 e (Format A3)
Date acquisition :	Juin 2013
Date d'émission :	Juillet 2013

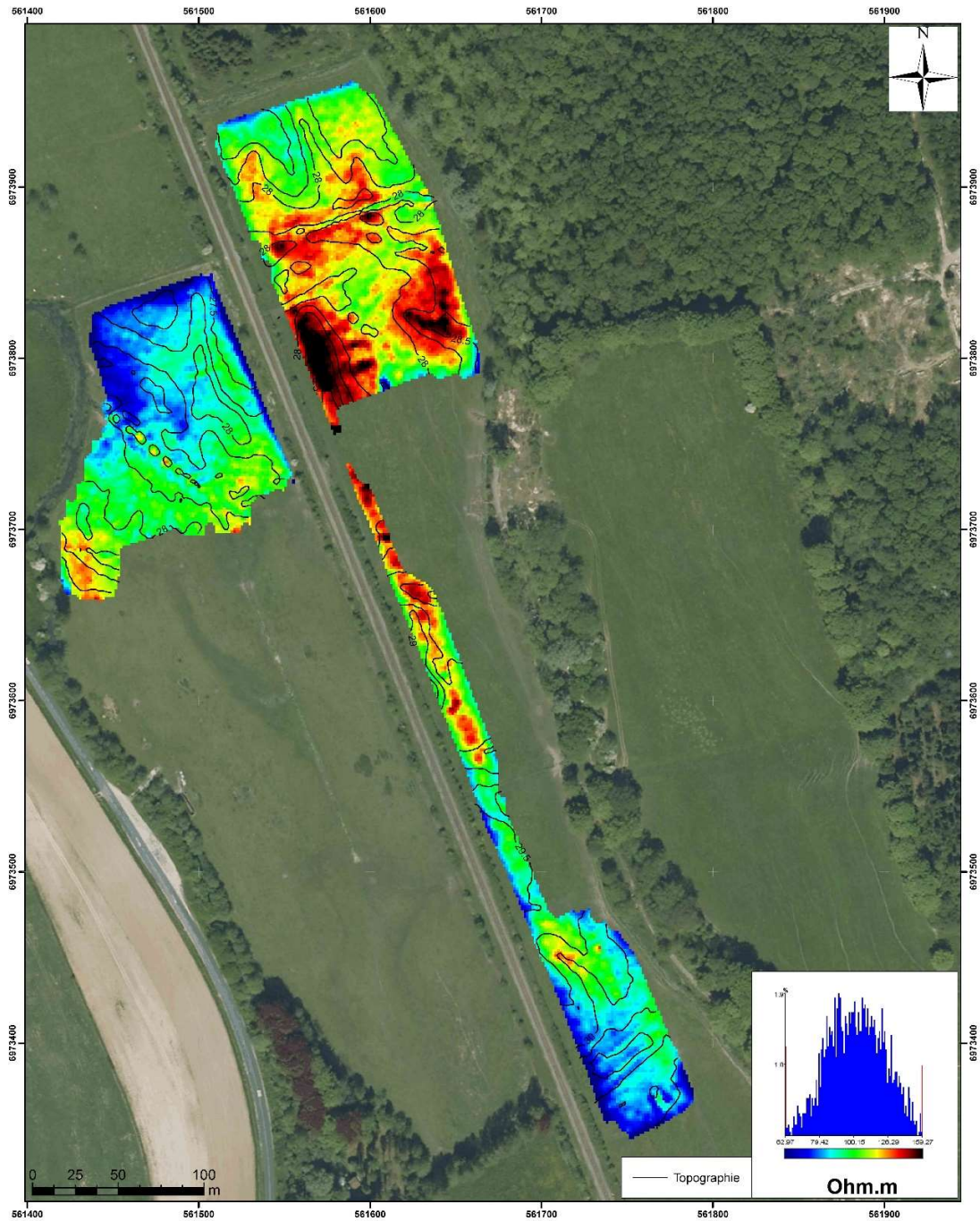




Annexe 4 : Carte de résistivité apparente - Profondeur d'investigation : 0 - 3 m - Echelle : 40,83 - 117,97 Ohm.m

Client : Université de Rouen
 Affaire / Site : Anneville-sur-Scie
 Système de coordonnées : RGF Lambert 93
 Echelle : 1 : 2 000 e (Format A3)
 Date acquisition : Juin 2013
 Date d'émission : Juillet 2013

geocarta
 www.geocarta.net



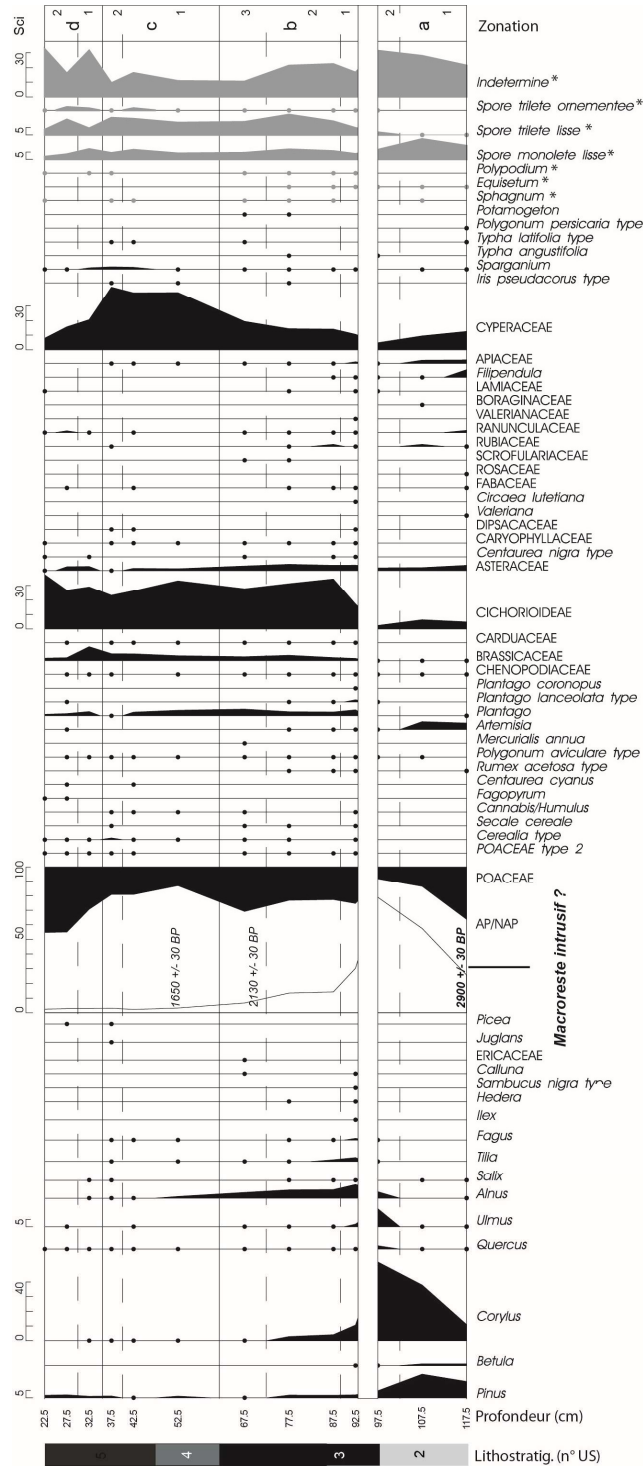
Annexe 5 : Carte de résistivité apparente - Profondeur d'investigation : 0 - 6 m - Echelle : 62,97 - 159,27 Ohm.m

Client : Université de Rouen
 Affaire / Site : Anneville-sur-Scie
 Système de coordonnées : RGF Lambert 93
 Echelle : 1 : 2 000 e (Format A3)
 Date acquisition : Juin 2013
 Date d'émission : Juillet 2013

geocarta
 www.geocarta.net

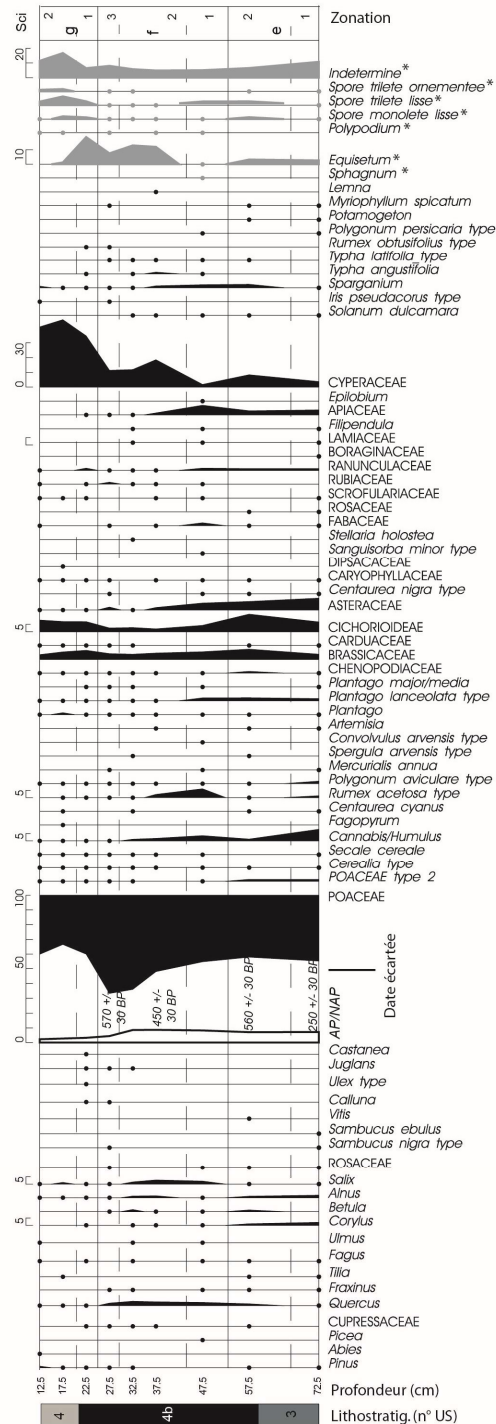
Annexe 3 : Diagrammes palynologiques complets de la vallée de la Scie

Log 24



* taxon exclu de la somme de base

Log 43



Annexe 4 : Résultats des datations radiocarbone (beta analytic)

Sample Data	Measured radiocarbone 13C/12C ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
-------------	-------------------------------------	---------------------------------

Beta – 381824	9430 +/- 40 B	-9.7 o/oo	9680 +/- 40 BP
---------------	---------------	-----------	----------------

SAMPLE : BRICP5L1E1

ANALYSIS : AMS-Standard delivery

MATERIAL/PRETREATMENT : (tufa): acid etch

2 SIGMA CALIBRATION: Cal. BC 9250 to 9125 (Cal. BP 11200 to 11075) and Cal. BC 8995 to 8925 (Cal. BP 10945 to 10875)

Beta - 381825	9870 +/- 40 BP	-11.8 o/oo	10090 +/- 40 BP
---------------	----------------	------------	-----------------

SAMPLE : BRIE1TUFF

ANALYSIS : AMS-Standard delivery

MATERIAL/PRETREATMENT : (tufa): acid etch

2 SIGMA CALIBRATION : Cal. BC 9965 to 9960 (Cal. BP 11915 to 11910) and Cal. BC 9875 to 9455 (Cal. BP 11825 to 11405)

Beta - 381826	9110 +/- 30 BP	-11.2 o/oo	9340 +/- 30 BP
---------------	----------------	------------	----------------

SAMPLE : VS2013L5E2

ANALYSIS : AMS-Standard delivery

MATERIAL/PRETREATMENT : (tufa): acid etch

2 SIGMA CALIBRATION : Cal. BC 8700 to 8675 (Cal. BP 10650 to 10625) and Cal. BC 8650 to 8550 (Cal. BP 10600 to 10500)

Beta - 381827	4120 +/- 30 BP	26.4 o/oo	4100 +/- 30 BP
---------------	----------------	-----------	----------------

SAMPLE : VS2013L6E1

ANALYSIS : AMS-Standard delivery

MATERIAL/PRETREATMENT : (wood): acid/alkali/acid

2 SIGMA CALIBRATION : Cal. BC 2860 to 2805 (Cal. BP 4810 to 4755) and Cal. BC 2755 to 2720 (Cal. BP 4705 to 4670) and Cal. BC 2705 to 2570 (Cal. BP 4655 to 4520) and Cal. BC 2510 to 2505 (Cal. BP 4460 to 4455)

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, "present" = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the ¹⁴C activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990C) and calculated using the Libby ¹⁴C half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured ¹³C/¹²C ratios (delta ¹³C) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the delta ¹³C. On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed delta ¹³C, the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by "*". The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.

Annexes

Sample Data Measured radiocarbone 13C/12C ratio Conventional Radiocarbon Age(*)

Beta - 381828 2480 +/- 30 BP -28.0 o/oo 2430 +/- 30 BP
SAMPLE : VS2013L10E11
ANALYSIS : AMS-Standard delivery
MATERIAL/PRETREATMENT : (wood): acid/alkali/acid
2 SIGMA CALIBRATION : Cal. BC 750 to 685 (Cal. BP 2700 to 2635) and Cal. BC 665 to 640 (Cal. BP 2615 to 2590) and Cal. BC 590 to 405 (Cal. BP 2540 to 2355)

Beta - 381829 20450 +/- 80 BP -9.5 o/oo 20700 +/- 80 BP
SAMPLE : VS2013L10E12
ANALYSIS : AMS-Standard delivery
MATERIAL/PRETREATMENT : (carbonate sediment): none
2 SIGMA CALIBRATION : Cal. BC 23255 to 22665 (Cal. BP 25205 to 24615)

Beta - 381830 2900 +/- 30 BP -28.4 o/oo 2840 +/- 30 BP
SAMPLE : VS2013L24E1
ANALYSIS : AMS-Standard delivery
MATERIAL/PRETREATMENT : (plant material): acid/alkali/acid
2 SIGMA CALIBRATION : Cal. BC 1105 to 1100 (Cal. BP 3055 to 3050) and Cal. BC 1080 to 1065 (Cal. BP 3030 to 3015) and Cal. BC 1055 to 920 (Cal. BP 3005 to 2870)

Beta - 381832 1650 +/- 30 BP -27.8 o/oo 1600 +/- 30 BP
SAMPLE : VS2013L24E8
ANALYSIS : AMS-Standard delivery
MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes
2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 395 to 540 (Cal. BP 1555 to 1410)

Beta - 381833 2130 +/- 30 BP -27.0 o/oo 2100 +/- 30 BP
SAMPLE : VS2013L24E14
ANALYSIS : AMS-Standard delivery
MATERIAL/PRETREATMENT : (wood): acid/alkali/acid
2 SIGMA CALIBRATION : Cal. BC 200 to 45 (Cal. BP 2150 to 1995)

Beta - 381834 560 +/- 30 BP -29.2 o/oo 490 +/- 30 BP
SAMPLE : VS2013L43E1
ANALYSIS : AMS-Standard delivery
MATERIAL/PRETREATMENT : (plant material): acid/alkali/acid
2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1410 to 1445 (Cal. BP 540 to 505)

Annexes

Sample Data	Measured radiocarbone 13C/12C ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
--------------------	--	--

Beta - 381835	450 +/- 30 BP	-26.9 o/oo	420 +/- 30 BP
---------------	---------------	------------	---------------

SAMPLE : VS2013L43E4
ANALYSIS : AMS-Standard delivery
MATERIAL/PRETREATMENT : (plant material): acid/alkali/acid
2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1435 to 1490 (Cal. BP 515 to 460) and Cal AD 1605 to 1610 (Cal. BP 345 to 340)

Beta - 381839	250 +/- 30 BP	-28.1 o/oo	200 +/- 30 BP
---------------	---------------	------------	---------------

SAMPLE : VS2013L43E10
ANALYSIS : AMS-Standard delivery
MATERIAL/PRETREATMENT : (plant material): acid/alkali/acid
2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1650 to 1685 (Cal. BP 300 to 265) and Cal AD 1730 to 1810 (Cal. BP 220 to 140) and Cal AD 1925 to Post 1950 (Cal. BP 25 to Post 0)

Beta - 381840	4270 +/- 30 BP	-26.0 o/oo	4250 +/- 30 BP
---------------	----------------	------------	----------------

SAMPLE : VS2013_TR1L2_E13
ANALYSIS : AMS-Standard delivery
MATERIAL/PRETREATMENT : (wood): acid/alkali/acid
2 SIGMA CALIBRATION : Cal. BC 2905 to 2875 (Cal. BP 4855 to 4825)

Beta - 381836	570 +/- 30 BP	-29.0 o/oo	500 +/- 30 BP
---------------	---------------	------------	---------------

SAMPLE : VS2013L43E6_1 and 2 - Humin
ANALYSIS : AMS-Standard delivery
MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid/alkali/acid - Alkali Insoluble Humin Fraction
2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1405 to 1445 (Cal. BP 545 to 505)

Beta - 381837	550 +/- 30 BP	-29.1 o/oo	480 +/- 30 BP
---------------	---------------	------------	---------------

