



HAL
open science

Érosion et structure paysagère dans un bassin versant viticole (Mercurey, Bourgogne) : des enjeux actuels aux dynamiques holocènes

Brian Chaize

► **To cite this version:**

Brian Chaize. Érosion et structure paysagère dans un bassin versant viticole (Mercurey, Bourgogne) : des enjeux actuels aux dynamiques holocènes. Géographie. Université Jean Moulin - Lyon III, 2022. Français. NNT : 2022LYO30053 . tel-04221081

HAL Id: tel-04221081

<https://theses.hal.science/tel-04221081>

Submitted on 28 Sep 2023

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

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



N° d'ordre NNT : 2022LYO30053

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ JEAN MOULIN LYON 3

Membre de l'université de Lyon

École doctorale n° 483 - Sciences sociales

Discipline : **Géographie - Aménagement**

Soutenue publiquement le 13/12/2022, par

Brian CHAIZE

Érosion et structure paysagère dans un bassin versant viticole (Mercurey, Bourgogne) : des enjeux actuels aux dynamiques holocènes

Laboratoire de recherche : **EVS, Environnement, ville et société**

Codirecteurs de thèse : **M. Étienne COSSART** et **M. Aurélien CHRISTOL**

Devant le jury composé de :

M. Étienne COSSART

Professeur des universités, université Jean Moulin Lyon 3. Codirecteur de thèse

M. Aurélien CHRISTOL

Maître de conférences, université Jean Moulin Lyon 3. Codirecteur de thèse

M. Denis MERCIER

Professeur des universités, Sorbonne université, Paris. Président du jury

Mme Nathalie CARCAUD

Professeure des universités, institut Agro Rennes-Angers, Angers. Rapporteure

M. Laurent LESPEZ

Professeur des universités, université Paris-Est Créteil. Rapporteur

M. Simone BIZZI

Assistant professor, université de Padoue, Italie. Examineur

Mme Magali DELMAS

Maîtresse de conférences HDR, université de Perpignan Via Domitia. Examinatrice

M. Mathieu FRESSARD

Chargé de recherche, CNRS, UMR EVS, Lyon. Examineur

Remerciements

Les origines de cette thèse sont un bel exemple de connectivité, humaine cette fois-ci. Aurélien Christol a su au travers de ses cours me donner le goût du temps long en géographie et, plus généralement, de la recherche. Après avoir tenté ma chance auprès de lui pour aller travailler sur la côte nord-péruvienne à la fin du master 2, il m'a adressé à Étienne Cossart avec qui, en discutant d'un éventuel sujet de recherche, la dimension actualiste s'est ajoutée comme une évidence. Grâce à lui, j'ai pu rencontrer Mathieu Fressard qui, même s'il n'a pas pu rejoindre cette thèse en tant que co-directeur officiel, l'a été dans les faits depuis le début. Je vous suis infiniment reconnaissant pour le soutien et la confiance que vous m'avez accordé, avant même le début de cette thèse et pendant toute sa durée, mais aussi pour tous les échanges que nous avons pu avoir, pour l'accompagnement dans mes premiers pas d'enseignant, pour l'aide sur le terrain (par tous les temps) et pour votre présence à chaque fois que j'en ai eue besoin. Tous les trois, chacun à votre manière, chacun avec vos mots, avec vos caractères et vos approches complémentaires, vous avez fait de mon parcours doctoral un moment exigeant mais aussi motivant, épanouissant et heureux. J'espère qu'il ne s'agit là que des débuts de notre collaboration scientifique.

Je tiens ensuite à remercier Nathalie Carcaud, professeure des universités à Agrocampus Ouest, et Laurent Lespez, professeur des universités à Créteil, qui me font l'honneur d'être rapporteurs de cette thèse. J'exprime aussi toute ma gratitude à Simone Bizzi, *Assistant Professor* à Padoue, Magali Delmas, maîtresse de conférences HDR à Perpignan et Denis Mercier, professeur des universités à Sorbonne Université, d'avoir accepté d'évaluer ce travail.

Ce travail a également pu bénéficier de fructueuses discussions dans le cadre de mon comité de suivi. J'en remercie vivement les participants : Jean-François Berger, dont l'enthousiasme scientifique de chaque instant est vraiment une source de motivation lorsque l'on est jeune chercheur, Vincent Viel qui m'a aidé à éviter bien des écueils pour mesurer l'évolution des surplus hydrologiques des sols et Amélie Quiquerez qui m'a fait profiter de sa riche expérience du terrain bourguignon et de ses compétences pour approfondir certains aspects de ce travail.

Pendant ces quatre dernières années, j'ai été intégré au Département de géographie et aménagement ainsi qu'au Centre de Recherche en Géographie et Aménagement de l'Université Jean Moulin Lyon 3. Merci à leurs membres pour leur

confiance renouvelée quand il s'est agi de me confier des enseignements. Un grand merci également à Carla Wehbe pour sa gentillesse et son travail au quotidien dans la gestion administrative du CRGA et de l'UMR 5600 Environnement Ville Société (ah, les ordres de mission...).

Après ma famille de Lyon 3, je me tourne naturellement vers ma famille de Lyon 2, et notamment Franck Perret qui a toujours fait en sorte que les détails matériels n'entravent pas mes travaux. Merci pour ta bonne humeur indéfectible et le temps que tu m'as consacré sur le terrain tout au long de la thèse, même le week-end pour chasser un épisode pluvieux immanquable. Merci à tous les membres de la plateforme OMEAA, qui la font vivre et en font un lieu de travail agréable et stimulant : Hugo Delile, Romain Delunel, Jérôme Lejot, Oldrich Navratil, Adrien Barra, Stéphanie Lecomte-Schmitt et Vincent Gartner.

Un grand merci à André-Marie Dendievel qui a toujours présenté de la curiosité et de l'intérêt pour mon travail et a pris le temps de répondre à mes questionnements, notamment en matière de traitement statistique de données archéologiques. Nos échanges tant scientifiques qu'humains ont toujours été de très bons moments.

De cette belle aventure qu'est la thèse, je n'oublie pas l'opportunité qui m'a été donnée de passer un mois à l'UMR 7264 CEPAM de Nice. Cette expérience a été pour moi l'occasion de m'initier à l'identification taxinomique des charbons de bois et de travailler avec une autre équipe de recherche. Je remercie Isabelle Théry-Parisot et Claire Delhon pour leur accueil chaleureux au sein de ce laboratoire et du temps qu'elles m'ont consacré. J'ai le souvenir des doctorants avec qui j'ai eu le plaisir d'échanger : Sophie, Manon et Benjamin.

Quelques mots pour remercier mes collègues doctorants avec qui j'ai sympathisé tout au long de ces quatre années : Théo, Jessica, Arthur, Pauline, Fatima, Damien, Anne, Magali, Guénola, Sultan, Arnaud, William et celles et ceux qui ont partagé leur bonne humeur dans les salles des doctorants du 18 rue Chevreul ou de Bron. Une mention toute spéciale à Gary avec qui j'ai partagé bon nombre de moments au laboratoire, parfois jusqu'à des horaires (trop) tardives. Il en est de même pour Mélanie dont je ne compte plus les coups de main qu'elle m'a rendue, qui a toujours été là pour me (re)expliquer les manipulations de laboratoire, m'accompagner aux archives de Saône-et-Loire et sans qui le logiciel C2 me serait resté complètement obscur.

Sur le terrain, un immense merci aux viticulteurs de Mercurey pour leur intérêt et la richesse de nos échanges en lien avec leur connaissance du terrain. Je souhaite adresser une mention particulière à M. Duvernay, M. Menand, M. Monnet et à M. Rossignol qui m'a laissé instrumenter son pré et qui n'a jamais refusé d'aller passer un coup de chiffon sur mes instruments de mesure. Un grand merci également à Vincent et Marie-Pierre Cossart pour leur accueil à Mercurey. Je n'oublie pas non plus la coopérative Bourgogne du Sud, et son interlocuteur Mathieu Chatelet, qui ont eu la gentillesse de mettre à ma disposition des données météorologiques normées et spécifiques au terrain étudié. Je remercie également le Bureau Interprofessionnel des Vins de Bourgogne pour la mise à disposition d'un certain nombre de photos, ainsi que le dispositif DINAMIS (Dispositif Institutionnel National d'Approvisionnement Mutualisé en Imagerie Satellitaire) qui m'a permis d'acquérir et d'utiliser des images satellites Pléiades.

Que les étudiants de Licence ou de Master, qui ont participé de près ou de loin à ce travail, que ce soit pour du terrain ou des manipulations en laboratoire, trouvent ici mes plus sincères remerciements. Je pense notamment à Guillaume, Clément, Antoine, Agathe, Arame, Valentin, Julien et Perrine.

Ce tour ne serait pas complet sans mentionner mes proches, que j'ai malheureusement un peu délaissé ces dernières années. Je m'en excuse et je leur suis reconnaissant d'être toujours là, de m'avoir soutenu et d'avoir su ne pas trop poser de questions. Merci à ma mère pour le soutien à distance permanent et à mon père, encore une fois, d'avoir accepté la longue et harassante mission que constitue la relecture de ce manuscrit pour en dénicher les fautes d'orthographe les plus enfouies.

Enfin, ma dernière pensée ira, bien entendu, à Amélie qui a énormément compté ces dernières années et à qui je dois énormément de choses. Je la remercie pour sa compréhension lors des week-ends et des soirées passés sur la paillasse ou derrière l'écran de l'ordinateur.

Je ne pensais pas que la rédaction des remerciements serait aussi ardue, j'espère donc avoir trouvé les mots justes pour exprimer à tous ma reconnaissance.

Sommaire

Remerciements	3
Sommaire.....	7
Liste des sigles et abréviations.....	9
Introduction générale.....	11
PREMIÈRE PARTIE	21
Agriculture et érosion : cadre scientifique et besoins de recherche.....	21
Chapitre 1 La structure paysagère : contexte spatial des processus érosifs en domaine agricole.....	25
Chapitre 2 Mercurey, un territoire à dominante viticole structurellement sensible aux pertes en sol.....	65
Chapitre 3 Construire un cadre conceptuel et méthodologique à plusieurs échelles temporelles.....	121
DEUXIEME PARTIE	137
La cascade sédimentaire actuelle du bassin versant du Giroux : quelle efficacité dans le transport à l'exutoire des sédiments érodés ?.....	137
Chapitre 4 Production et connectivité sédimentaire actuelles du bassin versant du Giroux : méthodes de mesure et de modélisation spatiale	141
Chapitre 5 Le Giroux, un fonctionnement sédimentaire saccadé révélant une faible efficacité de la cascade sédimentaire	189
Chapitre 6 Une connectivité sédimentaire cassée par l'anthropisation du bassin versant du Giroux.....	213
TROISIEME PARTIE	259
Évolution spatio-temporelle de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux	259
Chapitre 7 Méthodologie pour la reconstitution de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux sur le temps long	263
Chapitre 8 Évolution de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux : quel impact de la structure paysagère ?.....	307
Chapitre 9 Modélisation diachronique du fonctionnement géomorphologique du bassin versant du Giroux	373
Conclusion générale.....	421
Annexes	429
Références bibliographiques	451
Liste des figures.....	495
Liste des tableaux	509
Table des matières	513

Liste des sigles et abréviations

AD	Après Jésus Christ (<i>Anno Domini</i>)
AFNOR	Association Française de NORmalisation
AEE	Agence Européenne de l'Environnement
AGNPS	<i>AGricultural Non-Point Source Pollution Model</i>
AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometry</i>
AOC	Appellations d'Origine Contrôlée
Ap. J.-C.	Après Jésus Christ
Av. J.-C.	Avant Jésus Christ
BC	Avant Jésus Christ (<i>Before Christ</i>)
BP	Avant le présent (1950) (<i>Before Present</i>)
Cal.	Calibré (datation par la méthode du radiocarbone)
CEMAGREF	Centre d'Étude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêt
DREAL	Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement
ETP	Évapotranspiration potentielle
IC	Indice de Connectivité
ISO	<i>International Organization for Standardization</i>
IGN	Institut national de l'information géographique et forestière
INRAE	Institut National de la Recherche pour l'Agriculture, l'alimentation et l'Environnement
LISEM	<i>LImburg Soil Erosion Model</i>
MES	Matières En Suspension
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MUSLE	<i>Modified Universal Soil Loss Equation</i>
NDVI	Indice de végétation par différence normalisée (<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>)
NRCS	<i>National Resources Conservation Service</i>
RIST	<i>Rainfall Intensity Summarization Tool</i>
RPP	Référentiel Régional Pédologique
RTM	Restauration des Terrains de Montagne

RUSLE	Équation universelle révisée de perte en sol (<i>Revised Universal Soil Loss</i>)
SDR	Taux d'exportation sédimentaire (<i>Sediment Delivery Ratio</i>)
SIG	Système d'Information Géographique
STREAM	<i>Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management</i>
SUM/ISUM	<i>Stock Unearthing Measurement/Improved Stock Unearthing Measurement</i>
SWAT	<i>Soil and Water Assessment Tool</i>
USDA	<i>United States Department of Agriculture</i>
USLE	Équation universelle de perte en sol (<i>Universal Soil Loss Equation</i>)
WATER/SEDEM	<i>Water and Tillage Erosion and Sediment Model and Sediment Delivery Model</i>
WEPP	<i>Water Erosion Prediction Project</i>

Unités de mesure

Ce travail utilise le système international d'unités et ses dérivés. Nous détaillons ici les unités utilisées les moins usuelles.

t.ha⁻¹.an⁻¹	$\frac{\text{tonne}}{\text{hectare} \times \text{année}}$	Unité des pertes en sol
t.ha.h.ha⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹	$\frac{\text{tonne} \times \text{hectare} \times \text{heure}}{\text{hectare} \times \text{mégajoule} \times \text{millimètre}}$	Unité de l'érodibilité du sol
MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.an⁻¹	$\frac{\text{mégajoule} \times \text{millimètre}}{\text{hectare} \times \text{heure} \times \text{année}}$	Unité de l'érosivité des pluies
MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹	$\frac{\text{mégajoule} \times \text{millimètre}}{\text{hectare} \times \text{heure}}$	Unité de l'indice d'érosivité des pluies d'un épisode pluvieux érosif
MJ.ha⁻¹.mm⁻¹	$\frac{\text{mégajoule}}{\text{hectare} \times \text{millimètre}}$	Unité de l'énergie cinétique des pluies
NTU	<i>Nephelometric Turbidity Unit</i>	Unité de la turbidité
SI	Système International	Unité de la susceptibilité magnétique
ohm.m	Ohm × mètre	Unité de résistance électrique

Introduction générale

Contexte de recherche

Dans son ouvrage *Dirt : The Erosion of Civilization*, le géologue américain D.R. Montgomery (2007a) démontre que les principaux foyers de peuplement se sont toujours établis sur des sols cultivables. Or, plusieurs auteurs insistent sur la dégradation des terres arables au niveau mondial sous l'effet de l'érosion induite par les activités humaines. L'érosion doit être entendue dans son acception élargie, celle qui intègre l'enchaînement de trois processus élémentaires : la libération des matériaux de surface, puis leur mobilisation et enfin leur dépôt. Dans le détail, les auteurs alertent sur le fait que 29 milliards de tonnes de terres arables sont perdues en moyenne chaque année depuis le début du XIX^e siècle (Ramade, 2002), un chiffre près de deux fois et demie plus élevé qu'avant l'anthropisation de la planète (McLennan, 1993). De même, les pertes en sol dans les zones agricoles sont 10 à 40 fois plus rapides que les processus naturels de pédogenèse, menaçant ainsi l'exploitation durable des terres arables (Verheijen *et al.*, 2009 ; Pimentel & Burgess, 2013). Face à un tel constat, l'Organisation des Nations Unies proclame en 2013 l'organisation d'une journée mondiale des sols chaque 5 décembre et l'année internationale des sols en 2015. L'objectif est de sensibiliser les décideurs politiques et le grand public sur l'importance de cette ressource dont la préservation est devenue un enjeu majeur pour les sociétés en général et les agriculteurs en particulier.

Au-delà d'entraîner des conséquences directes sur le potentiel agronomique des sols, l'érosion des terres arables est source de nombreuses conséquences indirectes. Parmi celles-ci, nous pouvons citer les coulées de boue et les crues turbides affectant des espaces urbanisés (Douvinet, 2008 ; Boardman, 2010), l'altération de la qualité de l'eau et de la vie aquatique par le phénomène d'eutrophisation (Gascuel *et al.*, 2009 ; Pinay *et al.*, 2018) et par la hausse de la turbidité (Owens *et al.*, 2005 ; Ombredane *et al.*, 2009), ou encore la baisse des services écosystémiques fournis par les sols, au premier rang desquels le piégeage du carbone (Greene *et al.*, 1994 ; Pimentel *et al.*, 1995 ; Lal, 1998).

En France, la réflexion sur l'érosion des sols s'est particulièrement orientée sur le contexte agricole depuis la modernisation et l'industrialisation de l'agriculture au lendemain de la Seconde Guerre mondiale. Les études menées jusqu'alors ont mis l'accent sur la caractérisation des processus élémentaires des dynamiques érosives (Boiffin *et al.*, 1988 ; Govers *et al.*, 1990 ; Le Bissonnais & Le Souder, 1995) et la quantification des volumes érodés (Cerdan *et al.*, 2002a ; Brenot *et al.*, 2008 ; Fressard *et al.*, 2022). Parallèlement, des mesures du transport solide des cours d'eau ont été réalisées aux exutoires de bassins versants agricoles, intégrant les pertes en sol à l'échelle de ces

impluviums (Verague & Jauffret, 1986 ; Penven & Muxart, 1995 ; Sogon, 1999 ; Meybeck *et al.*, 2003 ; Laignel *et al.*, 2006 ; Lefrançois, 2007 ; Vongvixay, 2012 ; Landemaine, 2016).

Ce n'est que plus récemment que des études se sont focalisées sur la connectivité, entendue ici comme « *le niveau auquel un système facilite le mouvement de la matière et de l'énergie en son sein. Il s'agit d'une propriété émergente de l'état du système* » (Connecteur, 2015). Ces études s'inscrivent dans la lignée de réflexions montrant que les modalités d'organisation interne des bassins versants restent trop souvent considérées comme des boîtes noires, invitant à supposer que le transport des sédiments érodés est nécessairement efficace depuis les parcelles jusque vers l'exutoire, sans véritablement considérer la possibilité qu'il y ait des entraves (Walker, 1990 ; Schumm, 2005 ; Brierley *et al.*, 2006 ; Cossart, 2014). Ce champ de recherche est fructueux en contexte agricole où la structure paysagère, combinant les techniques culturales et l'agencement spatial des modes d'occupation du sol, vient perturber le cheminement des sédiments à la surface des versants (Bocher, 2005 ; Viel, 2012 ; Viel *et al.*, 2014 ; Reulier, 2015 ; Reulier *et al.*, 2017 ; Reulier *et al.*, 2019). Alors qu'elle constitue une clé d'interprétation essentielle des signaux érosifs reconstitués, la connectivité reste un cadre conceptuel peu mobilisé dans les démarches géomorphologiques diachroniques.

Pour combler ce manque, nous proposons une étude centrée sur le contexte viticole, choisi pour trois raisons complémentaires. (i) Il est souvent considéré comme étant le système agricole le plus sensible à l'érosion des sols (Kosmas *et al.*, 1997 ; Brenot, 2007 ; Cerdan *et al.*, 2010 ; García-Ruiz *et al.*, 2015). Les pentes fortes, l'orientation des rangs de vigne dans le sens de la pente, les inter-rangs non végétalisés, la faible teneur en matière organique des sols, associés aux nombreux labours superficiels, constituent des conditions largement favorables à l'exportation des sédiments des parcelles viticoles vers l'exutoire (Brenot, 2007 ; Fressard *et al.*, 2017 ; Follain *et al.*, 2018). (ii) De plus, la structure paysagère viticole se caractérise par une forte interaction avec les transferts sédimentaires, documentée partiellement pour la période actuelle comme pour les périodes antérieures. Ces dernières décennies, cette structure paysagère viticole s'est complexifiée dans de nombreux vignobles qui, pour lutter contre l'érosion des sols, se sont équipés de réseaux de collecte des sédiments (Prost & Vandenbroucke, 1981 ; Ballif, 1989 ; Garcia *et al.*, 2007 ; Fressard & Cossart, 2018). (iii) Enfin, contrairement à d'autres contextes agricoles, la culture de la vigne se singularise souvent par une permanence pluriséculaire, voire plurimillénaire (Dion, 2010 ; Legouy, 2014). Cette stabilité dans le type de production agricole offre ainsi l'opportunité de faciliter l'intercomparaison dans le

temps des techniques culturelles et des mosaïques paysagères associées qui ont, quant à elles, évolué (Roudié, 1978).

Objectifs de la recherche

L'enjeu de cette recherche est alors de comprendre dans quelle mesure l'évolution de la structure paysagère explique la variabilité des signaux érosifs au cours du temps. Ainsi, nous mènerons une réflexion autour de trois questions principales :

- **Comment l'organisation anthropique des paysages viticoles actuels influence-t-elle la connectivité sédimentaire entre les versants et l'exutoire ?** Pour répondre à cette question, il est nécessaire de quantifier les transferts sédimentaires à l'exutoire et de mettre en lumière les rythmes auxquels ils s'effectuent. Nous cherchons également à localiser les zones contributives au transport solide du cours d'eau, à mesurer l'efficacité de la structure paysagère actuelle à entraver les transferts sédimentaires entre les parcelles viticoles et l'exutoire, et plus largement à formaliser le fonctionnement de la cascade sédimentaire.
- **Comment documenter l'évolution spatio-temporelle de la structure paysagère et l'impact de cette évolution sur celle des transferts sédimentaires ?** Il est proposé tout d'abord de reconstituer les dynamiques géomorphologiques et paysagères du bassin versant étudié dans le temps long à partir de l'analyse d'archives sédimentaires collectées suivant une stratégie d'acquisition multi-sites. Puis, il s'agit de développer une démarche de modélisation permettant de comparer le fonctionnement géomorphologique du bassin versant à différents stades de son histoire et de sa mise en valeur anthropique.
- **Existe-t-il une synchronie entre la mise en culture des territoires et l'augmentation des transferts sédimentaires ?** Tout au long de ce travail, nous souhaitons discuter la relation entre la variation des transferts sédimentaires et l'histoire de l'anthropisation (en particulier de la mise en valeur agricole). Il s'agit notamment de tester l'hypothèse d'une relation de proportionnalité systématique entre les niveaux d'érosion et l'ampleur de l'anthropisation.

Orientations méthodologiques et choix de la zone d'étude

Les réponses à ces questionnements nécessitent d'adopter une démarche systémique menée à différentes temporalités (de l'actuel au temps plurimillénaire). Afin de quantifier les volumes actuels de sédiments exportés à l'exutoire et de caractériser le rythme de leur évacuation, nous mettons en place un suivi à haute fréquence des débits solides du cours d'eau. Nous appliquons ensuite un modèle spatialisé pour simuler un « traçage » des sédiments depuis l'échelle de la parcelle agricole jusqu'à l'exutoire, l'objectif étant de distinguer quelles zones contribuent efficacement à la cascade sédimentaire et quelles zones restent en marge du fonctionnement de cette cascade. Dans ce dernier cas, il s'agit d'explorer la capacité d'entrave imposée par la structure paysagère.

L'étude des interactions entre la structure paysagère et les transferts sédimentaires appelle dans un second temps à effectuer une prise de recul temporel, à effectuer des comparaisons entre différents états du système « bassin versant » car les paysages, supports des processus érosifs, évoluent depuis le Néolithique au gré des activités anthropiques. Dans le cas de la viticulture, implantée en France depuis le premier âge du Fer (Bouby & Marinval, 2001 ; Bernigaud *et al.*, 2019), les cinq derniers millénaires constituent la période propice à leur étude, englobant un état de référence antérieur à leur mise en place et l'ensemble de leur histoire évolutive. Pour cela, nous reconstituons les dynamiques géomorphologiques et paysagères à partir de l'analyse d'archives sédimentaires collectées en différents points de la cascade sédimentaire, puis nous calibrons le modèle actuel (servant d'analogie) aux conditions socio-environnementales passées. Ceci amène à mettre en évidence l'évolution spatio-temporelle des signaux érosifs et anthropiques, et à discuter dans quelle mesure la variation des transferts sédimentaires est due aux changements intervenus dans la structure paysagère.

Pour ce travail, nous avons choisi un bassin versant viticole caractérisé par une forte interaction entre la structure paysagère et l'érosion des sols aussi bien à l'échelle actuelle qu'à l'échelle plurimillénaire. Le bassin versant du Giroux, constituant l'assise du vignoble bourguignon de Mercurey, répond à ce critère essentiel (Figure 1). Face à l'érosion des sols et aux coulées de boue affectant le bassin versant de manière structurelle, les viticulteurs locaux ont lutté contre l'érosion en déployant un réseau d'infrastructures qui constitue un des exemples français les plus aboutis en matière de gestion de l'hydraulique de versant (Fressard *et al.*, 2017 ; Fressard & Cossart, 2018).

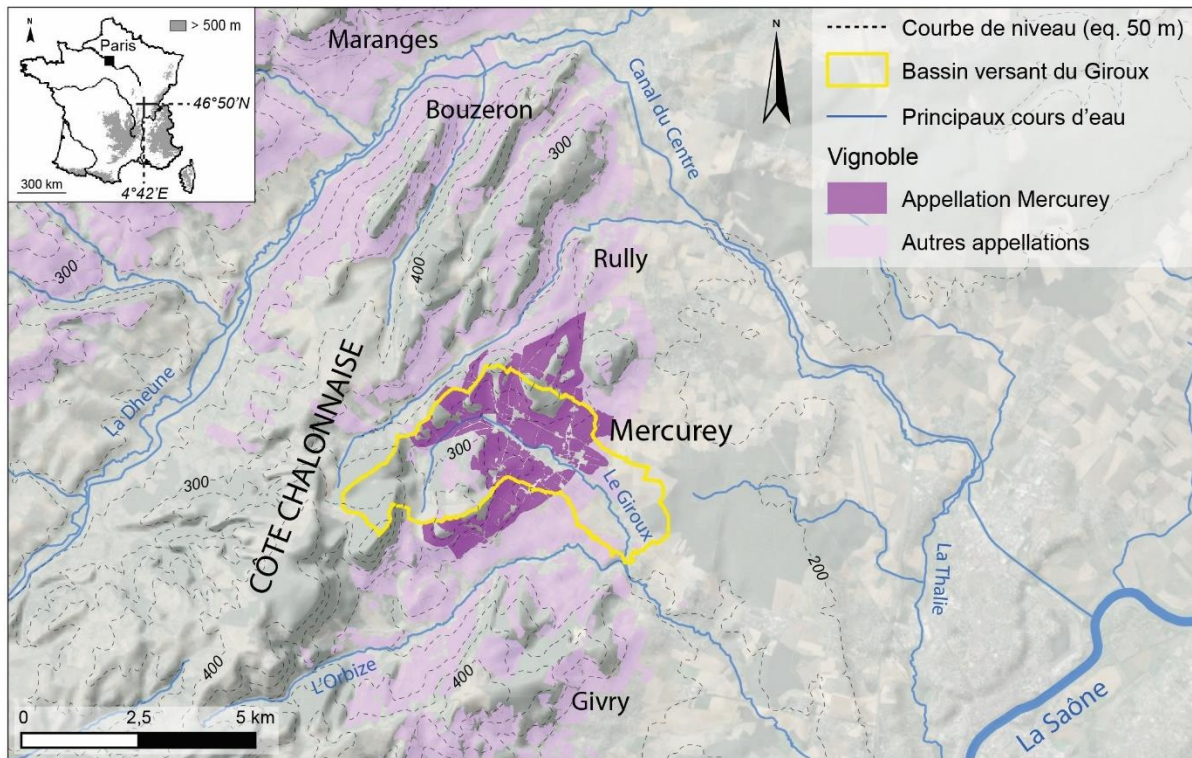


Figure 1 : Localisation du bassin versant du Giroux

Par ailleurs, les enjeux autour de la ressource en sol au sein du bassin versant du Giroux ne sont pas récents. Cet impluvium s'inscrit dans le contexte de la Côte de Bourgogne où les études historiques ont révélé une longue tradition dans la lutte contre l'érosion des sols (Haasé, 1977 ; Garcia *et al.*, 2018).

Le bassin versant du Giroux est donc un système érosif complexe, dans le sens où les interactions entre les processus géomorphologiques et la structure paysagère peuvent créer des signaux sédimentaires difficiles à prévoir, quelle que soit la période considérée. L'objectif est de décrypter cette complexité, en testant l'hypothèse que l'évolution des signaux sédimentaires peut aussi bien refléter une pression anthropique ou climatique que des stratégies de remédiation environnementale, imprimées dans la structure paysagère.

Structure de la thèse

Organisée en neuf chapitres répartis dans trois parties, le plan de la thèse reflète cette démarche mise en œuvre sur plusieurs échelles temporelles.

La **première partie** présente le contexte scientifique de la recherche, l'intérêt du bassin versant du Giroux comme terrain d'étude et la dimension systémique de la démarche méthodologique employée.

Le **chapitre 1** engage une discussion sur la place de l'agriculture dans l'évolution géomorphologique des bassins versants. Sans prétendre clore un débat complexe, nous montrons que des signaux érosifs ambigus sont observés en contexte agricole. Une revue de la littérature scientifique nous permet notamment de montrer les potentialités du cadre conceptuel de la connectivité sédimentaire dans la compréhension de la relation entre l'agriculture et l'érosion des sols. Le **chapitre 2** souligne l'importance de la ressource en sol dans le bassin versant du Giroux, à tel point que sa préservation est devenue un enjeu majeur. De là, une présentation détaillée des facteurs de susceptibilité à l'érosion permet de documenter les caractéristiques paysagères, morphologiques, pédologiques et hydroclimatiques du bassin versant du Giroux. Nous retraçons enfin les étapes, actuellement connues, de la construction paysagère de ce bassin versant sur le temps long, afin de poser les premiers jalons de l'histoire de son anthropisation. Le **chapitre 3** donne, quant à lui, un cadrage méthodologique général en insistant sur la démarche systématique employée pour étudier les transferts sédimentaires à différentes temporalités au prisme de la structure paysagère.

La **deuxième partie** s'intéresse aux dynamiques spatiales et temporelles actuelles des transferts sédimentaires dans le cours d'eau pour en déduire *in fine* l'influence de la structure paysagère du bassin versant du Giroux, dont une grande partie est mise au service de la lutte contre l'érosion des sols.

Le **chapitre 4** présente les techniques de métrologie de terrain utilisées (dimension temporelle) et le modèle appliqué (dimension spatiale). Le **chapitre 5** s'attache à mesurer les volumes de sédiments exportés à l'exutoire et à définir le rythme de ces transferts sédimentaires. Le **chapitre 6** apporte des éléments de quantification et de spatialisation sur la production et l'exportation sédimentaire du bassin versant. Après avoir localisé les sources sédimentaires, nous évaluons l'efficacité de la cascade sédimentaire pour transporter les sédiments jusqu'à l'exutoire.

La **troisième partie** est centrée sur une approche à la fois rétrospective et diachronique visant à montrer que les transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant ne sont pas constants, variant au gré de l'évolution de la mosaïque paysagère et des techniques agricoles associées.

Le **chapitre 7** est consacré à la démarche méthodologique. Il détaille l'étude chronostratigraphique, sédimentologique et anthracologique d'archives sédimentaires collectées dans différents compartiments géomorphologiques du bassin versant, puis la calibration du modèle actuel aux conditions environnementales passées. Le **chapitre 8** propose une corrélation entre les données sédimentaires et anthracologiques obtenues pour renseigner la qualité de la connectivité sédimentaire et en déduire l'organisation de la structure paysagère dans le temps long. Il s'agit de révéler des stratégies précoces de gestion de la ressource en sol. Le **chapitre 9** présente les résultats de la modélisation diachronique de la production et de l'exportation sédimentaire. Une attention particulière est portée à la synchronicité (ou non) entre les signaux anthropiques et géomorphologiques, afin de discuter le rôle de la structure paysagère dans l'organisation des transferts de sédiments entre les sources sédimentaires et l'exutoire du bassin versant.



PREMIÈRE PARTIE

Agriculture et érosion : cadre scientifique et besoins de recherche

Introduction de la première partie

Depuis le Néolithique jusqu'à la période actuelle, il est souvent établi un lien entre la mise en culture des territoires et l'augmentation de l'érosion des sols. Cependant, il a été démontré dans certains cas que l'agriculture peut parfois être considérée comme un facteur de stabilité des sols. En complément de ces deux approches, plusieurs auteurs émettent l'hypothèse que cette relation doit être interprétée à l'aune de la connectivité sédimentaire, c'est-à-dire que de l'organisation spatiale des paysages cultivés dépend les qualités de connexion entre différents compartiments géomorphologiques d'un bassin versant. La connectivité suppose donc de s'intéresser à la manière dont les paysages cultivés sont structurés pour comprendre les dynamiques érosives complexes qui les caractérisent. Bien étudiée sur la période récente et dans certains contextes agricoles, cette approche doit désormais être élargie à d'autres fenêtres temporelles et spatiales.

Dans cette première partie, nous effectuons une synthèse des recherches déjà menées sur la relation entre l'agriculture et l'érosion des sols, tout en soulevant les questions qui restent en suspens (chapitre 1). Nous présentons ensuite le bassin versant auquel est adossé le vignoble de Mercurey, en montrant qu'il constitue un cadre adapté pour étudier l'influence de l'organisation anthropique d'un paysage cultivé sur l'érosion des sols à différentes échelles de temps (chapitre 2). Pour finir, nous explicitons l'articulation entre les différentes méthodes utilisées afin de souligner le caractère systémique de la démarche adoptée (chapitre 3)

Chapitre 1

La structure paysagère : contexte spatial des processus érosifs en domaine agricole

<i>1.1 Érosion et agriculture : une relation ambivalente.....</i>	<i>p27</i>
<i>1.2 La structure des paysages agricoles comme clé de compréhension des dynamiques érosives.....</i>	<i>p52</i>

Introduction

La mise en valeur agricole des territoires par les sociétés est souvent considérée comme un forçage accélérant l'érosion des sols, voire provoquant des points de bascule (passage d'un état de biostasie vers un état de rhexistasie, par exemple) (Bork & Lang, 2003 ; van der Leeuw, 2005 ; Goudie, 2018). Dès lors est défini le terme d'érosion accélérée, pour qualifier le relèvement des taux d'ablation en contexte agricole (Neboit-Guilhot, 1999). Cependant, cette vision des impacts de l'agriculture sur le décapage des matériaux de surface est nuancée par certains auteurs qui montrent que les atteintes à l'environnement provoquées par l'érosion des sols ne se produisent pas systématiquement lors d'une phase de mise en culture. Selon ces auteurs, le système agricole participe, au contraire, à réduire la production ainsi que le transfert des sédiments (Hoffmann *et al.*, 2010 ; Dotterweich, 2013 ; Tarolli *et al.*, 2014 ; Larsen *et al.*, 2016). En complément, des recherches actuelles suggèrent que la structure du paysage agricole, et notamment son organisation qualitative interne, est une clef d'interprétation de la variabilité des signaux érosifs (Viel, 2012 ; Viel *et al.*, 2014 ; Reulier, 2015 ; Reulier *et al.*, 2016).