SAMPLE : VS2013L43E6_1 and 2 - Humic
ANALYSIS : AMS-Standard delivery
MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid/alkali/acid - Alkali Soluble Humic Acid Fraction
2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1410 to 1450 (Cal. BP 540 to 500)

Beta - 405026	190 +/- 30 BP	-26.5 o/oo	170 +/- 30 BP
---------------	---------------	------------	---------------

SAMPLE : VS2013 L8 US5
ANALYSIS : AMS-Standard delivery
MATERIAL/PRETREATMENT : (plant material): acid/alkali/acid
2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1660 to 1695 (Cal. BP 290 to 255) and Cal AD 1725 to 1815 (Cal. BP 225 to 135) and Cal AD 1835 to 1880 (Cal. BP 115 to 70) and Cal AD 1915 to Post 1950 (Cal. BP 35 to Post 0)

Annexes

Sample Data Measured radiocarbone 13C/12C ratio Conventional Radiocarbon Age(*)

Beta - 405027 3520 +/- 30 BP -28.5 o/oo 3460 +/- 30 BP

SAMPLE : VS 2013 L44 E7

ANALYSIS : AMS-Standard delivery

MATERIAL/PRETREATMENT : (wood): acid/alkali/acid

2 SIGMA CALIBRATION : Cal. BC 1880 to 1690 (Cal. BP 3830 to 3640)

Beta - 405028 600 +/- 30 BP -27.9 o/oo 550 +/- 30 BP

SAMPLE : VS 2013 L14 E3

ANALYSIS : AMS-Standard delivery

MATERIAL/PRETREATMENT : (plant material): acid/alkali/acid

2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1315 to 1355 (Cal. BP 635 to 595) and Cal AD 1390 to 1430 (Cal. BP 560 to 520)

Beta - 405029 1620 +/- 30 BP -27.9 o/oo 1570 +/- 30 BP

SAMPLE : VS 2013 L47 E1

ANALYSIS : AMS-Standard delivery

MATERIAL/PRETREATMENT : (wood): acid/alkali/acid

2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 415 to 560 (Cal. BP 1535 to 1390)

Beta - 346107 11170 +/- 50 BP -8.2 o/oo 11450 +/- 50 BP

SAMPLE : BRICP3L1-180

ANALYSIS : AMS-Standard delivery

MATERIAL/PRETREATMENT : (shell): acid etch

2 SIGMA CALIBRATION : Cal. BC 11440 to 11300 (Cal. BP 13390 to 13250)

Beta - 346108 9770 +/- 40 BP -9.1 o/oo 10030 +/- 40 BP

SAMPLE : BRICP3L3-145

ANALYSIS : AMS-Standard delivery

MATERIAL/PRETREATMENT : (carbonate): acid etch

2 SIGMA CALIBRATION : Cal. BC 9800 to 9370 (Cal. BP 11750 to 11320)

Beta - 346109 10280 +/- 40 BP -11.9 o/oo 10490 +/- 40 BP

SAMPLE : BRICP3L3-165

ANALYSIS : AMS-Standard delivery

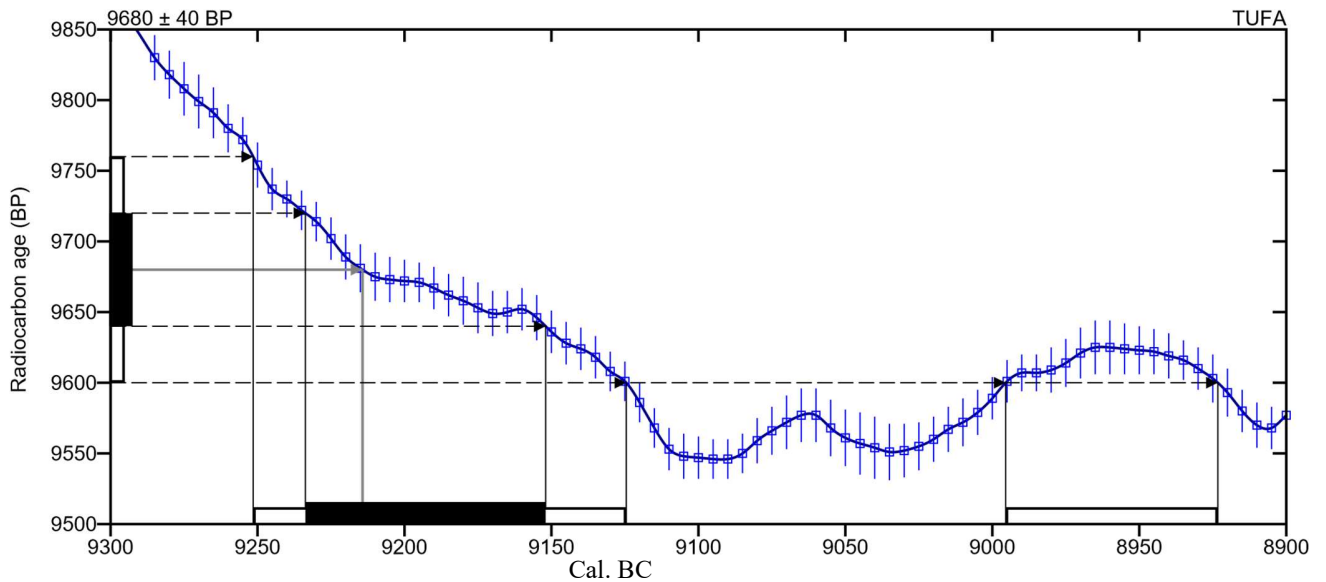
MATERIAL/PRETREATMENT : (carbonate): acid etch

2 SIGMA CALIBRATION : Cal. BC 10610 to 10430 (Cal. BP 12560 to 12380) AND Cal. BC 10300 to 10280 (Cal. BP 12250 to 12230).

Calibration of Radiocarbon age to calendar years

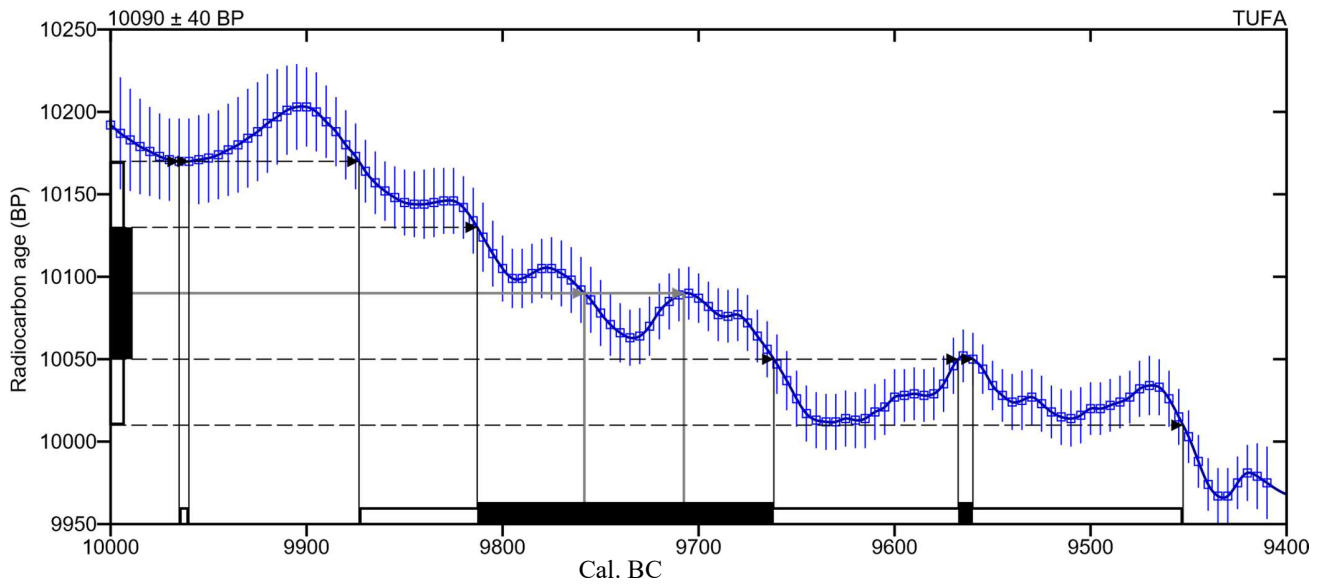
(Variables: C13/C12 = -9.7 o/oo : lab. mult = 1)

Laboratory number	Beta-381824
Conventional radiocarbon age	9680 ± 40 BP
2 Sigma calibrated result 95% probability	Cal. BC 9250 to 9125 (Cal. BP 11200 to 11075) Cal. BC 8995 to 8925 (Cal. BP 10945 to 10875)
Intercept of radiocarbon age with calibration curve	Cal. BC 9215 (Cal. BP 11165)
1 Sigma calibrated results 68 % probability	Cal. BC 9235 to 9150 (Cal. BP 11185 to 11100)



(Variables: C13/C12 = -11.8 o/oo : lab. mult = 1)

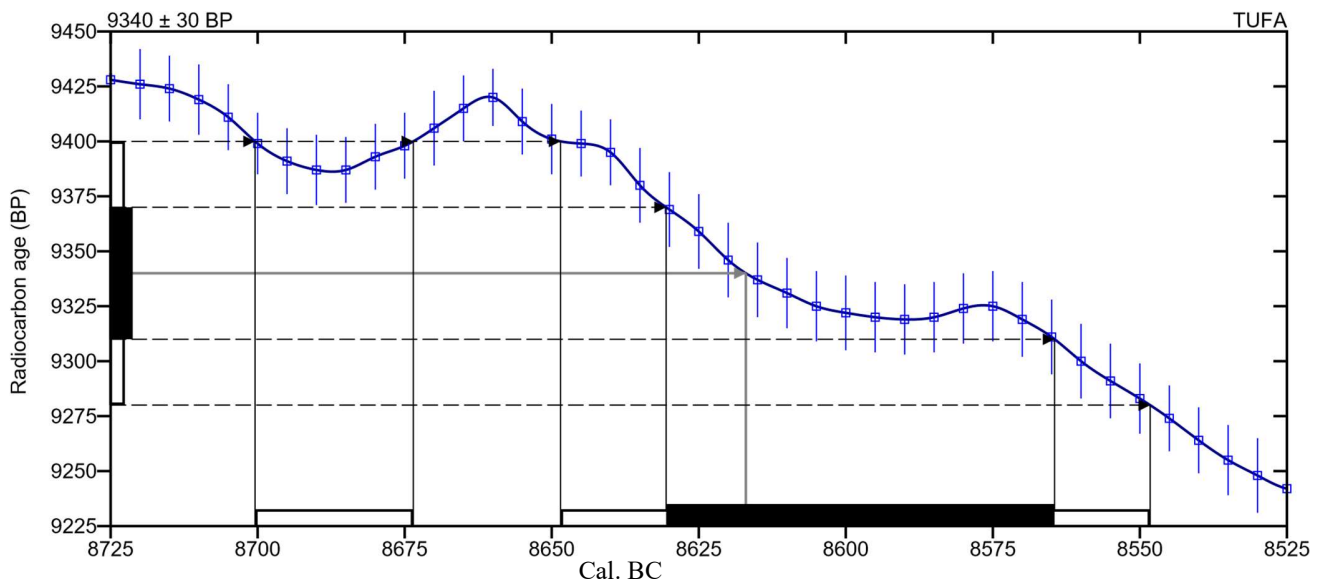
Laboratory number	Beta-381825
Conventional radiocarbon age	10090 ± 40 BP
2 Sigma calibrated result 95% probability	Cal. BC 9965 to 9960 (Cal. BP 11915 to 11910) Cal. BC 9875 to 9455 (Cal. BP 11825 to 11405)
Intercept of radiocarbon age with calibration curve	Cal. BC 9760 (Cal. BP 11710) Cal. BC 9705 (Cal. BP 11655)
1 Sigma calibrated results 68 % probability	Cal. BC 9815 to 9660 (Cal. BP 11765 to 11610) Cal. BC 9570 to 9560 (Cal. BP 11520 to 11510)



Annexes

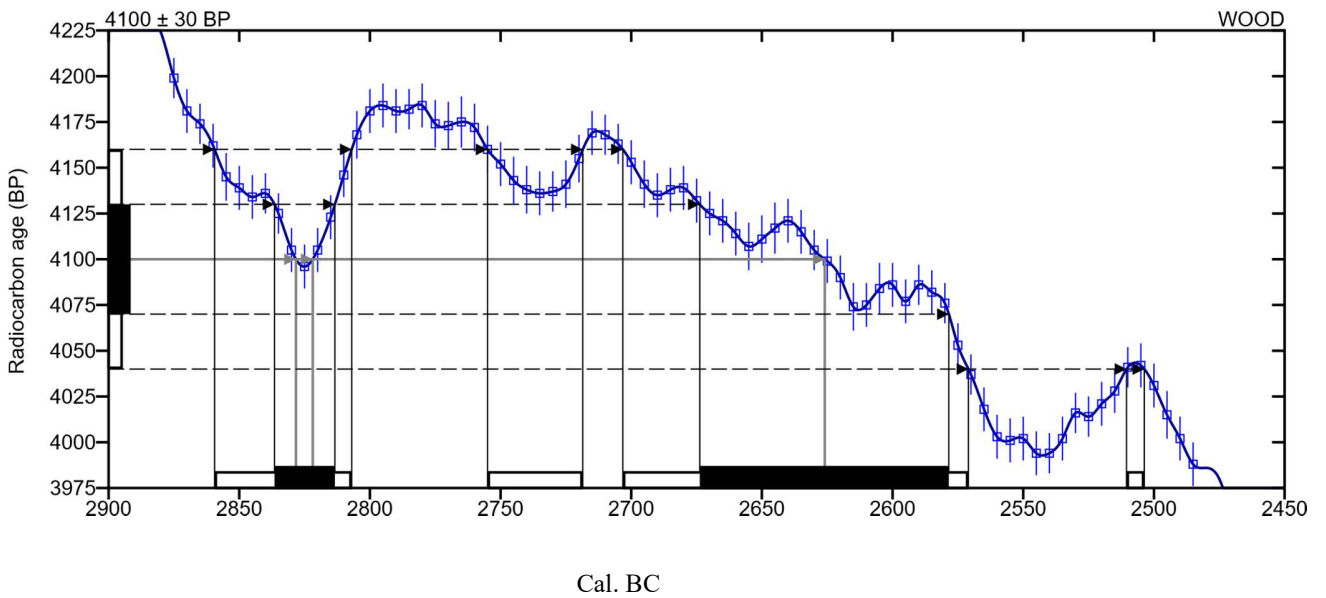
(Variables: C13/C12 = -11.2 o/oo : lab. mult = 1)

Laboratory number	Beta-381826
Conventional radiocarbon age	9340 ± 30 BP
2 Sigma calibrated result 95% probability	Cal. BC 8700 to 8675 (Cal. BP 10650 to 10625)
Intercept of radiocarbon age with calibration curve	Cal. BC 8615 (Cal. BP 10565)
1 Sigma calibrated results 68 % probability	Cal. BC 8650 to 8550 (Cal. BP 10600 to 10500)



(Variables: C13/C12 = -26.4 o/oo : lab. mult = 1)

Laboratory number	Beta-381827
Conventional radiocarbon age	4100 ± 30 BP
2 Sigma calibrated result 95% probability	Cal. BC 2860 to 2805 (Cal. BP 4810 to 4755) Cal. BC 2755 to 2720 (Cal. BP 4705 to 4670) Cal. BC 2705 to 2570 (Cal. BP 4655 to 4520) Cal. BC 2510 to 2505 (Cal. BP 4460 to 4455)
Intercept of radiocarbon age with calibration curve	Cal. BC 2830 (Cal. BP 4780) Cal. BC 2820 (Cal. BP 4770) Cal. BC 2625 (Cal. BP 4575)
1 Sigma calibrated results 68 % probability	Cal. BC 2835 to 2815 (Cal. BP 4785 to 4765) Cal. BC 2675 to 2580 (Cal. BP 4625 to 4530)



Annexes

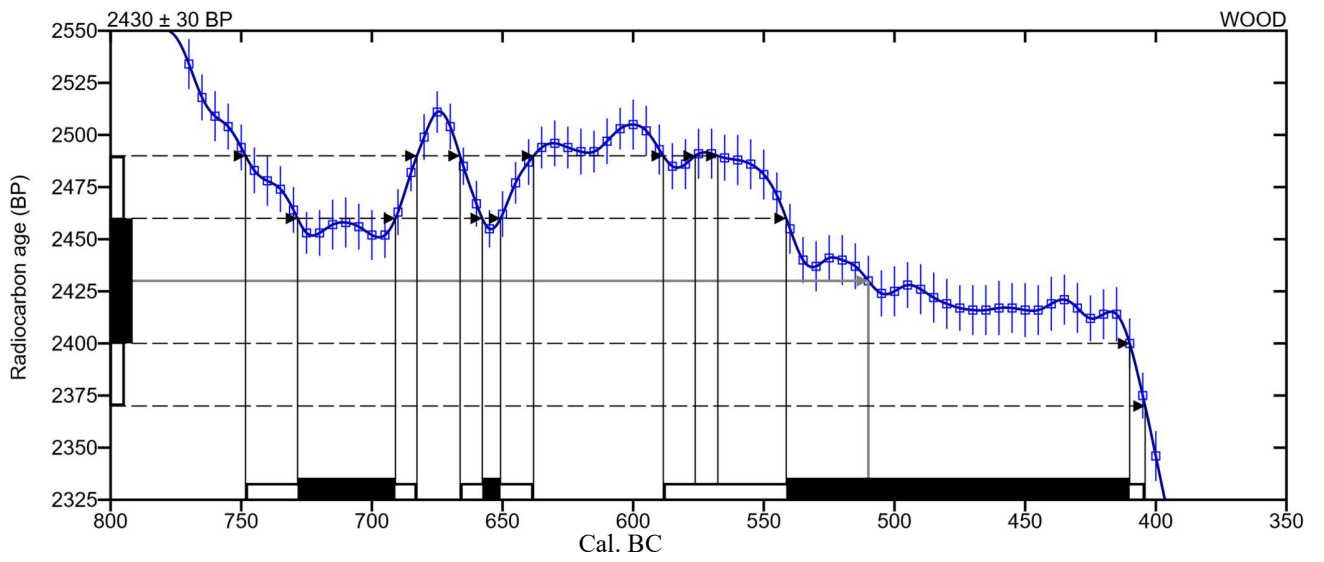
(Variables: C13/C12 = -28 o/oo : lab. mult = 1)

Laboratory number Beta-381828
Conventional radiocarbon age 2430 ± 30 BP

2 Sigma calibrated result 95% probability Cal. BC 750 to 685 (Cal. BP 2700 to 2635)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal. BC 665 to 640 (Cal. BP 2615 to 2590)

1 Sigma calibrated results 68 % probability Cal. BC 590 to 405 (Cal. BP 2540 to 2355)



(Variables: C13/C12 = -9.5 o/oo : lab. mult = 1)

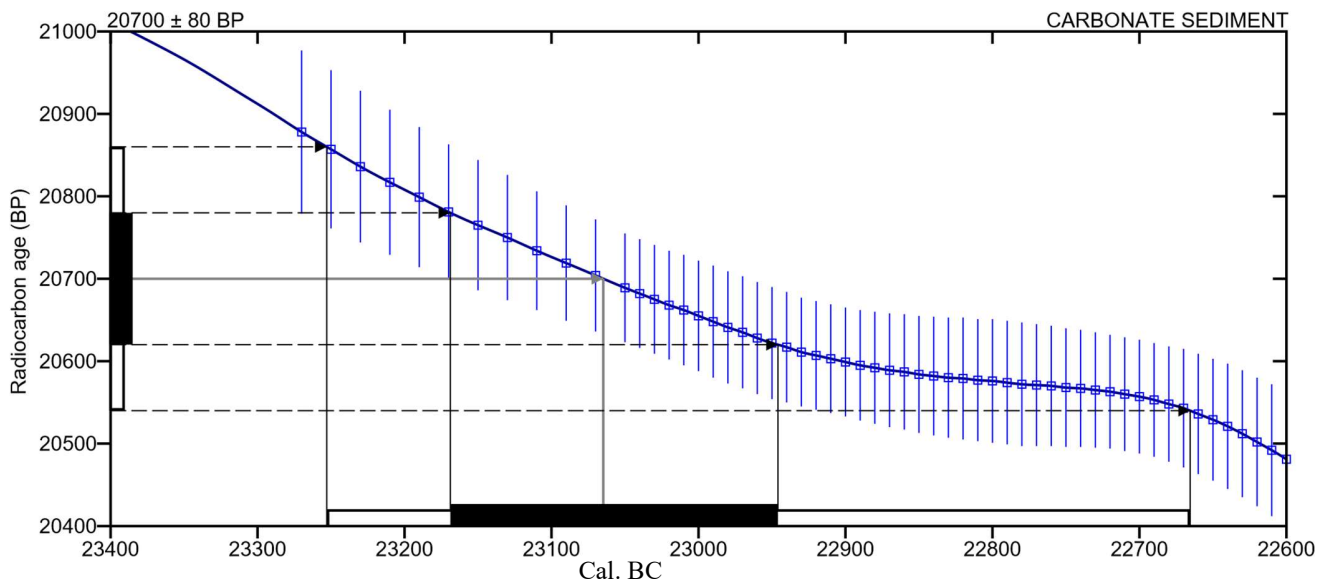
Laboratory number Beta-381829

Conventional radiocarbon age 20700 ± 80 BP

2 Sigma calibrated result 95% probability Cal. BC 23255 to 22665 (Cal. BP 25205 to 24615)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal. BC 23065 (Cal. BP 25015)

1 Sigma calibrated results 68 % probability Cal. BC 23170 to 22945 (Cal. BP 25120 to 24895)



Annexes

(Variables: C13/C12 = -28.4 o/oo : lab. mult = 1)

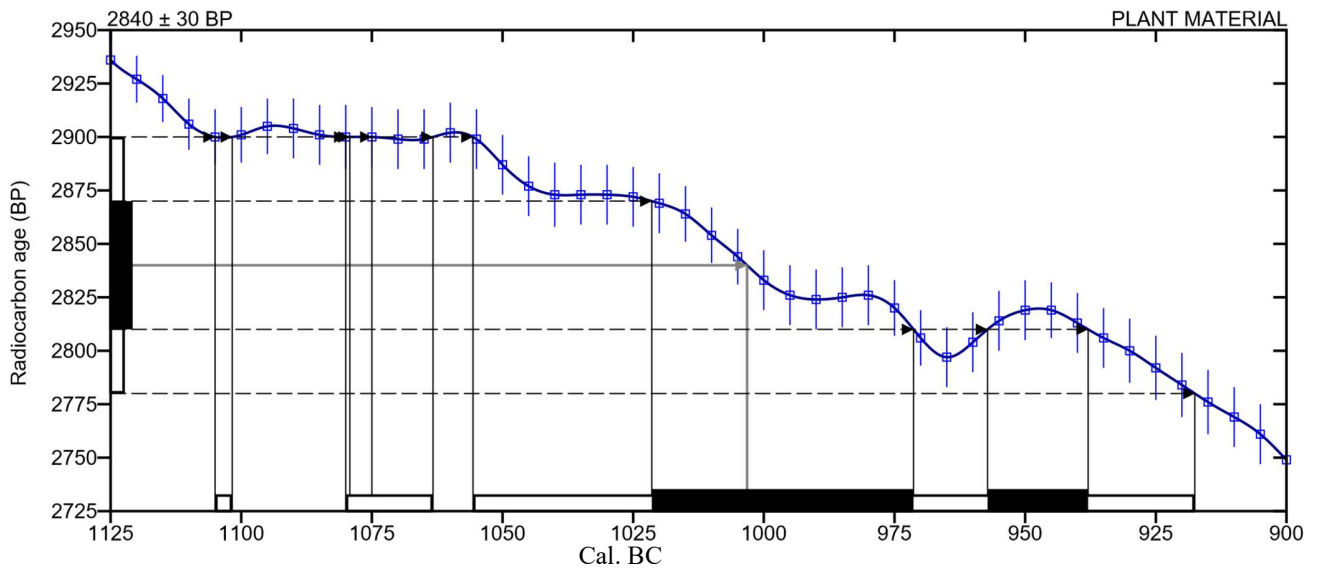
Laboratory number Beta-381830

Conventional radiocarbon age 2840 ± 30 BP

2 Sigma calibrated result 95% probability Cal. BC 1105 to 1100 (Cal. BP 3055 to 3050)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal. BC 1080 to 1065 (Cal. BP 3030 to 3015)

1 Sigma calibrated results 68 % probability Cal. BC 1055 to 920 (Cal. BP 3005 to 2870)



Annexes

(Variables: C13/C12 = -27.8 o/oo : lab. mult = 1)

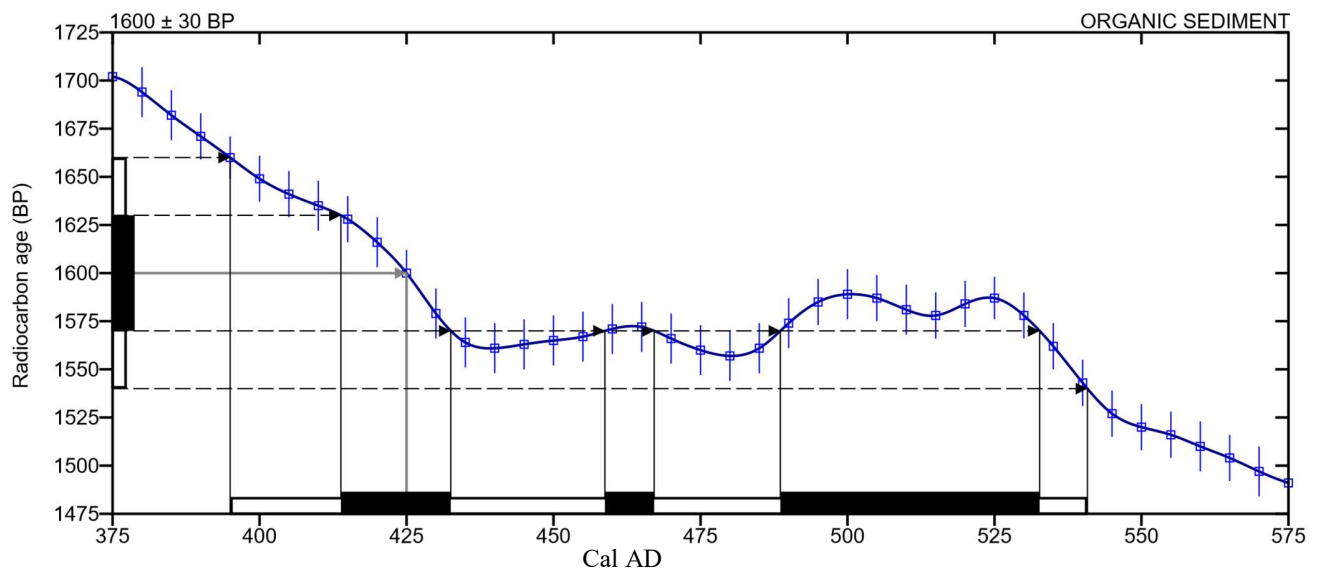
Laboratory number Beta-381832

Conventional radiocarbon age 1600 ± 30 BP

2 Sigma calibrated result 95% probability Cal AD 395 to 540 (Cal. BP 1555 to 1410)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal AD 425 (Cal. BP 1525)

1 Sigma calibrated results 68 % probability Cal AD 415 to 435 (Cal. BP 1535 to 1515)



(Variables: C13/C12 = -27 o/oo : lab. mult = 1)

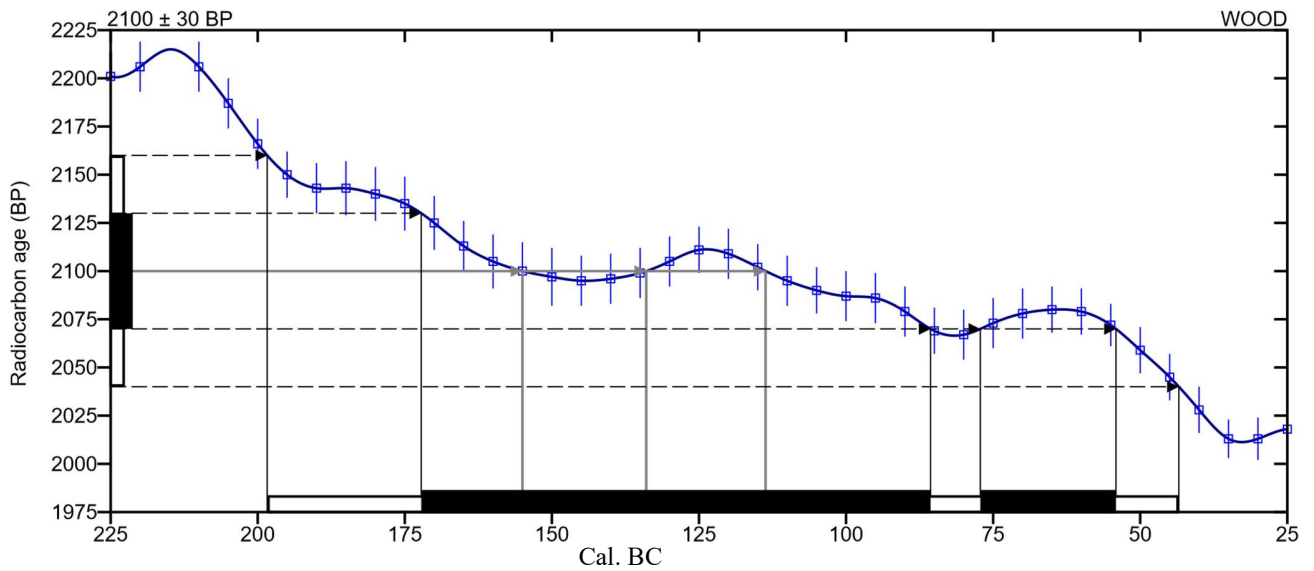
Laboratory number Beta-381833

Conventional radiocarbon age 2100 ± 30 BP

2 Sigma calibrated result 95% probability Cal. BC 200 to 45 (Cal. BP 2150 to 1995)

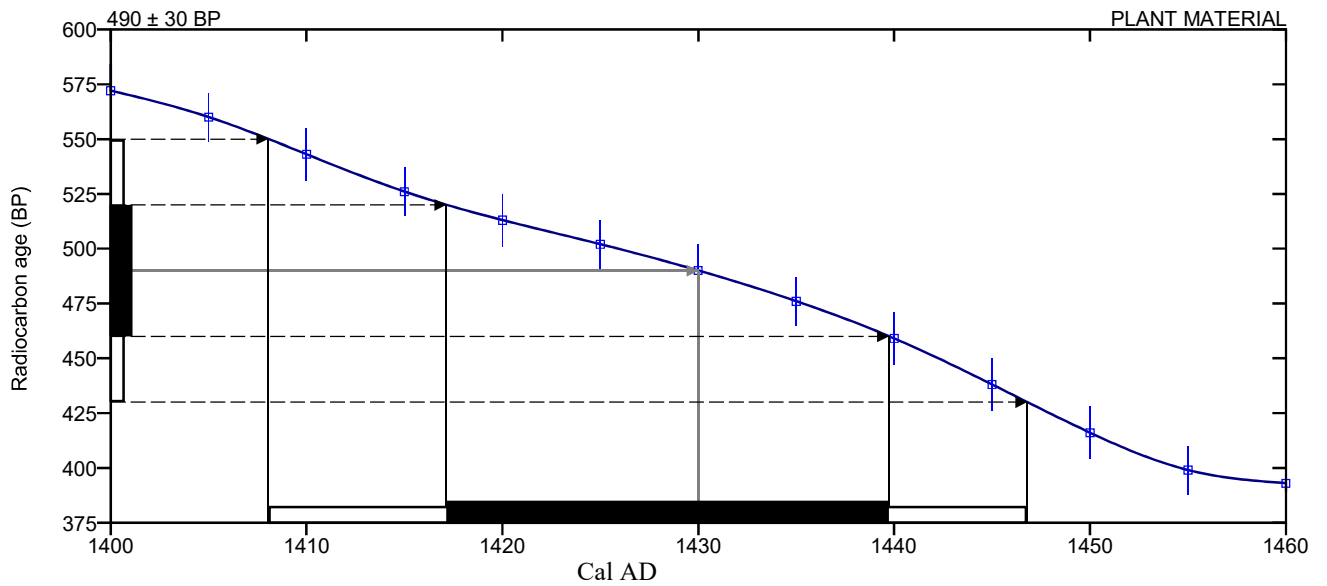
Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal. BC 155 (Cal. BP 2105)

1 Sigma calibrated results 68 % probability Cal. BC 135 (Cal. BP 2085)



(Variables: C13/C12 = -29.2 o/oo : lab. mult = 1)