Pour poser ce débat, il convient de présenter ces différents champs de la littérature scientifique autour de la place de l'agriculture dans le fonctionnement érosif des bassins versants. La première section revient sur la vision dominante du rôle de l'agriculture dans l'érosion des sols cultivés. De là nous montrons dans une deuxième section qu'une approche intégrant l'organisation des paysages cultivés constitue un cadre explicatif en plein essor dans la réflexion sur l'érosion des sols en contexte agricole. Ce cadre mobilise le concept de connectivité sédimentaire au sein des bassins versants, concept que nous présentons ici.

1.1. Érosion et agriculture : une relation ambivalente

Il a longtemps prévalu une lecture où les signaux érosifs sont maximaux en contexte agricole. Elle fut formalisée dans plusieurs contextes géographiques, avant d'être largement discutée notamment du fait de la difficulté à mesurer l'érosion, faite de marges d'erreur et d'incertitudes, et à prendre en compte la répartition hétérogène du phénomène dans le temps et l'espace. Cette lecture a ainsi été remise en cause par plusieurs auteurs qui défendent l'idée selon laquelle l'agriculture ne participe pas nécessairement au relèvement des taux d'ablation et pourrait favoriser parfois la stabilité des sols.

1.1.1 Des taux de dénudation élevés en contexte agricole

Depuis la « révolution néolithique », la transformation des paysages¹ pour les besoins agropastoraux a modifié le milieu biophysique, provoquant une érosion accélérée (ou érosion anthropique) par opposition à l'érosion géologique (ou érosion naturelle) seulement contrôlée par des facteurs naturels (gravité, climat, etc.) (Neboit-Guilhot, 1999 ; Hewawasam *et al.*, 2003 ; Wilkinson, 2005). En effet, en supprimant le couvert végétal pour acquérir des terres cultivables, puis en arrachant le réseau racinaire et en ameublissant les agrégats sédimentaires lors des opérations de labour, les sociétés agraires ont exposé les sols à l'érosion, accélérant ainsi leur dégradation (Neboit-Guilhot, 1991 ; Berger, 2003).

Cette grille de lecture est ancrée depuis l'Antiquité gréco-romaine où les savants soulignaient déjà l'influence néfaste de l'agriculture sur l'érosion des sols (Brevik & Hartemink, 2010). Même si sa traduction et son interprétation sont susceptibles d'avoir été influencées par les pensées contemporaines sur le lien entre les activités anthropiques (en particulier agricoles) et les taux d'érosion (Rackham, 1996 ; Grove & Rackham, 2003), la description des reliefs déboisés de la péninsule grecque de l'Attique dans le *Critias* de Platon (427-347 BC) est souvent présentée comme la première source textuelle historique sur l'érosion des sols cultivés (Montgomery, 2007b ; Dotterweich, 2013). Quelques siècles plus tard, les premières recommandations sur la gestion des terres agricoles sont formulées par des agronomes romains. Columelle (4-70 AD) suggère de contrôler la vitesse du ruissellement dans les champs irrigués sous peine d'éroder le sol : « *Dans un sol meuble, il n'est pas sage de laisser entrer un flux d'eau trop important avant que le sol ne soit tassé et lié par la végétation, car la force de l'eau emporte le sol et, en exposant les racines, ne permet pas à l'herbe de prendre pied.* » (Forster & Heffner, 1941 in Dotterweich, 2013). Le droit romain constitue une autre source textuelle historique témoignant de la prise en compte de l'érosion des sols cultivés à l'Antiquité (Milde, 1950 ; Jaillette & Reduzzi Merola, 2008). La deuxième partie du *Corpus juris civilis*² légifère en effet sur la question du ruissellement sur les terres cultivées et ses conséquences (ensevelissements, ravinements, etc.) sur les propriétés voisines (Mommsen *et al.*, 1998).

¹ Dans ce manuscrit, le paysage est entendu comme « l'expression de la dynamique des milieux géographiques, [...] produit des interactions entre faits de Nature et de Sociétés » (Carcaud, 2016, p. 210). Nous nous inscrivons ainsi dans la continuité de la définition formulée par la Convention européenne du paysage en octobre 2000.

² Recueil de textes législatifs divisé en quatre parties et dont la deuxième, appelée « Digeste », constitue aujourd'hui la principale source de connaissances du droit romain.

Cette perception historique négative de l'érosion des sols, basée sur une approche empirique et descriptive, fait écho aux résultats de nombreuses études contemporaines relevant des sciences instrumentales et proposant une connaissance de plus en plus fine des environnements du passé. Ces études peuvent être scindées en deux groupes distincts selon la nature des données contextuelles mobilisées pour l'interprétation des signaux érosifs, reconstitués à partir d'archives sédimentaires généralement prélevées à l'exutoire de bassins versants (Bravard, 2002 ; Lespez, 2012). D'un côté, le relèvement des taux d'ablation suggéré par le calcul de taux de sédimentation est attribué à des périodes de mise en culture sur la base de datations chronologiques absolues faisant un lien avec l'histoire de l'anthropisation du territoire étudié. De l'autre, l'exacerbation de l'érosion des sols est replacée dans un contexte socio-environnemental établi à partir d'indices d'anthropisation (pluie pollinique, mobilier archéologique, etc.) et qui permet de décrypter des phases d'emprise agraire.

1.1.1.1 Les taux de sédimentation comme marqueur de crises érosives d'origine agricole

Les exemples les plus illustratifs sont trouvés sur les anciens terrains colonisés. Dans le marais de Kuk en Papouasie-Nouvelle-Guinée, Hughes *et al.* (1991) estiment un taux de sédimentation de 0,15 cm/1 000 ans à la fin du Pléistocène où le couvert forestier est encore vierge de toute activité anthropique (Figure 1.1). L'amorce de son défrichement vers 9 000 BP s'accompagne d'une première augmentation marquée du taux de sédimentation jusqu'à 1,2 cm/1 000 ans aux alentours de 6 000 BP. Vient ensuite une longue phase plurimillénaire de stabilisation du rythme de dépôt interrompue par l'arrivée des colons européens au début des années 1930. La culture vivrière des populations autochtones est alors abandonnée au profit de procédés cultureux productivistes plus agressifs pour les sols et de surfaces agricoles en croissance constante. Ce second seuil dans l'exploitation des sols favorise l'expression d'un important ruissellement érosif, provoquant un apport de sédiments dans le marais de Kuk, à tel point que le taux de sédimentation s'élève à 34 cm/1 000 ans à la fin du XX^e siècle.

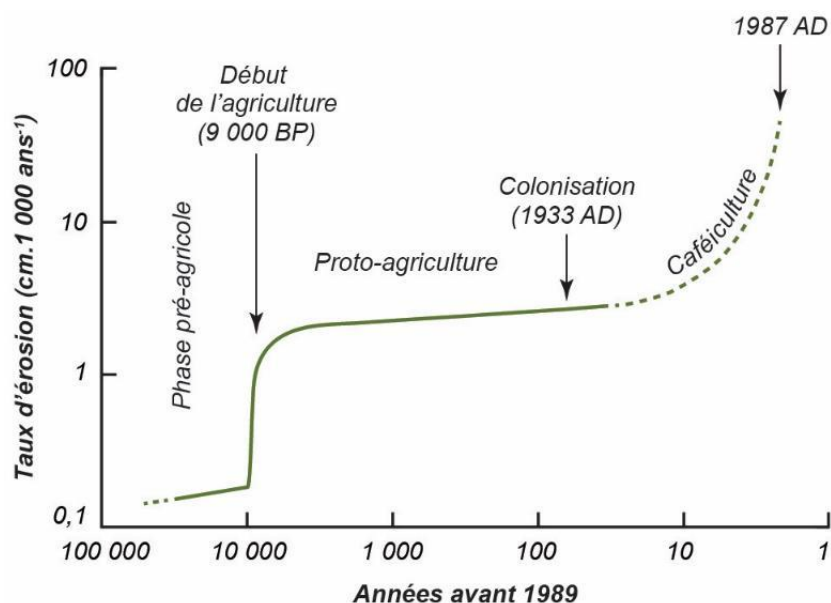


Figure 1.1 : Taux d'érosion enregistrés dans des archives sédimentaires lacustres en Papouasie-Nouvelle-Guinée entre la fin du Pléistocène et la fin du XX^e siècle (modifié d'après Hughes et al., 1991)

Un schéma tout à fait similaire est mis en évidence par Sheffield *et al.* (1995) à partir du remplissage sédimentaire d'un estuaire néo-zélandais constituant l'exutoire d'un bassin versant caractérisé par un relief escarpé. Les auteurs montrent que tant que la densité de population se maintient en dessous d'un certain seuil et tant qu'il ne s'agit que d'une agriculture de subsistance, les pratiques culturelles permettent une exploitation conservatrice de la ressource en sol. Après une période de calme géomorphologique pendant la période pré-anthropisation, le taux de sédimentation s'accroît une première fois de 0,2 mm/an vers 1300 AD avec l'installation des polynésiens sur le territoire, puis une seconde fois de 10,7 mm/an vers 1880 AD à cause de l'intensification agricole visant à répondre à la demande croissante en denrées alimentaires d'une population coloniale toujours plus nombreuse.

Concernant l'Amérique du Nord, l'impact de l'agriculture sur le paysage est plus tardif puisqu'il faut attendre le XVIII^e siècle. Il a été particulièrement marqué dans certaines régions de la côte orientale, en particulier dans la baie de Chesapeake qui borde les côtes des États de la Virginie et du Maryland. Pasternack *et al.* (2001) soulignent en effet que l'accumulation massive de sédiments au milieu du XIX^e siècle est vraisemblablement liée aux matériaux arrachés par l'érosion sur les versants déstabilisés à cause des pratiques culturelles employées par les colons européens (Figure 1.2). Le couvert forestier a été remplacé par des champs de céréales et de maïs dont le rôle d'écran protecteur pour le sol vis-à-vis de l'énergie cinétique des gouttes de pluie est réduit, voire nul pendant la moitié de l'année.

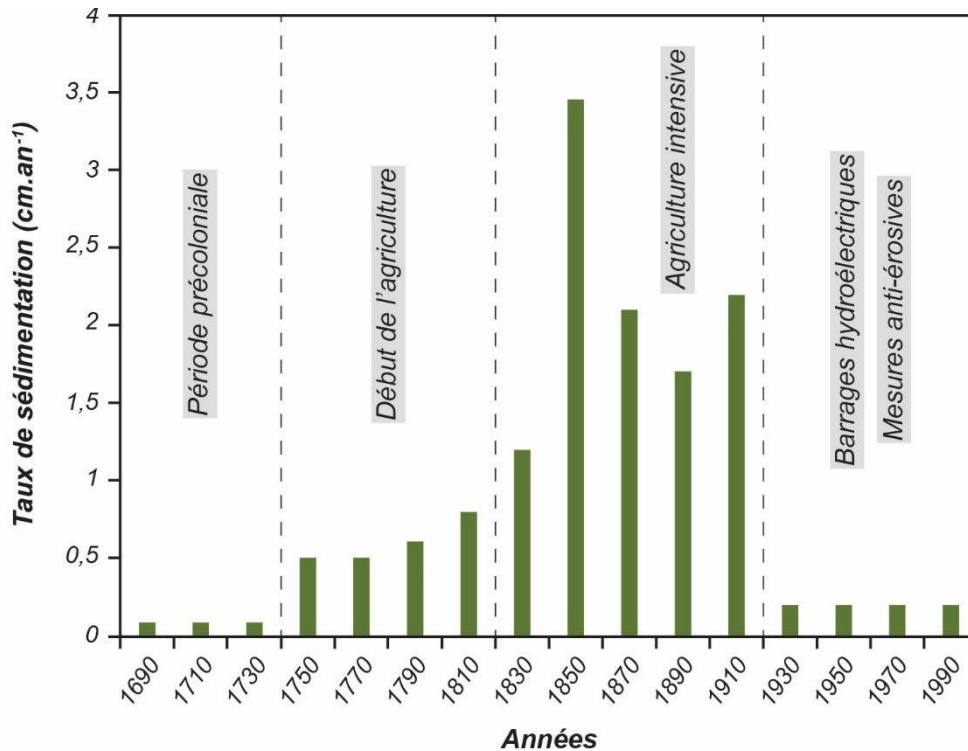


Figure 1.2 : Variation de la sédimentation dans la baie de Chesapeake (Maryland/Virginie, États-Unis) entre le XVIII^e et le XX^e siècle (modifié d'après Pasternack et al., 2001)

Pour compléter la lecture, noter que les mesures anti-érosives appliquées sur les versants cultivés dans la seconde moitié du XX^e siècle ont réduit les apports sédimentaires transversaux, tandis que les barrages hydroélectriques, construits au début du XX^e siècle, ont entravé les transferts sédimentaires longitudinaux.

L'attribution de tels rythmes d'accumulation sédimentaire suite à la mise en culture des versants ne se limite pas aux anciens terrains colonisés. Les comblements limoneux de nombreuses vallées allemandes, françaises et britanniques sont interprétés comme le résultat d'une érosion accélérée des versants associée au développement puis au renforcement progressif de l'emprise agricole sur le paysage. Ce constat établi par Bell (1982) peut prendre corps à travers deux exemples où sont estimés des taux de sédimentation à partir de l'analyse de dépôts lacustres.

Tout d'abord, dans le cas du lac gallois de Llangorse, la multiplication par 13 du taux de sédimentation après 3 000 BC correspond au recul du couvert forestier et à l'apparition des premières formes de culture céréalière, tandis que la multiplication par plus de quatre au cours des deux derniers siècles est consécutive à une intensification agricole (Jones *et al.*, 1985) (Tableau 1.1). Ensuite, pour le lac anglais de Seeswood Pool, la hausse prononcée du taux de sédimentation au début des années 1920 reflète le passage d'une économie pastorale, exerçant peu de pression sur la ressource en sol, à une économie agraire beaucoup plus agressive pour cette dernière (Foster *et al.*, 1986) (Tableau 1.1). Vient ensuite une diminution continue du taux de sédimentation jusqu'au milieu des

années 1960 correspondant à une période de déprise agraire. Elle est suivie par une forte augmentation du rythme de dépôt jusqu'à aux années 1980. L'auteur y voit ici le franchissement d'un seuil d'anthropisation lié aux nombreux changements dans les méthodes culturales, telles que la généralisation du paysage de monoculture céréalière et l'agrandissement de la taille des parcelles afin de rationaliser le passage des engins agricoles apparus au lendemain de la Seconde Guerre mondiale.

<i>Dates</i>	<i>Taux de sédimentation</i>
<i>Lac de Llangorse (Pays de Galles) (Jones et al., 1985)</i>	
<i>cal. BC/AD</i>	<i>cm. 100 ans⁻¹</i>
7000 BC - 5500 BC	3,5
5500 BC - 3000 BC	1,0
3000 BC - 800 BC	13,2
800 BC - 1840 AD	14,1
1840 AD - 1980 AD	59,0
<i>Lac de Seeswood Pool (Angleterre) (Foster et al., 1986)</i>	
<i>cal. AD</i>	<i>t.km².an⁻¹</i>
1765 - 1853	7,0
1854 - 1880	12,2
1881 - 1902	8,1
1903 - 1919	9,6
1920 - 1925	21,6
1926 - 1933	16,1
1934 - 1947	12,7
1948 - 1964	12,0
1965 - 1972	13,9
1973 - 1977	18,3
1978 - 1982	36,2

Tableau 1.1 : Taux de sédimentation enregistrés dans deux lacs britanniques pour différentes périodes de l'Holocène

En résumé, les auteurs cités jusqu'alors évoquent tous une exacerbation de l'érosion des sols dès lors que l'agriculture apparaît (Tableau 1.2). Elle augmente d'un facteur cinq au minimum à un facteur de 227 au maximum.

<i>Localisation</i>	<i>Fenêtre temporelle</i>	<i>Taux multiplicateur de l'érosion</i>
<i>Marais de Kuk (Papouasie-Nouvelle-Guinée)</i>	<i>30 000 BP à 1987 AD</i>	<i>227</i>
<i>Estuaire du port de Whangamata (Nouvelle-Zélande)</i>	<i>700 BP à 1880 AD</i>	<i>110</i>
<i>Baie de Chesapeake (États-Unis)</i>	<i>1690 AD à 1850 AD</i>	<i>17,5</i>
<i>Lac de Llangorse (Pays de Galles)</i>	<i>7 000 BC - 5 500 BC à 1840 AD - 1980 AD</i>	<i>17</i>
<i>Lac de Seeswood Pool (Angleterre)</i>	<i>1765 - 1853 AD à 1978 - 1982 AD</i>	<i>5</i>

Tableau 1.2 : Synthèse de l'évolution de l'érosion des sols dans les études citées précédemment (Jones et al., 1985 ; Foster et al., 1986 ; Hughes et al., 1991 ; Sheffield et al., 1995 ; Pasternack et al., 2001)

1.1.1.2 Des crises érosives à replacer dans un contexte socio-environnemental

À cette relation entre les crises érosives et la mise en culture des territoires, établie par le croisement de dépôts sédimentaires et de leurs supports de datation chronologique absolue, certains auteurs y ajoutent, en guise d'éléments contextuels des phases de forte anthropisation, des données permettant de documenter précisément l'évolution des successions végétales, de la structure des sols ou des stratégies d'habitat.

S'appuyant sur dix années d'études paléoenvironnementales en Allemagne, Bork & Lang (2003) établissent une corrélation entre les pics érosifs et la disparition du couvert forestier au profit des terres cultivées et pâturées (Figure 1.3). Les hausses significatives du taux d'érosion au XIV^e siècle, puis entre le XVII^e et le XIX^e siècle sont synchrones de la péjoration hydroclimatique du Petit Âge Glaciaire (Magny *et al.*, 1995), reconnue pour stimuler les dynamiques sédimentaires de versant, qui plus est en contexte d'emprise agropastorale croissante comme l'illustre la synthèse des données polliniques.

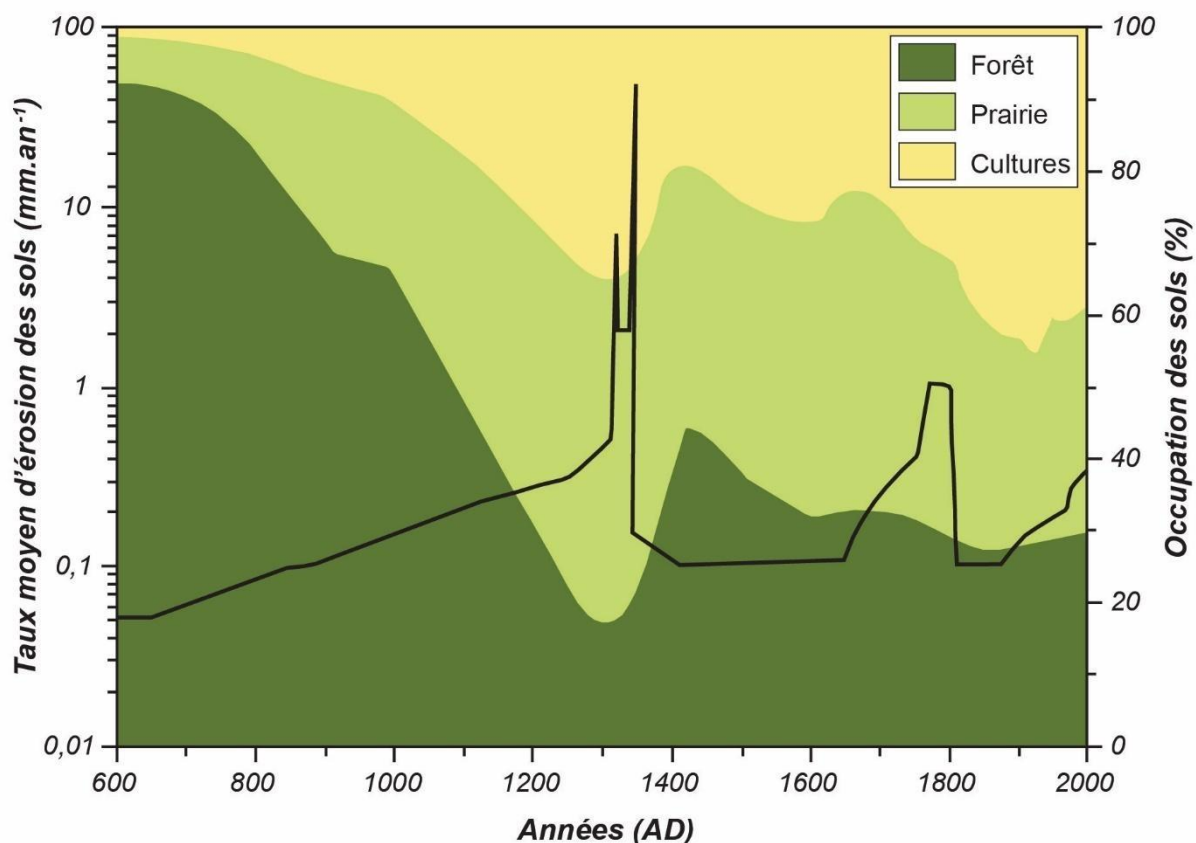


Figure 1.3 : Évolution conjointe des vitesses d'érosion et des modes d'occupation du sol en Allemagne depuis le Haut Moyen Âge (modifié d'après Bork & Lang, 2003)

En s'intéressant au contexte alpin, Brisset *et al.* (2017) corroborent cette observation (Figure 1.4). L'expansion agropastorale sur les versants drainés par le lac d'Allos modifie sensiblement sa réponse hydrologique et géomorphologique aux événements pluvieux, notamment à partir de 1 700 BP, date à laquelle un seuil d'anthropisation est identifié. L'augmentation des surfaces cultivées et pâturées au détriment du couvert forestier, attestée par les signaux polliniques, se traduit par une exacerbation de la fréquence et de l'intensité du ruissellement érosif sur les versants, révélée par l'observation dans les archives sédimentaires d'une hausse du nombre de crues torrentielles et de la granulométrie de leur dépôt. Cette étude confirme les vues du corps d'ingénieurs forestiers français du milieu du XIX^e siècle qui entreprend d'aménager la montagne pour protéger les piémonts des excès des inondations (Métailié, 2006). Les lois de 1860, 1864 et 1882 sur la restauration des terrains de montagne (RTM) sont justifiées par leur constat : charge agropastorale croissante aboutissant à la mise en culture des versants raides, recul de la forêt alpine et exacerbation de la torrencialité dont ils rendent responsables les communautés montagnardes.

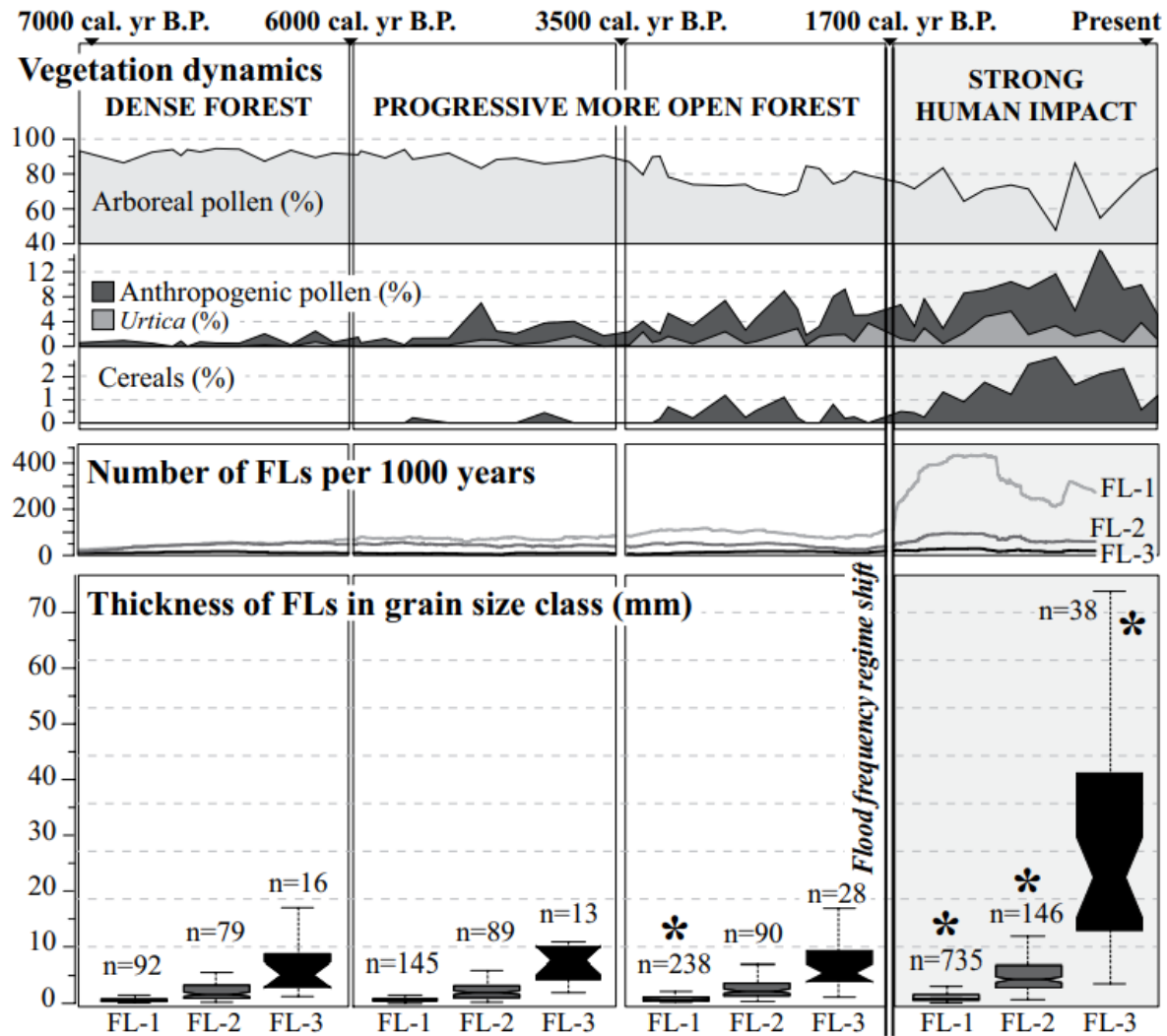


Figure 1.4 : Évolution de la fréquence et de l'épaisseur des dépôts de crue comparée à celle du couvert végétal entre le Néolithique et la période actuelle pour le bassin versant du lac alpin d'Allos (Brisset et al., 2017)

Les pollens arboréens indiquent le degré d'ouverture du couvert forestier et les pollens anthropiques (*Rumex*, *Urtica*, *Mentha*, *Plantago*, *Cerealialia* et *Chenopodiaceae*) l'intensité des activités agropastorales. La subdivision des dépôts de crue (FL en anglais pour « flood layer ») est basée sur la taille des particules les plus grossières (FL1 : 0-20 μm ; FL2 : 20-50 μm ; FL3 : 50 -100 μm). La distribution de l'épaisseur des dépôts de crue est représentée par des diagrammes en boîte où la hauteur de la boîte est l'intervalle interquartile, la ligne épaisse est la médiane, l'encoche est l'intervalle de confiance médian et l'extrémité des moustaches correspond à 1,5x l'intervalle interquartile. Les astérisques signalent les changements significatifs dans l'épaisseur des dépôts de crue.

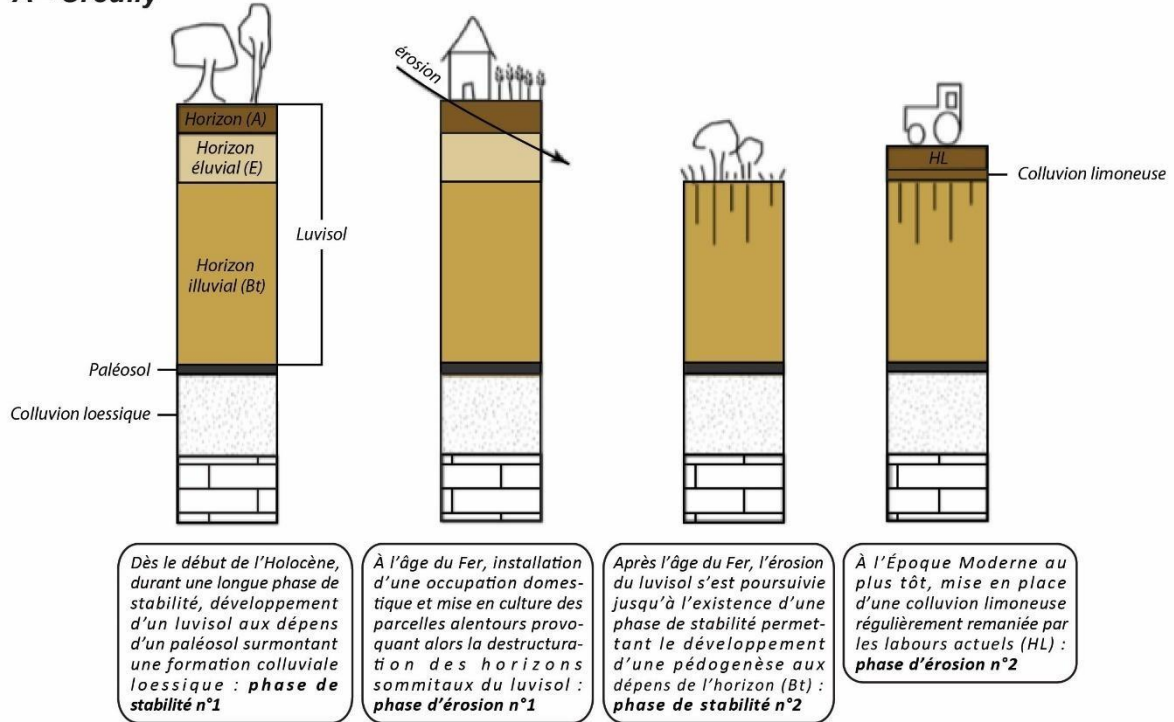
Par ailleurs, Germain-Vallée & Lespez (2011) ont mis en évidence à Creully et Thaon (Calvados), à l'aide d'analyses géomorphologiques, micromorphologiques et archéologiques complémentaires d'analyses paléobotaniques antérieures (Lespez et al., 2008, 2010a, 2010b), l'existence depuis le début de l'Holocène de différentes phases successives d'érosion sur les plateaux, de colluvionnement en pied de versants et dans les fonds de vallée, ainsi que des phases de stabilité du paysage favorables au processus de pédogenèse. À Creully, les auteurs ont montré qu'après une longue phase de pédogenèse

depuis le début de l'Holocène ayant permis le développement d'un luvisol sous un couvert végétal protecteur et continu, il se produit une première phase d'érosion datée de l'âge du Fer. Mise en évidence à partir de vestiges archéologiques, elle est reliée à la mise en valeur des versants par l'agriculture (Figure 1.5, A). Une courte phase de reprise de la pédogenèse, antérieure à l'époque Moderne, vient ensuite recouvrir le luvisol tronqué et témoigne d'une exploitation raisonnée des sols limoneux, avant qu'un nouvel épisode d'érosion des sols cultivés sur les versants aboutisse à la formation de colluvions limoneuses au cours des derniers siècles.

Pour l'exemple de Thaon, deux périodes de stabilité du paysage favorables aux processus pédogénétiques séparées par trois périodes d'érosion ont pu être observées (Figure 1.5, B). Comme à Creully, les analyses suggèrent une première phase d'érosion sur les versants, associée au développement des pratiques agropastorales à l'âge du Fer, et qui a conduit en bas de versants à la formation d'un premier colluvionnement limoneux. Après une nouvelle phase de stabilité beaucoup plus courte que celle observée pendant la première moitié de l'Holocène, les processus érosifs réapparaissent aux époques après J.-C. en relation avec l'accentuation de la pression sur la ressource en sol, et aboutissent à la mise en place d'une seconde génération de colluvions limoneuses en bas de versants.

En conclusion, nous remarquons que trois périodes principales sont assimilables, malgré les nuances possibles, à des périodes érosives majeures. L'âge du Fer, le Moyen Âge central et la période moderne coïncident en effet avec des phases d'anthropisation importante qui s'accompagnent d'un accroissement des pertes en sol.

A - Creully



B - Thaon

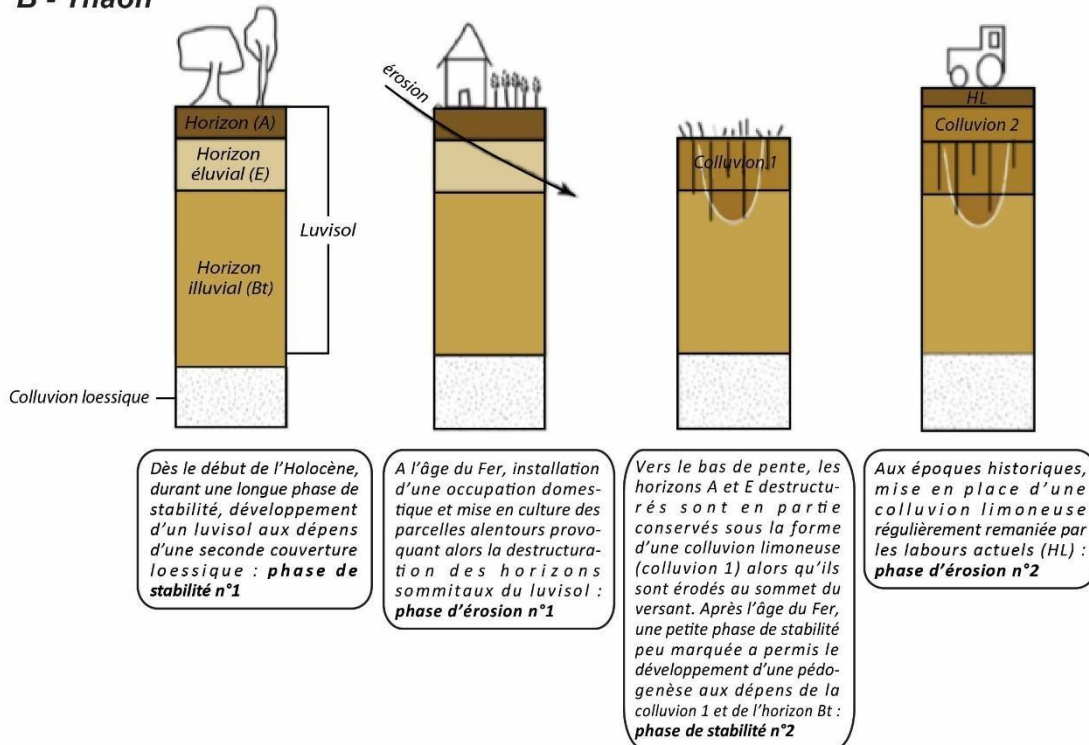


Figure 1.5 : Schéma d'évolution de formations pédo-sédimentaires dans la Plaine de Caen (Calvados, France) au cours de l'Holocène (Germain-Vallée & Lespez, 2011)

L'observation de la concomitance de certaines phases érosives avec des phases d'emprise agricole a pu appuyer une vision maximaliste des impacts anthropiques sur l'environnement à certaines périodes. Elle a amené certains auteurs à postuler que les

pratiques agricoles, qui ont pour effet d'accélérer l'érosion des sols, peuvent conduire à l'effondrement d'une société. En ce sens, Binford *et al.* (1987), prolongés quelques décennies plus tard par Salomon (2009), considèrent que la forêt tropicale sèche d'Amérique centrale, stable depuis le début de l'Holocène, a été progressivement défrichée lors de la période Classique Maya (1 700 BP – 1 000 BP), notamment pour la culture de maïs, jusqu'à aboutir à un déclin civilisationnel (Figure 1.6).