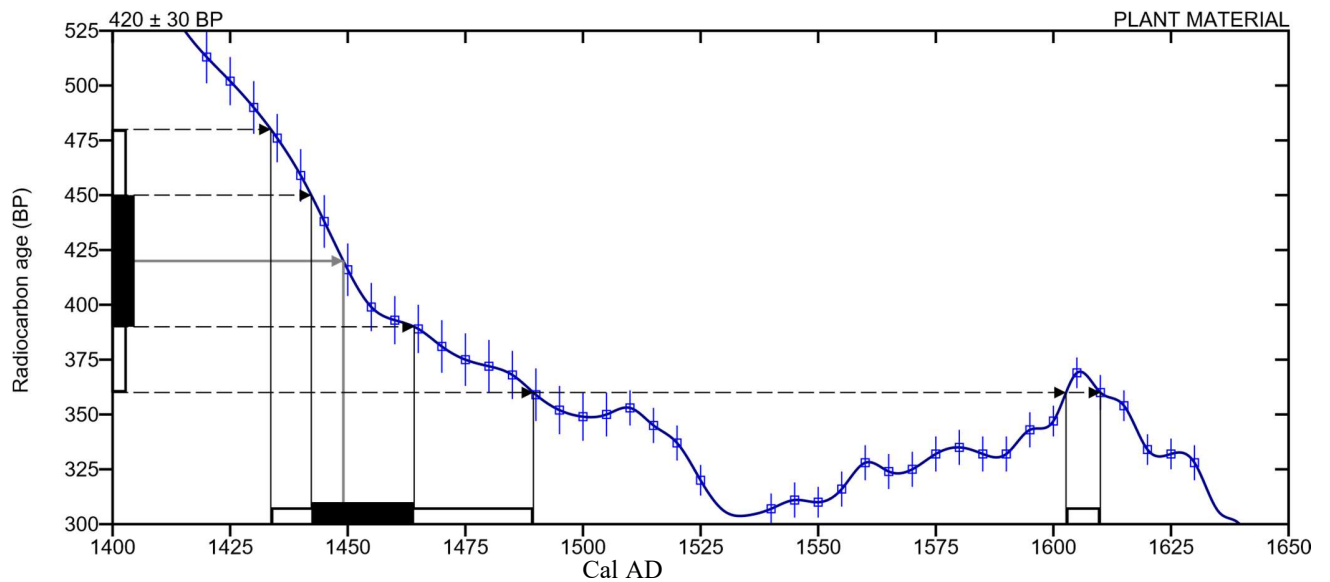
Laboratory number	Beta-381834
Conventional radiocarbon age	490 ± 30 BP
2 Sigma calibrated result 95% probability	Cal AD 1410 to 1445 (Cal. BP 540 to 505)
Intercept of radiocarbon age with calibration curve	Cal AD 1430 (Cal. BP 520)
1 Sigma calibrated results 68 % probability	Cal AD 1415 to 1440 (Cal. BP 535 to 510)



Annexes

(Variables: C13/C12 = -26.9 o/oo : lab. mult = 1)

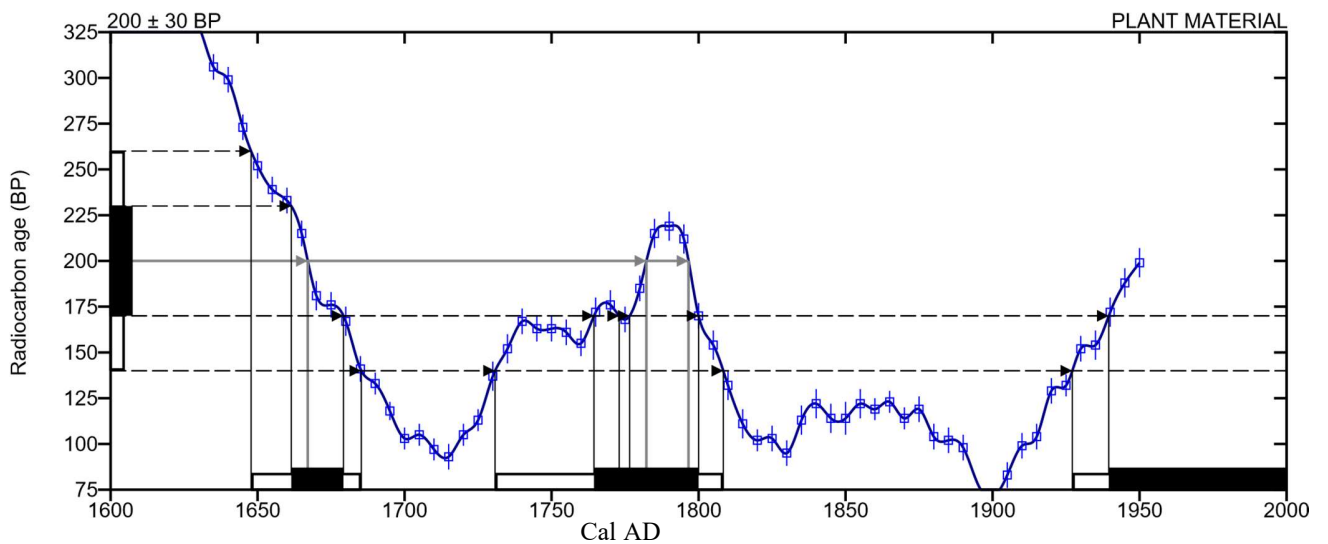
Laboratory number	Beta-381835
Conventional radiocarbon age	420 ± 30 BP
2 Sigma calibrated result 95% probability	Cal AD 1435 to 1490 (Cal. BP 515 to 460)
Intercept of radiocarbon age with calibration curve	Cal AD Cal AD 1450 (Cal. BP 500)
1 Sigma calibrated results 68 % probability	Cal AD 1605 to 1610 (Cal. BP 345 to 340)



Annexes

(Variables: C13/C12 = -28.1 o/oo : lab. mult = 1)

Laboratory number	Beta-381839
Conventional radiocarbon age	200 ± 30 BP
2 Sigma calibrated result 95% probability	Cal AD 1650 to 1685 (Cal. BP 300 to 265) Cal AD 1730 to 1810 (Cal. BP 220 to 140) Cal AD 1925 to Post 1950 (Cal. BP 25 to Post 0)
Intercept of radiocarbon age with calibration curve	Cal AD 1665 (Cal. BP 285) Cal AD 1780 (Cal. BP 170) Cal AD 1795 (Cal. BP 155)
1 Sigma calibrated results 68 % probability	Cal AD 1660 to 1680 (Cal. BP 290 to 270) Cal AD 1765 to 1800 (Cal. BP 185 to 150) Cal AD 1940 to Post 1950 (Cal. BP 10 to Post 0)



(Variables: C13/C12 = -26 o/oo : lab. mult = 1)

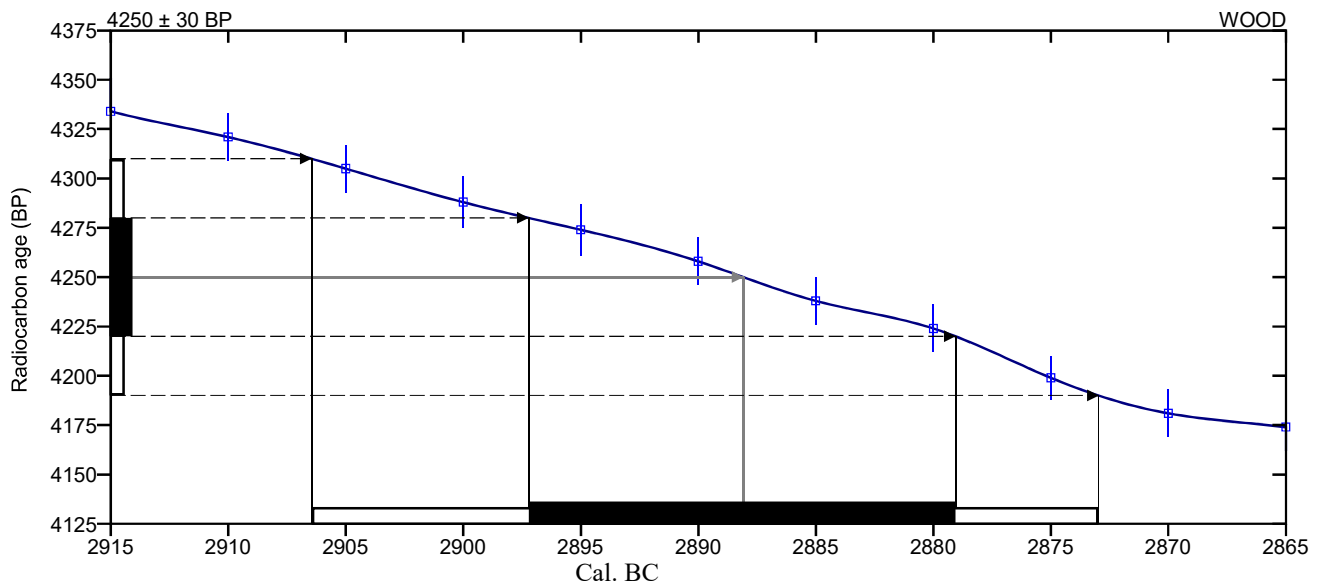
Laboratory number Beta-381840

Conventional radiocarbon age 4250 ± 30 BP

2 Sigma calibrated result 95% probability Cal. BC 2905 to 2875 (Cal. BP 4855 to 4825)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal. BC 2890 (Cal. BP 4840)

1 Sigma calibrated results 68 % probability Cal. BC 2895 to 2880 (Cal. BP 4845 to 4830)



(Variables: C13/C12 = -29 o/oo : lab. mult = 1)

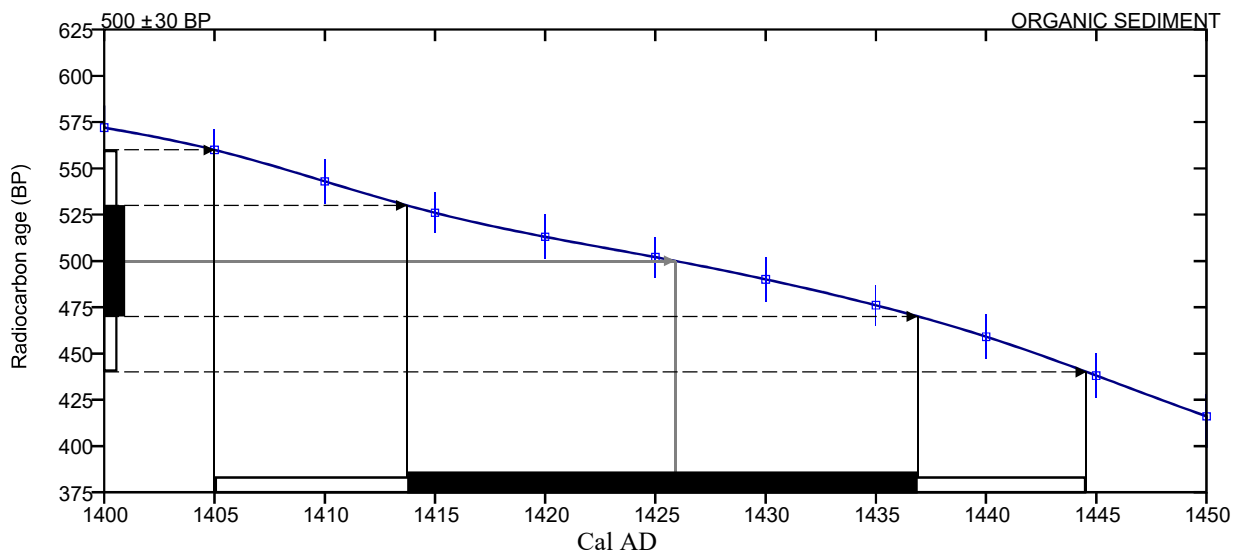
Laboratory number Beta-381836

Conventional radiocarbon age 500 ± 30 BP

2 Sigma calibrated result 95% probability Cal AD 1405 to 1445 (Cal. BP 545 to 505)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal AD 1425 (Cal. BP 525)

1 Sigma calibrated results 68 % probability Cal AD 1415 to 1435 (Cal. BP 535 to 515)



(Variables: C13/C12 = -29.1 o/oo : lab. mult = 1)

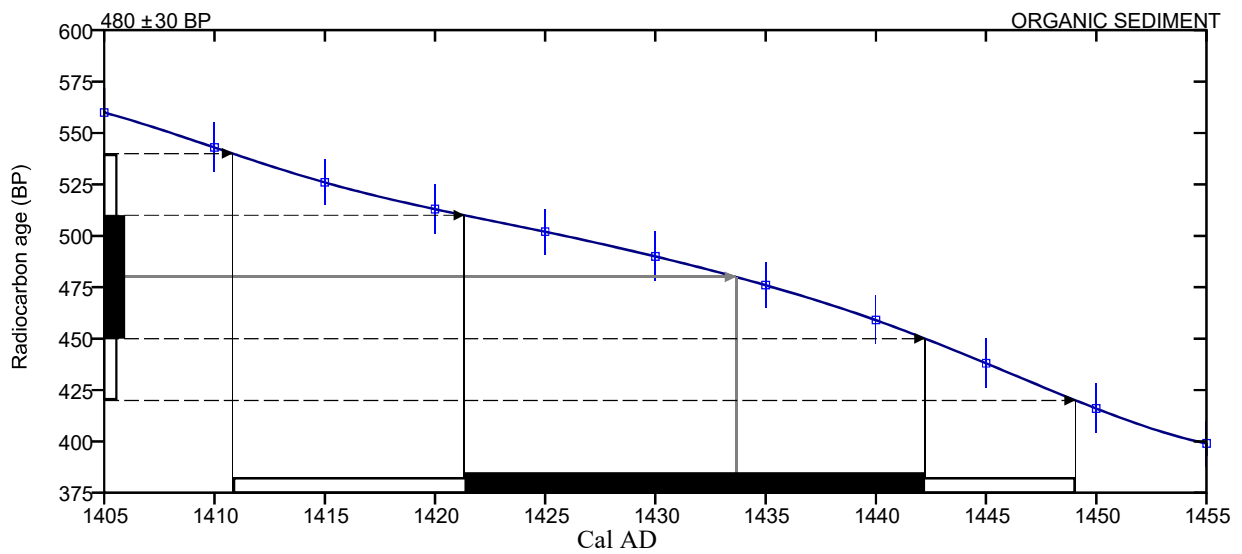
Laboratory number Beta-381837

Conventional radiocarbon age 480 ± 30 BP

2 Sigma calibrated result 95% probability Cal AD 1410 to 1450 (Cal. BP 540 to 500)

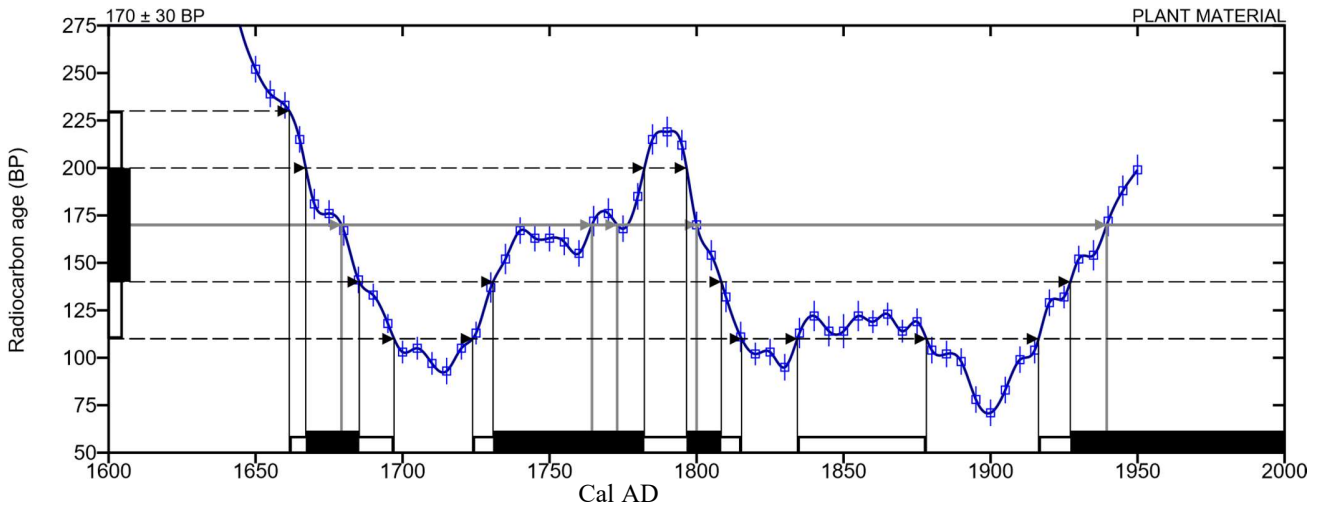
Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal AD 1435 (Cal. BP 515)

1 Sigma calibrated results 68 % probability Cal AD 1420 to 1440 (Cal. BP 530 to 510)



(Variables: C13/C12 = -26.5 o/oo : lab. mult = 1)

Laboratory number	Beta-405026
Conventional radiocarbon age	170 ± 30 BP
2 Sigma calibrated result 95% probability	Cal AD 1660 to 1695 (Cal. BP 290 to 255) Cal AD 1725 to 1815 (Cal. BP 225 to 135) Cal AD 1835 to 1880 (Cal. BP 115 to 70) Cal AD 1915 to Post 1950 (Cal. BP 35 to Post 0)
Intercept of radiocarbon age with calibration curve	Cal AD 1680 (Cal. BP 270) Cal AD 1765 (Cal. BP 185) Cal AD 1775 (Cal. BP 175) Cal AD 1800 (Cal. BP 150) Cal AD 1940 (Cal. BP 10) Post AD 1950 (Post BP 0)
1 Sigma calibrated results 68 % probability	Cal AD 1665 to 1685 (Cal. BP 285 to 265) Cal AD 1730 to 1780 (Cal. BP 220 to 170) Cal AD 1795 to 1810 (Cal. BP 155 to 140) Cal AD 1925 to Post 1950 (Cal. BP 25 to Post 0)