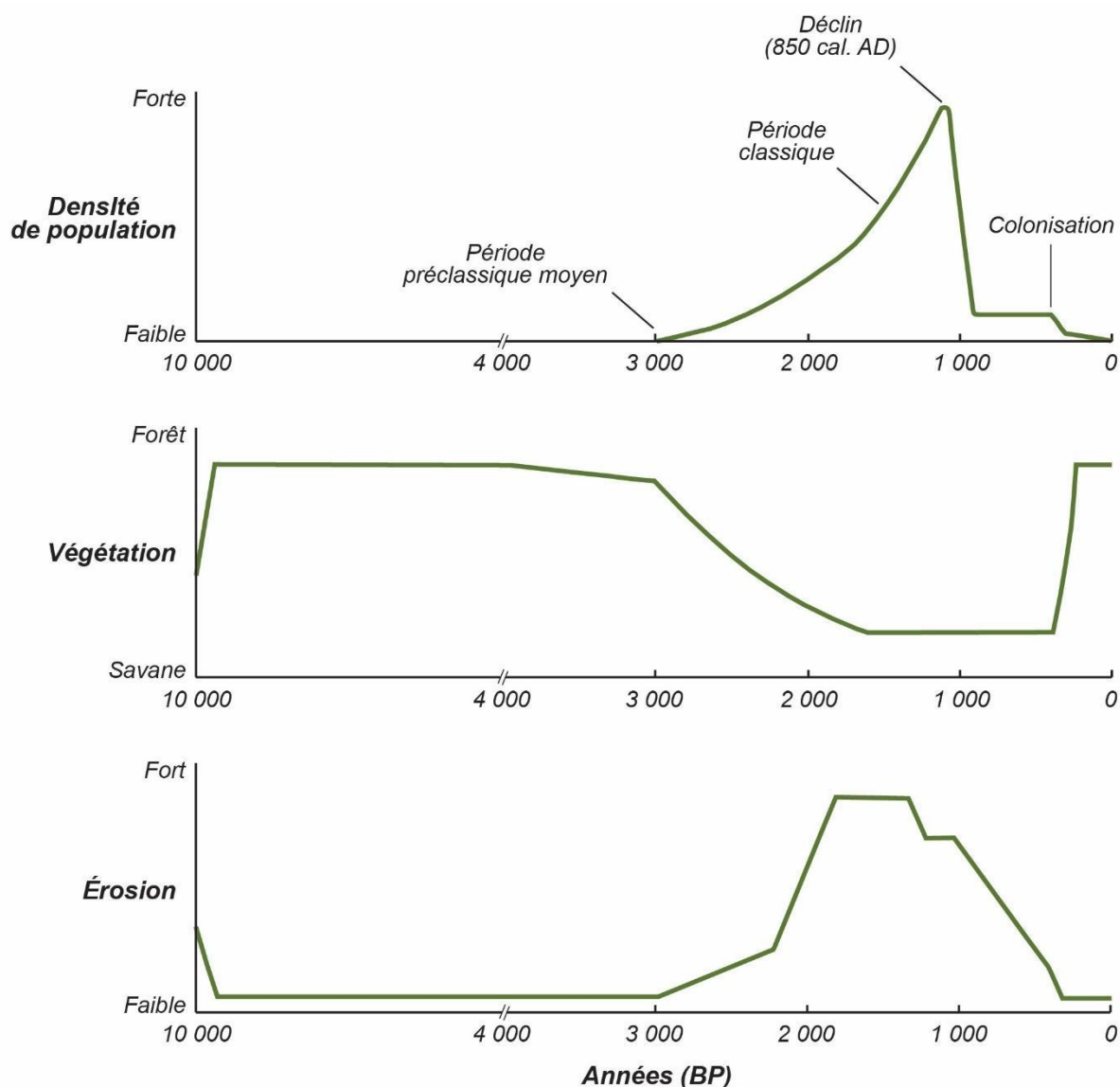


Figure 1.6 : Hypothèse anthropique sur la disparition de la civilisation Maya (modifié d'après Binford *et al.*, 1987)

Le contexte insulaire, notamment dans le Pacifique Sud, a livré d'autres exemples frappants où la question du déclin de sociétés anciennes est fortement polarisée autour de l'érosion sévère des terres arables, consécutive à l'extension des activités agricoles au détriment du couvert forestier originel (Kirch, 1997 ; Diamond, 2006 ; De la Croix & Dottori, 2008 ; Good & Reuveny, 2009).

Par ailleurs, les travaux dans le contexte contemporain de pays en voie de développement ont abouti à la formalisation de la théorie de la dégradation des milieux himalayens (Eckholm, 1975 ; Myers, 1986 ; Ives & Messerli, 1989). Depuis les années 1950, la croissance démographique et le défrichement du couvert forestier au profit des terres cultivées sont liés selon un cercle vicieux à l'érosion et la perte de fertilité des sols (Figure 1.7). Il en résulte un appauvrissement des populations montagnardes, obligées de migrer vers les plaines du Bangladesh soumises à des coulées boueuses désastreuses alimentées par le produit de l'érosion des versants mis en culture. L'ablation sédimentaire des sols cultivés est alors perçue comme une entrave à la dynamique de développement des pays concernés, notamment le Népal.

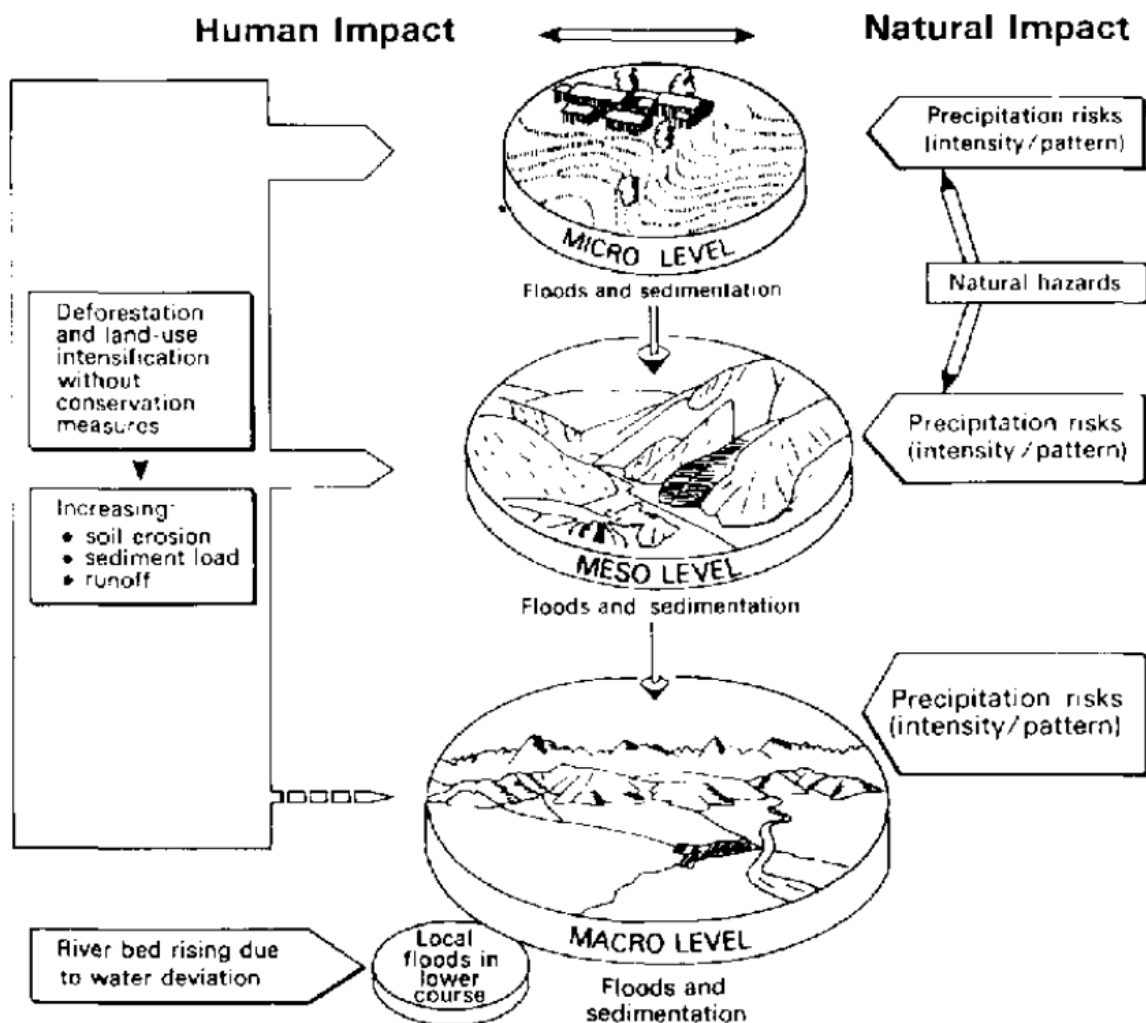


Figure 1.7 : Aperçu des impacts anthropiques sur les milieux himalayens (Ives & Messerli, 1989)

Les auteurs soulignent que la somme des comportements locaux (déforestation, mise en valeur agricole) est responsable, aux échelles moyenne et régionale, d'une sédimentation accrue des cours d'eau, elle-même cause d'une augmentation des avulsions et de l'aléa inondation.

À travers tous les exemples évoqués jusqu'alors apparaît la possibilité d'un relèvement des taux d'érosion dans le cas de pratiques anthropiques ayant abouti à des défrichements pour mettre en culture des territoires. La question de l'érosion des sols cultivés est abordée à partir d'un raisonnement fondé sur l'emprise surfacique des principaux modes d'occupation du sol représentés par les surfaces enforestées, prairiales et agricoles. L'emploi d'un tel raisonnement est justifié par les vastes échelles temporelles généralement considérées et par l'utilisation des archives sédimentaires en tant que support d'observation des environnements passés. Sans remettre en question l'existence de séquences érosives aux conséquences parfois dramatiques, l'un des dénominateurs communs à ces études est que les modalités d'organisation interne des bassins versants restent souvent à l'état de « boîte noire », invitant à supposer que le parcours des sédiments depuis les zones sources, représentées par les versants, jusqu'à l'exutoire est nécessairement efficace.

1.1.1.3 La quantification de l'accélération de l'érosion des sols cultivés contemporains

Si l'examen d'archives sédimentaires met en évidence que les rythmes d'érosion en contexte agricole constituent l'un des principaux postes des budgets sédimentaires, cette tendance s'amplifie encore lors de la première moitié du XX^e siècle : l'intensification et la mécanisation de l'agriculture ont modifié les pratiques culturales, en impliquant notamment l'exploitation de parcelles plus étendues, tout en augmentant la sollicitation du sol (nombreux labours annuels, compactage lié aux passages répétés d'engins agricoles, etc.).

À cause de l'épisode du *Black Sunday*, les États-Unis sont emblématiques de cette tendance. Le dimanche 14 avril 1935, environ 300 millions de tonnes de particules de la couche arable du sol sont déplacées par le vent et obscurcissent le ciel de l'Oklahoma, du Texas, du Kansas et du Colorado (Tabeaud & Metzger, 2017). Caricaturale des représentations de l'époque, l'expression *Dust Bowl* est ensuite privilégiée pour désigner cet événement (*ibid.*). Une partie des Grandes Plaines était en effet perçue comme un réservoir à poussières condamné à être balayé par le vent en permanence. L'histoire climatique confirme cette fatalité puisque les sécheresses venteuses s'y sont répétées, notamment celle de 1862-1863, pendant la guerre de Sécession, puis celles de 1889-1990, de 1901, de 1910, de 1917, avant celles célèbres des années 1930 (Masutti, 2004) (Figure 1.8). La différence entre ces diverses périodes n'est pas le climat, facteur déclenchant en

lui-même, mais la susceptibilité des sols à la déflation éolienne. Les colons européens se sont installés dans cette partie du territoire américain au début du XX^e siècle, puis ont progressivement transformé la végétation steppique, adaptée aux conditions climatiques locales, en des paysages de monoculture céréalière intensément labourés, laissant les sols à nu pendant une grande partie de l'année (Worster, 2004). Ainsi, le contexte responsable de l'accélération de l'érosion était en place depuis quelques décennies, mais le déclenchement est intervenu dans les années 1930. Ce décalage s'explique par un effet de seuil sur le plan des superficies cultivées et par la dégradation des sols, les rendant vulnérables à la déflation éolienne, qui n'est pas un phénomène instantané (McLeman *et al.*, 2014).

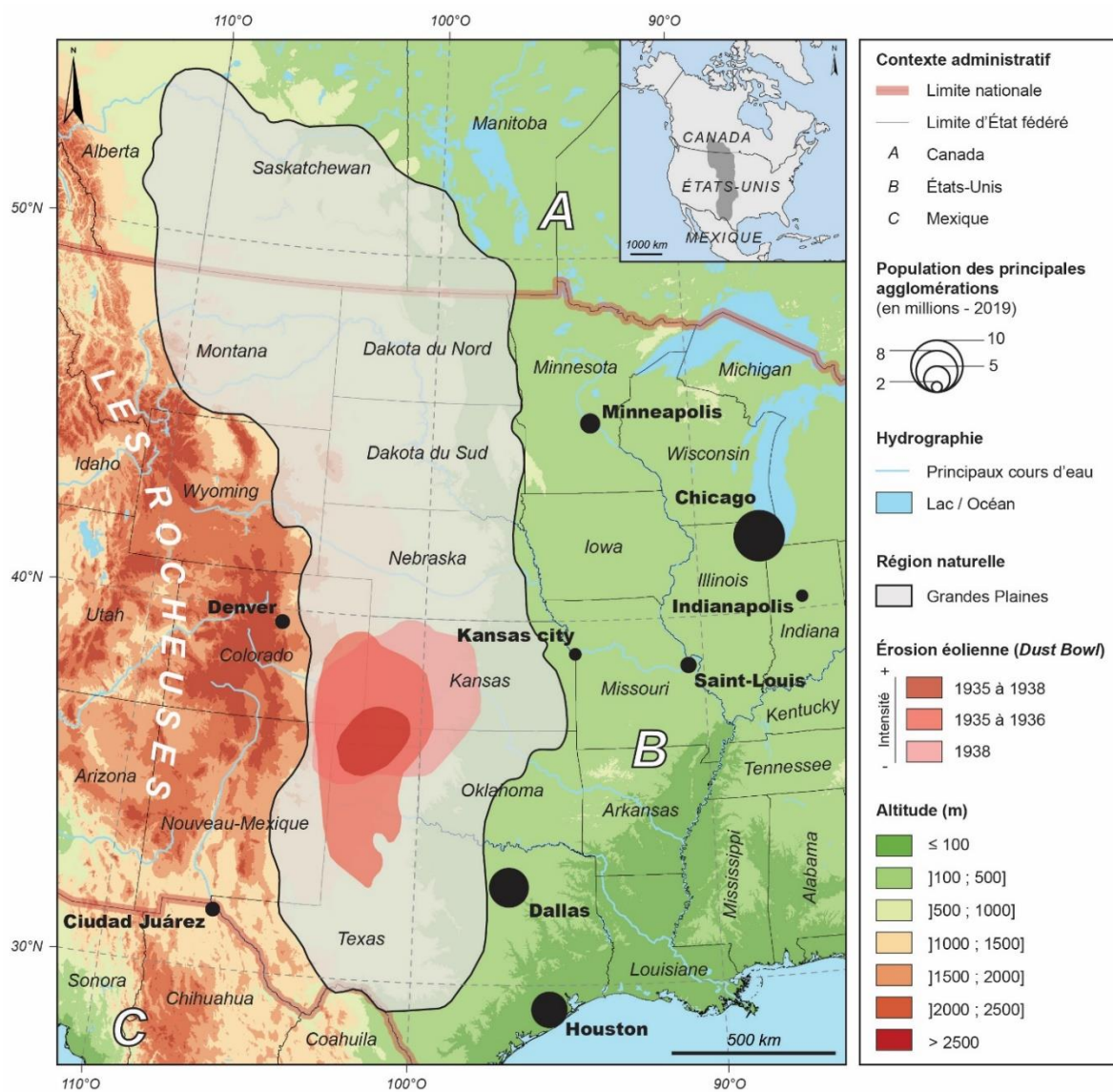


Figure 1.8 : Région des États-Unis affectée par le Dust Bowl (d'après McLeman *et al.*, 2014)

En Europe, un seuil est franchi à la fin de la Seconde Guerre mondiale avec de profondes transformations dans les campagnes, centrées sur la croissance de la production agricole en contexte de pénurie alimentaire (Cloke *et al.*, 2006 ; Hervieu *et al.*, 2010). Les auteurs parlent de tournant productiviste, industriel ou modernisateur pour qualifier l'ensemble des processus politico-techniques mis en place à partir des années 1950 pour remplacer le modèle antérieur de la paysannerie (Mendras, 1967 ; Burton, 2004 ; Marsden & Sonnino, 2008 ; Lamine, 2017). Cela se manifeste notamment par l'introduction massive d'intrants chimiques pour compenser les carences des sols en éléments nutritifs et/ou maximiser la croissance du peuplement végétal cultivé, et de produits phytosanitaires qui appauvrissent les sols en matière organique alors qu'elle est considérée comme un facteur de protection des sols contre l'érosion (Le Bissonnais & Le Souder, 1995).

En outre, la modernisation de l'agriculture s'est appuyée sur le recours à la mécanisation des cultures. Au-delà de la compaction du sol et du développement corrélatif de semelles de labour jouant le rôle de couche imperméable favorable au ruissellement, l'apparition des engins agricoles a nécessité une reconfiguration des bordures de parcelles pour faciliter leur passage, si bien qu'un arasement des murets et haies bocagères est entrepris sur certains territoires ruraux dans le cadre de politiques de remembrement. Or, certains de ces linéaires piégeaient les particules de sol mobilisées par le ruissellement érosif et limitaient la concentration des eaux pluviales. La simplification des mosaïques paysagères et l'atténuation de leur rôle pondérateur sur l'érosion des sols sont renforcées par une spécialisation régionale des productions agricoles qui participe à la diffusion des paysages de monoculture intensive. Bien qu'il apporte une réponse aux besoins qu'il prétendait couvrir (nourrir la population, augmenter les rendements et faciliter le travail agricole), ce modèle se trouve rapidement en rupture sur plusieurs points environnementaux, tels que l'érosion des sols. Auzet (1987) souligne à ce titre que « *la dégradation des sols agricoles par le ruissellement semble s'être accrue* » (p. 530) sur le territoire français. Pour des parcelles de grandes cultures du nord de la France, Morand et Wicherek (1987) mesurent un taux d'érosion spécifique moyen de 20 t.ha⁻¹.an⁻¹ entre 1977 et 1983, et de 46 t.ha⁻¹.an⁻¹ si on ne prend en compte que la période 1981-1983. Ces chiffres sont des dizaines de fois supérieurs au taux de référence établi pour atteindre la durabilité des sols : 0,3 à 1,4 t.ha⁻¹.an⁻¹ proposé par Verheijen *et al.* (2009).

Dès lors, la mesure de l'érosion des sols cultivés contemporains, souvent étudiée à l'échelle de la parcelle à l'image des travaux pionniers de Wischmeier & Smith (1958, 1962,

1978) menés dans les grandes plaines céréalières américaines, fut une des priorités de la recherche en géosciences durant le XX^e siècle (Panagos *et al.*, 2015e) (Figure 1.9).

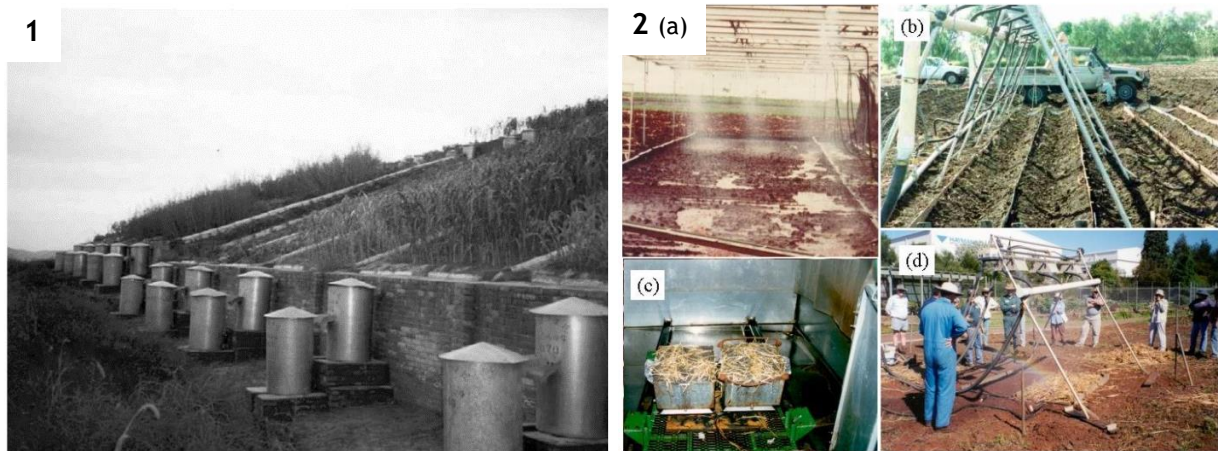


Figure 1.9 : Exemples de dispositifs utilisés pour l'étude de l'érosion des sols au cours du XX^e siècle. (1) Bacs de décantation en sortie de parcelles expérimentales (Laflen & Moldenhauer, 2003) ; (2) Simulateurs de pluies sur le terrain (a, b et d) et en laboratoire (c) (Freebairn & Silburn, 2004)

En complément de ces approches de terrain, un grand nombre de modèles d'érosion et de transferts sédimentaires ont été développés sur la base de mesures *in situ* répétées sur plusieurs années : *Revised Universal Soil Loss Equation* (RUSLE, Renard *et al.*, 1994) ; *Water Erosion Prediction Project* (WEPP, Flanagan *et al.*, 1995) ; *Modified Universal Soil Loss Equation* (MUSLE, Kinnell & Risse, 1998) ; *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT, Arnold *et al.*, 1998), *AGricultural Non-Point Source Pollution Model* (AGNPS, Young *et al.*, 1989), *Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management* (STREAM, Cerdan *et al.*, 2002b) ; *LImburg Soil Erosion Model* (LISEM, De Roo *et al.*, 1996) et *Water and Tillage Erosion and Sediment Model and Sediment Delivery Model* (WATEM/SEDEM, Van Rompaey *et al.*, 2001). Leur objectif est d'estimer les vitesses d'érosion et les niveaux de transferts sédimentaires sur des zones souvent dépourvues de suivi. Ils permettent également d'intégrer l'effet d'un changement d'occupation du sol et de techniques culturales sur les dynamiques érosives.

Quelle que soit l'approche méthodologique privilégiée, des vitesses d'érosion de l'ordre d'une à plusieurs tonnes par hectare et par an ($t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$) sont estimées en contexte agricole (Morgan, 2005 ; Hooke, 2006 ; Montgomery, 2007b ; Cerdan *et al.*, 2010 ; Panagos *et al.*, 2015e), tandis que les vitesses de production des sols sont comprises entre 0,01 à 0,1 $t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$ (Heimsath *et al.*, 1999 ; Verheijen *et al.*, 2009). L'addition de ces deux processus correspond à l'ablation d'un à quelques millimètres de sol par an, soit des vitesses comparables à celles mesurées dans les zones de montagne (Montgomery, 2007b), longtemps considérées comme le contexte le plus sensible à l'ablation sédimentaire en

raison de la vigueur des pentes, de l'agressivité du climat, de l'abondance des stocks sédimentaires hérités, souvent liés aux glaciations pléistocènes, et d'un maintien d'une activité tectonique (Ives & Barry, 1974 ; Price, 1981 ; Cossart, 2014).

En conclusion, quelle que soit l'échelle temporelle considérée, les travaux ne manquent pas pour souligner l'impact préjudiciable de l'agriculture sur l'érosion des sols. Cependant, cette vision est nuancée par certains auteurs considérant les activités agricoles non pas comme un forçage extérieur au « système sol », mais comme un agent à part entière de ce dernier pouvant, par le jeu d'interactions, être un gage d'homéostasie³.

1.1.2 Des signaux érosifs ambigus

Il ne s'agit pas ici de nier la relation entre mise en culture et hausse des taux d'érosion. Cependant, à travers des exemples caractéristiques, l'objectif est de montrer qu'il ne faut pas voir, dans l'élévation des taux d'érosion, uniquement l'effet systématique des activités agricoles. En effet, des expériences de conservation des sols ont permis de redresser des situations pourtant compromises au regard des signaux érosifs initiaux stimulés par la mise en culture des territoires, tandis que des stratégies de remédiation précoces ont anticipé la mise en place d'une érosion exacerbée.

1.1.2.1 La déprise agraire comme facteur d'instabilité des sols

Les premières hypothèses concernant l'action morphogénique des scénarios de déprise agricole ont été émises en Italie, notamment dans la région montagneuse de l'Apennin septentrional, réputée pour être particulièrement sensible aux coulées de solifluxion (Vittorini, 1971 ; Guigo, 1978, 1979 ; Neboit-Guilhot, 1991). La déprise agricole, consécutive à l'exode rural caractéristique de la seconde moitié du XX^e siècle en Europe de l'Ouest, ne s'accompagne pas d'un retour à la stabilité des versants. Vittorini (1971) considère que l'abandon des sillons de culture tracés dans le sens de la pente favorise un mauvais drainage qui facilite l'infiltration de l'eau, dont l'excès participe à l'apparition de processus de fluage sur les versants. Par ailleurs, le recul des terres labourées au profit de friches, couvertes seulement d'une maigre végétation de graminées, entraîne la formation d'une croûte de battance, qui imperméabilise le sol et se révèle propice au ruissellement (Guigo, 1979). En définitive, l'érosion des sols est ici moins présentée comme

³ En analyse systémique, et en particulier écosystémique, l'homéostasie constitue l'état d'équilibre (par exemple, d'un milieu). En pédologie, elle s'oppose aux situations de boucles de rétroaction positive (biostasie) et négative (rhexistasie).

le résultat de la mise en culture que comme une dégradation des paysages en train de retourner à l'état de friche, dépourvus d'entretien anthropique.

Plus tardivement, un constat similaire a été établi en contexte himalayen sur le lien entre les techniques culturales et la décélération des taux d'érosion, rejetant ainsi la théorie de la dégradation des milieux évoquée précédemment pour cette chaîne de montagnes (Hofer, 1993 ; Smadja, 1995). Les auteurs considèrent que l'instabilité des versants est inscrite dans le fonctionnement intrinsèque de cette chaîne de montagnes depuis sa formation et ne peut être attribuée à l'essor de l'agriculture. Il suffit en effet de voir l'étagement des terrasses de culture le long des vastes pans de montagne himalayens, pour comprendre que la mise en valeur agricole n'est pas nécessairement néfaste en matière de stabilité des versants, même si l'entretien demandé par ces infrastructures agricoles nécessite un fort investissement en main-d'œuvre (Fort, 2011) (Figure 1.10). Or, n'est-ce pas justement lorsque l'entretien s'interrompt que l'érosion intervient au sein de ce système morphogénique structurellement très actif ? Cette question est bien ancrée dans les savoirs vernaculaires népalais, comme le montrent les panneaux promouvant le bon entretien des terrasses de culture (Figure 1.11).

Par ailleurs, elle trouve son prolongement dans une série de travaux menés sur des versants méditerranéens aménagés par un système de cultures en terrasses, en place depuis plusieurs siècles, mais dont la majeure partie est à l'abandon en raison de l'entretien particulièrement complexe (Lesschen *et al.*, 2009 ; Meerkerk *et al.*, 2009 ; García-Ruiz, 2010 ; Tarolli *et al.*, 2014 ; Calsamiglia *et al.*, 2017).



E. Cossart, Déc. 2007

Figure 1.10 : Exemple de versant mis en valeur sur le plan agricole et stabilisé par un système de terrasses de culture (Modi Khola, Népal)



E. Cossart, Déc. 2007

Figure 1.11 : Panneau sensibilisant la population népalaise à l'entretien du système de terrasses de culture pour stabiliser les versants (Kali Gandaki, Népal)

À gauche, les villageois ont procédé à l'entretien et bénéficient d'un versant stable, sans dynamique érosive exacerbée. À droite, si l'entretien est aléatoire ou s'interrompt (colonisation par des arbres, affaissement des murs de soutènement), alors une érosion accélérée apparaît.

Dans les Alpes méridionales, Martin (1996, 1998) constate une recrudescence des glissements de terrain après l'abandon des terres agricoles et du système d'irrigation associé (Figure 1.12). Cette observation n'est pas liée à une simple coïncidence temporelle

entre les signaux géomorphologiques et anthropiques, mais relève de l'arrêt de l'entretien des canaux d'irrigation qui répartissaient les eaux sur les pans de versant, couplé à la déstabilisation des terrasses agricoles qui ne sont plus entretenues. Cette conjugaison de facteurs favorise un mauvais drainage, une certaine hydromorphie des sols argileux qui crée *in fine* les conditions nécessaires à l'activation des glissements de terrain sur les versants.

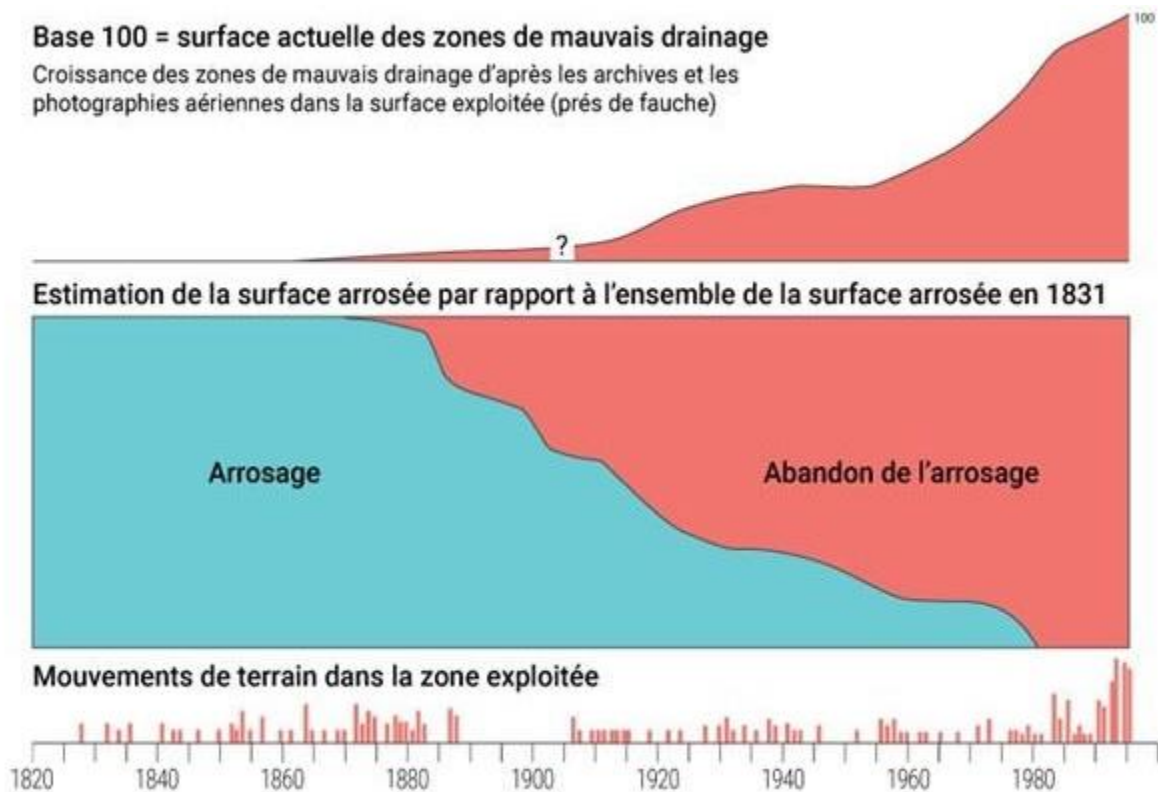


Figure 1.12 : Augmentation de la fréquence des glissements de terrain à Vars (Hautes-Alpes, France) en lien avec l'abandon des surfaces agricoles (modifié d'après Martin, 1998)

La figure illustre une évolution comparée de la surface arrosée, des zones de mauvais drainage et des glissements de terrain au sein des zones de culture et de prés de fauche.

En définitive, les modalités de production et de transfert des sédiments peuvent, dans certains cas, rester inchangées en présence ou en absence d'activités agricoles. La vision maximaliste des impacts de l'agriculture sur l'érosion des sols semble donc à nuancer, d'autant plus que nombre d'auteurs montrent que les crises érosives d'origine agricole, aussi bien actuelles que passées, peuvent être jugulées par des mesures de conservation des sols.

1.1.2.2 Des crises érosives d'origine agricole au scénario réversible

Il suffit de reprendre l'exemple de la baie étatsunienne de Chesapeake (cf. Figure 1.2) pour comprendre que l'exacerbation de l'érosion des sols en contexte agricole peut être

enrayée par des mesures anti-érosives. Ce modèle rejoint d'autres observations faites également aux États-Unis où une politique de conservation des sols (labours parallèles à la pente, culture en terrasses ou en bandes alternées, diversification des cultures avec introduction d'espèces fourragères plus couvrantes) a été impulsée à la suite du *Dust Bowl* par le *Soil Conservation Act* de 1935 (Neboit-Guilhot, 1991). Dans le bassin versant du Coon Creek, l'érosion des sols enregistre un ralentissement spectaculaire dans le courant des années 1930, après une croissance exponentielle dont le point de départ correspond au développement de l'agriculture au milieu du XIX^e siècle par des populations qui ne manifestaient aucun intérêt pour la conservation du sol (Trimble & Lund, 1982) (Figure 1.13).

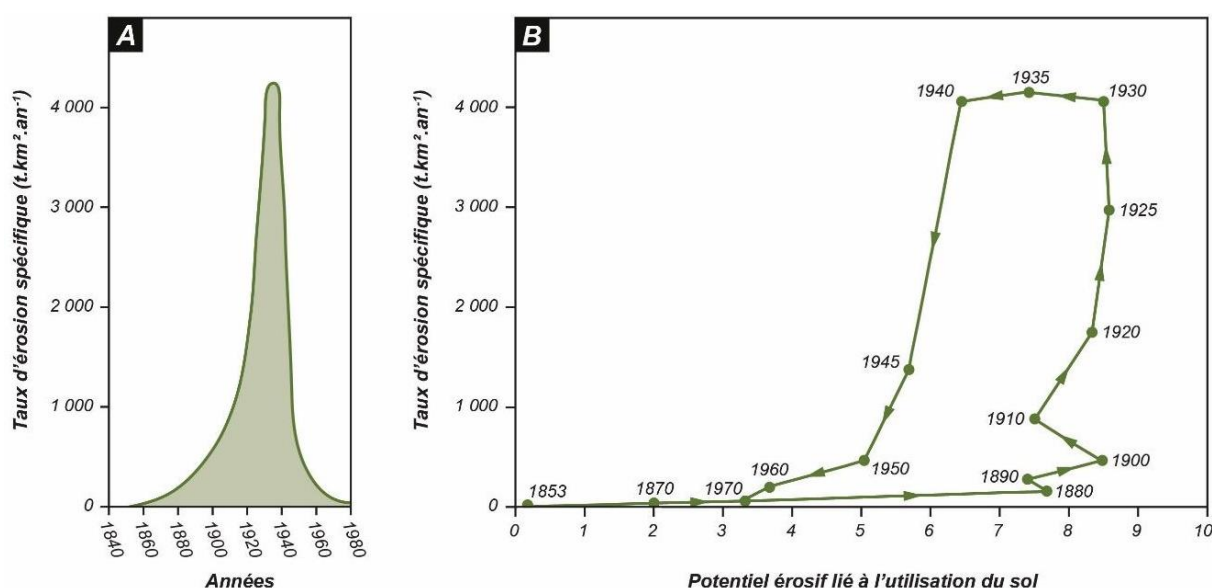


Figure 1.13 : Évolution du taux de dégradation spécifique du bassin versant du Coon Creek (Wisconsin, États-Unis) depuis le milieu du XIX^e siècle (modifié d'après Trimble & Lund, 1982). (A) Taux de dégradation spécifique déduit de l'alluvionnement dans le lit du cours d'eau drainant le bassin versant ; (B) Évolution de la relation entre le taux de dégradation spécifique et le potentiel érosif lié à l'utilisation du sol, estimé à partir des types de couvert végétal et des mesures anti-érosives à différentes dates

Un scénario analogue a été clairement répertorié dans le Piémont, une région de plateaux située dans l'État de Géorgie, où le développement de l'agriculture à partir du XVIII^e siècle est responsable d'une érosion sévère des versants et d'un engorgement sédimentaire des fonds de vallée (Trimble, 1974) (Figure 1.14). À partir des années 1930, les versants font l'objet d'opérations de reforestation combinées et sont équipés d'un système de terrasses de culture sur les parties encore cultivées. Efficace dans l'atténuation de l'érosion des sols, ces aménagements ont pour effets collatéraux d'interrompre les transferts sédimentaires entre les versants et les drains principaux, ce à quoi ces derniers ont répondu en s'incisant de plusieurs mètres.

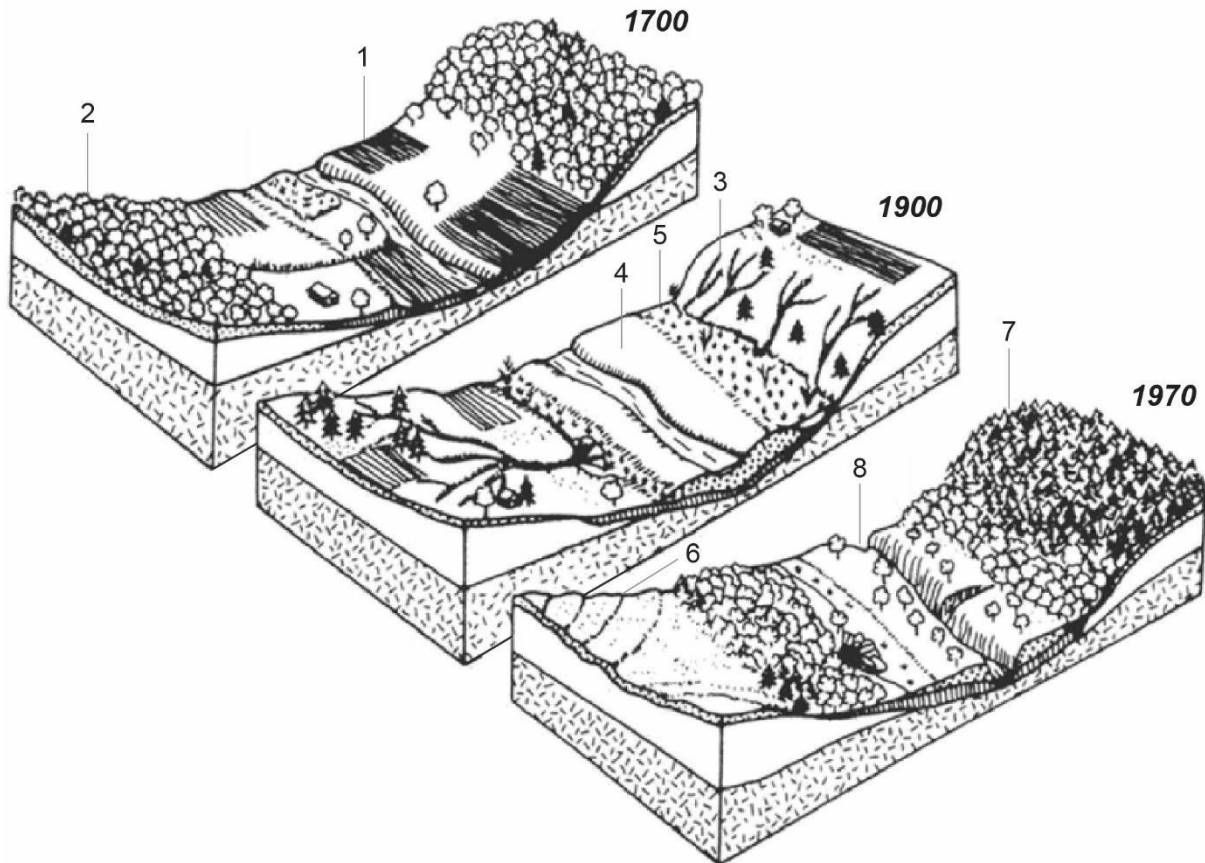


Figure 1.14 : Ajustements hydro-sédimentaires aux mutations paysagères dans le Piémont (Géorgie, États-Unis) entre 1700 et 1970 (Trimble, 1974, in Sundborg, 1986)

Lors des premières implantations européennes, le paysage dessine une alternance de prairies et de cultures dans le fond de vallée (1), tandis que les versants sont enforestés (2). Leur défrichement au profit d'une agriculture intensive aboutit au début du *xx^e* siècle à une érosion intense (3) qui s'accompagne d'une augmentation de la sédimentation dans les fonds de vallée (4) avec formation de dépressions latérales marécageuses (5). Le déploiement de mesures de conservation des sols à partir des années 1930 permet une stabilisation des versants par un système de terrasses de culture (6) et des opérations de reforestation (7), provoquant une incision généralisée des cours d'eau (8) à cause du déficit de sédiments dans les fonds de vallée.

De telles observations sont fréquentes dans d'autres contextes géographiques. En combinant l'interprétation manuelle de sources planimétriques anciennes sur l'occupation du sol à une analyse du détritisme alluvial et deltaïque d'un petit bassin versant méditerranéen, Jorda & Provansal (1990) soulignent le rôle des terrasses de culture dans la stabilisation des versants et l'atténuation de la dynamique érosive lors des périodes de plénitude de l'occupation agricole (Figure 1.15).

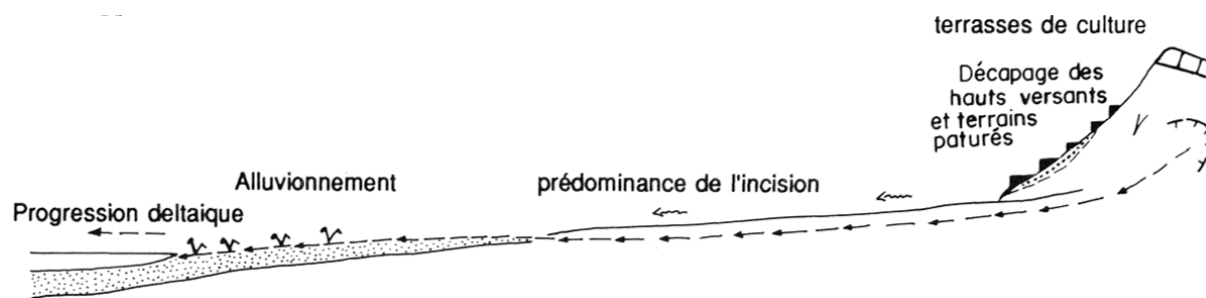


Figure 1.15 : Morphogénèse du bassin versant du Vallat de Monsieur (Bouches-du-Rhône, France) en période d'intense mise en valeur agricole (XVIII^e et XIX^e siècles) (Jorda & Provansal, 1990)

Les terrasses de culture retiennent une grande partie des apports colluviaux et provoquent une déconnexion géomorphologique entre les versants aménagés et le fond de vallée. Il en résulte une diminution sensible de la charge détritique du cours d'eau dont l'écoulement concentré est favorisé par sa chenalisation précoce et l'essartage de la ripisylve. Autant d'éléments favorables à l'incision du talweg et au transit de la charge de fond érodée jusqu'au littoral, accélérant ainsi la progradation deltaïque.

Ce modèle s'observe également à travers la synthèse des résultats du Projet Collectif de Recherche centré sur l'étang de Montady (Hérault) (Berger *et al.*, 2022). Après un fonctionnement lacustro-palustre depuis le début de l'Holocène, un premier seuil est identifié autour de 600 avant J.-C. dans le remplissage sédimentaire de l'étang (Figure 1.16, A). Il correspond à la création de l'*oppidum* d'Ensérune dans la seconde moitié du VI^e siècle avant J.-C. et à la mise en place simultanée de son terroir agricole sur le versant surplombant l'étang. Le détritisme s'accroît fortement à partir de cette date, comme le suggèrent, d'une part, l'évolution d'une sédimentation limono-argileuse vers des phases sableuses plus grossières et, d'autre part, les taux de sédimentation qui culminent entre la seconde moitié du IV^e et le début du II^e siècle av. J.-C. Ce second seuil est concomitant d'un stade maximum aussi bien dans l'intensité des feux que dans l'abaissement de la courbe de pollens arboréens (de 80-60 % à moins de 10 %) (Figure 1.16, B), ainsi qu'à l'abondance de graines de céréale, de vigne et de messicole dans les sols. Là encore, les signaux paléoenvironnementaux et archéologiques sont synchrones : un fort dynamisme étant perçu archéologiquement vers la fin du III^e siècle av. J.-C., à l'image de la présence d'un grand nombre de silos enterrés servant probablement au stockage de grains. Alors que les activités agricoles s'intensifient encore dans le courant du I^{er} siècle av. J.-C., des épisodes torrentiels violents endommagent le système agricole développé sur le versant reliant l'*oppidum* à l'étang avec le dépôt d'une épaisse nappe graveleuse, convainquant les cultivateurs romains de lutter contre l'érosion des sols par la probable création de terrasses de culture. Il en résulte une relative stabilité des versants dans les siècles qui suivent.

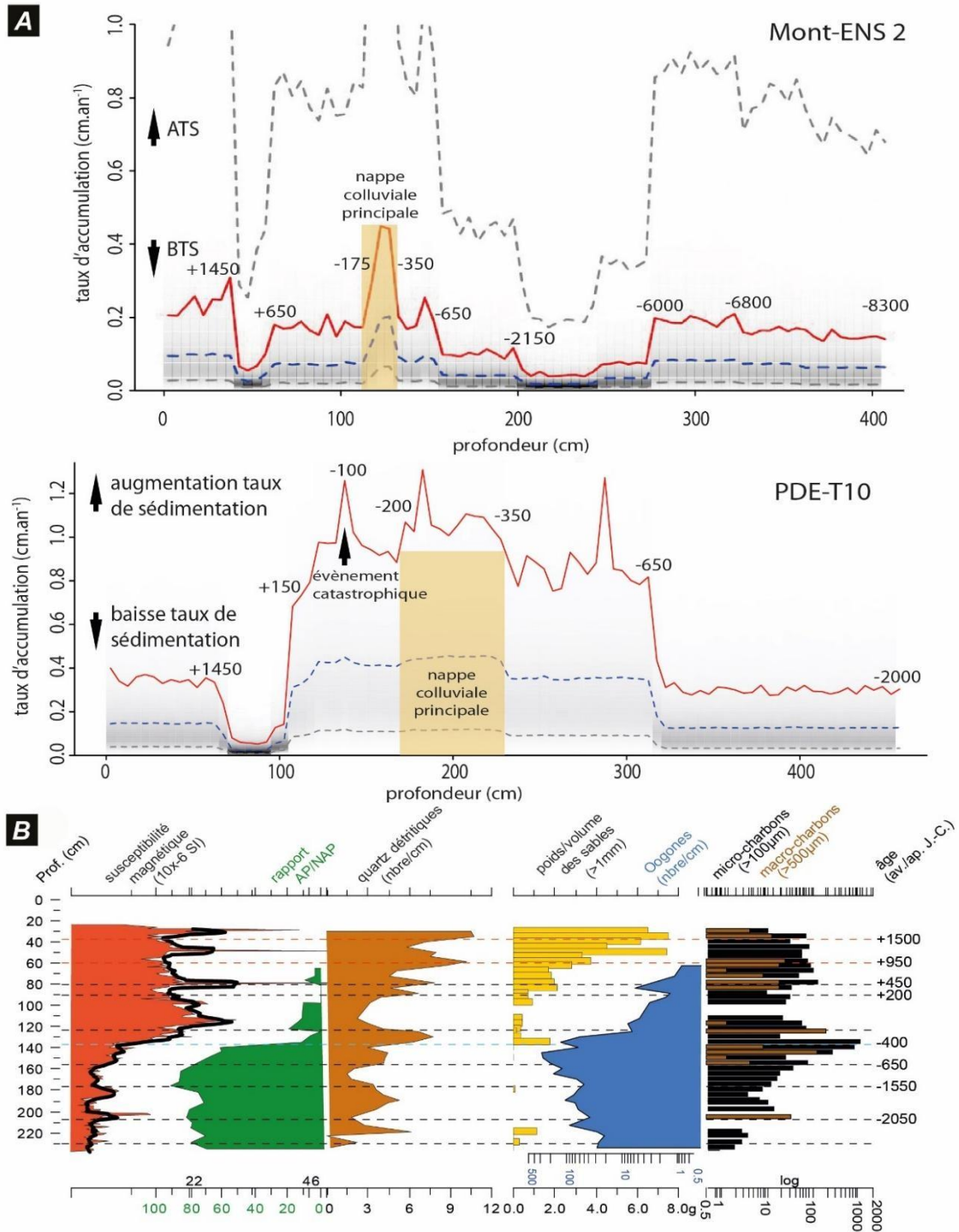


Figure 1.16 : Synthèse paléoenvironnementale de l'étang de Montady (Hérault, France) pour la période de l'Holocène (Berger et al., 2022). (A) Estimation de l'évolution de la vitesse de sédimentation de l'étang à partir d'archives sédimentaires levées au pied de l'oppidum d'Ensérune ; (B) Diagramme des marqueurs paléoenvironnementaux identifiant les principaux seuils de l'évolution de l'étang

Les âges sont précédés d'un « - » (av. J.-C.) ou d'un « + » (ap. J.-C.). Quant aux courbes en pointillé sur l'encart A, elles correspondent à des degrés de probabilité.

En d'autres termes, les auteurs mettent en exergue qu'une approche qualitative des paysages cultivés à une échelle locale permet d'expliquer en grande partie le

fonctionnement géomorphologique des bassins versants. L'approche qualitative des paysages s'intéresse à la localisation fine des modes d'occupation du sol, à la présence de structures intra- ou inter-parcellaires organisant le paysage et à la géométrie du parcellaire (notamment l'identification de tailles critiques). Elle permet de montrer que certaines parties des bassins contribuent peu à la charge solide du cours d'eau du fait des techniques culturales, d'autres contribuent peu à cause de l'agencement des modes d'occupation du sol entre eux.

En somme, cette première section montre que l'exacerbation des processus érosifs intervient aussi bien en contexte de mise en valeur agricole qu'en contexte de déprise agraire. Pour lever cette ambiguïté autour du rôle de l'agriculture dans l'érosion des sols, sans doute faut-il davantage considérer que les pratiques anthropiques, et plus particulièrement la mise en culture des territoires par les sociétés, ont été hétérogènes dans le temps, en intensité, mais aussi en qualité. Ainsi, nous avons voulu terminer en montrant que la complexité structurelle des paysages agraires, souvent appréciée à une échelle spatiale fine, doit également être prise en compte dans la compréhension des dynamiques érosives. Elle joue en effet un rôle prépondérant dans la mesure où les pratiques culturales (sens de travail du sol, fossés de drainage, mesures de conservation des sols, etc.) et l'organisation de la mosaïque paysagère peuvent influencer la production et le transport sédimentaire.

Nous émettons ainsi l'hypothèse que les réponses sédimentaires observées en contexte agricole sont le résultat de causalités complexes, liées aux modalités d'organisation interne des bassins versants. Certaines études récentes axées sur le parcours des sédiments au sein des paysages cultivés contemporains plaident d'ailleurs en ce sens et offrent un cadre conceptuel adapté à ce débat en mobilisant la notion de connectivité.

1.2. La structure des paysages agricoles comme clé de compréhension des dynamiques érosives

La réflexion sur l'érosion des sols actuels est issue de deux approches complémentaires : la quantification des volumes de sédiments érodés à l'échelle de la parcelle agricole (e.g. Lopes *et al.*, 2002 ; Brenot, 2007 ; Cerdan *et al.*, 2010 ; Guo *et al.*, 2015 ; Anache *et al.*, 2017 ; Rodrigo-Comino, 2018a ; Fressard *et al.*, 2022) et la mesure du

transport solide des cours d'eau à l'échelle du bassin versant (e.g. Verague & Jauffret, 1986 ; Sogon, 1999 ; Butaeye, 2001 ; Massei, 2001 ; Meybeck *et al.*, 2003 ; Laignel *et al.*, 2006 ; Lefrançois, 2007 ; Vongvixay, 2012 ; Landemaine, 2016). D'une manière générale, le croisement des deux a révélé que la part des sédiments exportés dans les cours d'eau reste faible, bien en deçà de l'ablation sédimentaire mesurée sur les parcelles. Malgré l'amélioration de la quantification des processus unitaires, c'est-à-dire des différentes formes de ruissellement diffus et concentré (Auzet, 1987 ; Mietton, 1988 ; Auzet *et al.*, 1993 ; Mietton *et al.*, 2005 ; Cerdan *et al.*, 2010), le paradoxe n'est pas levé. Plus récemment, les auteurs ont proposé d'explorer le fonctionnement des cascades sédimentaires s'organisant à l'intérieur des bassins versants pour en déduire la qualité de leur connectivité entre les zones sources de sédiments et le cours d'eau. La première section propose ainsi de faire le point sur le cadre conceptuel de la connectivité. De là nous montrons dans une seconde section les différentes méthodes pour la mesurer en géomorphologie.

1.2.1 La connectivité : au cœur du système bassin versant

Largement mobilisé aujourd'hui par les géographes (biophysiciens ou non), le concept de connectivité est vu comme étant « *l'ensemble des liens qui permettent de relier un lieu à un autre* » (Pumain & Saint-Julien, 2007). Cette définition portée par la communauté géographique est proche de celle initialement formalisée par les écologues : la connectivité écologique correspond à « *l'ensemble des liens fonctionnels et effectifs nécessaires au fonctionnement, à la stabilité et à la résilience des écosystèmes sur le long terme* » (Bennett & Wit, 2001).

Le caractère multiscalaire de la connectivité, qui transparaît dans ces deux définitions, explique l'engouement pour ce concept en hydrologie (Delahaye *et al.*, 2002 ; Douvinet, 2008) puis, plus récemment, en géomorphologie (Brierley *et al.*, 2006 ; Lexartza-Artza & Wainwright, 2009 ; Wainwright *et al.*, 2011 ; Fryirs, 2013 ; Cossart, 2014 ; Bracken *et al.*, 2015).

En effet, en permettant de déterminer avec précision les zones d'un bassin versant qui contribuent potentiellement à la charge liquide et solide d'un cours d'eau, la connectivité permet de mettre en relation des processus interdépendants, tels que le ruissellement érosif sur les versants avec les débits liquides et solides du cours d'eau à l'exutoire. Elle permet ainsi d'effectuer des transferts d'échelles, de l'échelle de la parcelle à celle du bassin versant. Sur le plan géomorphologique, cela permet d'intégrer les

processus responsables d'une part de la production sédimentaire, et ceux responsables d'autre part du transport sédimentaire. La connectivité sédimentaire sur laquelle notre travail repose est définie par Bracken *et al.* (2015) comme « le transfert connecté de sédiments d'une source à un réservoir dans un système, à travers le détachement et le transport de sédiments, contrôlé par la façon dont les sédiments se déplacent entre toutes les zones géomorphologiques d'un paysage » (p. 177). Des chercheurs se focalisent sur la connectivité sédimentaire fonctionnelle (déduite de la dynamique des processus géomorphologique de transferts sédimentaires) et d'autres sur la connectivité sédimentaire structurelle. Nous allons nous concentrer sur cette dernière qui permet de décrire la géométrie de la cascade sédimentaire et dans quelle mesure cette géométrie révèle l'aptitude du bassin versant à transporter les sédiments.

Ainsi, la connectivité est perçue comme un cadre conceptuel fructueux pour décrypter le « *sediment delivery problem* » (Walling, 1983), indiquant que les bassins versants ne sont pas efficaces pour exporter jusqu'aux cours d'eau les sédiments érodés sur les versants (Figure 1.17).

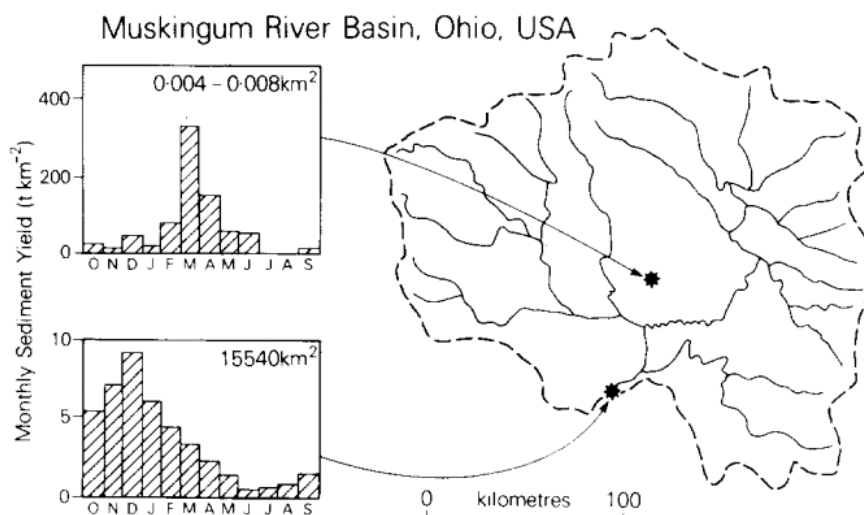


Figure 1.17 : Non-linéarité de la fourniture sédimentaire mensuelle en différents points d'un même bassin versant (McGuinness *et al.*, 1971)

Cette inefficacité géomorphologique est directement mise en relation avec le dysfonctionnement de la cascade sédimentaire, définie comme l'ensemble des flux de sédiments qui s'organisent depuis les zones sources, à l'amont, vers les zones d'évacuation (exutoires) ou de stockages durables (cuvettes lacustres, replats topographiques, plaines alluviales, etc.), à l'aval (Cossart, 2016). Ce constat est confirmé par les bilans sédimentaires réalisés à l'échelle de vastes bassins versants : la part des sédiments exportés (relativement aux sédiments fournis pour les sources sédimentaires) oscille entre 1 et 15 % (Slaymaker, 1977 ; Trimble, 1983 ; Olive *et al.*, 1994 ; Fryirs & Brierley, 2001),

le reste demeurant piégé à cause de nombreux barrages et points de stockage internes aux bassins versants s'ouvrant se fermant alternativement.

Ainsi, les concepts de « *buffers* », « *barriers* » et « *blankets* » sont proposés afin d'insister sur les modalités de déconnexion géomorphologique qui peuvent intervenir à l'intérieur des bassins versants (Fryirs *et al.*, 2007, 2013) (Figure 1.18). Les zones tampons (« *buffers* »), telles qu'une plaine alluviale, un système de terrasses de culture ou une haie bocagère perpendiculaire à la pente, bloquent les transferts sédimentaires transversaux entre les versants et le cours d'eau. Les seuils (« *barriers* »), quant à eux, sont assimilés à des édifices morainiques, des lacs d'ombilics glaciaires ou des embâcles de grande ampleur qui entravent les transferts sédimentaires s'effectuant dans l'axe longitudinal du cours d'eau. Les « *blankets* », enfin, correspondent à des zones de pavage et agissent sur les transferts sédimentaires verticaux, dans le sens où elles empêchent l'incision puis l'exportation des matériaux constituant le lit du cours d'eau. Ces différentes possibilités de piégeage sont contrôlées par des caractéristiques temporelles, liées notamment à la fréquence et à l'intensité des événements pluviométriques extrêmes qui ont la capacité suffisante pour la reprise en charge des sédiments stockés (Brierley *et al.*, 2006).

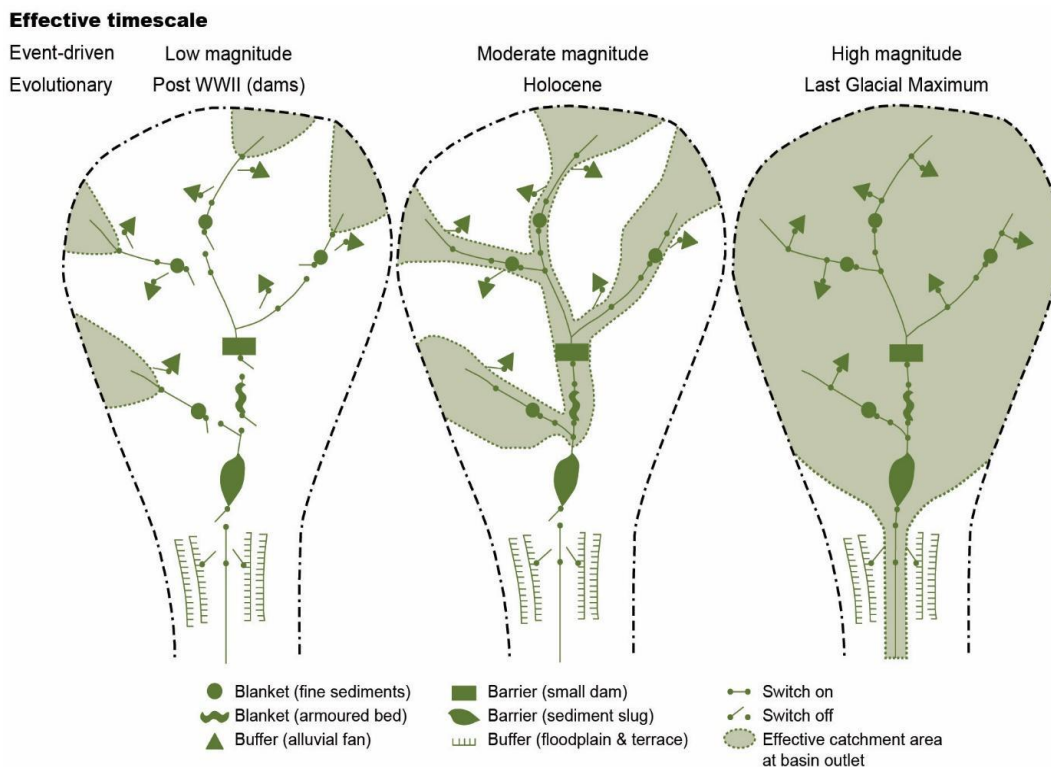


Figure 1.18 : Évolution schématique de la connectivité sédimentaire d'un bassin versant en fonction de forçages climatiques et anthropiques (Fryirs *et al.*, 2007)

La charge sédimentaire à l'exutoire, vue ici comme la résultante du fonctionnement du bassin versant en cascade, dépend des comportements individuels des connecteurs (« *buffer* », « *barrier* », « *blanket* »). Ceux-ci peuvent être alternativement ouverts ou fermés, permettant de mettre en relation ou non des zones contributives (en vert clair) avec la cascade sédimentaire et in fine avec l'exutoire.

L'évaluation des potentialités de piégeage au sein des bassins versants apparaît ainsi comme essentielle à la compréhension de la charge sédimentaire à l'exutoire (Slaymaker & Spencer, 1998 ; Fryirs & Brierley, 2001). De nombreuses études ont vu le jour pour tenter d'appréhender l'influence de ces zones de piégeage intermédiaires sur la connectivité sédimentaire des bassins versants. Il s'agit d'une clé de lecture fructueuse dans les bassins versants agricoles, où les zones de piégeage sédimentaires liées à la structure paysagère, entre les sources et l'exutoire, sont nombreuses (Viel, 2012 ; Viel *et al.*, 2014 ; Reulier, 2015 ; Reulier *et al.*, 2016).

1.2.2 Comment mesurer la connectivité sédimentaire d'un bassin versant agricole ?

En référence au concept de *catchment connectivity* (Najafi *et al.*, 2021) dans lequel ce travail s'inscrit, mesurer la connectivité sédimentaire revient en premier lieu à chercher à identifier dans quelle mesure les sédiments produits dans une parcelle sont connectés au cours d'eau. Il s'agit de découvrir si une évacuation efficace des sédiments s'opère entre les zones sources et l'exutoire ou si, *a contrario*, un piégeage intervient. Si la production sédimentaire sur les versants est désormais bien documentée, avec un grand nombre d'études se focalisant sur la mesure des taux d'érosion actuels à travers des approches *in situ* ou de modélisation, il reste nécessaire d'explorer, d'une part, l'utilisation d'indices de connectivité qui sont à la base même des modèles de transferts sédimentaires et, d'autre part, l'intégration de la complexité structurelle des paysages, intégration ardue en contexte agricole.

1.2.2.1 Les indices de connectivité sédimentaire

À partir de la synthèse proposée par Heckmann *et al.* (2018), l'objectif est ici de dresser un aperçu des approches existant pour évaluer la connectivité sédimentaire par le biais d'indices. Nous distinguons les indices à base matricielle et les indices reposant sur la formalisation de la structure en réseau des cascades sédimentaires.

◆ Indices de connectivité matriciels

Avec l'amélioration des Systèmes d'Information Géographique (SIG) et la qualité croissante des Modèles Numériques de Terrain (MNT), plusieurs indices de connectivité, se concentrant principalement sur l'influence de la pente et de l'occupation du sol, ont été développés (Borselli *et al.*, 2008 ; Cavalli *et al.*, 2013 ; Gay *et al.*, 2016 ; Chartin *et al.*, 2017)

(Figure 1.19). Appliqués sur des bassins versants décomposés sous la forme d'une matrice de cellules, ces indices présentent l'avantage d'être distribués spatialement. Ils peuvent être ainsi cartographiés, ce qui permet des comparaisons spatio-temporelles (Foerster *et al.*, 2014 ; López-Vicente *et al.*, 2017).

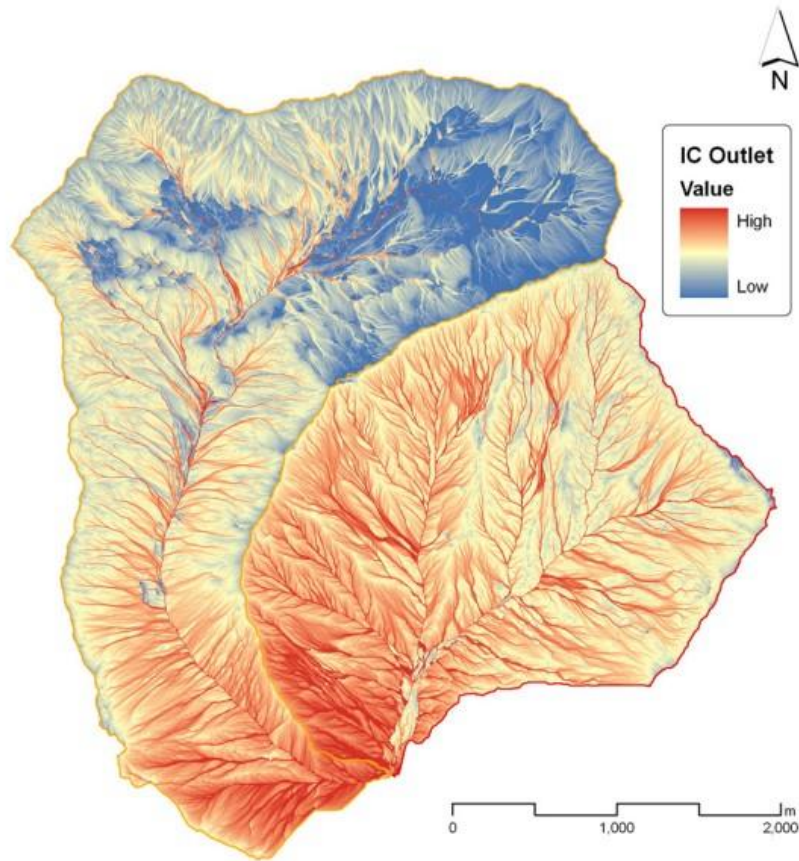


Figure 1.19 : Cartographie de l'indice de connectivité (IC) pour le bassin versant italien de la Gatria (Cavalli *et al.*, 2013)

Couplés à des modèles d'érosion, ces indices ont permis le développement de modèles de transfert sédimentaire et le calcul d'un ratio d'exportation sédimentaire (*Sediment Delivery Ratio* - SDR) en tout point du bassin versant étudié. Il s'agit d'une estimation de la proportion de sédiments érodés sur chaque pixel rejoignant efficacement un puits sédimentaire (cours d'eau ou exutoire) déterminé *a priori* (Figure 1.20).