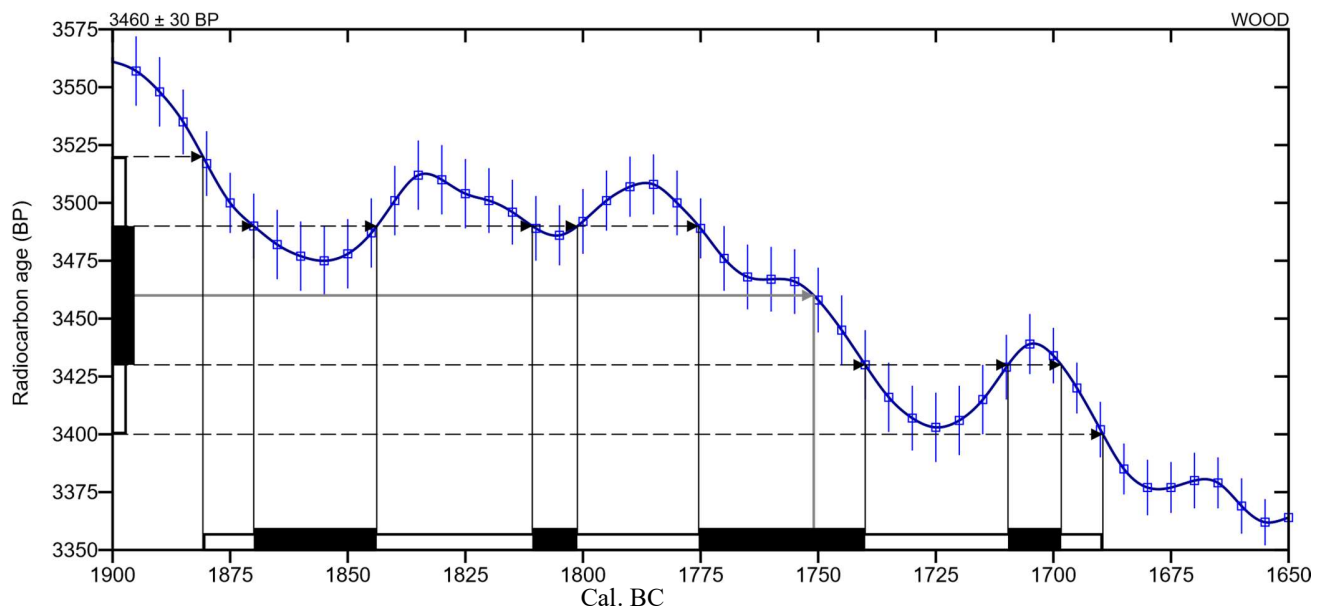
(Variables: C13/C12 = -28.5 o/oo : lab. mult = 1)

Laboratory number Beta-405027

Conventional radiocarbon age 3460 ± 30 BP
2 Sigma calibrated result 95% probability Cal. BC 1880 to 1690 (Cal. BP 3830 to 3640)

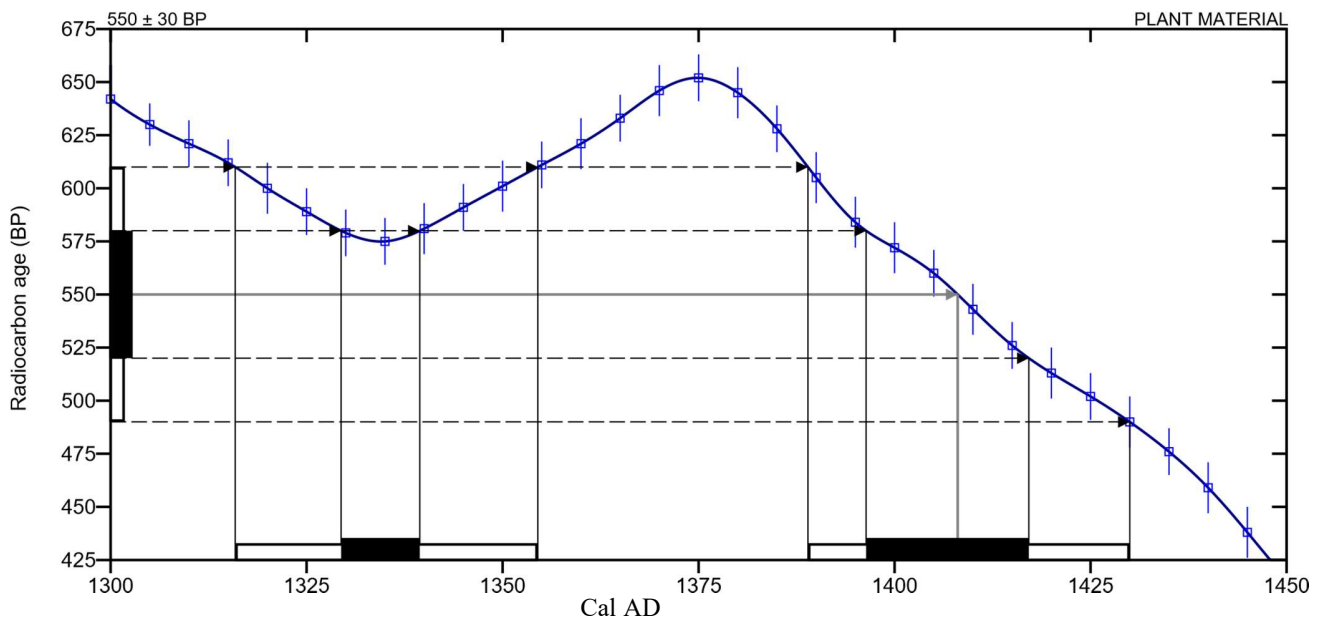
Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal. BC 1750 (Cal. BP 3700)

1 Sigma calibrated results 68 % probability Cal. BC 1870 to 1845 (Cal. BP 3820 to 3795) Cal. BC 1810 to 1800 (Cal. BP 3760 to 3750) Cal. BC 1775 to 1740 (Cal. BP 3725 to 3690) Cal. BC 1710 to 1700 (Cal. BP 3660 to 3650)



(Variables: C13/C12 = -27.9 o/oo : lab. mult = 1)

Laboratory number	Beta-405028
Conventional radiocarbon age	550 ± 30 BP
2 Sigma calibrated result 95% probability	Cal AD 1315 to 1355 (Cal. BP 635 to 595) Cal AD 1390 to 1430 (Cal. BP 560 to 520)
Intercept of radiocarbon age with calibration curve	Cal AD 1410 (Cal. BP 540)
1 Sigma calibrated results 68 % probability	Cal AD 1330 to 1340 (Cal. BP 620 to 610) Cal AD 1395 to 1415 (Cal. BP 555 to 535)



Annexes

(Variables: C13/C12 = -27.9 o/oo : lab. mult = 1)

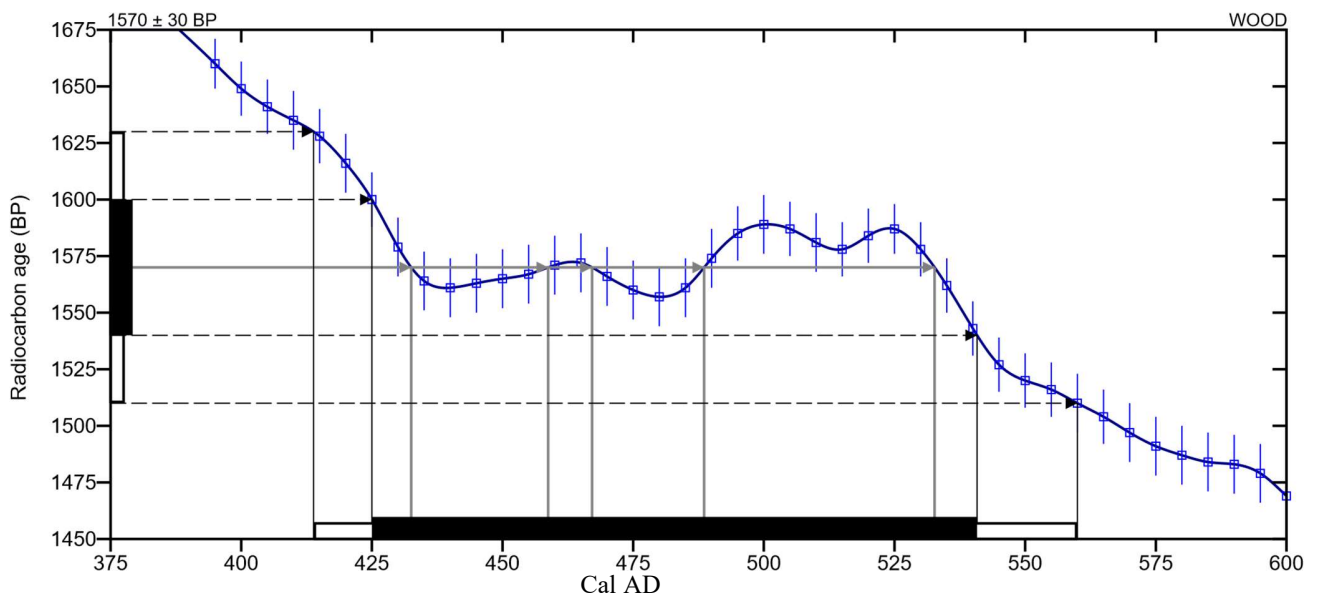
Laboratory number Beta-405029

Conventional radiocarbon age 1570 ± 30 BP

2 Sigma calibrated result 95% probability Cal AD 415 to 560 (Cal. BP 1535 to 1390)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal AD 435 (Cal. BP 1515)
Cal AD 460 (Cal. BP 1490)
Cal AD 465 (Cal. BP 1485)
Cal AD 490 (Cal. BP 1460)
Cal AD 535 (Cal. BP 1415)

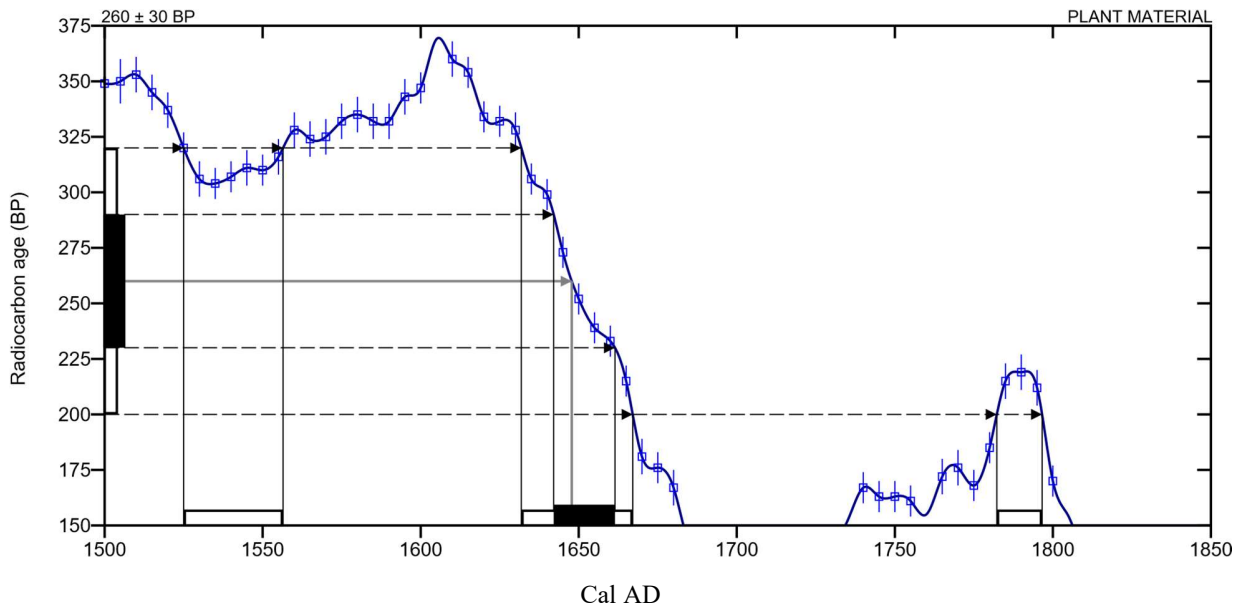
1 Sigma calibrated results 68 % probability Cal AD 425 to 540 (Cal. BP 1525 to 1410)



Annexes

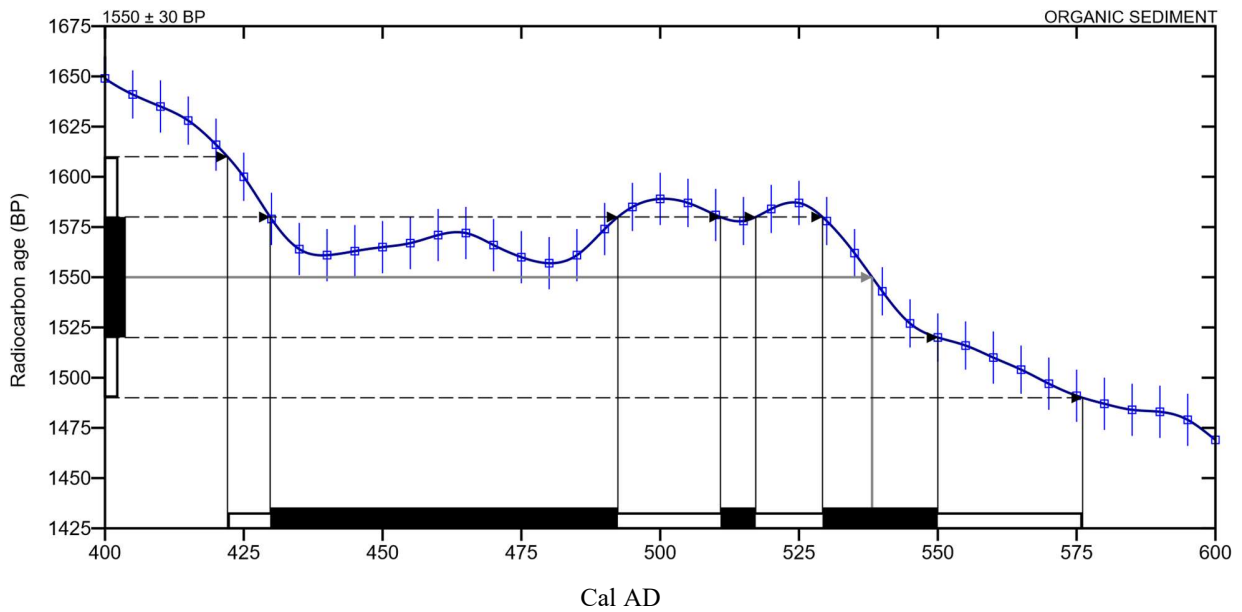
(Variables: C13/C12 = -28.5 o/oo : lab. mult = 1)

Laboratory number	Beta-405032
Conventional radiocarbon age	260 ± 30 BP
2 Sigma calibrated result 95% probability	Cal AD 1525 to 1555 (Cal. BP 425 to 395) Cal AD 1630 to 1665 (Cal. BP 320 to 285) Cal AD 1780 to 1795 (Cal. BP 170 to 155)
Intercept of radiocarbon age with calibration curve	Cal AD 1650 (Cal. BP 300)
1 Sigma calibrated results 68 % probability	Cal AD 1640 to 1660 (Cal. BP 310 to 290)