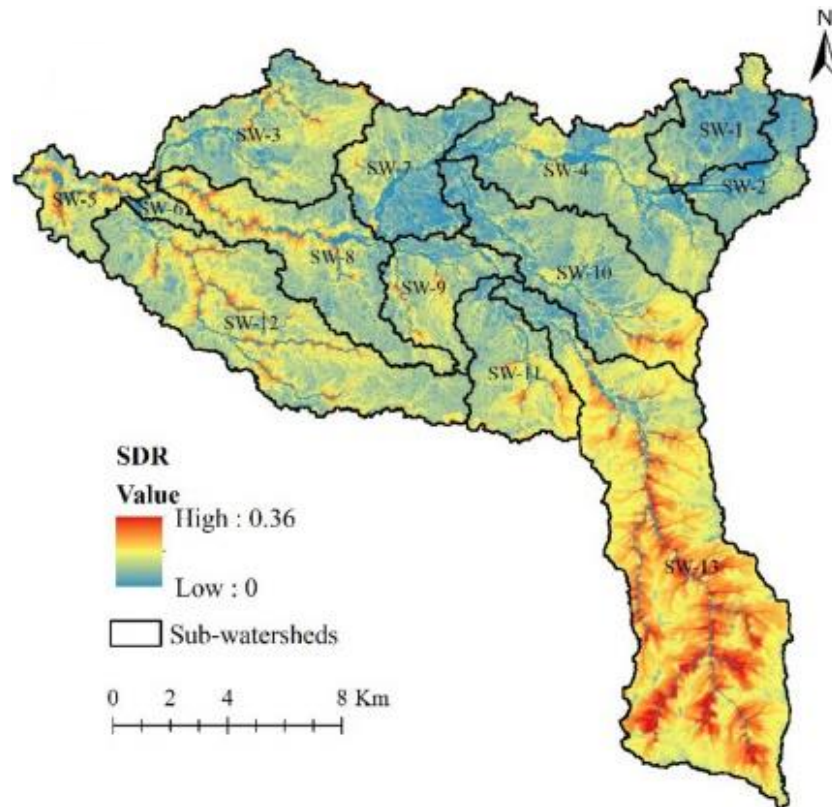


Figure 1.20 : Cartographie du sediment delivery ratio (SDR) pour le bassin versant éthiopien de Koga (Gashaw *et al.*, 2021)

◆ Indices de connectivité basés sur la structure en réseau des cascades sédimentaires

D'autres indices de connectivité, développés dans le cadre de la théorie des graphes, visent à appréhender les cascades sédimentaires des bassins versants sous la forme d'un réseau simple, en ne conservant que les nœuds (sources sédimentaires, réservoirs sédimentaires, exutoire) et leurs liens correspondant aux transferts sédimentaires activés par des agents de transport (gravité, eau, etc.) (Heckmann & Schwanghart, 2013 ; Cossart, 2016 ; Cossart & Fressard, 2017 ; Cossart *et al.*, 2018 ; Fressard & Cossart, 2018) (Figure 1.21). Une simulation des transferts sédimentaires entre chacun des nœuds, calibrée à partir d'observations et de mesures de terrain, est ensuite réalisée pour définir des indicateurs quantitatifs de la connectivité sédimentaire. Chaque nœud est alors déterminé par sa capacité à fournir et stocker des sédiments.

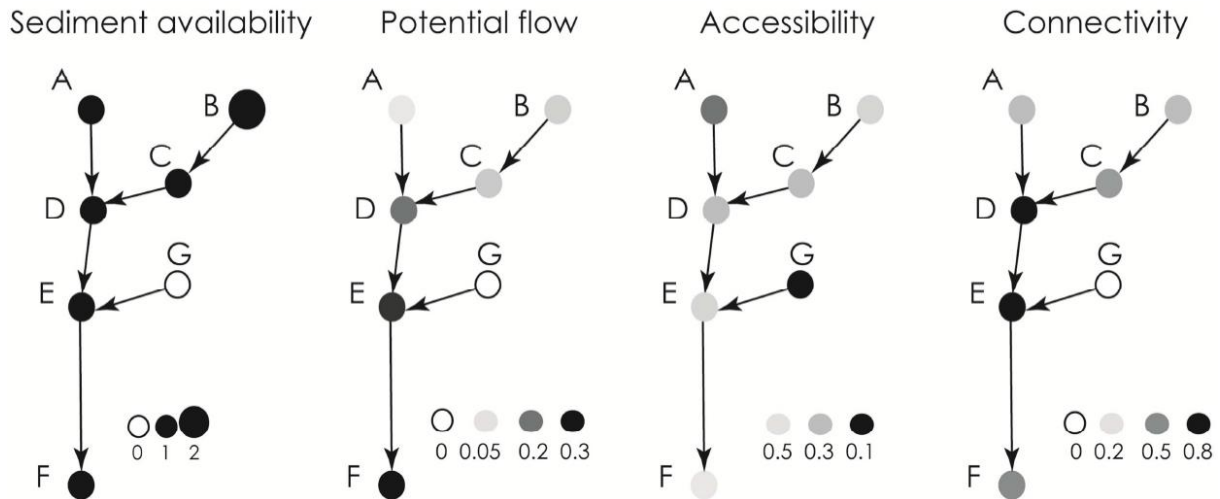


Figure 1.21 : Exemple de formalisation de la structure en réseau d'une cascade sédimentaire sous forme de graphe simplifié pour en déterminer sa connectivité (Cossart & Fressard, 2017)

À partir du graphe, plusieurs indices sont calculés : « Sediment availability » représente la fourniture sédimentaire potentielle de chacun des nœuds ; « Potential flow » représente la quantité de sédiments ayant transité dans chacun des nœuds après la simulation d'une vidange du système ; « Accessibility » représente la capacité de chaque nœud à délivrer des sédiments ; « Connectivity » représente l'influence de chacun des nœuds sur le transfert sédimentaire.

Les approches développées ci-dessus s'intéressent à de petits bassins versants de l'ordre de quelques kilomètres carrés et sont focalisées sur les processus de versants et leur degré de connectivité avec le cours d'eau ou l'exutoire. Il s'agit principalement d'approches structurelles de la connectivité car elles sont dérivées de la morphologie des bassins versants. Pour les grands bassins versants (plusieurs milliers de kilomètres carrés), d'autres approches basées sur la connectivité fonctionnelle (incluant la dynamique des processus) ont été développées toujours à partir de la représentation du réseau hydrographique sous forme de graphe (e.g. Czuba & Foufoula-Georgiou, 2015 ; Schmitt *et al.*, 2016 ; Bizzi *et al.*, 2021). Ici, l'objectif est de suivre les trajectoires des cascades sédimentaires sur la base de la capacité de transport des cours d'eau (érosion/dépôt) estimée à partir de modèles hydrologiques et de paramètres morphologiques (pente, largeur de bande active, rugosité, etc.).

1.2.2.2 La mesure de la connectivité sédimentaire au prisme de la structure paysagère

Les recherches s'orientent également sur les liens entre la connectivité sédimentaire et l'organisation structurelle des paysages. Il s'agit ici d'insister sur le poids des pratiques culturelles et de l'agencement spatial des modes d'occupation du sol. De nombreuses études se sont attachées à mesurer la connectivité sédimentaire de petits bassins versants agricoles en intégrant les impacts de l'organisation de l'espace en termes

d'occupation du sol et de répartition de réseaux de linéaires (Carluier, 1998 ; Tortrat *et al.*, 2003 ; Carluier & Marsily, 2004 ; Lane *et al.*, 2004 ; Tortrat, 2005 ; Fryirs *et al.*, 2007 ; Arousseau *et al.*, 2009 ; Gascuel *et al.*, 2009 ; Viel, 2012 ; Viel *et al.*, 2014 ; Reulier, 2015 ; Pic *et al.*, 2022). Ces dernières sont principalement réalisées à partir de modélisations spatiales et/ou d'observations sur le terrain.

À partir d'une approche de terrain consistant à réaliser un inventaire des réseaux de linéaires de la structure paysagère (haies, fossés, routes, etc.) et de leur influence sur les transferts sédimentaires, Viel (2012) a montré pour deux petits bassins versants bocagers bas-normands que 35 % et 50 % de leur surface sont potentiellement connectés au réseau hydrographique. L'organisation dans l'espace de l'ensemble des linéaires anthropiques joue donc un rôle déterminant dans la compréhension et l'identification des surfaces contribuant potentiellement à la charge solide d'un bassin versant (Figure 1.22).

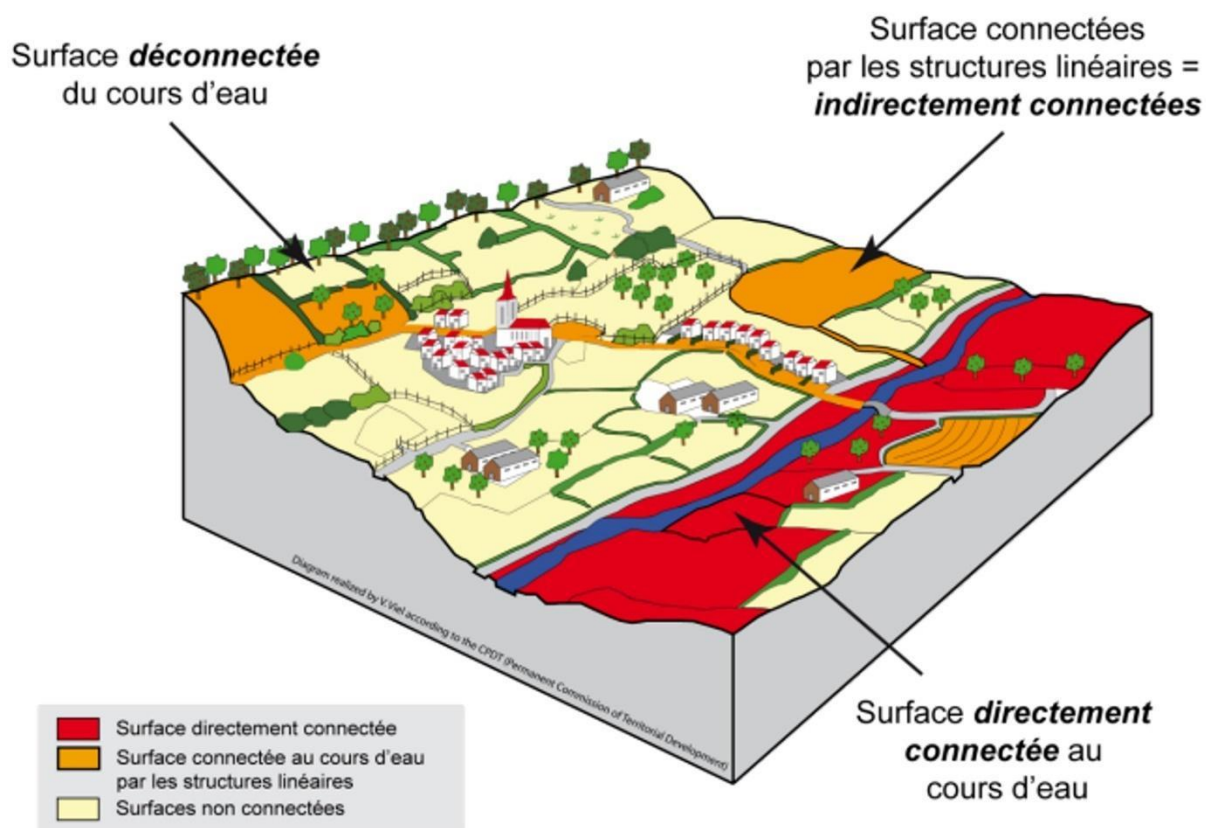


Figure 1.22 : Typologie des connexions sédimentaires entre les versants et le réseau hydrographique (Viel, 2012)

En effet, Merot *et al.* (1999) montrent que les haies disposées sur des talus et perpendiculaires au sens de la pente représentent une barrière efficace vis-à-vis des flux hydro-sédimentaires. Elles favorisent l'infiltration des eaux de ruissellement, tandis que les particules transportées sont déposées en amont du talus. Cette observation est

partagée par Revel & Rouaud (1985) où le comblement de fonds de vallée dans les paysages ruraux de l'arrière-pays toulousain s'explique par la reconnexion des dynamiques colluviales de versant à la cascade sédimentaire après l'arasement du réseau de haies. Ces exemples soulignent que si les haies n'empêchent pas l'érosion des sols dans les parcelles agricoles, elles peuvent cependant entraver les transferts sédimentaires entre les zones sources et le cours d'eau.

De leur côté, Carluier & Marsily (2004) considèrent les réseaux de fossés de drainage comme des vecteurs additionnels de transferts sédimentaires. Toutefois, leur niveau d'entretien (végétation, curage, etc.) module fortement leurs capacités d'évacuation des sédiments (Levavasseur, 2012). Tout comme les fossés auxquels elles sont parfois associées, les routes influencent la connectivité sédimentaire des bassins versants en interceptant, en concentrant, en redirigeant et en accélérant la circulation des sédiments (Montgomery, 1994 ; Jones *et al.*, 2000 ; Duke *et al.*, 2003 ; Thompson *et al.*, 2008 ; Reulier, 2015). Les auteurs pointent la nature du revêtement (bitume, terre, herbe) et la morphologie du tablier (en creux, surélevée, etc.) comme des éléments déterminants dans l'évaluation du niveau de connectivité d'un bassin versant. Enfin, le sens de travail du sol dans les parcelles cultivées est également un élément à considérer eu égard à la modification du cheminement du ruissellement érosif sur les versants en fonction de l'orientation des rangs de culture par rapport au sens de la pente (Boiffin *et al.*, 1988 ; Delahaye, 1992 ; Souchère *et al.*, 1998 ; Joannon, 2004).

Ensuite, pour déterminer, parmi les surfaces directement ou indirectement connectées au cours d'eau, celles qui contribuent réellement à la charge solide du cours d'eau, Viel (2012) s'intéresse à l'impact des modes d'occupation du sol surfaciques et de leur positionnement dans l'espace. Alors que seules les parcelles cultivées sont réellement sensibles à l'érosion des sols, notamment pendant les périodes d'interculture où le sol à nu est exposé à l'érosivité de la pluie, de nombreuses études ont montré l'effet pondérateur sur les transferts sédimentaires que peuvent avoir les surfaces enherbées selon leur positionnement au sein des bassins versants (Souchère *et al.*, 2003 ; Douvinet, 2008). Elles constituent des possibilités de piégeage des sédiments par un « effet de peigne ». Ainsi, l'intégration des modes d'occupation du sol et de leur agencement spatial exercent une forte influence sur les niveaux de connectivité observés, ramenant les surfaces connectées au cours d'eau à des superficies de 9 et 16 % (Viel, 2012).

Bien documentée à l'échelle actuelle, la quantification de l'impact de la structure paysagère sur la connectivité sédimentaire reste encore peu abordée dans une démarche

rétrospective. Cependant, depuis une dizaine d'années, quelques travaux s'y intéressent, et le recours à la modélisation semble en cela prometteur.

Toujours en domaine bocager, un travail réalisé par Reulier (2015) propose un scénario d'évolution pour un petit bassin versant indiquant que la part des surfaces connectées au cours d'eau a plus que triplé entre 1947 et 2014, passant de 7 % à 25 %. L'augmentation rapide des niveaux de connectivité, notamment entre 1988 et la période actuelle, est reliée en premier lieu à l'accroissement des surfaces cultivées. Parallèlement, le nombre d'éléments permettant de casser la connectivité sédimentaire entre les versants et le cours d'eau, tels que les haies et les prairies, enregistre un fort recul.

Fondées sur des données précises sur l'occupation du sol produites à partir de l'interprétation manuelle de photographies aériennes et de supports cartographiques, les études disponibles modélisant les liens entre la structure paysagère et les transferts sédimentaires sont souvent limitées à la période contemporaine. Richement documentée par des sources planimétriques de qualité (précision géométrique, lisibilité graphique, échelle précise), cette période permet de retranscrire finement et exhaustivement l'occupation du sol. En conséquence, des études menées à des échelles de temps plus longues sont peu nombreuses (Lasanta *et al.*, 2017).

Par exemple, à partir de l'application d'un modèle d'érosion et de transfert sédimentaire, Notebaert *et al.* (2011) estiment la connectivité sédimentaire potentielle d'un bassin versant belge pour différentes dates distribuées entre le début de l'Holocène et la période actuelle. En s'appuyant sur la méthodologie développée par Peeters (2007) pour reconstituer des trames paysagères passées (Figure 1.23), ils parviennent à moduler les niveaux de connectivité en fonction du positionnement dans l'espace des principaux modes d'occupation du sol classiquement considérés dans les études paléoenvironnementales. Sur le bassin versant franco-allemand de la Meuse, une étude similaire a eu lieu, avec toutefois une focale chronologique recentrée sur le dernier millénaire (Ward *et al.*, 2009).

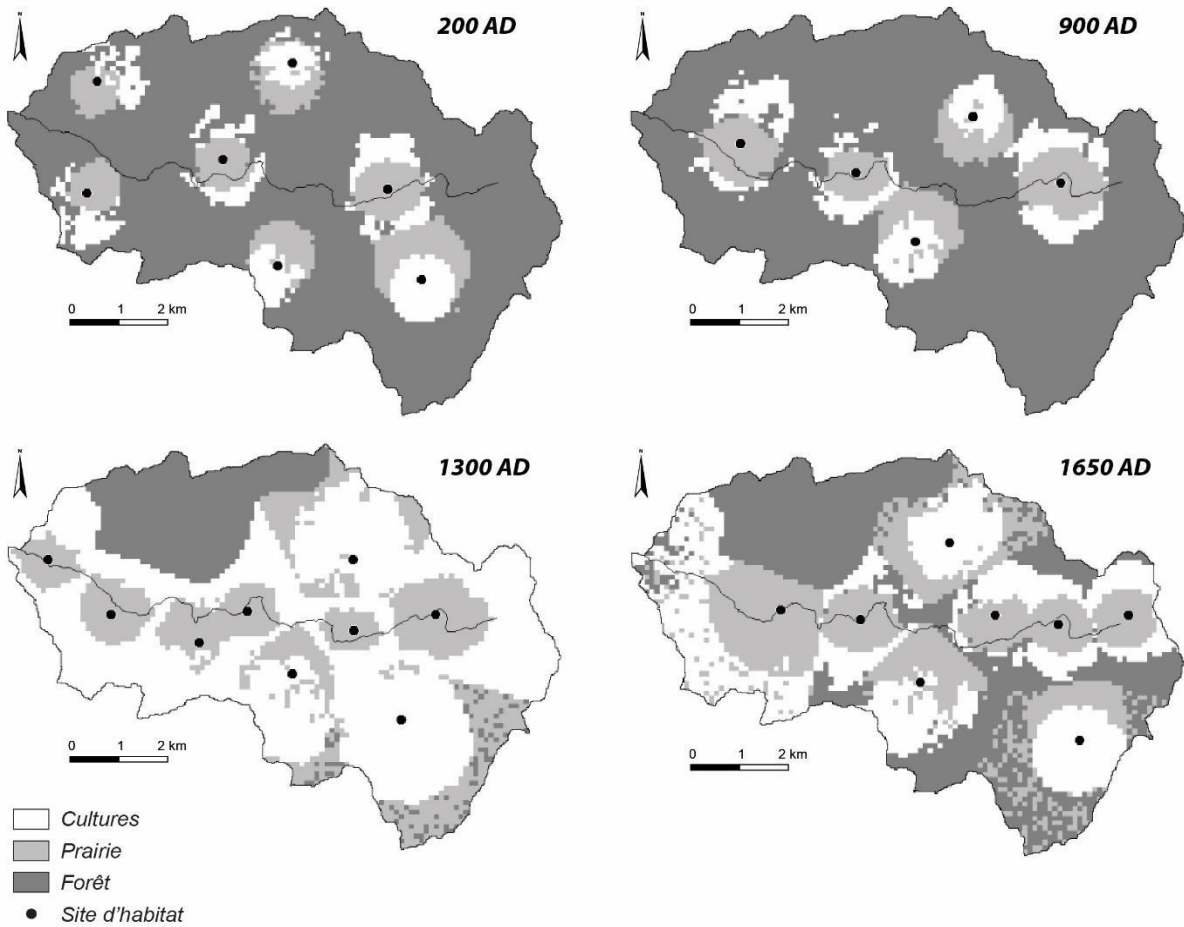


Figure 1.23 : Reconstruction des agencements paysagers du bassin versant de Nethen (Belgique) pour différentes périodes historiques (Peeters, 2007)

Cependant, le modèle d'évolution des paysages utilisé dans le cadre de ces études se fonde sur une approximation de la distribution spatiale des modes d'occupation du sol. Il ne fait donc pas intervenir le poids des techniques culturales en vigueur à chaque époque. Or, nous avons vu précédemment l'importance de ces dernières dans l'entrave ou, *a contrario*, dans l'exacerbation des transferts sédimentaires. En outre, elles révèlent parfois une action empirique des agriculteurs sur la connectivité sédimentaire. Une perspective de recherche nouvelle consiste donc à intégrer le rôle des techniques culturales dans la mesure de la connectivité et des transferts sédimentaires sur des échelles de temps plurimillénaires.

Conclusion

Les bassins versants agricoles sont des systèmes complexes, où les modalités de production et de transfert de sédiments peuvent être exacerbées aussi bien en contexte d'emprise que de déprise agraire. Une approche qualitative des paysages cultivés, prenant en compte les types de modes d'occupation du sol, leur agencement (géométrie, topologie), semble prometteuse pour comprendre les dynamiques érosives de ces systèmes complexes. Il apparaît donc indispensable d'intégrer les éléments de la structure paysagère dans les raisonnements, en raison de leur capacité à agir sur la connectivité sédimentaire des bassins versants agricoles. Alors que ce constat a stimulé les études sur la période contemporaine, nous proposons de quantifier l'impact de la structure paysagère sur la connectivité sédimentaire à différentes échelles de temps. Encore peu développée, cette approche permet d'interpréter plus finement, voire de réinterpréter les signaux érosifs. Elle soulève d'emblée des questionnements d'ordre méthodologique et d'ordre fondamental :

- Comment reconstituer l'évolution conjointe de la structure paysagère et de la connectivité sédimentaire sur le temps long ?
- La variation des transferts sédimentaires est-elle synchrone avec l'histoire de l'anthropisation ?

Pour mener à bien cette réflexion, il est apparu souhaitable de travailler dans un contexte caractérisé *(i)* par une forte interaction entre la structure paysagère et les processus érosifs, *(ii)* par des pertes en sol importantes et *(iii)* par une relative stabilité de l'emprise agricole au cours du temps. Notre choix s'est porté sur le contexte viticole et, plus précisément, sur le vignoble bourguignon de Mercurey qui répond à ces critères.

Chapitre 2

Mercrey, un territoire à dominante viticole structurellement sensible aux pertes en sol

<i>2.1 Le sol, une ressource au cœur du système viticole de Mercrey.....</i>	<i>p68</i>
<i>2.2 La susceptibilité actuelle à l'érosion du bassin versant du Giroux.....</i>	<i>p84</i>
<i>2.3 Une construction paysagère sur le temps long.....</i>	<i>p105</i>

Introduction

Pour comprendre le rôle de la structure paysagère sur les modalités des transferts sédimentaires, il est nécessaire de travailler au sein d'un secteur où les pertes en sol sont suffisamment fortes pour engendrer des stratégies anthropiques visant à modifier l'agencement de la cascade sédimentaire, et donc son aptitude à transférer les sédiments vers l'aval. De plus, nous avons précédemment insisté sur la nécessité de comparer des stades d'évolution marqués par des techniques culturales et des mosaïques paysagères différentes. Nous avons donc tenu à sélectionner un secteur caractérisé par une stabilité de la vocation agricole, afin de faciliter la comparaison dans le temps.

Le vignoble de Mercurey, situé sur la Côte de Bourgogne, répond à ces exigences. Confronté de façon structurelle aux pertes en sol et aux crues turbides, il constitue un des exemples français les plus aboutis en matière de gestion de l'hydraulique de versant (Fressard *et al.*, 2017). Par ailleurs, la vigne est une culture pérenne dans le temps, installée sur des territoires souvent considérés empiriquement comme les meilleurs pour l'obtention d'un produit de choix (Legouy, 2014). Si les aires géographiques de la vigne suggèrent une certaine stabilité temporelle, les vignobles ont en revanche subi de profonds changements sur le plan des techniques culturales et des modalités d'organisation du paysage (Roudié, 1978). Ce constat se vérifie sur la Côte de Bourgogne depuis l'essor de la culture de la vigne aux premiers siècles de notre ère (Garcia *et al.*, 2010). Une longue tradition dans la gestion de la ressource en sol y est également documentée (Haasé, 1977 ; Garcia *et al.*, 2017a ; Harfouche, 2017).

Nous présentons tout d'abord les enjeux contemporains liés à la ressource en sol au sein du vignoble de Mercurey, en insistant sur les éléments de la structure paysagère qui agissent sur la connectivité sédimentaire. Nous détaillons ensuite les facteurs responsables de la production sédimentaire du bassin versant du Giroux, impluvium sur lequel est adossé le vignoble de Mercurey et qui constitue le cadre spatial d'analyse de ce travail. Pour terminer, nous synthétisons les connaissances acquises jusqu'alors sur les dynamiques socio-environnementales de ce bassin versant et de ses environs depuis le Néolithique, afin de poser les premiers jalons de l'histoire de sa mise en culture.

2.1. Le sol, une ressource au cœur du système viticole de Mercurey

À l'instar des moines cisterciens qui auraient goûté la terre pour délimiter leurs clos viticoles sur la Côte de Bourgogne au Moyen Âge (Garcia *et al.*, 2018), le sol est reconnu comme une ressource centrale à Mercurey, tant il est lié à la qualité de la production viticole. Sa préservation est devenue un enjeu primordial pour les viticulteurs locaux en raison de sa forte vulnérabilité à l'érosion. Les pentes fortes, l'orientation des rangs de culture dans le sens de la pente, les inter-rangs non végétalisés, la faible teneur des sols en matière organique, combinés aux nombreux labours superficiels constituent des conditions largement favorables à l'exportation de sédiments des parcelles viticoles vers l'exutoire du bassin versant du Giroux (Fressard *et al.*, 2017).

2.1.1 Un support de la production viticole

La viticulture, et donc la production viticole, sont souvent considérées comme dépendantes du sol qui constitue le support de plantation des cepes de vigne et confère aux vins une grande partie de leur typicité. Les paragraphes suivants s'attachent à montrer, qu'au cours de la période contemporaine, les viticulteurs du vignoble de Mercurey ont sollicité cette ressource selon des degrés d'intensité divers.

2.1.1.1 Une tripartition paysagère actuelle à dominante viticole

Le vignoble de Mercurey est adossé à un bassin versant de 14 km² drainé par le cours d'eau du Giroux et dont 31 % de sa superficie est couverte par la culture de la vigne (Figure 2.1, D-E). La viticulture est localisée principalement dans sa partie médiane caractérisée par une vallée étroite dont les deux versants sont encépagés, alors que sur le reste de la Côte de Bourgogne le versant exposé au nord, moins ensoleillé, est généralement laissé en bois (Luginbühl, 1984).

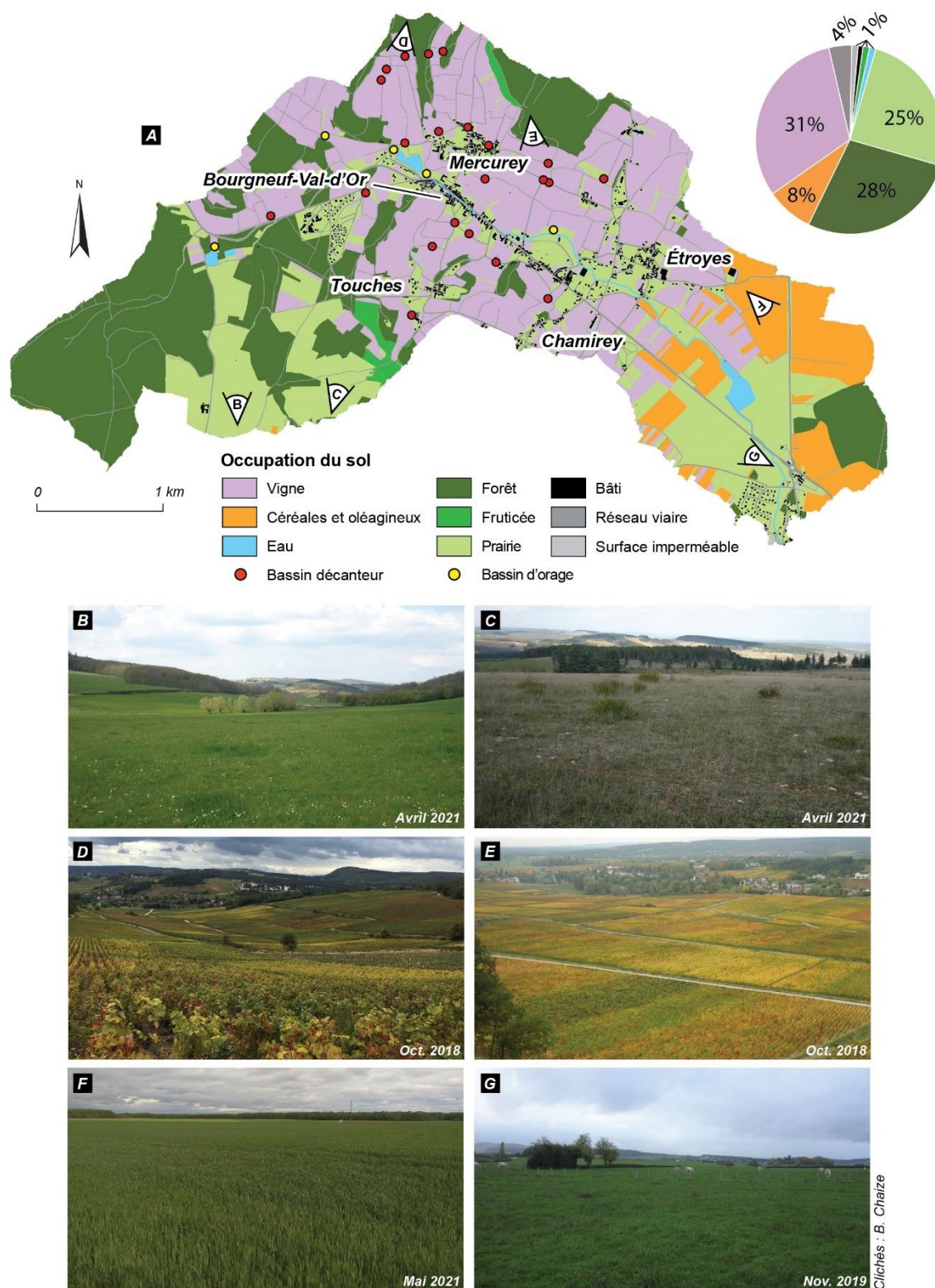


Figure 2.1 : Modes d'occupation du sol dans le bassin versant du Giroux. (A) Cartographie de l'occupation du sol du bassin versant du Giroux (orthophotographie digitalisée, IGN 2018). (B) Prairie permanente de fond de vallée encadrée par des versants enforestés ; (C) Pelouse calcicole sur plateau calcaire ; (D, E) Paysage de monoculture viticole ; (F) Paysage d'openfield ; (G) Prairie permanente pâturée

Essentiel au regard du caractère viticole du bassin versant du Giroux, le sol a d'autant plus de valeur que, contrairement aux autres grands vignobles français, comme

les vins de Bordeaux et de Champagne, les vins de Bourgogne « *se définissent essentiellement en fonction des sols* » (Rouvellac, 2013, p. 31). Ils sont en effet issus d'un seul cépage : le Pinot noir pour le vin rouge et le Chardonnay pour le vin blanc. Ce qui fait écrire à Chabin (1995, p. 45) que dans de nombreux vignobles d'élite « *les vins sont issus d'assemblage de différents cépages. Ici [en Bourgogne], c'est l'inverse [...]. En effet, les vins sont tous issus d'un seul cépage et c'est le terroir qui crée la différence dans la qualité du vin* ». Leneuf (1995, p. 21) va même plus loin dans ses recherches sur les terroirs viticoles bourguignons, appelés « climats », en déclarant que « *la typicité d'un vin sera liée au cépage et au terroir* ». La notion de terroir est ici constamment confondue avec celle de sol. Ces observations soulignent un antagonisme entre les vins de Bordeaux et Champagne d'une part et les vins de Bourgogne d'autre part, qui consiste à exacerber les pratiques vitivinicoles chez les premiers contre le poids des facteurs naturels, au premier rang desquels la qualité particulière des sols, chez les seconds (Pitte, 2005). Les sols viticoles bourguignons, avec leurs caractères supposés immuables, sont considérés alors comme un critère de qualité de premier ordre en Bourgogne en général et à Mercurey en particulier. Les apports exogènes de terre pour compenser les pertes en sol dans les parcelles viticoles sont à ce titre proscrits depuis la délimitation des appellations d'origine contrôlée (AOC) dans les années 1930, afin de ne pas dénaturer la qualité de la production viticole. Plus récemment, Garcia *et al.* (2018) sont venus nuancer cette perception des sols viticoles bourguignons en interrogeant leur naturalité et, au final, la pertinence de leur donner une telle importance.

Associées au paysage viticole, les surfaces des plateaux calcaires, impropres à la viticulture et longtemps restées à l'état de pelouses calcicoles buissonnantes, ont été valorisées dans les années 1950 par des plantations de pin laricio (*Pinus nigra* subsp. *laricio*) et pin noir (*Pinus nigra* subsp. *nigra*). Quant aux bas des versants viticoles au contact du cours d'eau, ils sont le plus généralement maintenus en herbe.

Bien que dominé par la viticulture dans sa partie médiane, le bassin versant du Giroux comporte également deux autres fenêtres paysagères clairement différenciées à ces extrémités. La partie amont est recouverte d'une forêt mixte composée de chêne pubescent (*Quercus pubescens*), châtaignier commun (*Castanea sativa*), robinier (*Robinia pseudoacacia*) et douglas (*Pseudotsuga menziesii*). La proportion de prairies demeure importante, notamment à proximité du fond de vallée ainsi que sur les plateaux calcaires où se développent des pelouses calcicoles sèches, aujourd'hui protégées dans le cadre du réseau européen Natura 2000 (Figure 2.1, B et C). Ces zones enherbées sont régulièrement

dévolues à des activités de pâturage. À l’opposé, dans le tiers aval du bassin versant, un paysage entièrement ouvert se dessine, voué principalement à l’élevage ainsi qu’aux cultures céréalières (blé, maïs, orge) et oléagineuses (colza, tournesol) (Figure 2.1, F et G). Ces dernières se singularisent par de grandes parcelles agricoles mises en valeur de manière intensive, au même titre que celles cultivées en vigne.

Concernant l’espace urbain, même s’il tend actuellement à se diffuser sur l’ensemble du bassin versant du Giroux, il est longtemps resté concentré au sein de sa partie médiane, en raison de la volonté des vigneronns de posséder des vignes le plus proche possible de leur habitation pour réduire au maximum leur temps de trajet (Magnien, 2002). En effet, les déplacements s’effectuaient autrefois essentiellement à pied et la vigne requiert des travaux d’entretien fréquents comparativement aux pâturages et à l’élevage associé. L’urbanisation s’est historiquement organisée autour de plusieurs pôles que sont le village-rue de Bourgneuf-Val-d’Or, structuré le long de l’ancienne voie romaine, ainsi que les hameaux de type village-tas de Mercurey, Chamirey, Étroyes et Touches, caractéristiques de la morphologie urbaine en contexte agricole (Tiffou, 2009).

2.1.1.2 Évolution récente de la relation sol-vigne

La sollicitation de la ressource en sol par les viticulteurs du vignoble de Mercurey a évolué en fonction de l’emprise surfacique de la vigne dans le paysage et des techniques culturales employées, appelées aussi mode de conduite de la vigne. Autant d’éléments qui sont bien documentés par les archives historiques depuis le XIX^e siècle et qui ont influencé la susceptibilité du vignoble à l’érosion.

Comptant aujourd’hui 434 hectares, la superficie du vignoble de Mercurey⁴ a connu plusieurs cycles de croissance et de décroissance. Stimulé par les pratiques d’autoconsommation et par les besoins manifestés dans l’arrière-pays industriel et minier du Creusot et de Montceau-les-Mines (Leneuf, 1995), le vignoble est réputé atteindre son extension maximale pendant les années 1870 où il atteint 840 hectares⁵ (Figure 2.2, A). Ce constat est partagé à l’échelle de la Côte de Bourgogne (Laurent, 1957 ; Legouy, 2006) et du vignoble français en général (Lachiver, 1988 ; Legouy, 2014). Les auteurs n’hésitent pas à parler d’âge d’or de la viticulture pour qualifier cette période où les travaux de la

⁴ Nous considérons dans cette section l’ensemble du vignoble de Mercurey qui dépasse les limites du bassin versant du Giroux (cf. Figure 1).

⁵ Les limites administratives actuelles de Mercurey englobent jusqu’en 1971 les territoires de Mercurey et Touches, date à laquelle les deux communes sont fusionnées.

vigne sont encore manuels, tandis que la conduite du vignoble se caractérise par quatre paramètres principaux qui participent à réduire la susceptibilité à l'érosion des parcelles viticoles : (i) enherbement des rangs et des inter-rangs (Roudié, 1978), (ii) mise en jachère pendant cinq ans après l'arrachage des vieux ceps (Magnien, 2002), (iii) provignage⁶ qui participe à rompre l'ordonnancement régulier des rangs de vigne qui devient à court terme désordonné et correspond à une plantation dite « en foule » (Bidet, 1759, *in* Garcia *et al.*, 2010), (iv) mise en culture des trois quarts de la superficie des parcelles, le quart restant étant mis en défens sous la forme d'une teppe⁷ (Larue, 1902 *in* Haasé, 1977 ; Bazin, 1992b).

Cette phase d'expansion viticole s'interrompt avec la crise du phylloxéra qui, à partir de 1865 en France, a entraîné le déclin brutal de la viticulture (Legouy, 2014). Causée par l'importation de plants américains par des vignerons du sud de la France désireux d'accroître leurs rendements (Dion, 1970), cette maladie de la vigne est décelée à Mercurey à la fin de la décennie 1870 d'après les sources archivistiques. Elle se traduit par un effondrement du système viticole local, à tel point que seuls 128 hectares de vigne sont recensés en 1893 (Figure 2.2, B).

Commune de <i>Mercurey</i>		Commune de <i>Touches</i>	
ENQUÊTE		ENQUÊTE	
SUR LA SITUATION DU VIGNOBLE		SUR LA SITUATION DU VIGNOBLE	
<p>Prière à Monsieur le Maire de vouloir bien remplir, de concert avec le Conseil municipal, le Questionnaire ci après et le renvoyer à la Préfecture ou à la Sous-Préfecture avant le 20 septembre.</p>		<p>Prière à Monsieur le Maire de vouloir bien remplir, de concert avec le Conseil municipal, le Questionnaire ci après et le renvoyer à la Préfecture ou à la Sous-Préfecture avant le 20 septembre.</p>	
QUESTIONS	RÉPONSES	QUESTIONS	RÉPONSES
<p>A</p> <p>1. Combien existait-il d'hectares de vignes dans la commune avant l'invasion du phylloxéra.....</p>	<i>300 hectares</i>	<p>1. Combien existait-il d'hectares de vignes dans la commune avant l'invasion du phylloxéra.....</p>	<i>540 hectares</i>
<p>2. Quelle est l'étendue des vignes indigènes actuellement attaquées par le phylloxéra, mais résistant encore.....</p>	<i>10 hectares</i>	<p>2. Quelle est l'étendue des vignes indigènes actuellement attaquées par le phylloxéra, mais résistant encore.....</p>	<i>8 hectares</i>
<p>B</p> <p>Quelle est l'étendue des vignes détruites depuis l'invasion du phylloxéra, mais non reconstituées.....</p>	<i>230 hectares</i>	<p>3. Quelle est l'étendue des vignes détruites depuis l'invasion du phylloxéra, mais non reconstituées.....</p>	<i>116 hectares</i>

Figure 2.2 : Enquête préfectorale sur la situation du vignoble de Mercurey en 1893 adressée aux maires des communes de Mercurey et de Touches (source : Archives départementales de Saône-et-Loire). (A) Superficie viticole pré-phylloxéra ; (B) Superficie viticole détruite par le phylloxéra

Noter que le phylloxéra a détruit 80 % du vignoble entre 1876/ 1877, année de son apparition à Mercurey d'après les fonds d'archives, et 1893.

⁶ Aussi appelée marcottage, cette technique de reproduction de la vigne consiste à enterrer un sarment encore solidaire du pied mère tout en laissant ressortir son extrémité. Il est ensuite séparé une fois qu'il a pris racine et donne ainsi un nouveau pied reproduisant les mêmes caractéristiques que le pied mère.

⁷ Une teppe peut être assimilée à une friche en ce sens qu'elle désigne un espace où la broussaille s'est progressivement développée en raison de l'absence de culture (Morineau, 1995 ; Baud, 2009).

Une fois cette crise phytosanitaire majeure résolue, le vignoble de Mercurey, à l'instar des autres terroirs viticoles français (Lachiver, 2002 ; Legouy, 2014), est reconstruit dès la fin du XIX^e siècle et surtout au début du XX^e siècle, si bien qu'il occupe une superficie de 550 hectares à l'aube de la Première Guerre mondiale d'après les matrices cadastrales. À cette période, le paysage viticole de Mercurey conserve une certaine hétérogénéité avec un assemblage complexe de parcelles de vigne et surfaces enherbées à buissonnantes sur les versants, renforcé par la présence de nombreux arbres fruitiers (Cossart *et al.*, 2021) (Figure 2.3, A). En provoquant le décès de nombreux viticulteurs, la Première Guerre mondiale initie le passage de l'ère de la vigne à bras à celle de la vigne à traction animale (Magnien, 2002 ; Legouy, 2014). Cette évolution implique le développement de la vigne en rangs entre lesquels passent désormais les chevaux (Roudié, 1978). Dans le même temps, les systèmes de jachère et de teppes sont abandonnés pour répondre à la volonté des viticulteurs locaux d'accentuer l'emprise viticole, augmentant alors probablement la susceptibilité du vignoble à l'érosion (Garcia *et al.*, 2013).

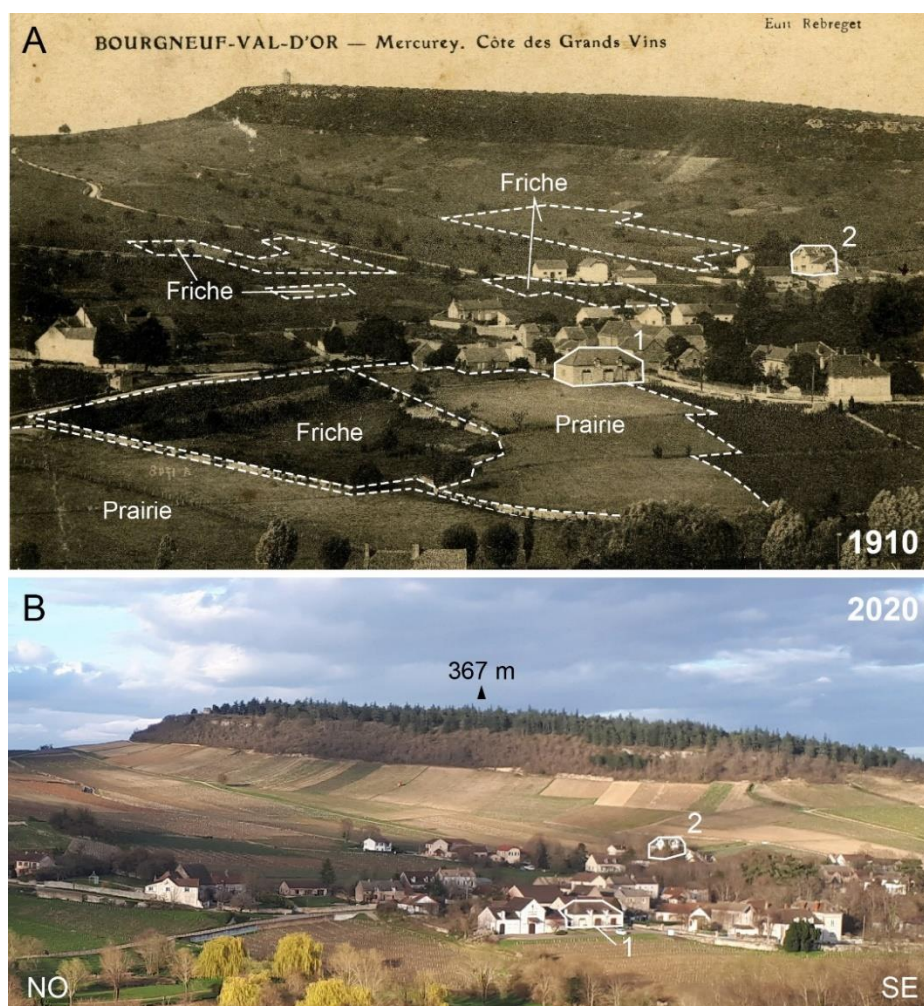


Figure 2.3 : Évolution de la mosaïque paysagère dans le sous-bassin versant viticole de Monthelon. (A) Carte postale historique (source : Archives départementales de Saône-et-Loire) ; (B) Paysage actuel (cliché : É. Cossart, mars 2020)

Noter la densité des arbres fruitiers et le patchwork paysager en 1910 qui contrastent avec le paysage de monoculture viticole actuel. Les deux maisons détournées, notées 1 et 2, servent de points d'ancrage afin de faciliter la comparaison diachronique.

Peu après, le mildiou (1926), les nombreux aléas climatiques locaux (grêle en 1927 et 1928, gelée en 1930 et 1932) (Fressard *et al.*, 2017), combinés aux effets conjoncturels globaux tels que la perte de débouchés commerciaux en lien avec la mise en place de régimes prohibitionnistes interdisant toute circulation d'alcool (de 1920 à 1935 aux États-Unis, notamment), la crise économique des années 1930 et la Seconde Guerre mondiale (Magnien, 2002 ; Legouy, 2014), favorisent une nouvelle phase de décrue qui porte la superficie du vignoble à 310 hectares en 1945 (Grivot, 1954).

Dans les décennies suivantes, la révolution viticole marquée, entre autres, par des exportations croissantes et un renforcement des vignobles d'élites (Bourgogne, Bordeaux, Champagne) (Lachiver, 1988 ; Legouy, 2014), a stimulé une augmentation continue de la surface du vignoble jusqu'au début des années 1980, où 385 hectares sont cultivés en vigne

(Cossart *et al.*, 2021). Cette évolution dans l'occupation des sols s'est traduite par l'installation de la vigne sur les plus fortes pentes, mais aussi en fond de vallée où les pâtures et la céréaliculture jouaient jusqu'alors un rôle de zone tampon entre les parcelles de vignes, situées sur les versants et soumises au ruissellement érosif, et les zones habitées, localisées en fond de vallée (Fressard *et al.*, 2017). À l'inverse, à l'amont du bassin versant du Giroux, où les terrains sont considérés de qualité moyenne (sols épais, exposition au nord) par rapport à ceux situés à proximité des zones habitées, de nombreuses parcelles autrefois plantées en vigne ont été converties en forêt ou en prairie (Cossart *et al.*, 2021).

En outre, de nouvelles techniques culturales sont apparues, comme l'utilisation d'engrais pour accroître les rendements, ou encore le recours à la mécanisation des travaux de la vigne (Cerveau, 2000 ; Brenot, 2007 ; Chevigny, 2014). Introduits dès les années 1960, les engins viticoles ont remplacé systématiquement le cheval au début de la décennie 1970. L'apparition de la mécanisation a supposé une reconfiguration du paysage viticole afin de faciliter le passage répété des engins viticoles : démantèlement des murets de pierres sèches et des « meurgers »⁸, suppression des arbres fruitiers au milieu des ceps et orientation systématique des rangs de vigne dans le sens de la pente (Luginbühl, 1984 ; Brenot, 2007) (Figure 2.3, B). Or, certains de ces aménagements visaient à piéger les particules de sol mobilisées par le ruissellement érosif (Quiquerez *et al.*, 2018 ; Chaize *et al.*, 2021a, 2021b). Parallèlement à la mécanisation du vignoble, la vigne désherbée est instaurée comme modèle de vigne productive (Cerveau, 2000). Le désherbage chimique ou manuel des sols est à ce titre largement répandu pour limiter la concurrence exercée par les plantes adventices sur la vigne pendant la saison végétative pour l'absorption de l'eau et des éléments nutritifs (azote, potassium, fertilisants, etc.), exposant davantage le sol à l'érosivité des pluies à cause de la suppression du couvert végétal protecteur, ainsi que de la diminution de la teneur en matière organique du sol et *in fine* de sa stabilité structurale (Le Bissonnais & Le Souder, 1995 ; Le Bissonnais *et al.*, 2002).

Dans ce contexte d'une vulnérabilité accrue des sols à l'érosion, ce ne sont plus les aléas climatiques ou les maladies phytosanitaires qui sont consignés dans les archives communales de Mercurey, mais les crues turbides qui affectent désormais le village.

⁸ Dans le langage vernaculaire bourguignon, nom donné aux amas de pierres édifés sur les limites parcellaires lors des éperrages successifs d'une parcelle viticole pour bonifier le sol.

2.1.2 Les enjeux contemporains liés à l'érosion des sols à Mercurey

Le vignoble de Mercurey est confronté à des crises érosives, notamment depuis le XX^e siècle, attribuées à la combinaison de facteurs climatiques (orages violents) et anthropiques (évolution des techniques culturales). Des taux d'érosion significatifs, de l'ordre de 0,5 à 3 mm/an, sont mesurés dans les parcelles viticoles (Fressard *et al.*, 2022). Ces dernières sont affectées par une érosion en nappe diffuse, mais sont aussi particulièrement sensibles aux épisodes orageux intenses induisant parfois une érosion concentrée sous la forme de crue turbide d'après la terminologie employée dans plusieurs travaux pour qualifier ce processus (Delahaye, 2003 ; Douvinet & Delahaye, 2010). Au-delà de l'impact direct sur la perte en sol, ces événements sporadiques provoquent également, par la diffusion vers l'aval des crues turbides, des dommages importants sur le bâti et les autres infrastructures humaines. Parmi les réponses apportées, une solution consiste à piéger le ruissellement érosif en bas des versants viticoles, puis à remonter mécaniquement les sédiments dans les parcelles en déficit (Figure 2.4).

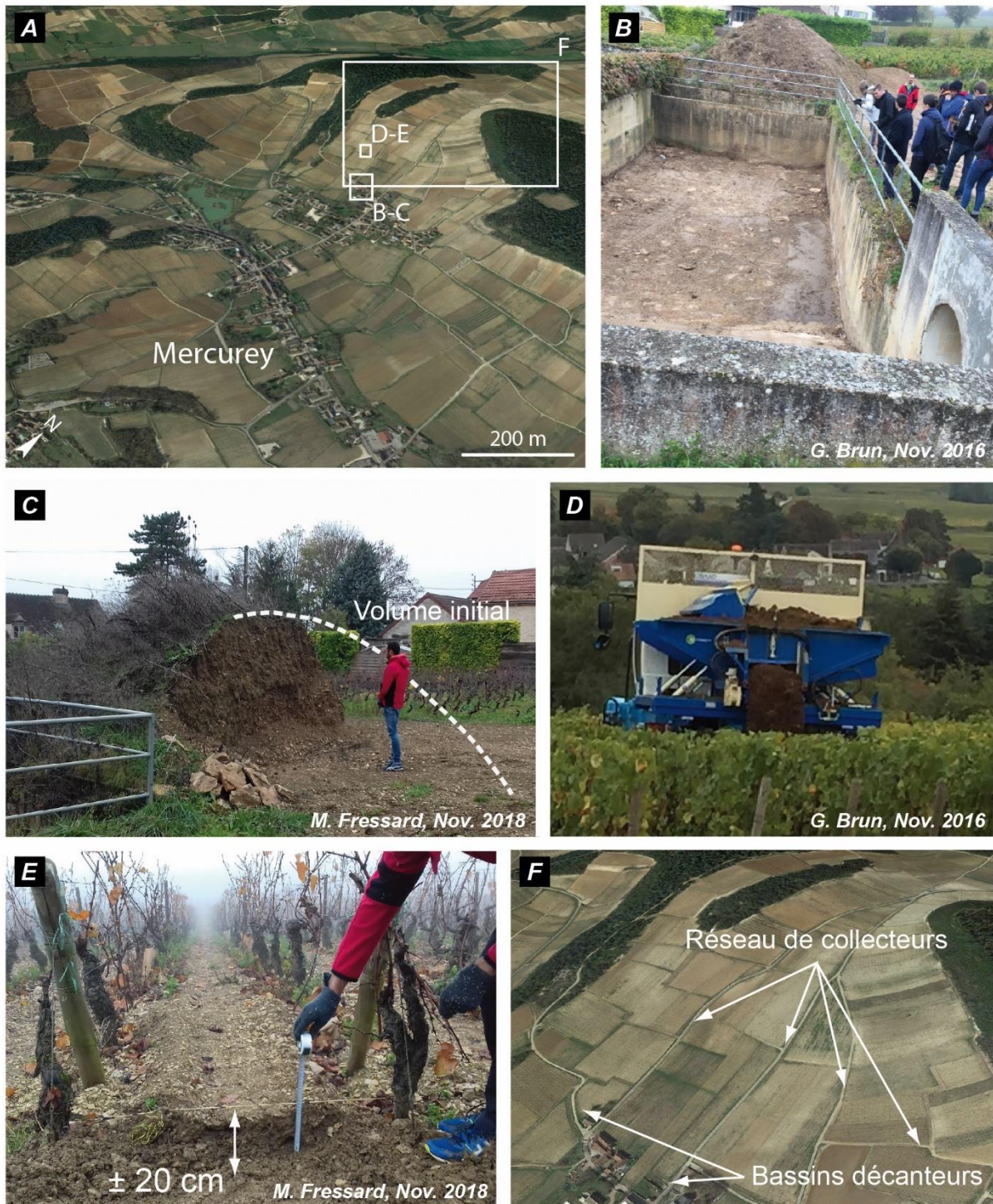


Figure 2.4 : Vue d'ensemble du bassin versant du Giroux, des principales infrastructures et techniques de gestion du ruissellement érosif. (A) Vue aérienne oblique du bassin versant du Giroux (Google Earth) ; (B) Bassin décanteur récemment curé ; (C) Volume de terre curé mis à la disposition des viticulteurs ; (D) Tracteur enjambeur en cours de relevage de terre sur une parcelle de vigne ; (E) Terre épandue dans une parcelle de vigne soumise à l'érosion ; (F) Vue aérienne du sous-bassin versant de Monthelon équipé d'un réseau d'infrastructures hydrauliques (Google Earth)

2.1.2.1 Un vignoble soumis à des crises érosives

À partir d'articles de presse, d'arrêtés de catastrophe naturelle (CATNAT) et de sources archivistiques (déclarations de sinistre, témoignages, etc.), Garcia *et al.* (2013) inventorient onze événements de ruissellement érosif intense à Mercurey sur la période comprise entre 1875 et 2012, dont sept avant 1928 avec une concentration dans les années 1920 (Tableau 2.1). Après une période d'accalmie jusqu'en 1976, cinq événements sont recensés par la suite, auxquels il convient d'ajouter ceux exceptionnels de novembre 2014, mai et juin 2016, situés au-delà du cadre chronologique de l'étude.

Date	Intensité
11 juin 1878	III
11 juillet 1910	V
14 août 1922	IV
03 juin 1923	II
08 août 1924	III
12 juillet 1927	II
06 juin 1928	III
09 août 1976	III
10 août 1981	V
28 août 1983	IV
16 juin 1988	III
01 juillet 2000	I
04 novembre 2014	IV
14 mai 2016	III
25 juin 2016	IV



Tableau 2.1 : Recensement des événements de ruissellement érosif notables à Mercurey depuis la fin du XIX^e siècle (données : Garcia *et al.*, 2013)

L'échelle d'intensité des événements de ruissellement est établie à partir de l'ampleur des dégâts agricoles, matériels et humains occasionnés, de la granulométrie des sédiments transportés par les eaux de ruissellement et des moyens engagés pour les secours (pompiers locaux et/ou d'autres casernes, population, militaires). Le degré I correspond à l'intensité la plus faible, alors que le degré V indique l'intensité la plus élevée. Noter la récurrence des événements lors de l'été météorologique (juin, juillet, août). Les deux photographies illustrent quelques dégâts (inondation du centre-ville, soulèvement de la chaussée) survenus lors d'événements de ruissellement érosif dont l'intensité élevée permet de les qualifier de crue turbide.

Malgré la récurrence des événements au début du XIX^e siècle, favorisant pour certains la genèse de crues turbides (1910, 1922), il faut attendre l'événement de 1981

pour qu'une prise de conscience collective émerge (Figure 2.5). La crue turbide du 10 août 1981 est bien un événement de référence par le niveau des précipitations (119,5 mm d'eau en 24 heures, soit l'équivalent d'un mois de pluie), mais aussi par le montant total des dégâts (routes détruites, une quarantaine de maisons inondées, le produit de récoltes antérieures perdu, un tiers du vignoble sinistré, etc.). Dans certains secteurs, plus de 50 % des parcelles ont été dévastées par un intense ruissellement érosif à l'approche des vendanges, mettant les exploitants dans un état d'urgence organisationnelle. Cet événement survenu en 1981, suivi d'un autre en 1983, a ainsi profondément marqué la conscience collective. L'intensification de la mécanisation, l'extension des parcelles viticoles, l'homogénéisation du paysage au profit de la monoculture de la vigne (suppression des réseaux de linéaires et des zones tampons, orientation systématique des rangs dans le sens de la pente) sont alors directement identifiées comme responsables de ce sinistre.



Figure 2.5 : Coupures de presse du Courrier de Saône-et-Loire relatives à l'épisode orageux du 10 août 1981. (A) Article daté du 12 août 1981, « L'orage est passé mais le bilan sera lourd » ; (B) Extrait d'un article daté du 21 août 1981, « La terre fout le camp ! Le syndicat viticole envisage la création d'une association foncière pour la protection des sols » ; (C) Extrait d'un article daté du 11 août 1981, « Orage d'une violence inouïe à Mercurey »

Face à ce constat, une étude sur « le ruissellement et l'érosion des sols dans le vignoble de Saône-et-Loire » est engagée en 1988 par la Chambre d'agriculture de Saône-

et-Loire et la Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt (DDAF) (Garcia *et al.*, 2013). Localement, les propriétaires de l'appellation Mercurey sont plus réactifs et se regroupent dès 1983 au sein d'une association foncière ayant pour but de coordonner les actions visant à préserver la ressource en sol de l'érosion, et de limiter de façon corollaire le risque de crue turbide au niveau du village.

2.1.2.2 Les stratégies de gestion du ruissellement érosif

L'association foncière, financée et gérée par le collectif de viticulteurs, a d'abord mis en place une politique de réaménagement des versants viticoles. Cette politique, instaurée dès 1983, avait pour but de simplifier le parcellaire, fragmenté jusqu'alors par le jeu des multiples héritages et autres histoires locales (Figure 2.6), en s'inspirant du remembrement opéré une décennie plus tôt sur la commune de Château-Chalon dans le vignoble jurassien (Prost & Vandenbroucke, 1981). Profitant de cette recomposition du maillage parcellaire, l'association foncière a ensuite élaboré entre 1985 et 1995, en liaison avec le CEMAGREF⁹ de Lyon (actuellement INRAE¹⁰), un réseau d'infrastructures hydrauliques visant à collecter les eaux de ruissellement et les sédiments arrachés aux parcelles (CEMAGREF, 1985). L'objectif est double : (i) écrêter les flux hydro-sédimentaires avant qu'ils n'atteignent le village et, (ii) disposer d'un système géomorphologique en circuit aussi fermé que possible.



Figure 2.6 : Remembrement du sous-bassin versant viticole des Vaux dans les années 1980 (source : Association foncière de Mercurey)

⁹ Centre d'étude du machinisme agricole et du génie rural des eaux et forêts

¹⁰ Institut national de la recherche pour l'agriculture, l'alimentation et l'environnement

Les infrastructures mises en place peuvent être divisées en quatre types (Figure 2.7). Tout d'abord, un réseau de linéaires transversaux visant à casser la connectivité hydro-sédimentaires amont/aval qui pourraient potentiellement s'organiser le long des versants. Les ruptures sont assurées par de larges chemins d'exploitation, totalement ou partiellement enherbés, caractérisés par une légère contre-pente.

Une première gamme de chemins encadre le pied des corniches calcaires en haut de versant, au niveau de la lisière forestière (Figure 2.7, D). Elle limite ainsi les flux pénétrant à l'amont des parcelles les plus abruptes. En dépit du rôle tampon de la forêt, il apparaît en effet que les corniches calcaires sont régulièrement entaillées par des voies d'écoulement préférentielles. Ces chemins permettent de capter les flux provenant de la surface des plateaux, qui sont ensuite réorientés vers des collecteurs longitudinaux par connexion avec des chemins orientés dans le sens de la pente.

La seconde gamme comprend, à mi-versant, des chemins orientés perpendiculairement à la ligne de plus grande pente (Figure 2.7, E). Ils ont pour objectif de briser l'énergie cinétique des flux, réorienter le ruissellement produit sur les parcelles vers les collecteurs longitudinaux, et plus généralement de réduire la taille des parcelles et donc la distance d'expression des processus érosifs. Il est indiqué dans le cahier des charges de l'appellation que les parcelles viticoles ne peuvent excéder une longueur de 200 m.

Ce système est largement structuré autour d'un réseau de collecteurs longitudinaux, composé de fossés et de conduites souterraines alimentées par des bouches d'entrée en surface, qui convergent progressivement vers des chaussées en béton profilées en « V » (Figure 2.7, A). L'ensemble de ce dispositif a pour but de concentrer la majeure partie des flux hydro-sédimentaires vers des bassins décanteurs localisés à l'exutoire de sous-bassin versant viticole (Figure 2.7, B et C). Les viticulteurs locaux ont priorisé ceux où les enjeux liés à la ressource en sol sont particulièrement importants, que ce soit par le niveau des taux d'ablation dans les parcelles ou par leur valeur agronomique (proportion classée en premier cru, par exemple). Ces pièges à sédiments anthropiques provoquent le dépôt des particules de sol. Collectées au début de l'hiver par curage tous les un à trois ans, ces dernières sont ensuite mises à la disposition des viticulteurs pour colmater les cicatrices d'érosion dans les parcelles.



Figure 2.7 : Infrastructures hydrauliques pour la gestion des flux hydro-sédimentaires au sein du vignoble de Mercurey. (A) Connexion directe entre une conduite souterraine et une chaussée en béton incurvée en « V » ; (B) Bassin décanteur en sortie de sous-bassin versant viticole alimenté par une chaussée en béton incurvée en « V » ; (C) Décantation des eaux chargées en sédiments ; (D) Chemin d'exploitation transversal en haut de versant ; (E) Chemin d'exploitation transversal à mi-versant ; (F) Bassin d'orage (premier plan) et retenue artificielle du Pont Latin (arrière-plan) séparés par une digue de surverse.

Cinématique des écoulements de surface : 1. Ruissellement amené par une conduite souterraine ; 2. Direction du ruissellement dans le collecteur ; 3. Direction du ruissellement sur la parcelle viticole ; 4. Surplus éventuel collecté dans une conduite souterraine débouchant dans la retenue artificielle du Pont Latin ; 5. Ruissellement le long de la corniche calcaire provenant de la surface du plateau ; 6. Réorientation du ruissellement vers les collecteurs longitudinaux (routes incurvées, fossés, conduites souterraines) via un chemin orienté dans le sens de la pente ; 7. Ruissellement entrant sur la parcelle viticole limité par l'enherbement et la légère contre-pente du chemin d'exploitation

En complément, des ouvrages de rétention des eaux pluviales ont été aménagés dans le fond de vallée. Lors des événements pluviométriques intenses, entre 50 000 et 100 000 m³ d'eau peuvent être mis en réserve dans cinq bassins d'orage et une retenue artificielle (Figure 2.7, F).

En dépit de ces efforts coûteux¹¹ de correction hydraulique, les événements hydrométéorologiques exceptionnels en novembre 2014, mai et juin 2016 ont rappelé que le risque de crue turbide est toujours prégnant, à tel point que la communauté d'agglomération du Grand Chalon, dont Mercurey est une commune membre, a engagé en 2016 sur son territoire une « *étude globale sur le ruissellement des eaux pluviales* » visant à identifier puis à financer des actions correctrices sur les aménagements existants. Par ailleurs, même si Fressard et Cossart (2018) ont estimé à l'échelle du sous-bassin versant viticole de Monthelon que 85 % des flux hydro-sédimentaires en sortie de parcelle sont collectés dans les bassins décanteurs, l'efficacité de ces infrastructures dans leur capacité à piéger les sédiments reste à préciser.

En conclusion, à l'instar des autres terroirs viticoles bourguignons, la préservation de la ressource en sol constitue un enjeu environnemental majeur pour le vignoble de Mercurey. Son érosion menace à terme la production viticole, d'autant que le cahier des charges de l'appellation interdit les apports sédimentaires exogènes aux parcelles. Elle favorise également la genèse de crues turbides menaçant le village, comme lors des événements emblématiques de 1981 et 1983. Aussi apparaît une forte interaction entre la structure paysagère contemporaine et les agencements des transferts sédimentaires depuis les zones sources jusqu'au cours d'eau, renforcée depuis les années 1980 par la mise en place d'infrastructures hydrauliques. Cela justifie l'intérêt porté à l'impact de la structure paysagère sur la connectivité sédimentaire. Après avoir montré comment, à partir de la structure paysagère, les viticulteurs locaux agissent sur le fonctionnement de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux, nous souhaitons désormais aborder les facteurs responsables de la production sédimentaire de cet impluvium.

¹¹ Environ trois millions d'euros et un prêt bancaire sur 30 ans pour l'association foncière de Mercurey.

2.2. La susceptibilité actuelle à l'érosion du bassin versant du Giroux

Dans cette deuxième partie, nous détaillons tout d'abord la topographie du bassin versant du Giroux ainsi que les formations géologiques qui la sous-tendent. La couverture pédologique est ensuite évoquée avec une attention particulière accordée aux sols viticoles. Nous terminerons par une présentation du climat pour cerner les caractéristiques pluviométriques locales responsables d'une érosion en nappe diffuse aboutissant parfois à une érosion concentrée puis, dans les cas les plus extrêmes, à la formation de crues turbides. Les intensités pluviométriques sont mises en regard avec le calendrier des opérations d'entretien de la vigne et le cycle végétatif de cette plante, afin d'évaluer l'évolution intra-annuelle de la susceptibilité à l'érosion des sols viticoles. Déjà évoqués, nous ne reviendrons pas sur les modes d'occupation du sol à dominante viticole que nous considérons comme particulièrement morphogènes. La viticulture est en effet souvent désignée comme l'un des systèmes agricoles engendrant les plus fortes pertes en sol (Kosmas *et al.*, 1997 ; Brenot, 2007 ; Cerdan *et al.*, 2010 ; García-Ruiz *et al.*, 2015 ; Rodrigo-Comino, 2018).

2.2.1 Influence du système de pentes

Au même titre que les modes d'occupation du sol (Benchetrit, 1954 ; Roose, 1985), la topographie constitue un facteur de premier ordre de la production sédimentaire. Son action gravitaire confère au ruissellement son énergie érosive. En conséquence, les pertes en matériaux terrigènes croissent de manière exponentielle avec l'augmentation de l'inclinaison et de la longueur de la pente (Wischmeier & Smith, 1978 ; Collinet & Valentin, 1979 ; Hudson, 1995 ; Roose, 1999). Sur la base de ces éléments, nous décrivons les contrastes topographiques du bassin du Giroux sur lequel est adossé le vignoble de Mercurey, avant d'expliquer le rôle des facteurs géologiques dans la mise en place des principales formes du relief.

2.2.1.1 Un bassin versant à la topographie contrastée

Situé sur la Côte de Bourgogne, une étroite bande de quelques kilomètres de largeur qui s'étire sur plus d'une centaine de kilomètres du nord au sud entre les villes de Dijon et de Mâcon, le vignoble de Mercurey présente un cadre topographique atypique en comparaison avec la plupart des autres terroirs viticoles bourguignons. En effet, ces

derniers sont adossés à un système morfo-structural simple : un escarpement de ligne de faille exhumé par l'effondrement de la plaine de Bresse au cours de l'Oligocène (Rat, 1974), et qui présente un binôme de roches oxfordiennes composé de calcaires résistants alternant avec des marnes à marno-calcaires moins résistants (Fleury & Gélard, 1983) (Figure 2.8). Ces roches sédimentaires sont disposées sous la forme de plusieurs compartiments faillés et basculés en direction de l'est. L'ensemble de la Côte de Bourgogne présente ainsi un système de pentes convexo-concaves dessinant un talus relativement rectiligne d'orientation NNE-SSO, constituant l'assise des terroirs viticoles bourguignons. Il correspond également à une discontinuité topographique entre le horst morvandiau cristallin à l'ouest et le graben bressan à l'est caractérisé par une accumulation de dépôts alluviaux tertiaires et quaternaires (Clair & Puisségur, 1976 ; Petit, 1993). L'évolution de ce relief au cours du Pléistocène a conduit à la mise en place de sols bruns à colluvions grossières sur les versants (Mériaux *et al.*, 1981). Les colluvions proviennent du démantèlement des affleurements calcaires jurassiques dans les hauts de versant par l'action passée de la cryoclastie, puis de leur prise en charge par des dynamiques de solifluxion (Rat, 1953 ; Chaline, 1976 ; Leneuf & Puisségur, 1976). Elles sont insérées dans une matrice formée à partir des apports en limons des plateaux et en argiles de décalcification (Chaline, 1976 ; Leneuf & Puisségur, 1976).