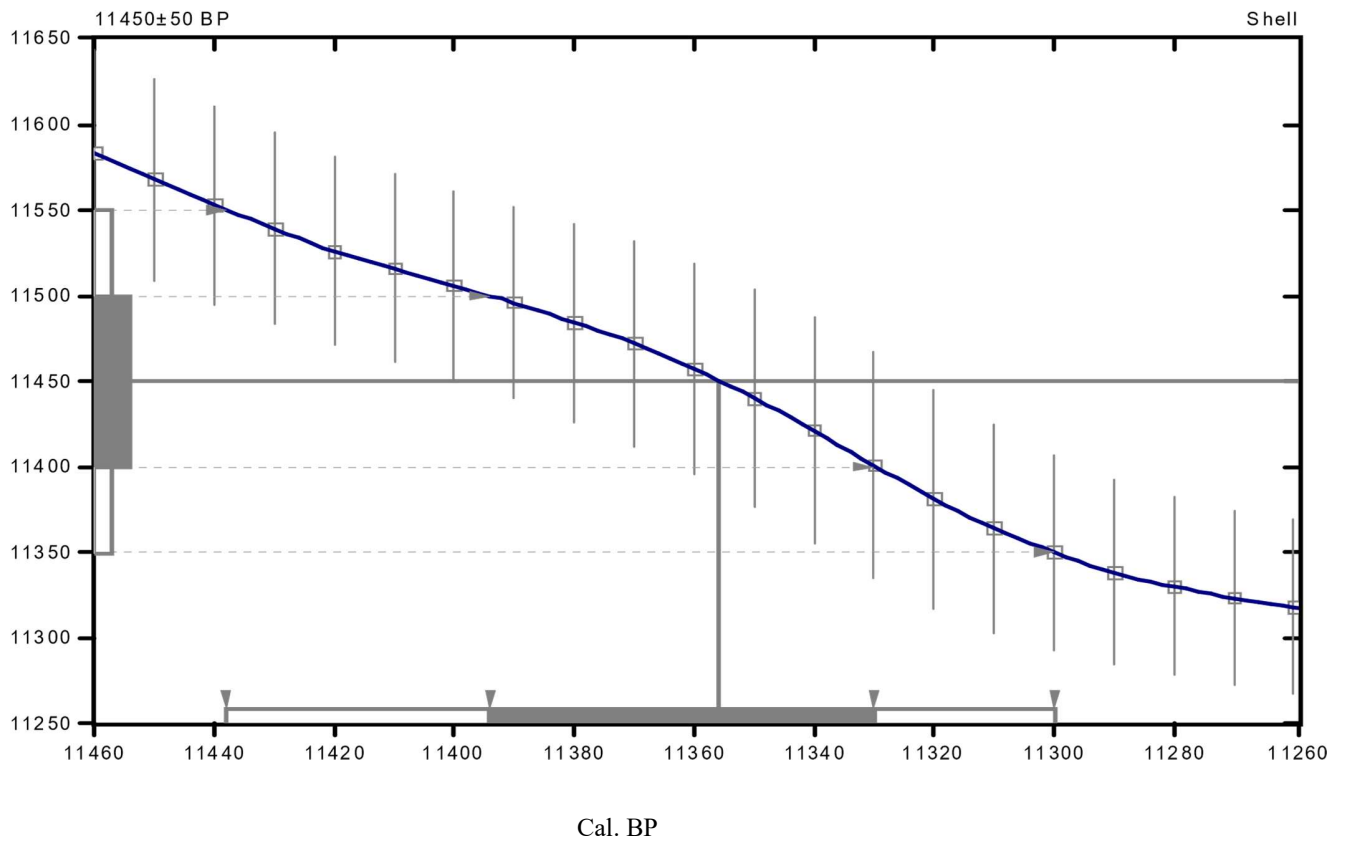
(Variables: C13/C12 = -28.1 o/oo : lab. mult = 1)

Laboratory number	Beta-405033
Conventional radiocarbon age	1550 ± 30 BP
2 Sigma calibrated result 95% probability	Cal AD 420 to 575 (Cal. BP 1530 to 1375)
Intercept of radiocarbon age with calibration curve	Cal AD 540 (Cal. BP 1410)
1 Sigma calibrated results 68 % probability	Cal AD 430 to 490 (Cal. BP 1520 to 1460) Cal AD 510 to 515 (Cal. BP 1440 to 1435) Cal AD 530 to 550 (Cal. BP 1420 to 1400)



(Variables: C13/C12=-8.2:lab. mult=1)

Laboratory number	Beta-346107
Conventional radiocarbon age	11450±50 BP
2 Sigma calibrated result 95% probability	Cal. BC 11440 to 11300 (Cal. BP 13390 to 13250)
Intercept of radiocarbon age with calibration curve	Cal. BC 11360 (Cal. BP 13310)
1 Sigma calibrated results 68 % probability	Cal. BC 11390 to 11330 (Cal. BP 13340 to 13280)



Annexes

(Variables: C13/C12=-9.1:lab. mult=1)

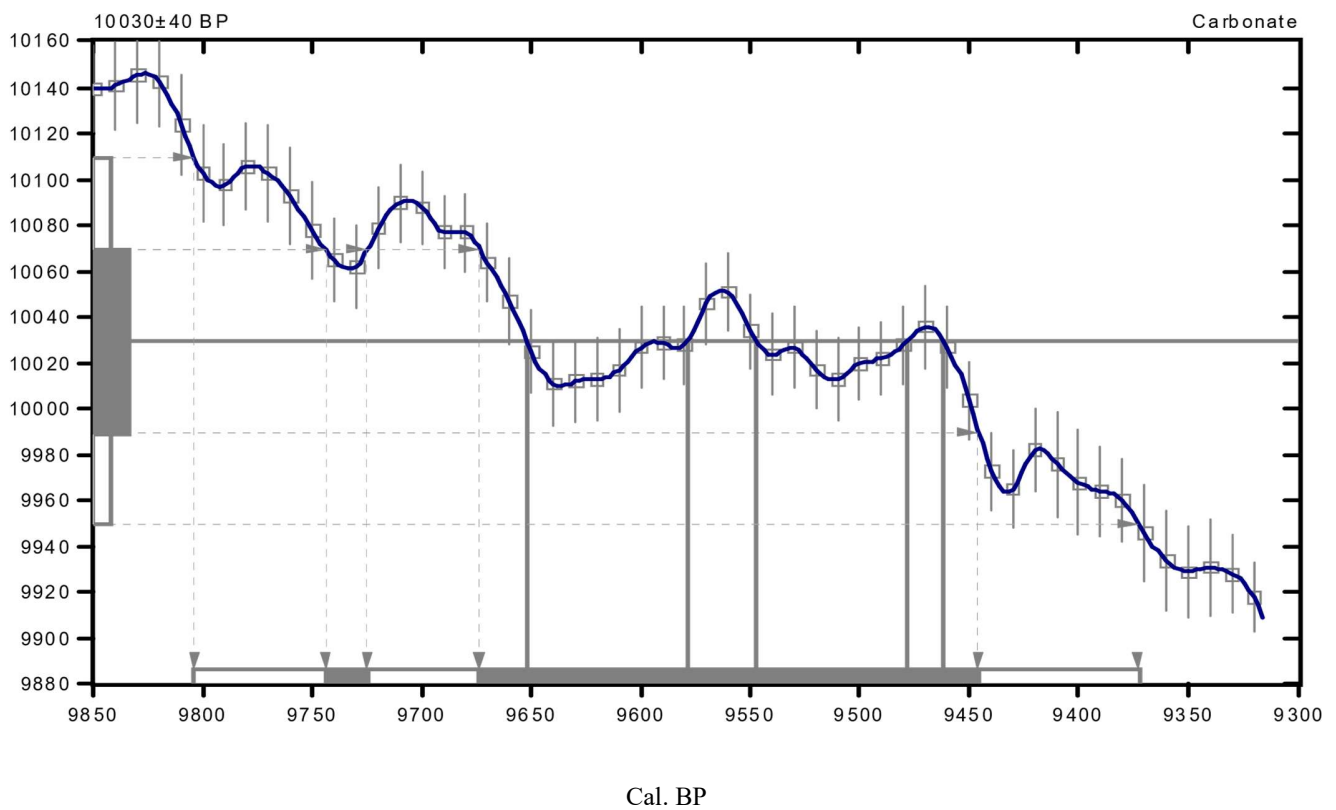
Laboratory number Beta-346108

Conventional radiocarbon age 10030±40 BP

2 Sigma calibrated result 95% probability Cal. BC 9800 to 9370 (Cal. BP 11750 to 11320)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal. BC 9650 (Cal. BP 11600) and Cal. BC 9580 (Cal. BP 11530) and Cal. BC 9550 (Cal. BP 11500) and Cal. BC 9480 (Cal. BP 11430) and Cal. BC 9460 (Cal. BP 11410)

1 Sigma calibrated results 68 % probability Cal. BC 9740 to 9720 (Cal. BP 11690 to 11680) and Cal. BC 9670 to 9450 (Cal. BP 11620 to 11400)



Annexes

(Variables : C13/C12=-11.9;lab. mult=1)

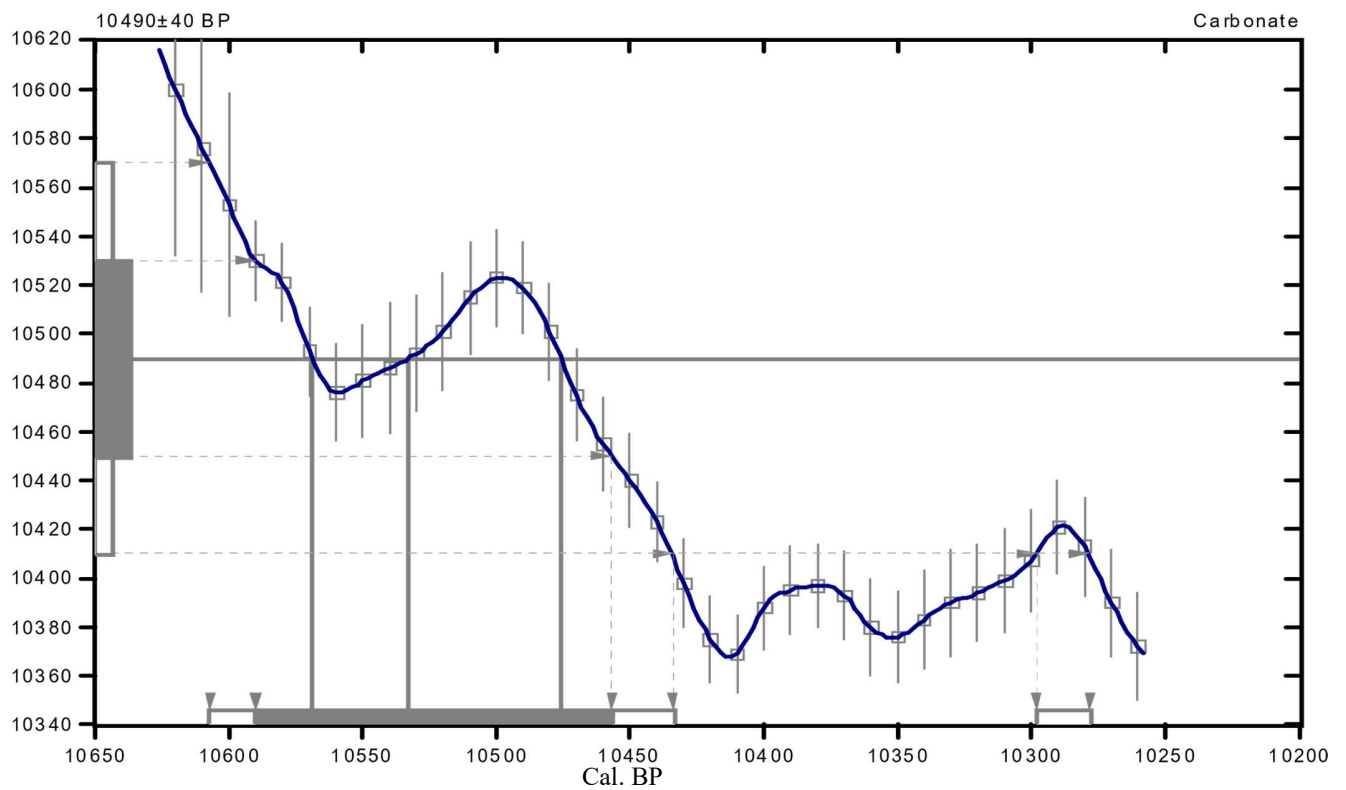
Laboratory number Beta-346109

Conventional radiocarbon age 10490±40 BP

2 Sigma calibrated result 95% probability Cal. BC 10610 to 10430 (Cal. BP 12560 to 12380) and Cal. BC 10300 to 10280 (Cal. BP 12250 to 12230)

Intercept of radiocarbon age with calibration curve Cal. BC 10570 (Cal. BP 12520) and Cal. BC 10530 (Cal. BP 12480) and Cal. BC 10480 (Cal. BP 12430)

1 Sigma calibrated results 68 % probability Cal. BC 10590 to 10460 (Cal. BP 12540 to 12410)



Annexe 5 : Analyse des données de modélisation bayésienne sur trois sites normands

Anne Philippe & Marie-Anne Vibet
Laboratoire de mathématiques Jean Leray & ANJA Inria-Rennes, Université de Nantes.
18 novembre 2016

1 Problématique

L'objectif de cette modélisation est de dater, pour chaque site, le dépôt des différentes unités stratigraphiques observées ou à défaut des différents échantillons observés.

Quelques questions supplémentaires seront également adressées :

- Existe-t-il un hiatus dans le site Vallée de Scie?
- Comparaison des tufs des sites Vallée de Scie et Brionne

2 Matériel et information archéologique

Trois sites distincts :

Vallée de Scie : 4 unités stratigraphiques (US2 à US5) ont été observées. Plusieurs échantillons ont pu être prélevés dans les US3 et US4 mais seulement un dans les US2 et US5.

Brionne : 3 unités stratigraphiques. 1 échantillon dans US2 et 4 échantillons dans les US3 et US5 (dont 2 en contrainte stratigraphique car issus du même log).

Villers-Ecalles : 3 logs différents avec des échantillons en contrainte. Pas d'unités stratigraphiques observées (i.e. pas de relation stratigraphique entre ces logs).

3 Modélisation chronologique avec ChronoModel

3.1 Choix de modélisation

- La période d'étude est choisie de -14 000 à 2 000.
- Dans cette modélisation, un événement, au sens du modèle de l'événement (Event model), est associé à une seule date sauf dans le cas de l'élément L43E6 qui est daté deux fois et donc pour lequel l'événement est associé à deux datations.

Comme chaque échantillon est daté par radiocarbone, l'événement archéologique, au sens de ChronoModel, correspond à la mort de l'élément daté.

- Plusieurs log (=carottes) ont été prélevés et des échantillons de ces logs ont été datés par radiocarbone. On prend donc en compte dans le modèle que les échantillons les plus profonds (dans un même log) sont les éléments les plus anciens.

- Les US apportent une information sur l'ordre temporel sur les dépôts des échantillons.

- Les événements d'un même site sont regroupés en phase afin d'estimer un début et une fin de dépôt sur chacun des sites. Il en est de même pour les unités stratigraphiques si existantes.

3.2 Choix des MCMC

Une seule chaîne MCMC est utilisée avec 1000 itérations lors de la période de burn-in, une phase d'adaptation de 1 000 itérations et 10 000 itérations dans la phase d'acquisition parmi lesquelles une sur 10 est conservée.

4 Résultats

4.1 Outils statistiques

Ici, nous définissons les outils statistiques utilisés dans la suite afin de comparer les trois sites.

- Période de recouvrement (Time range)

La période de recouvrement d'une phase donne une idée de la date du début, de la date de la fin et de la durée de la phase considérée.

- Période de transition entre deux phases successives (Transition range)

La période de transition entre deux phases successive mesure le délai transitoire entre ces deux phases. Il donne une idée du temps écoulé entre la fin de la première phase et le début de la seconde.

- Test d'existence d'un gap entre deux phases successives

Un gap, s'il existe, est défini par un intervalle de temps écoulé entre la fin d'une phase et le début d'une autre. Un tel gap n'existe pas nécessairement.

- Tempo plot

Le Tempo plot, tel qu'introduit par Thomas Dye [1] et défini par Anne Philippe (article en cours de rédaction), présente l'activité détectée sur un site archéologique, soit le rythme d'occurrence des événements archéologiques identifiés.

4.2 Vallée de la Scie

Le tableau 1 présente les estimations des périodes de recouvrement des unités stratigraphiques observées sur le site de la vallée de la Scie. Ces périodes de recouvrement s'apparentent aux périodes de déposition des unités stratigraphiques. Elles donnent une estimation du début, de la fin et de la durée, ici à 95%, de la phase de dépôt des unités stratigraphiques associées. D'après les résultats, l'US 2 s'est formée à partir de -8 780 et ce jusqu'en -8 368. L'US 3 s'est formée de - 3 126 à 561. L'US 4 s'est formée de 368 à 1 789 alors que l'US 5 s'est formée de 1 628 à 1 992.

L'intervalle de transition à 95% entre la phase de formation de l'US2 et de l'US3 est compris entre -8 761 et -2 681. L'intervalle de transition à 95% entre la phase de formation de l'US3 et de l'US4 est compris entre 251 et 583. L'intervalle de transition à 95% entre la phase de formation de l'US4 et de l'US5 est compris entre 1 472 et 1 992.

Entre les US2 et US3, il y a un hiatus à 95% estimé entre -8 368 et -3 253. Par contre, il n'y a pas de hiatus à 95% entre les US 3 et 4 et entre les US 4 et 5.

Le tableau 2 présente les estimations des dates (intervalle de crédibilité à 95%) de début et de fin d'occupation du site de la Scie, d'après les données incluses dans la modélisation, ainsi que l'estimation de la durée de cette occupation. Ces informations sont résumées par l'intervalle de recouvrement à 95% (time range). Ainsi, on peut dire que la période de déposition sur le site de Manéhouville-sur-Scie débute en -8 746 et finit en 1 997, avec une durée de 10 000 ans environ.

La figure 1 présente les densités marginales a posteriori des phases (début et fin) de dépôt des unités stratigraphiques observées sur le site de la vallée de la Scie. Les US 2 (courbe verte) et US 5 (courbe bleue) ne présentent qu'une seule densité car ces US ne comportent qu'un seul événement. Ainsi, les densités du début et de la fin des phases de dépôt de ces US sont confondues. Pour les US 3 et 4 (courbes violettes et rouges respectivement), la densité du début correspond à la première courbe sur l'échelle de temps. Les densités de fin de phase correspondent aux secondes densités de la même couleur.