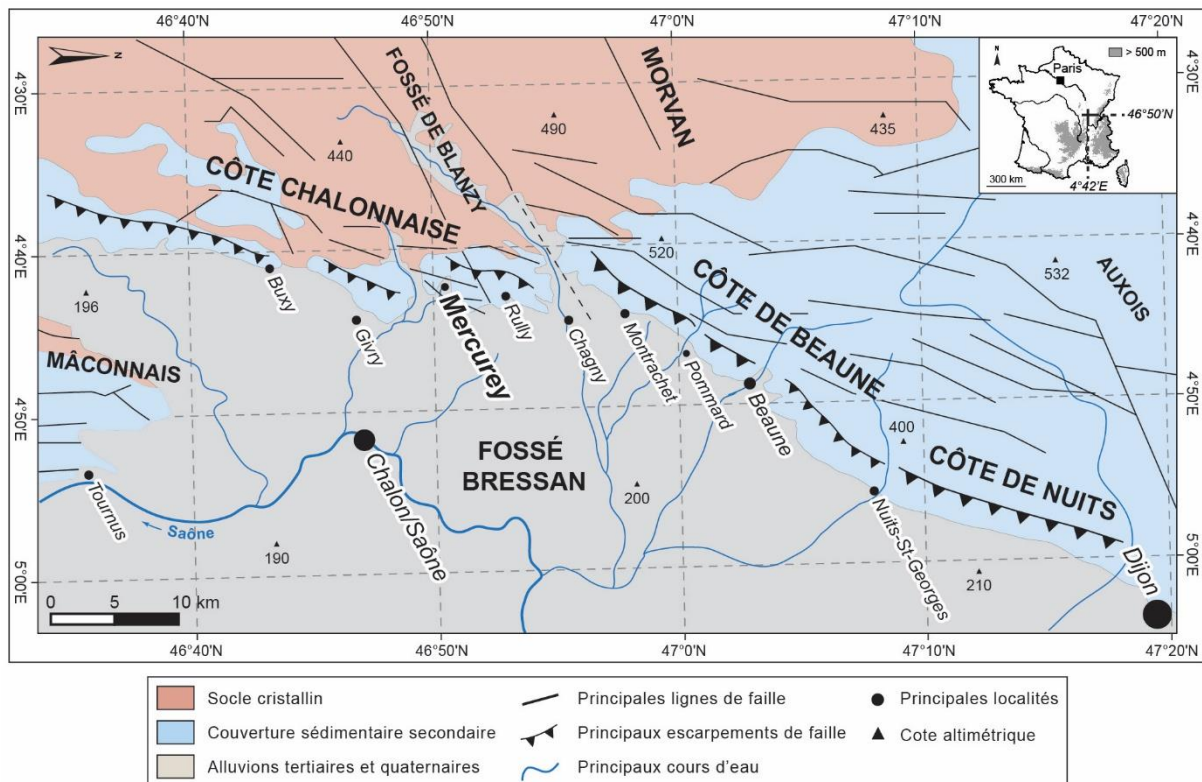


Figure 2.8 : Croquis morfo-structural de la Côte de Bourgogne (données : carte géologique de la France au 1/1 000 000^{ème} du BRGM)

Le vignoble de Mercurey, quant à lui, s'inscrit dans un bassin versant qui incise perpendiculairement le relief de la Côte de Bourgogne (Figure 2.9). Cet impluvium est découpé par un réseau de failles complexe à l'origine d'un ensemble de blocs basculés, dont le toit tend à s'abaisser vers l'est avec des pentages moyens compris entre 15 et 20 ° (Fleury & Gélard, 1983).

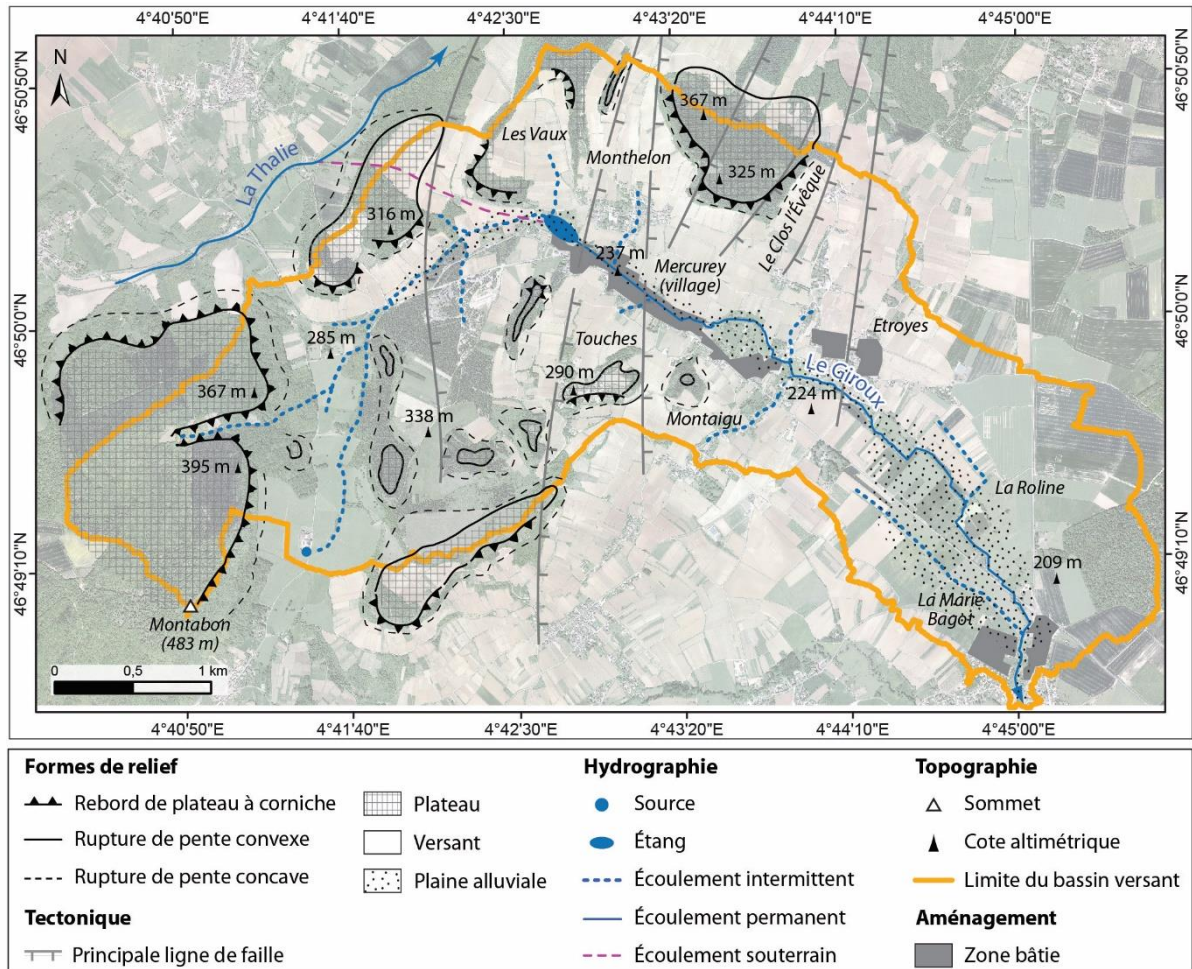


Figure 2.9 : Croquis géomorphologique du bassin versant du Giroux (orthophotographie en arrière-plan, IGN 2018)

Guidée par ces lignes de faiblesse, l'érosion a pu dégager une vallée de huit kilomètres de long, drainée actuellement par le Giroux. Ce cours d'eau prend sa source au pied de la colline du Montabon, qui constitue le point dominant de son bassin versant avec une altitude de 483 m, et conflue avec l'Orbize au niveau de la commune de Mellecey. Une résurgence du réseau karstique, située à l'extrémité nord de l'étang du Pont Latin, alimente également le Giroux. Ce dernier est assimilé à un cours d'eau d'ordre 1 dont le tracé peut être divisé en deux sections dont l'étang du Pont Latin constitue la charnière : la section amont est activée seulement lors d'épisodes pluvieux spasmodiques car le substrat calcaire absorbe la totalité du débit en dehors des événements

hydrométéorologiques (Figure 2.10), tandis que la partie aval est constamment ennoyée et alimentée par les trop-pleins de l'étang du Pont Latin. Le bassin versant dessiné, de forme compacte (indice de Gravelius : 1,21), est lui-même subdivisé en huit principaux sous-bassins versants caractérisés par des petits vallons secs qui assurent une convergence des eaux vers le village de Mercurey lors des épisodes pluvieux.



Figure 2.10 : Mise en évidence du fonctionnement spasmodique du Giroux dans la partie amont du bassin versant. (A) Chenal asséché, (B) Mise en eau temporaire du chenal à la faveur d'un événement hydroclimatique de basse fréquence et de forte magnitude, (C) Talweg formé par un chemin d'exploitation agricole favorisant le rétablissement du continuum hydro-sédimentaire amont-aval lors d'un événement hydroclimatique de basse fréquence et de forte magnitude

La vallée drainée par le Giroux présente une topographie dissymétrique. Une opposition s'observe en effet entre ses deux tiers amont d'un côté et le tiers aval de l'autre. Les versants traduisent une certaine énergie du relief dans les deux tiers amont avec un dénivelé de l'ordre de 110 à 130 m, suivant un profil convexo-concave sur une longueur de 1 à 1,5 km. Les gradients de pente atteignent régulièrement 25 ° à 45 ° dans les hauts de versant armés dans les corniches calcaires et s'abaissent progressivement à 3 ° à proximité du talweg. À l'inverse, la puissance des versants dans le tiers aval diminue nettement, si bien que le talweg est dominé au maximum de 40 m et les gradients de pente dépassent rarement 5 °.

Des contrastes de pente se distinguent également au niveau des principaux modes d'occupation du sol (Figure 2.11). Disposées à proximité de l'exutoire du bassin versant, les zones de grandes cultures (céréales, oléagineux) sont concentrées sur des espaces à la topographie relativement plane (Figure 2.11, D), à tel point que 78 % des zones de grandes cultures se situent sur des pentes égales ou inférieures à 2 °. Cette situation s'oppose largement à celle de la vigne, présente sur des espaces parmi les plus escarpés du bassin versant (Figure 2.11, E). Près de 30 % des surfaces viticoles du bassin versant sont situées sur des pentes excédant les 10 °, alors qu'à l'échelle du bassin versant, seulement 17 % des pentes dépassent ce seuil (Figure 2.11, A). La vigne apparaît comme le principal mode d'occupation du sol sur les forts gradients de pente. Seules les zones enforestées s'en approchent : 12 % de leur surface se trouvent sur des pentes de plus de 10 ° (Figure 2.11, B).

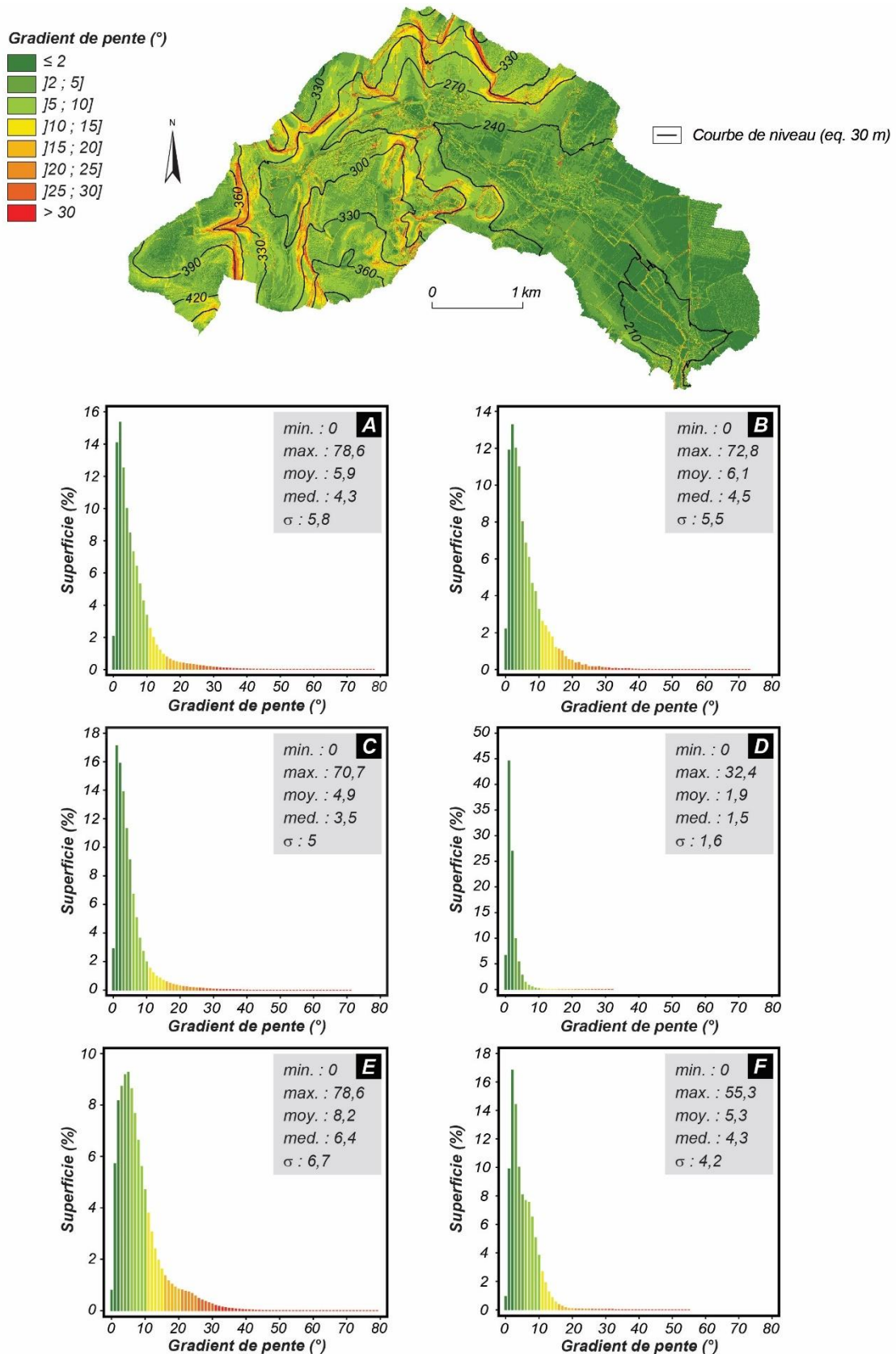


Figure 2.11 : Carte des pentes du bassin versant du Giroux et histogrammes de distribution des valeurs associées pour les cinq modes d'occupation du sol dominants (données : MNT LiDAR 2015 de la DREAL Bourgogne-Franche-Comté). (A) Bassin versant du Giroux ; (B) Forêt ; (C) Prairie ; (D) Grandes cultures ; (E) Vigne ; (F) Bâti

Noter que le ruissellement se produit à partir d'un gradient de pente supérieur à 2° (McCool et al., 1987 ; McIsaac et al., 1987 ; Fox & Bryan, 1999).

En définitive, le bassin du Giroux présente des caractéristiques topographiques contrastées, tant du point de vue des dénivelés que de la valeur des gradients de pente, et qui se lisent à travers les principaux modes d'occupation du sol où la vigne domine dans les zones les plus pentues. Ces caractéristiques sont directement conditionnées par la structure géologique.

2.2.1.2 Trois principaux domaines géologiques

Le bassin versant du Giroux repose sur trois zones géologiques : la terminaison orientale du massif Morvan à l'ouest, appartenant au domaine cristallin, la Côte de Bourgogne en position médiane, armée par des formations sédimentaires de l'ère secondaire, et la plaine de Bresse à l'est, marquée par une sédimentation alluviale plio-quadernaire. Aussi les paramètres géologiques peuvent-ils expliquer les caractéristiques topographiques mises en évidence précédemment. Par ailleurs, il convient de localiser les zones d'affleurement des différents faciès géologiques afin de les utiliser par la suite comme traceurs sédimentaires.

Le bassin versant du Giroux est principalement sous-tendu par un binôme lithologique commun à l'ensemble de la Côte de Bourgogne : une alternance de calcaires et marnes datant du Jurassique est ennoyée à l'aval sous une sédimentation plio-quadernaire caractéristique de la plaine de Bresse (Figure 2.12, B). Positionnés à l'interface entre les hauts de versants et les zones de plateau, les affleurements calcaires forment des escarpements atteignant généralement une dizaine de mètres de puissance, tandis que les marnes moins résistantes à l'érosion dessinent creux et concavités (Figure 2.13). À l'amont du bassin versant, les roches à l'affleurement correspondent en majorité à des grès triasiques formés par les produits de l'érosion du socle cristallin. Ils recouvrent partiellement des granites. La dureté et la forte cohésion interne du matériel granitique affleurant a contribué à l'édification de la colline du Montabon via l'action passée de l'érosion différentielle. Les granites appartiennent au horst du Mont-Saint-Vincent, considéré comme le prolongement du horst morvandiau au-delà du fossé permocarbonifère de Blanzay (Figure 2.12, A). L'amont du bassin versant se distingue également par des argiles triasiques situées dans le prolongement des grès du même âge. Ces formations argileuses se matérialisent dans le paysage par des versants escarpés et humides.

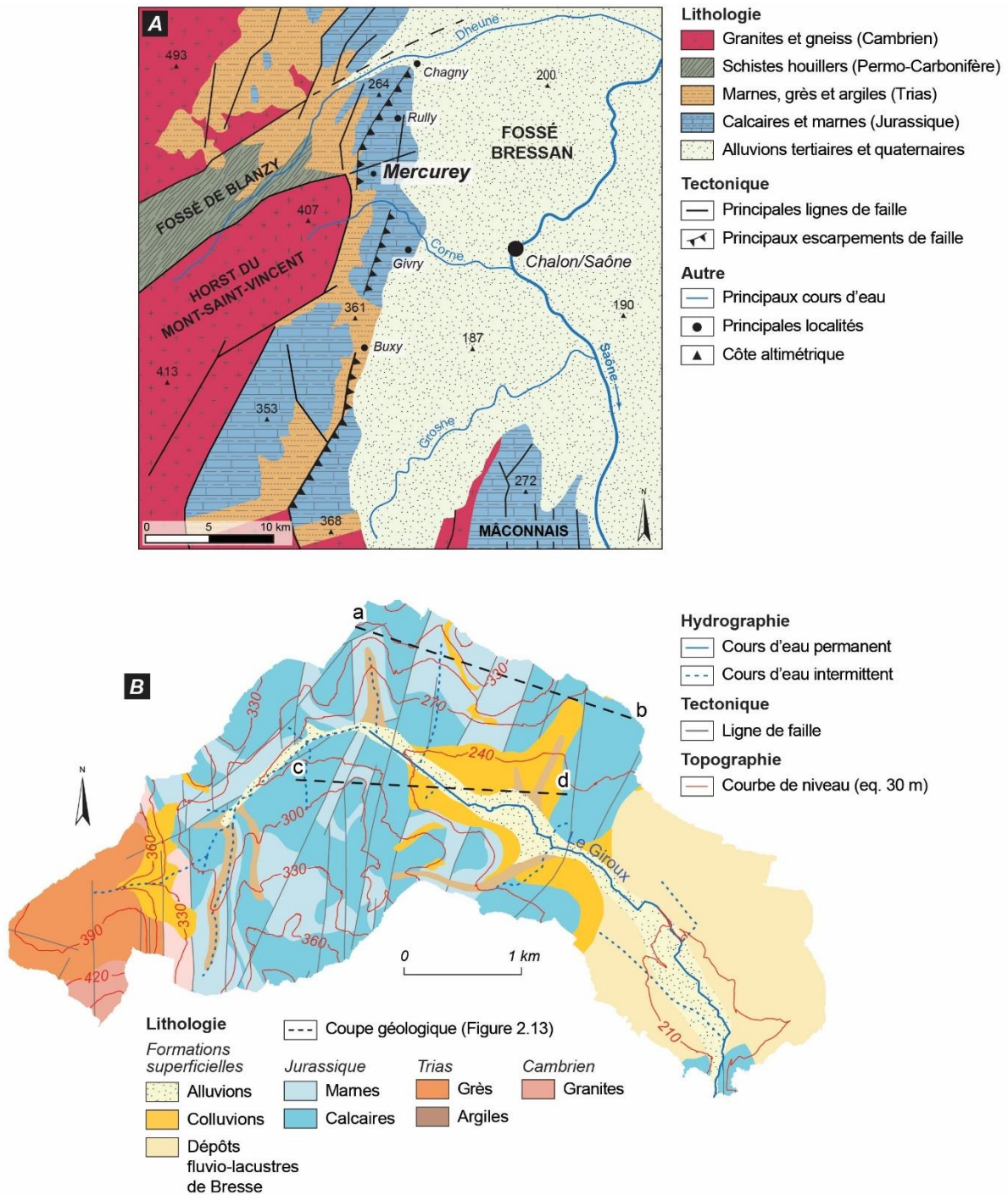


Figure 2.12 : Extraits de la carte géologique vecteur harmonisée du BRGM au 1/50 000^{ème}. (A) Côte Chalonnaise ; (B) Bassin versant du Giroux

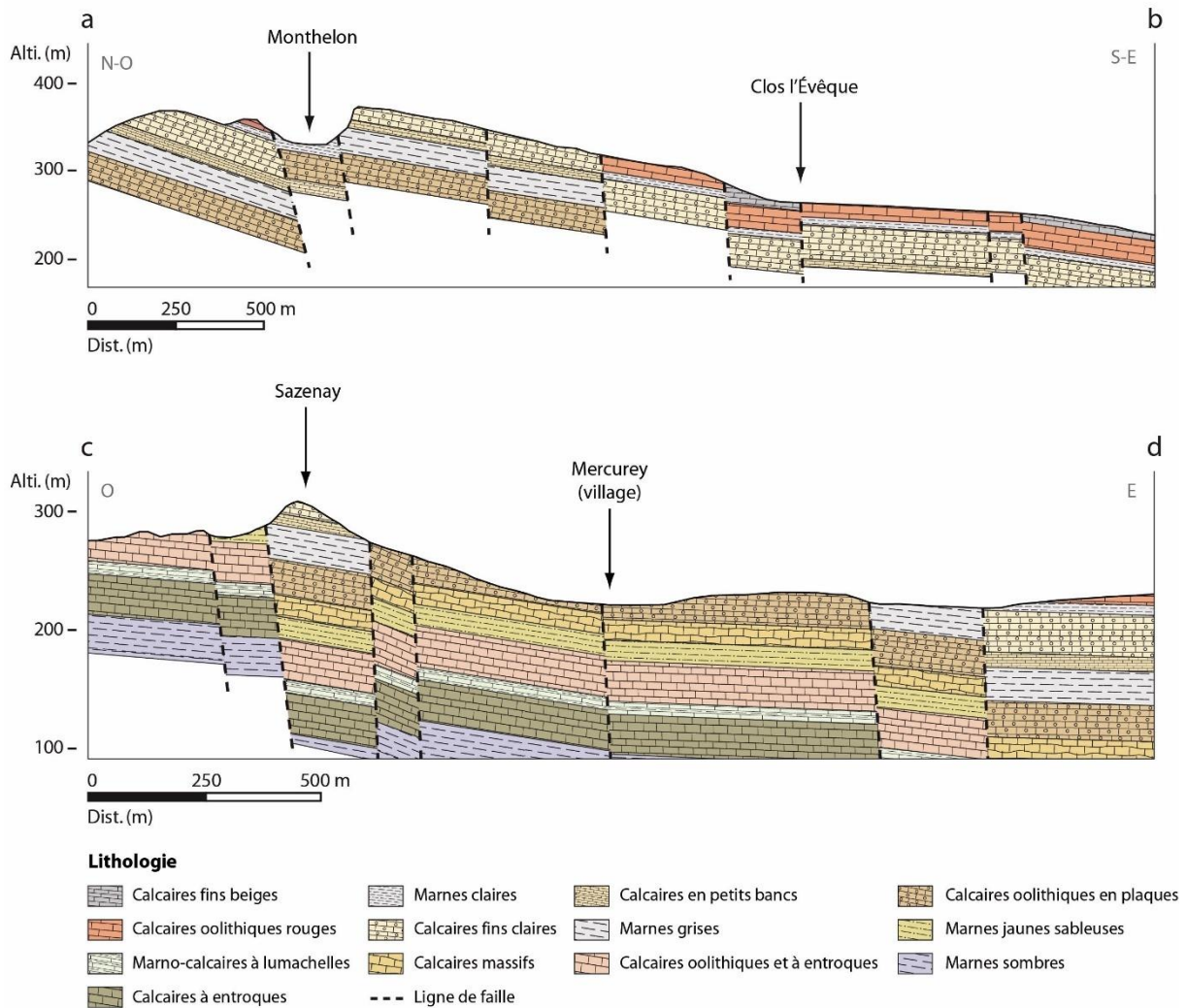


Figure 2.13 : Coupes géologiques au travers du bassin versant du Giroux (modifié d'après Sigales, 2007 ; localisation sur la Figure 2.12, B)

Concernant les formations superficielles, les dépôts colluviaux sont fréquents dans le bassin versant, notamment dans les deux tiers amont du bassin versant où le relief est le plus marqué. Elles viennent se déposer dans les fonds de vallon, les bas de versant ainsi qu'aux pieds des corniches calcaires. Sur le plan de la granularité, elles sont dominées par un faciès limono-argileux pouvant contenir des débris cryoclastiques remaniés par la dynamique sédimentaire à l'œuvre le long des versants. Le fond de la vallée du Giroux est occupé par des alluvions holocènes peu développées et constituées de matériaux fins à dominante limoneuse.

2.2.2 Des sols sensibles à l'érosion

Il reste désormais à compléter cette présentation des facteurs prédisposants à l'érosion des sols par les données pédologiques. En effet, la texture et la teneur en matière organique du sol conditionnent, d'une part, sa capacité à infiltrer les eaux de pluie

responsables du ruissellement érosif et, d'autre part, sa stabilité structurale, définie comme l'aptitude des particules agrégées à ne pas se dissocier en présence d'eau (Wischmeier & Mannering, 1969 ; Le Bissonnais & Le Souder, 1995). Nous présentons ainsi certaines des caractéristiques intrinsèques des sols du bassin versant du Giroux, en accordant une attention particulière à ceux situés en contexte viticole pour lesquels nous disposons de données précises, obtenues par un bureau d'études spécialisé dans l'expertise des sols viticoles (Sigales, 2007).

De la diversité géologique présentée précédemment, se sont développées différentes couvertures pédologiques. Dans la partie amont du bassin versant, nous observons des sols acides de type alocriisol ou brunisol, d'une épaisseur souvent inférieure à 60 cm et de texture sablo-limoneuse (Laroche, 2005) (Figure 2.14). De manière conjuguée, leur proportion d'argiles réduite (< 10 %) et leur faible teneur en matière organique (2-3 %) impliquent un niveau de stabilité structurale peu élevé, ce qui les expose au ruissellement de surface et à l'érosion. D'autre part, ces sols disposent d'une réserve utile limitée (75 mm). Or, localisés sur des substrats géologiques imperméables, ils se caractérisent par des traces d'hydromorphie parfois très marquées ainsi qu'une forte réactivité aux épisodes pluvieux, susceptible de provoquer des processus de ruissellement en surface ou en subsurface.

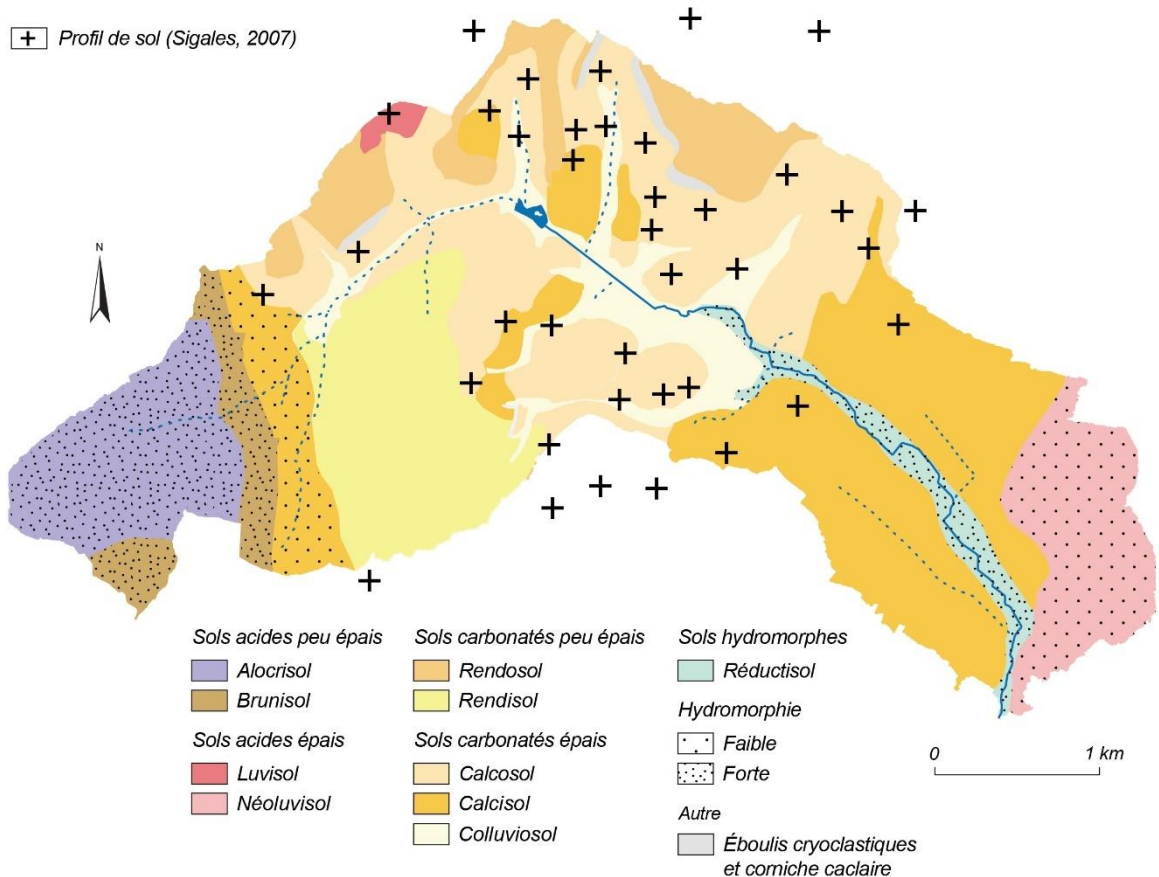


Figure 2.14 : Carte des sols du bassin versant du Giroux (données : Sigales, 2007 ; Référentiel régional pédologique de Bourgogne au 1/250 000^{ème} - Laroche, 2005)

Pour les sols en contexte viticole, observés dans la partie médiane du bassin versant, ils s'organisent selon un schéma simple. Sur les plateaux calcaires, nous distinguons des sols de type rendosol et rendisol non mis en valeur par la viticulture. Ces sols minces (moins de 40 cm) sont formés par des limons éoliens et des argiles de décalcification (Sigales, 2007). Sur les versants viticoles, les sols sont caractéristiques des roches sédimentaires carbonatées (calcaires et marnes) sur lesquelles ils reposent et qui dominent sur la Côte de Bourgogne. Les calcosols constituent le type de sol le plus fréquent dans le vignoble de Mercurey. D'une épaisseur moyenne (1 à 1,5 m), ils révèlent un important niveau de pierrosité (30 à 70 %), résultant de la proximité des corniches, réputées pour être des zones sources en éboulis cryoclastiques (Figure 2.15). Ils sont également protégés des excès d'eau et de la sécheresse, situation idéale pour la vigne, grâce à un drainage efficace opéré par la pente et la dominante géologique marno-calcaire. Une variante de ce type de sol peut être parfois observée lorsque des affleurements de calcaire oolithique rouge confèrent au sol une couleur rougeâtre. En revanche, le niveau de pierrosité et la profondeur restent comparables. En bas de versant, lorsque les pentes s'adoucissent, les sols diminuent en épaisseur (80-90 cm) et s'appauvrissent en carbonates,

formant ainsi des calcisols. Les zones d'accumulation enfin sont occupées par des colluviosols (1 à 1,2 m) correspondant à des profils d'érosion de calcosol et de calcisol.