Les périodes de recouvrement (Time ranges), périodes de transition (transition ranges) et le résultat du test de l'existence d'un gap entre ces phases successives à 95% sont représentés par les segments de couleur au-dessus des courbes. Une croix symbolise l'absence de gap entre deux phases successives.

La Figure 2 présente le rythme d'activité détectée et datée du site de la Scie. Sur ce site, un événement semble être nettement plus ancien que les autres, daté vers -9000, alors que les autres s'échelonnent entre -3 000 et 2000. Ici, clairement, il y a un grand hiatus entre ces deux groupes d'événements. Il y en a peut-être aussi dans le second groupe. On voit également un grand pic d'activité vers 1500.

US	Time range (95%)		Transition range (95%)		Gap range (95%)	
	Début	Fin	Début	Fin	Début	Fin
2	-8 780	-8 368	NA	NA	NA	NA
3	-3 126	561	-8 761	-2 681	-8 368	-2 681
4	368	1 789	251	583	NA	NA
5	1 628	1 992	1 472	1 992	NA	NA

Table 1 – Estimation des phases de formation des unités stratigraphiques (time range) de Vallée Scie associé à un niveau de confiance de 95%. Estimation des intervalles de transition (transition range) et des hiatus (gap range) entre ces phases successives.

Paramètre	Intervalle de crédibilité de phase 95 %	
Début	-8 780	-8 368
Fin	1 628	1 992
Durée	10 099	10 695
Time range		
Site	95 %	
Vallée Scie	-8 746	1 997

Table 2 – Informations relatives à la phase d’occupation du site Vallée Scie associées à un niveau de confiance de 95 %

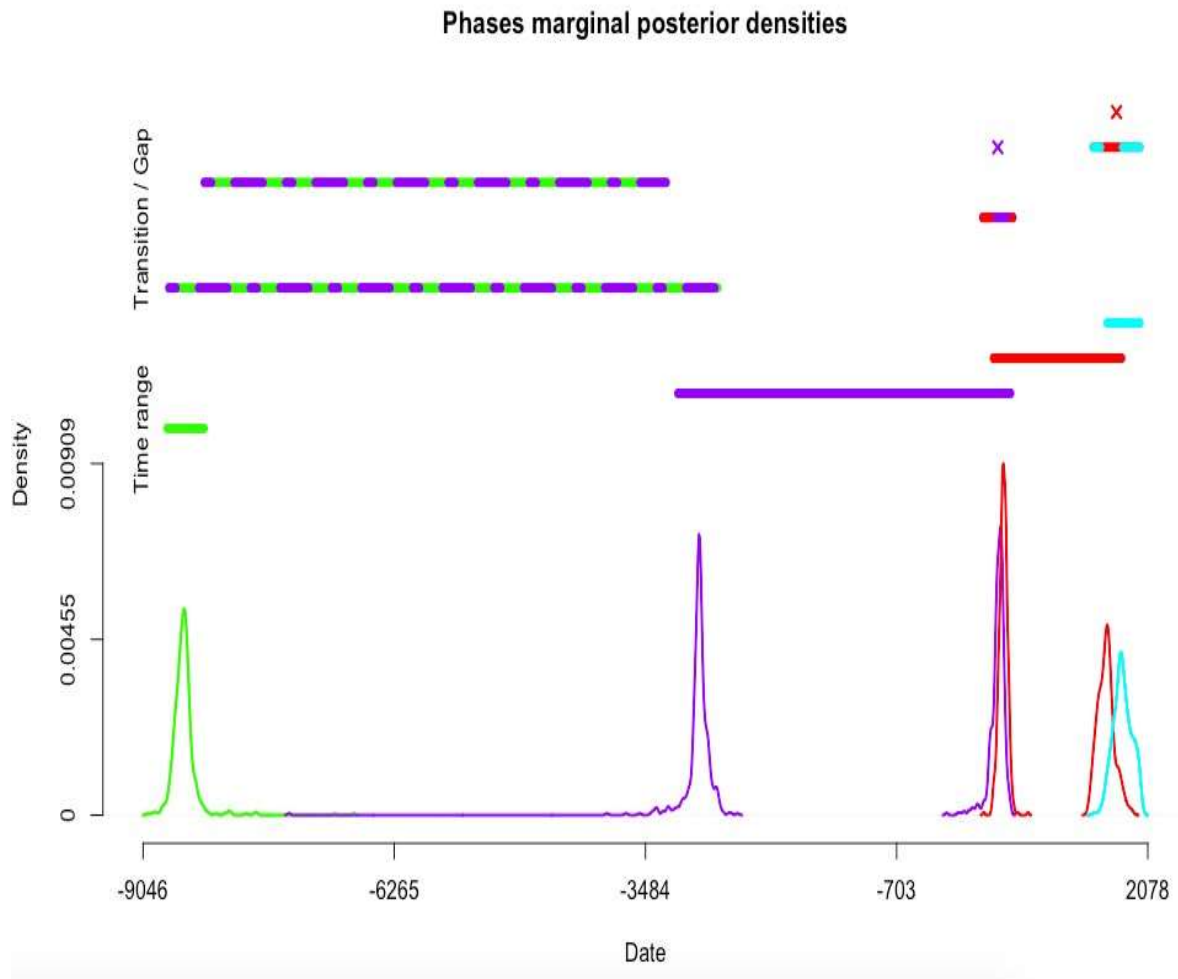


Figure 1 – Début et fins de formation des US observées sur le site de Vallée Scie (US2 en vert, US3 en violet, US4 en rouge, US5 en bleu). Les densités des débuts de phase correspondent aux dates les plus anciennes pour une couleur donnée. Lorsqu'il n'y a qu'une seule courbe d'une même couleur, les densités des débuts et fins de phase sont confondues. Le segment uni situé au-dessous des courbes représente l'intervalle de recouvrement associé de la phase de la même couleur. Les segments de deux couleurs représentent l'intervalle de transition et le gap (si existant) entre les phases des couleurs du segment. Une croix symbolise l'absence de gap entre les phases.

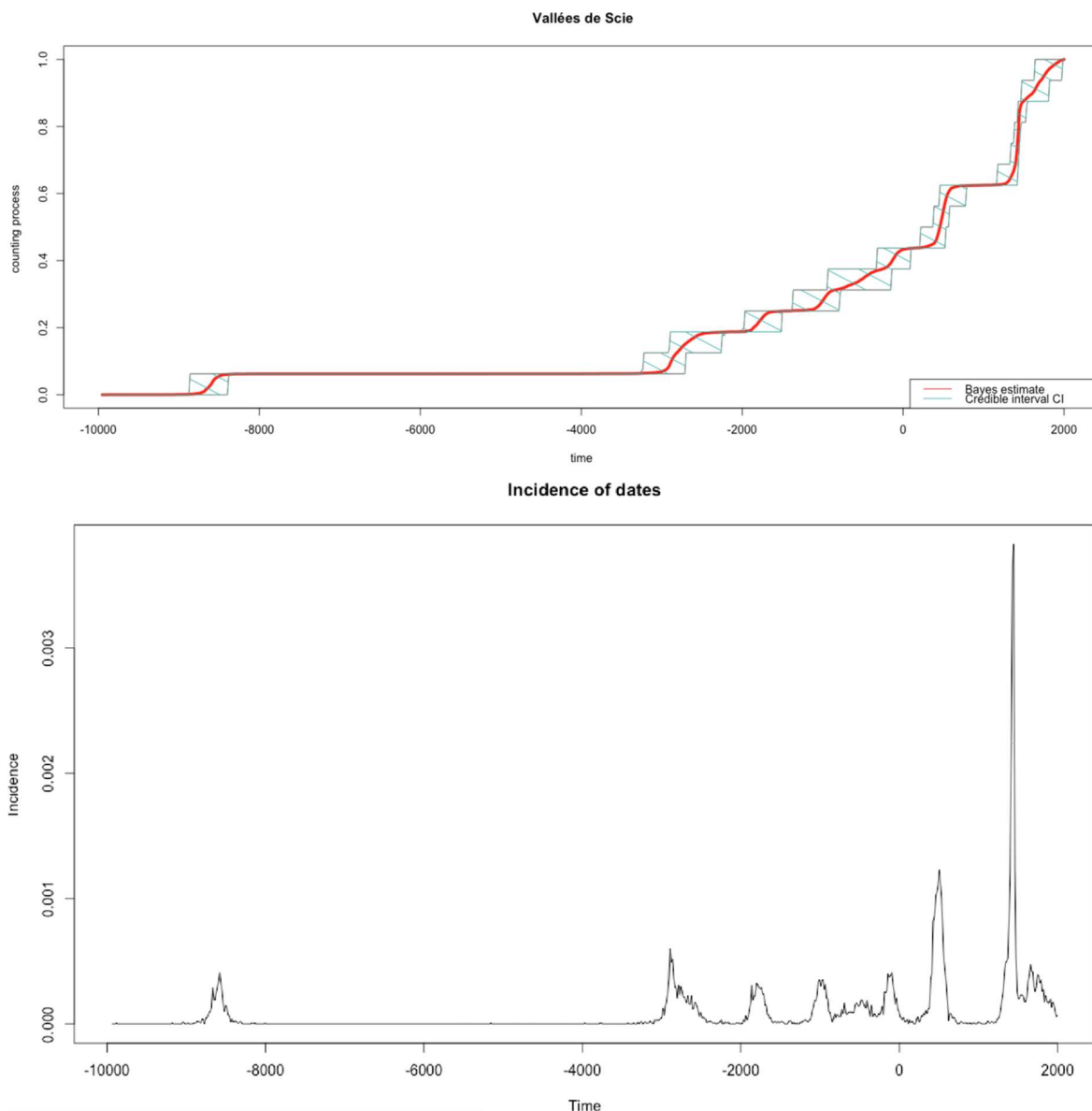


Figure 2 – Rythme d’occurrence des événements identifiés sur le site de Vallée de Scie

4.3 Brionne

Le tableau 3 présente les estimations des périodes de recouvrement (Time ranges) des unités stratigraphiques observées sur le site de Brionne ainsi que les intervalles de transition et de gap. L’US 2 s’est formée à partir de -11 444 et jusqu’en -10 696, alors que les US 3 et 5 se sont formées de -10 481 jusqu’à -8 432. L’intervalle de transition entre la phase de formation de l’US2 et de l’US3 est de compris à 95% entre -11 456 et -9 759. Entre les US2 et US3, il y a un hiatus à 95% estimé entre -10 736 et -10 543.

Le tableau 4 présente les estimations des dates (intervalle de crédibilité à 95%) de début et de fin de dépôt du site de Brionne (US2 et US3 à 5 confondues) ainsi que l'estimation de la durée de cette sédimentation. Ces informations sont résumées par l'intervalle de recouvrement à 95% (time range). Ainsi, la période de déposition du site de Brionne a commencé en -11 402 et a fini en -8 444 à 95 %.

La figure 1 présente les densités marginales a posteriori des phases (début et fin) de dépôt des unités stratigraphiques observées sur le site de Brionne. L'US2 (courbe bleue) ne présente qu'une seule densité car cette US ne comporte qu'un seul événement. Ainsi, les densités du début et de la fin de la phase de dépôt de l'US2 sont confondues. Pour les US 3 et 5 (courbes rouges), la densité du début correspond à la première courbe rouge, le second correspond à la densité de fin de formation. De plus, les time ranges, transition ranges et gap ranges sont représentés par les segments au-dessus des courbes.

La Figure 4 présente le rythme d'activité détectée du site de Brionne. On voit que l'activité s'est échelonnée entre -1100 environ jusqu'à -8 500.

US	Time range		Transition range		Gap range	
2	-11 444	-10 696	NA	NA	NA	NA
3/ 5	-10 481	-8 432	-11 456	-9 759	-10 736	-10 543

Table 3 – Estimation des phases de formation des unités stratigraphiques (time range) de Brionne associé à un niveau de confiance de 95%. Estimation des intervalles de transition (transition range) et des hiatus (gap range) entre ces phases successives.

Paramètre	Intervalle de crédibilité de phase à 95 %	
Début	-11 444	-10 697
Fin	-8 985	-8 450
Durée	1 983	2 852
Site	Intervalle de recouvrement à 95 %	
Brionne	-11 402	-8 444

Table 4 – Informations relatives à la phase observée d'occupation du site de Brionne associée à un niveau de confiance de 95 %

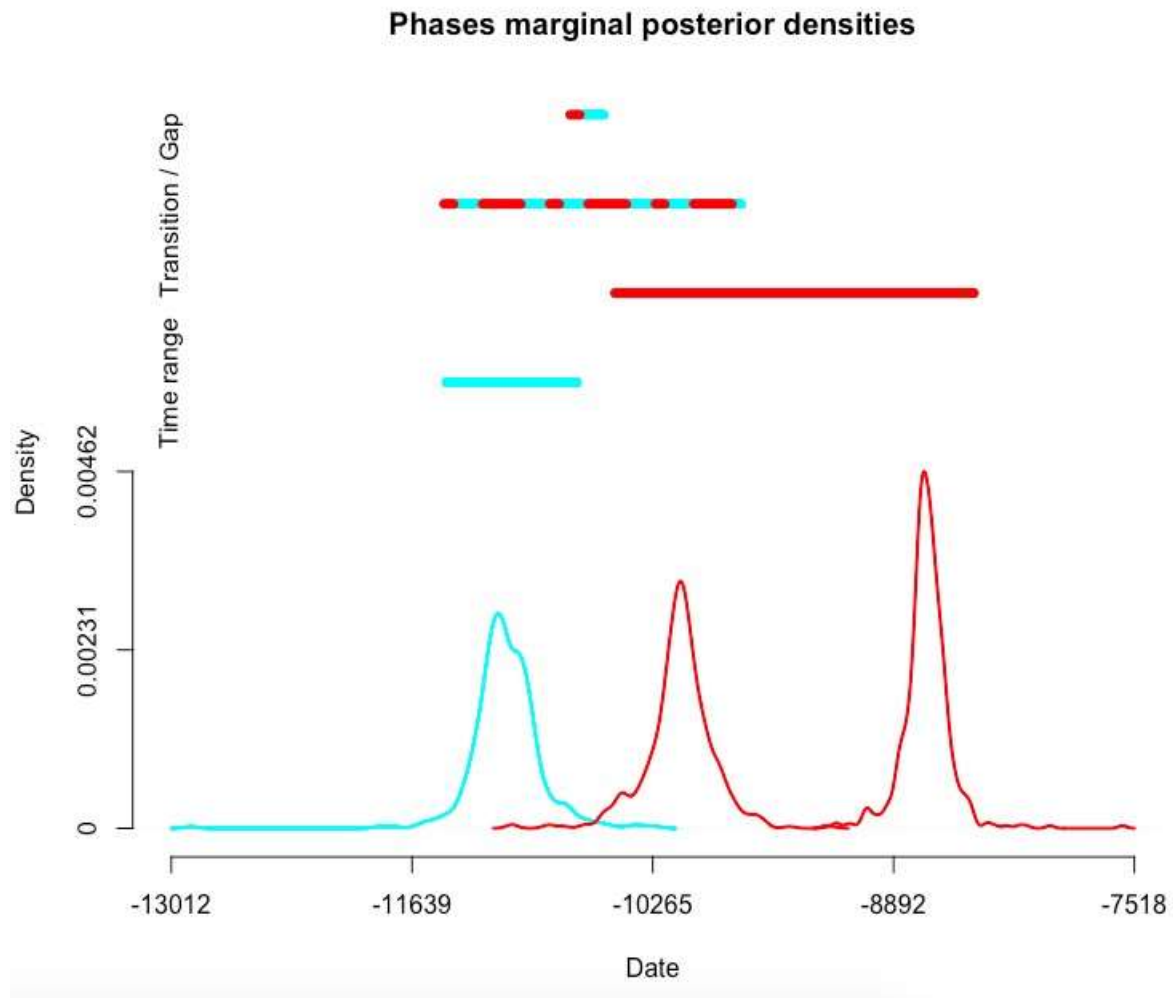


Figure 3 – Début et fins de formation des US observées sur le site de Brionne (US2 en bleu, US3 et 5 en rouge). Les densités des débuts de phase correspondent aux dates les plus anciennes pour une couleur donnée.

Lorsqu'il n'y a qu'une seule courbe d'une même couleur, les densités des débuts et fins de phase sont confondues. Le segment uni situé au-dessous des courbes représente l'intervalle de recouvrement associé de la phase de la même couleur. Les segments de deux couleurs représentent l'intervalle de transition et le gap (si existant) entre les phases des couleurs du segment. Une croix symbolise l'absence de gap entre les phases.

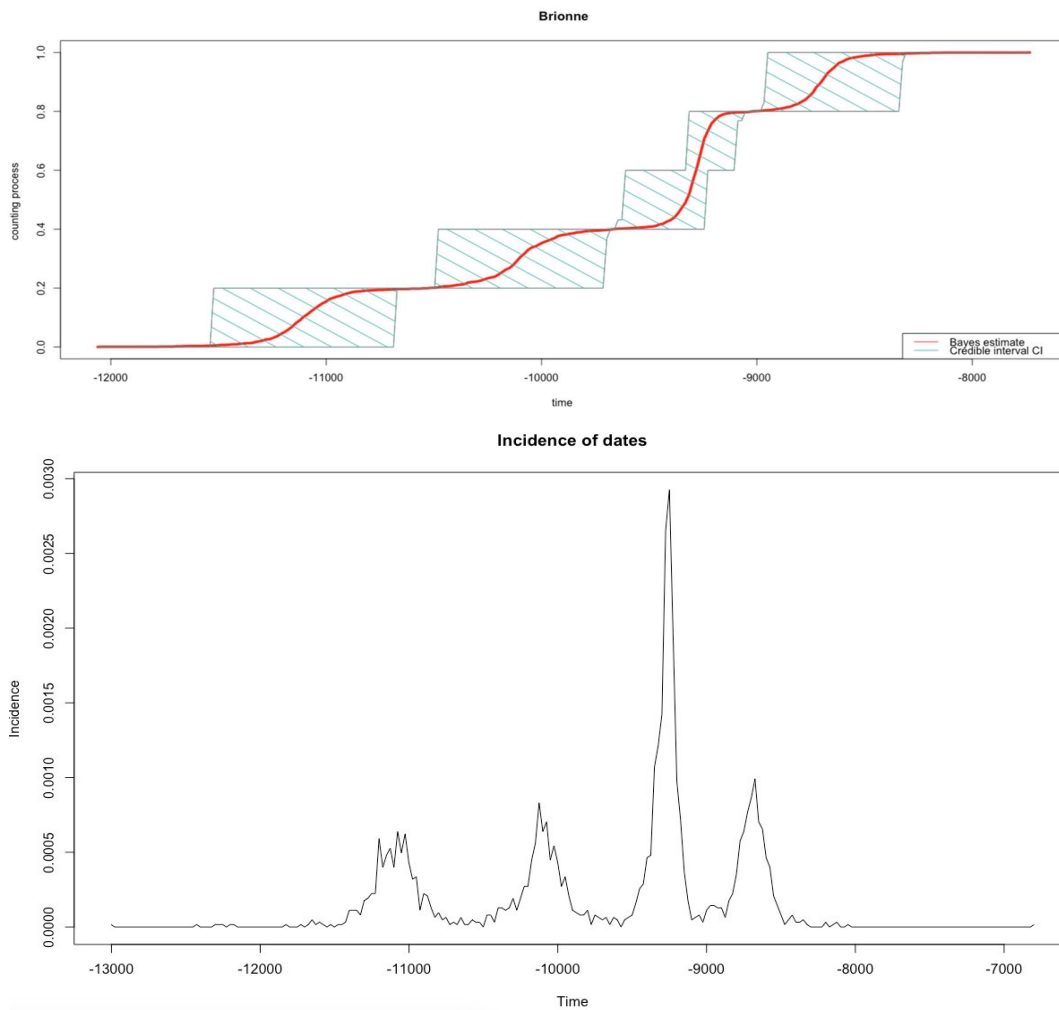


Figure 4 – Rythme d’occurrence des événements identifiés sur le site de Brionne

4.4 Villers-Ecalles

Le tableau 5 présente les estimations des dates (intervalle de crédibilité à 95%) de début et de fin de déposition sur le site de Villers-Ecalles ainsi que l’estimation de la durée de cette occupation. Ces informations sont résumées par l’intervalle de recouvrement à 95% (time range). Ainsi, la période de dépôt sur le site de Villers-Ecalles a commencé en -513 et a fini en 1760 à 95 %.

La figure 5 présente les densités marginales a posteriori des phases (début et fin) de l’occupation du site de Villers-Ecalles. Les intervalles de crédibilité et moyenne a posteriori sont également représentés sous les densités associées. Le segment au-dessus des courbes représente l’intervalle de recouvrement de la phase d’occupation du site.

La Figure 6 présente le rythme d’activité détectée du site de Villers-Ecalles. On voit que l’activité s’est échelonnée entre -500 et 2 000. On note la présence d’un hiatus entre l’événement le plus ancien

(TRGAU) et les autres événements. Il n'existe pas de hiatus entre ces deux dates à 95%, mais il en existe un à 94,5% dont l'intervalle est 393 à 403.

Paramètre	Intervalle de crédibilité de phase		95 %
Début	-497	-49	
Fin	1 415	1 736	
Durée	1 569	2 152	
Site	Intervalle de recouvrement 95 %		
Villers-Ecalles	-513	1 760	

Table 5 – Informations relatives à la phase observée de dépôt sur le site de Villers-Ecalles associée à un niveau de confiance de 95 %

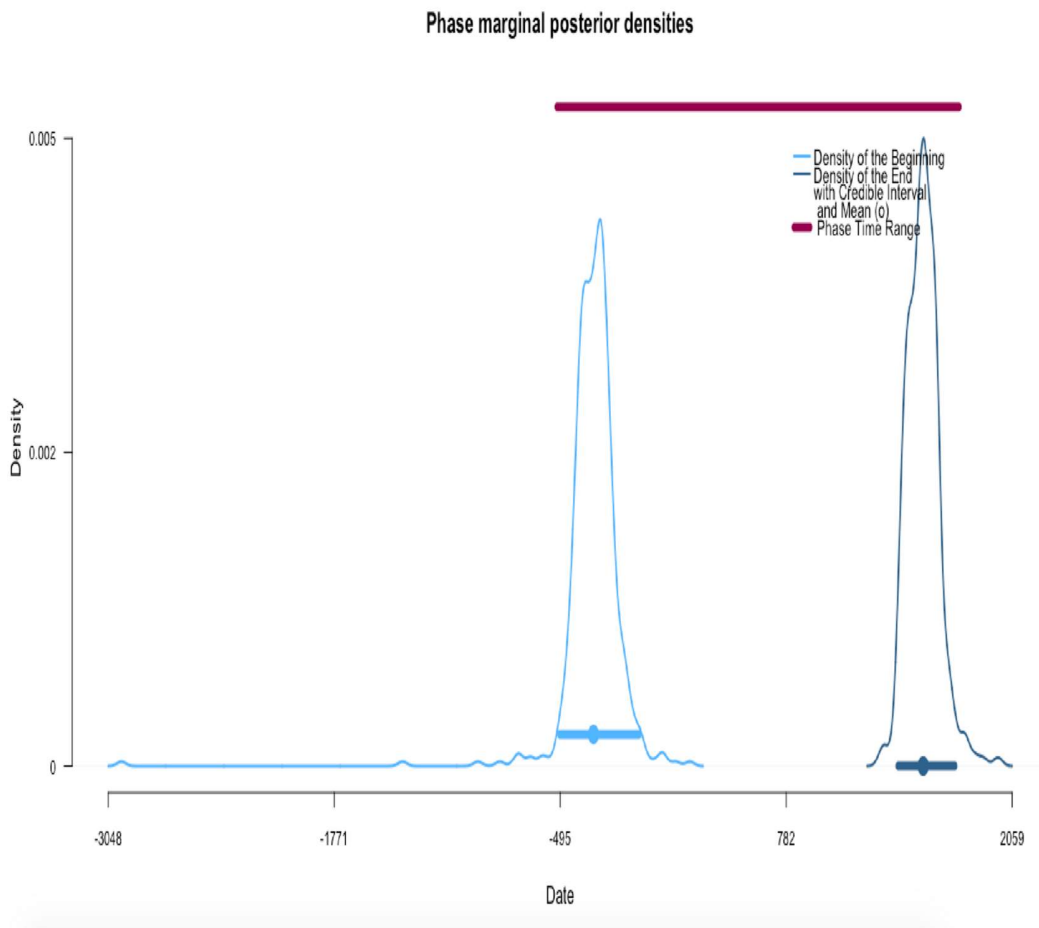


Figure 5 – Début et fin de phase liée aux observations faites sur le site de Villers-Ecalles

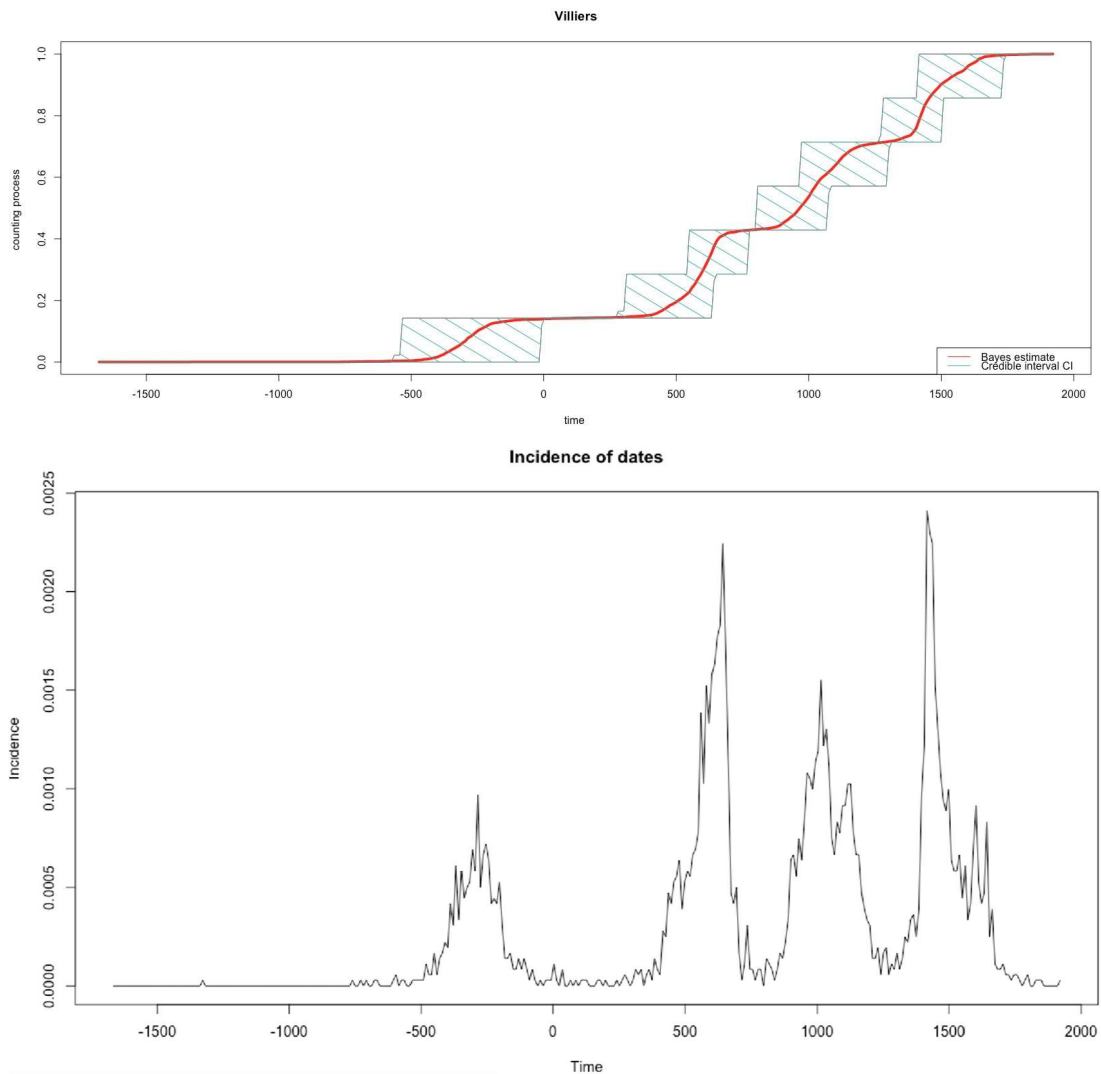


Figure 6 – Rythme d’occurrence des événements identifiés sur le site de Villiers-Ecalles

4.5 Comparaison des sites

Le tableau 6 rappelle les valeurs des intervalles de recouvrement des phases d’occupation des différents sites ainsi que les intervalles de crédibilité des débuts et fins de phase ainsi que la durée de phase. La figure 7 montre le graphique des densités marginale a posteriori des débuts et fins de phases.

D’après les tempo plots des trois sites, on voit que l’US 2 de la vallée de Scie est contemporaine des US de Brionne, alors que les US 3 à 5 de Vallées de Scie sont contemporaines de Villiers-Ecalles. Ainsi, les deux éléments tuf de Brionne semblent bien être contemporains de l’élément tuf de la vallée de Scie qui a été trouvé dans l’US 2.

Paramètre	Intervalle de crédibilité à 95%		Intervalle de recouvrement à 95 %	
Vallée Scie			-8 746	1 997
Début	-8 780	-8 368		
Fin	1 628	1 992		
Durée	10 099	10 695		
Brionne			-11 402	-8 444
Début	-11 444	-10 697		
Fin	-8 985	-8 450		
Durée	1 983	2 852		
Villers-Ecalles			-513	1 760
Début	-497	-49		
Fin	1 415	1 736		
Durée	1 569	2 152		

Table 6 – Résumé des phases associées à un niveau de confiance de 95 %

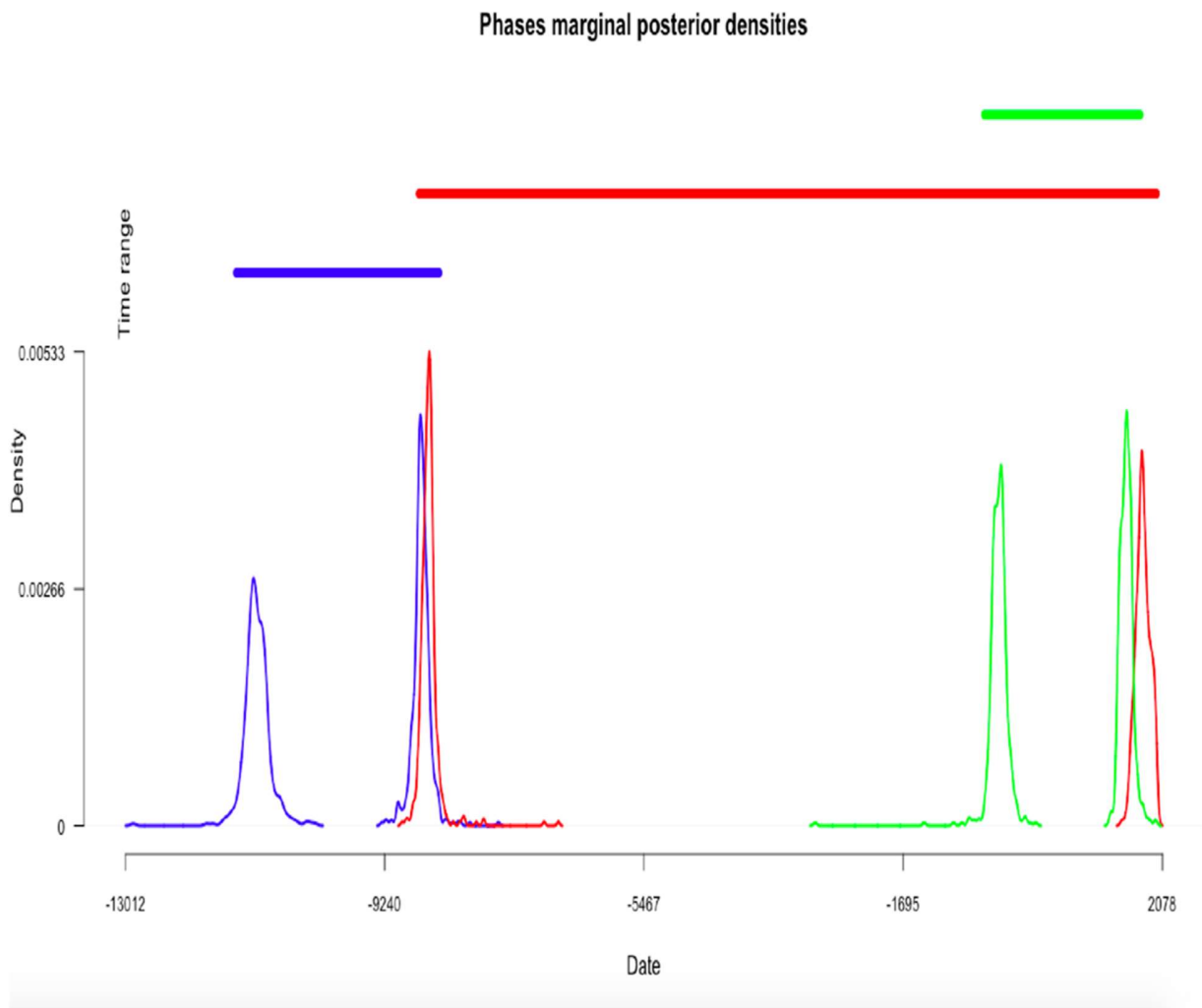


Figure 7 – Début et fin de formation des US des trois sites. Brionne en bleu, vallée de Scie en rouge et Villers-Ecalles en vert.

Références

- [1] Thomas S. Dye. Long-term rhythms in the development of Hawaiian social stratification., *Journal of Archaeological Science*, 71 :1-9, jul 2016