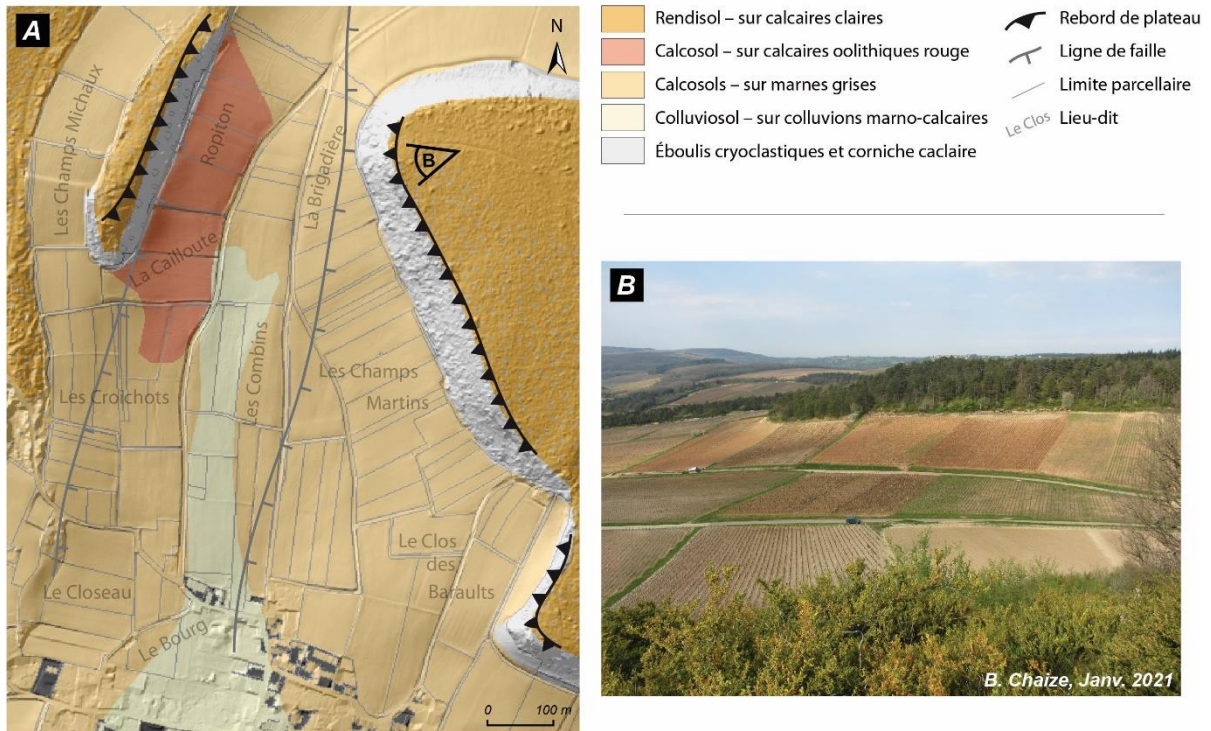


Figure 2.15 : Diversité des sols du bassin versant du Giroux en contexte viticole. (A) Carte des sols du sous-bassin versant viticole de Monthelon ; (B) Typologie des calcosols illustrée

Constitués de limons de plateau et d'argiles de décalcification (Sigales, 2007), les sols viticoles présentent une texture limono-argileuse (Figure 2.16, A). Alors que les limons sont considérés comme la classe granulométrique la plus facilement érodable (Hjulström, 1935 ; Wischmeier *et al.*, 1971), les argiles par leur forte cohésion interne favorisent le ruissellement en limitant l'infiltration des précipitations (Stern *et al.*, 1991). Ces sols viticoles présentent par ailleurs une teneur moyenne en matière organique inférieure à 2 % (Figure 2.16, B). Dans une telle configuration, leur niveau de stabilité structurale est faible. Ils disposent d'une réserve utile conséquente, comprise entre 230 et 270 mm, et ne se saturent que tardivement lors des précipitations abondantes en période hivernale.

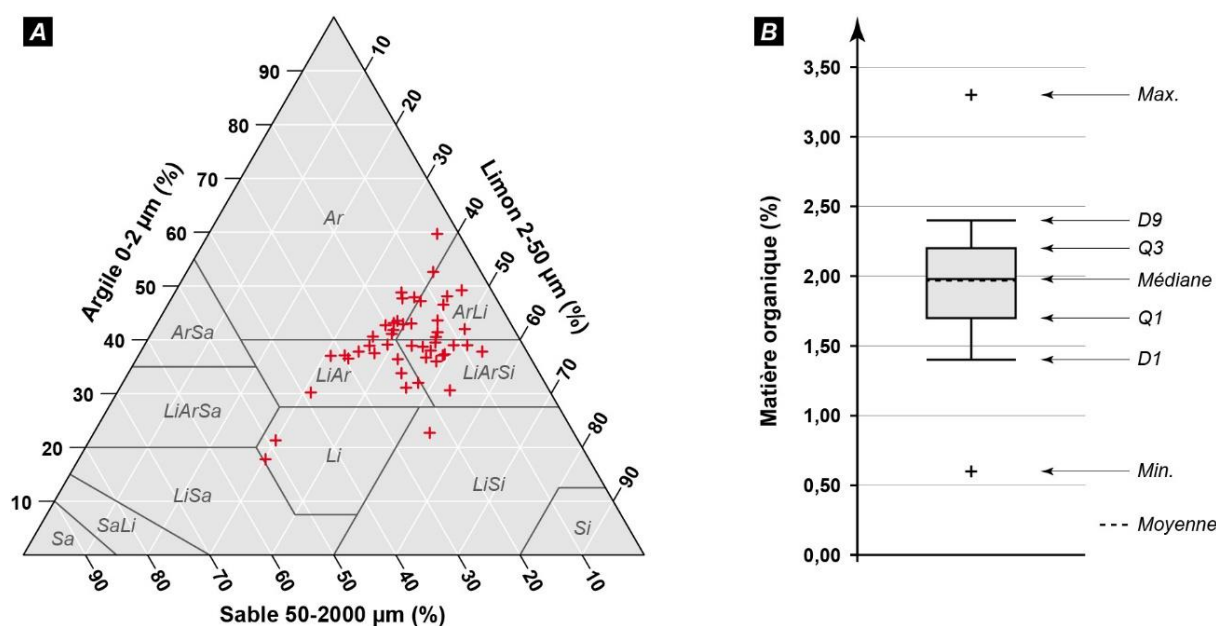


Figure 2.16 : Caractéristiques texturales et organiques des sols viticoles du bassin versant du Giroux. (A) Triangle de texture établi selon la classification de l'United States Department of Agriculture (USDA) ; (B) Dispersion statistique de la teneur en matière organique (données : Sigales, 2007 ; localisation des profils de sol sur la Figure 2.14)

Classes texturales : (Ar) Argile ; (ArLi) Argile limoneuse ; (ArSa) Argile sableuse ; (Li) Limon ; (LiAr) Limon argileux ; (LiSa) Limon sableux ; (LiSi) Limon fin ; (Si) Limon très fin ; (LiArSa) Limon argilo-sableux ; (LiArSi) Limon argileux fin ; (Sa) Sable ; (SaLi) Sable limoneux

Composition texturale moyenne : 42 % de limons, 39 % d'argiles et 19 % de sables

Dans la partie aval du bassin versant, en plus des calcisols disposés sur les versants adoucis, nous distinguons dans les zones de bas-fond des réductisols peu épais (30 cm en moyenne) développés dans les dépôts alluviaux du Giroux (Laroche, 2005). Riches en matière organique (16 %) et en argiles (57 %), ces sols bénéficient d'un niveau de stabilité structurale élevé. Compte tenu de leur épaisseur réduite, ils disposent d'une réserve utile limitée, estimée à environ 50 mm. À proximité de l'exutoire, ils côtoient des sols de type néoluvisol d'une épaisseur supérieure au mètre. Ces sols décarbonatés, plus épais, disposent d'une réserve utile plus conséquente (de 150 à 190 mm). À l'inverse, ils présentent un niveau de stabilité structurale inférieur résultant d'une teneur en matière organique largement plus faible (3 %) et de leur texture sablo-limoneuse.

En définitive, une part importante des sols du bassin versant du Giroux est marquée par un faible niveau de stabilité structurale. En revanche, la contribution au ruissellement de ces sols est contrastée puisque pour des seuils de précipitations équivalents, ils réagissent de manière différenciée du fait de capacités de stockage de l'eau hétérogènes.

2.2.3 Des précipitations potentiellement intenses aggravant la susceptibilité des sols à l'érosion

Formé à partir des modes d'occupation du sol, de la topographie et de la nature des formations superficielles, le potentiel de perte en sol élevé du bassin versant du Giroux se concrétise seulement en présence de précipitations. En effet, l'énergie cinétique apportée par les gouttes de pluie et non interceptée par le couvert végétal est à l'origine de la désagrégation de la surface du sol, tandis que l'eau de ces gouttes de pluie assure le transfert sous forme de ruissellement des particules de sol arrachées. Nous cherchons ici à présenter les principales caractéristiques pluviométriques régionales pour déterminer ensuite le régime des précipitations du bassin versant du Giroux. Le croisement de ce régime avec le calendrier des opérations culturales et les stades phénologiques de la vigne est indispensable pour comprendre la variabilité intra-annuelle de la susceptibilité à l'érosion des sols viticoles.

2.2.3.1 Contexte pluviométrique régional

La Bourgogne est régie par un climat océanique dégradé soumis à des influences semi-continentales et sub-méditerranéennes provenant respectivement d'Europe centrale et du couloir Rhône-Saône qui établit une continuité avec la Méditerranée (Chabin, 2004). Derrière ces principaux caractères communs, une grande variabilité des précipitations apparaît au sein de la région, comprise entre 600 mm dans la vallée de l'Yonne et plus de 1 200 mm sur le Morvan, surnommé le « château d'eau » de la Bourgogne (Chiffre, 1978) (Figure 2.17). La distribution spatiale des précipitations est conditionnée par les zones de relief qui imposent une augmentation des cumuls pluviométriques sur les versants exposés aux flux d'ouest chargés d'humidité. À l'inverse, la Côte de Bourgogne bénéficie d'un effet d'abri, favorisant la mise en valeur des traits semi-continentaux et sub-méditerranéens. Le Morvan est responsable d'un effet de foehn entraînant une nette diminution des précipitations. Cela ne doit cependant pas faire oublier l'existence d'abats pluviométriques estivaux et automnaux parfois violents dans cette partie de la région bourguignonne (Garcia *et al.*, 2013).

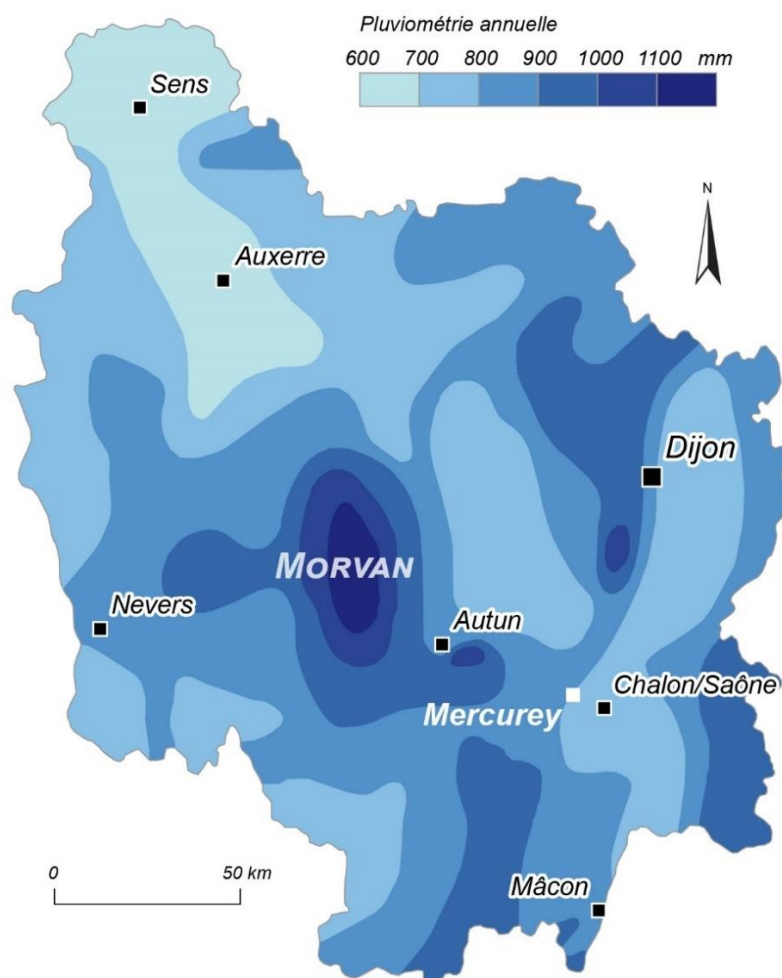


Figure 2.17 : Carte des lames d'eau moyennes précipitées en Bourgogne (modifié d'après Chiffre, 1978)

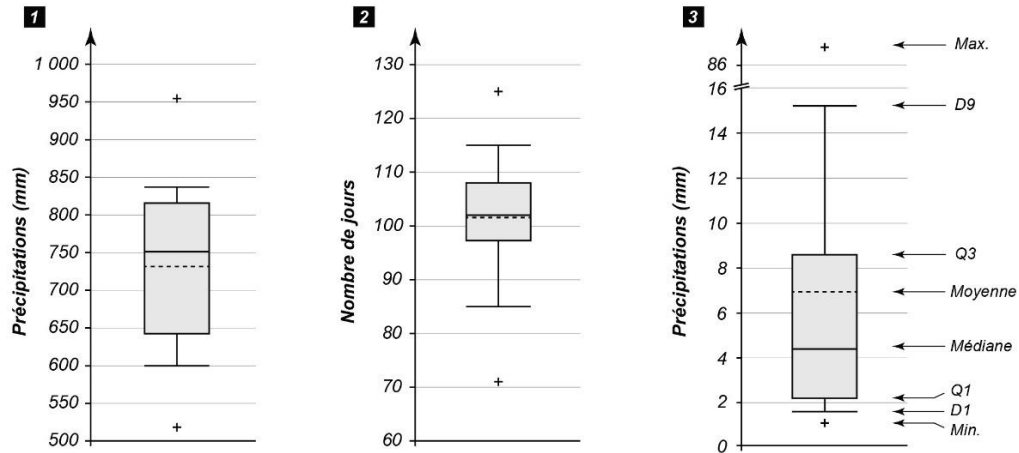
2.2.3.2 Contexte pluviométrique local

Située à moins de dix kilomètres à l'est du bassin versant du Giroux, la station synoptique de Chalon-Champforgeuil permet de dégager des tendances locales à partir d'une chronique climatique complète et construite sur la base de données normées.

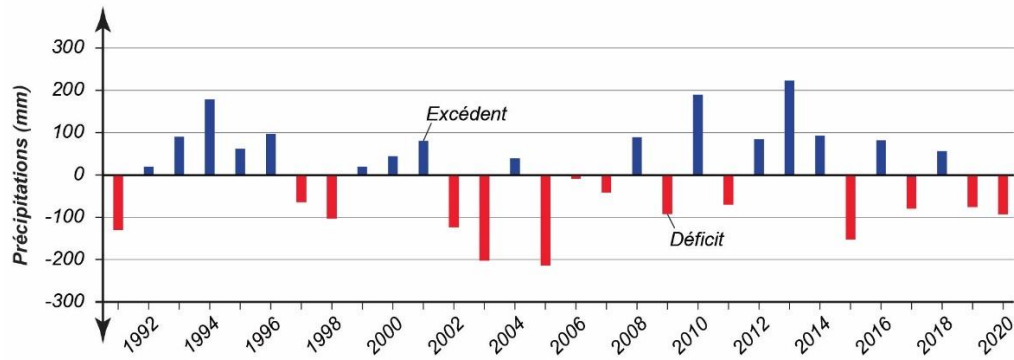
La normale enregistrée entre 1991 et 2020 montre que le cumul pluviométrique annuel est en moyenne de 732 mm répartis sur 107 jours de pluie significative (> 1 mm), soit l'équivalent d'un jour sur trois (Figure 2.18, A). Malgré une forte amplitude des cumuls pluviométriques qui s'échelonnent entre 518 pour l'année la plus sèche (2005) et 954 mm pour l'année la plus humide (2013), les fluctuations pluviométriques interannuelles restent modérées (coefficient de variation de 15 %), alternant des périodes excédentaires (1992-1996 ; 1999-2001 ; 2012-2014) et déficitaires (1997-1998 ; 2005-2007 ; 2002-2003 ; 2019-2020) par rapport à la normale (Figure 2.18, B). Il en va de même pour le nombre de

jours de pluie significative qui oscille entre 71 et 125 jours, alors que le coefficient de variation est limité à 12 %.

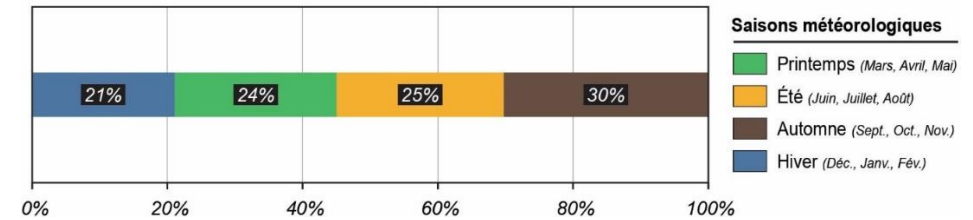
Sur le plan saisonnier, la distribution des précipitations dessine un régime pluviométrique à tendance continentale de type A.E.P.H. (Automne - Été - Printemps - Hiver) (Onde, 1964). Les lames d'eau précipitées sont maximales pendant l'automne (30 % des précipitations totales), notamment en novembre (80 mm) (Figure 2.18, C et D).



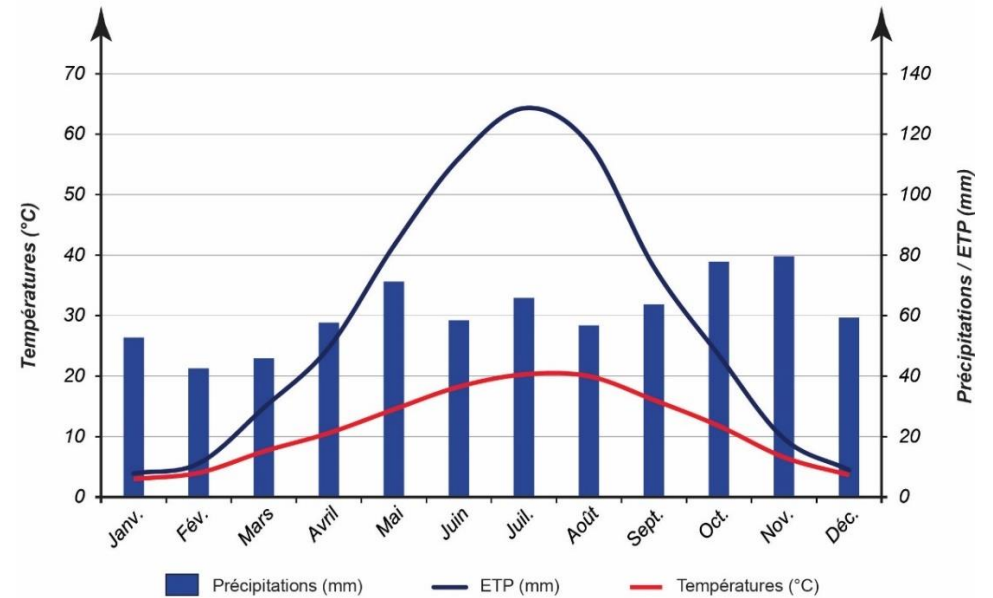
(A) Variabilité des précipitations annuelles et journalières. (1) Hauteurs annuelles de précipitations ; (2) Nombre de jours de pluie significative (≥ 1 mm) ; (3) Lame d'eau précipitée des jours de pluie significative



(C) Écarts des précipitations à la normale pluviométrique enregistrée



(B) Répartition saisonnière des précipitations



(D) Diagramme climatique représentant la variation mensuelle des précipitations, des températures et de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Figure 2.18 : Caractérisation du contexte pluviométrique du bassin versant du Giroux à partir des enregistrements de la station de Chalon-Champforgeuil sur la période 1991-2010 (données : Météo-France)

2.2.3.3 Une susceptibilité au ruissellement érosif exacerbée par le calendrier des opérations culturales

En plus des cumuls pluviométriques importants, les mois automnaux totalisent le plus grand nombre de jours avec des intensités supérieures à 10, 20 et 30 mm de pluie, reflétant ainsi les averses torrentielles de l'automne méditerranéen. Or, la vigne entame sa défoliation à partir de la fin du mois d'octobre et devient alors moins couvrante. Dans ce cas présent, les sols sous les rangs de vigne se trouvent exposés à l'érosivité de la pluie, au même titre que les sols constamment à nu dans les inter-rangs. En revanche, la fragilisation des sols viticoles par les opérations culturales est négligeable à cette période de l'année. Même si le cahier des charges de l'appellation Mercurey autorise la récolte mécanique, les vendanges manuelles restent souvent privilégiées.

Le minimum de précipitations intervient en hiver (21 % des précipitations totales), plus particulièrement en février (43 mm). D'autre part, les intensités pluviométriques sont relativement faibles à cette saison car elle concentre seulement 19 % des jours à fortes pluies (> 10 mm). Cependant, les sols viticoles ne sont plus protégés et les viticulteurs maintiennent un certain niveau d'activité dans les parcelles avec des opérations de buttage, racottage¹² et d'amendement (Figure 2.19). Bien qu'augmentant leur perméabilité, certaines de ces opérations ameublissent les sols viticoles qui deviennent moins cohérents et *in fine* plus faciles à éroder (Le Bissonnais *et al.*, 2002). En compactant les sols dans les inter-rangs, elles participent également à la formation d'une semelle de labour en subsurface, jouant le rôle d'une couche étanche qui favorise le ruissellement des eaux de pluie au détriment de leur infiltration (Van Dijck & Van Asch, 2002 ; Lagacherie *et al.*, 2006).

¹² Arrachage des pieds de vigne morts, malades ou trop vieux et creusement des trous servant à implanter les nouveaux pieds au printemps suivant.



Figure 2.19 : Exemples de travaux d'entretien mécanique de la vigne

Après le répit relatif de l'hiver sur le plan pluviométrique, les lames d'eau précipitées et les intensités pluviométriques augmentent progressivement au cours du printemps jusqu'à atteindre un pic en mai. Ces caractères hydroclimatiques sont d'autant plus favorables à l'érosion qu'ils coïncident avec une absence de couvert végétal protecteur dans les parcelles viticoles et une fréquence élevée des opérations culturales (débuttage, griffage, sulfatage¹³, rognage) (Figure 2.20) liées à la reprise du cycle végétatif de la vigne.

Constituant le maximum secondaire en matière de cumul pluviométrique saisonnier, la période estivale est associée à un grand nombre de jours à fortes pluies (> 10 mm), notamment en juillet. Au total, 28 % des jours à forte pluie interviennent aux mois de juin, juillet et août, soit quasiment autant que les mois automnaux (30 %), ce qui traduit des apports liés à des orages et aux précipitations intenses associées. À cette saison, la structure foliaire de la vigne atteint son stade de maturité au début du mois de

¹³ Pulvérisation de sulfate de cuivre sur la structure foliaire de la vigne pour prévenir l'apparition de diverses maladies (mildiou, oïdium, etc.).

juillet, tandis que les travaux d'entretien mécanique de la vigne s'atténuent à partir de la mi-juillet, voire disparaissent en août. En dépit de ces facteurs limitant la susceptibilité à l'érosion, la forte intensité des épisodes pluviométriques estivaux favorise la dégradation structurale de la surface du sol et la formation d'un ruissellement hortonien aboutissant parfois à des crues turbides, à tel point que 13 des 15 événements de ruissellement érosif intense recensés depuis 1875 dans les fonds d'archives se sont produits au cours de l'été (Garcia *et al.*, 2013, actualisé).

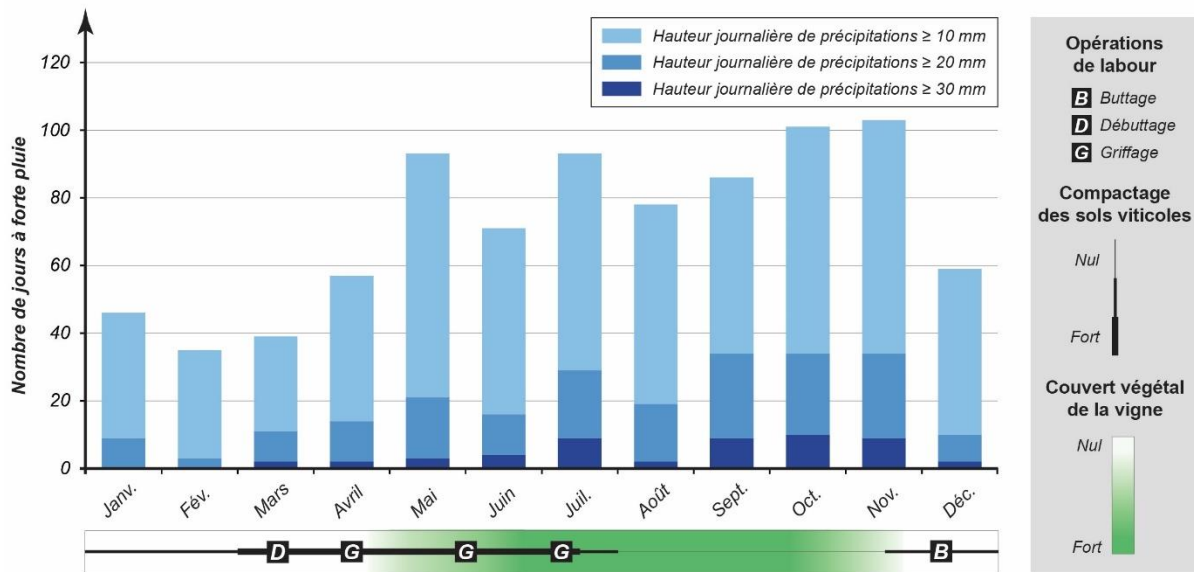


Figure 2.20 : Évolution annuelle de la susceptibilité à l'érosion des sols viticoles du bassin versant du Giroux (données : Météo-France, discussions avec des viticulteurs, observations de terrain).

Le compactage des sols viticoles est estimé à partir du nombre de passages des tracteurs enjambeurs dans les vignes pour réaliser les opérations de labour, sulfatage, rognage, racottage et amendement. Les opérations de labour sont ensuite individualisées afin d'insister sur les périodes sensibles à l'ameublissement de la couche superficielle des sols viticoles. Quant aux nombres de jours à fortes pluies, ils correspondent aux totaux mensuels cumulés sur la normale climatique 1991-2020 enregistrée à la station Météo-France de Chalon-Champforgeuil.

À l'échelle mensuelle, les lames d'eau précipitées sont relativement bien réparties (coefficient de variation de 17 %). Elles évoluent de 43 mm pour le mois de février à 80 mm pour le mois de novembre (Figure 2.21). La répartition des hauteurs journalières de précipitations révèle une intensité globalement faible de ces dernières puisque 35 % des jours de pluie présentent des hauteurs inférieures à 1 mm, 87 % à 10 mm et 99 % à 30 mm. Ce caractère ne doit cependant pas faire oublier de possibles excès où les cumuls pluviométriques peuvent atteindre des valeurs journalières élevées, engendrant dans les cas les plus extrêmes une érosion concentrée sous la forme de crues turbides qui marquent la mémoire collective locale. Le record a été enregistré le 12 novembre 1996 avec 87 mm, soit 12 % des précipitations annuelles (Figure 2.18, A3). Cependant, les relevés

pluviométriques non officiels d'un propriétaire récoltant à Mercurey ont enregistré 119,5 mm de pluie le 10 août 1981, soit 16 % des précipitations annuelles (Figure 2.21).

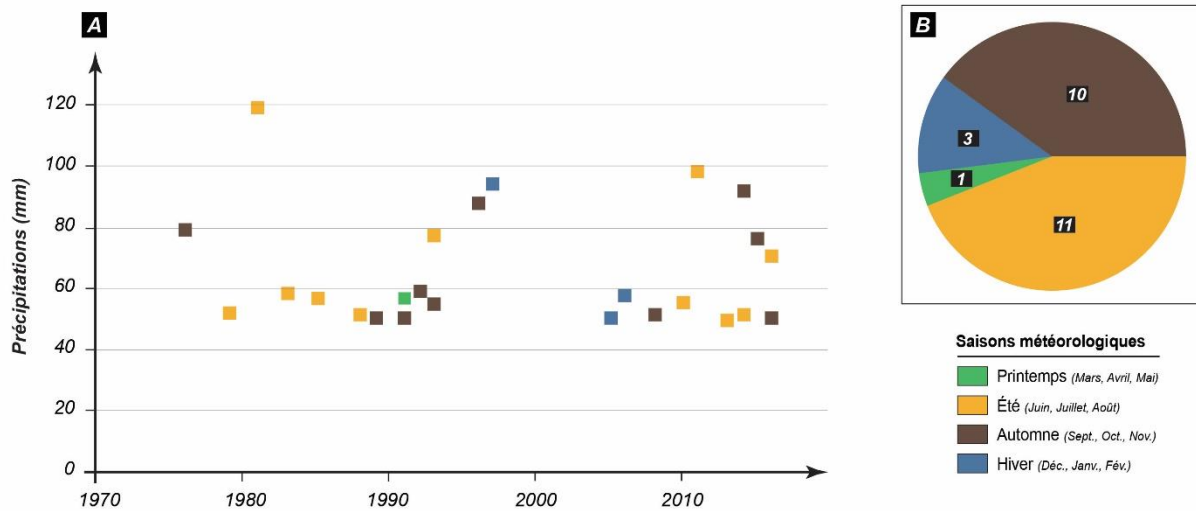


Figure 2.21 : Événements pluviométriques extrêmes (> 50 mm en 24h) enregistrés à Mercurey sur la période 1970-2016 (données : station amateur). (A) Variations annuelles ; (B) Variations saisonnières

En conclusion, le contexte d'exploitation agricole intensif conjugué au système de pentes, aux formations superficielles et aux précipitations potentiellement intenses, notamment en été et à l'automne, implique que le bassin versant du Giroux est structurellement favorable à l'érosion des sols. Les valeurs de pertes en sol indiquent un taux de dénudation moyen de l'ordre de 18,3 à 24,5 t.ha⁻¹.an⁻¹ (Fressard *et al.*, 2022), largement supérieur au niveau de référence moyen de 3,6 t.ha⁻¹.an⁻¹ établi pour l'ensemble des activités agricoles (Cerdan *et al.*, 2010), et aux valeurs entre 0,3 et 1,4 t.ha⁻¹.an⁻¹ considérées comme nécessaires à la conservation de la ressource en sol (Verheijen *et al.*, 2009). Ainsi apparaît l'opportunité d'étudier si cette production sédimentaire est exportée efficacement jusqu'à l'exutoire afin de mesurer l'efficacité du réseau d'infrastructures hydrauliques à piéger les sédiments érodés (Figure 2.22).

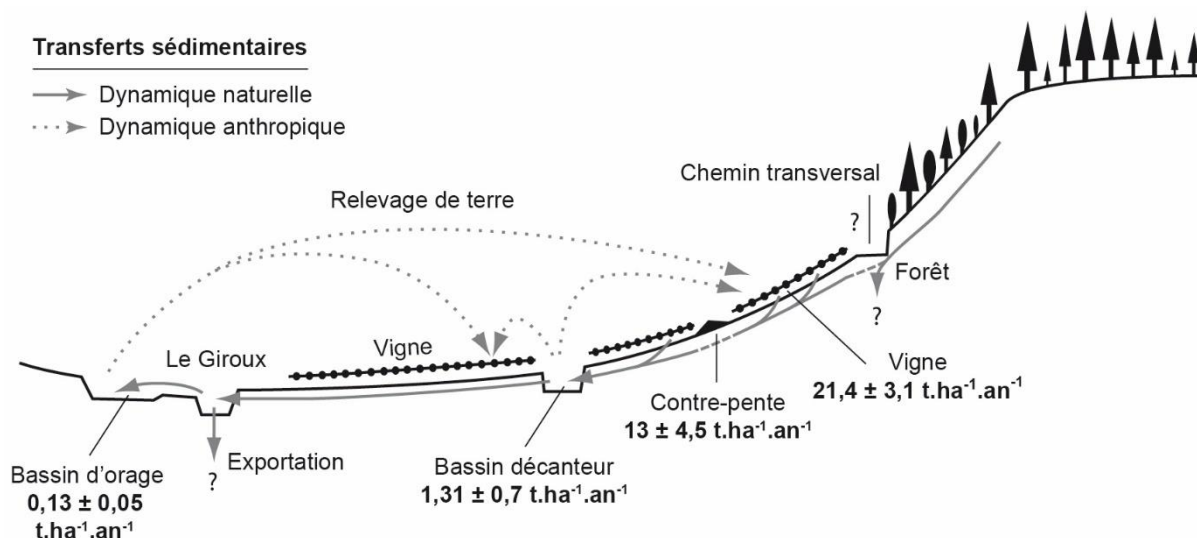


Figure 2.22 : Bilan érosif actuel du bassin versant du Giroux (modifié d'après Fressard et al., 2022)

En parallèle des taux d'érosion mesurés dans les parcelles viticoles, les auteurs ont réalisé des curages en différents points du réseau d'infrastructures hydrauliques pour estimer le volume de sédiments exportés depuis les parcelles et, plus largement, les flux animant la cascade sédimentaire. Le volume atteignant le cours d'eau constitue une des données manquantes pour l'établissement d'un bilan érosif complet du bassin versant.

2.3. Une construction paysagère sur le temps long

Une des perspectives de recherche consiste à aller au-delà de la période contemporaine dans l'intégration du rôle de la structure paysagère sur les modalités de production et de transferts de sédiments au sein du bassin versant du Giroux. Il se pose donc les questions relatives à l'ampleur du signal anthropique à l'échelle plurimillénaire et au caractère hérité du système viticole actuel. Nous présentons quelques jalons de cette histoire socio-environnementale à partir d'une synthèse de données archéologiques puis paléobotaniques, situées au plus proche du bassin versant du Giroux, à des échelles locales et régionales. Il s'agit de déterminer autant que possible des effets de seuil dans l'anthropisation de ce bassin versant et dans l'auto-organisation interne de son paysage cultivé depuis le Néolithique.

2.3.1 Un territoire anciennement occupé et cultivé

Afin de documenter l'ancienneté de l'occupation et de l'agriculture dans le bassin versant du Giroux, nous proposons un bilan de la documentation archéologique. L'examen des archives sédimentaires mettant en évidence les effets de l'agriculture sur l'érosion des sols depuis le Néolithique, cette période chronoculturelle est retenue comme point de départ de notre analyse. Pour disposer d'un panorama plus complet, une échelle plus

étendue que celle du bassin versant du Giroux est utilisée. Le cadre spatial d'analyse correspond aux communes situées à une distance radiale de dix kilomètres depuis le centre de la commune de Mercurey. Le travail a consisté en un dépouillement des informations de l'inventaire archéologique national informatisé (base de données Patriarche) et de celles contenues dans des documents publiés (articles de revue, rapports de fouille, *Carte archéologique de la Gaule de Saône-et-Loire*). Une approche statistique de ces données permet dans un premier temps d'intégrer sur le temps long les grandes variations du peuplement. Elle est complétée par une approche cartographique qui donne à voir la distribution spatiale des sites archéologiques¹⁴ tout en discutant de leur potentiel effet sur l'érosion des sols, éclairé à partir de la nature des artefacts et de sources historiographiques.

Le bilan réalisé a permis de recenser 484 sites : 71 concernent le Néolithique, 43 pour la Protohistoire (dont 16 attribués à la Protohistoire ancienne - âge du Bronze - et 27 rattachés à la Protohistoire récente - âge du Fer), 203 pour l'Antiquité et 167 pour le Moyen Âge (Figure 2.23). La probabilité de présence des sites archéologiques a été déterminée à l'aide d'une somme aoristique¹⁵.

¹⁴ Face à l'absence de consensus sur ce terme (Faure-Boucharlat, 2010), nous entendons par « site archéologique » un lieu géographique précis contenant un ou plusieurs vestiges.

¹⁵ Afin de ne pas nuire à la progression de la lecture de ce manuscrit, nous avons décidé de positionner en annexe le détail de la méthodologie (Annexe I).

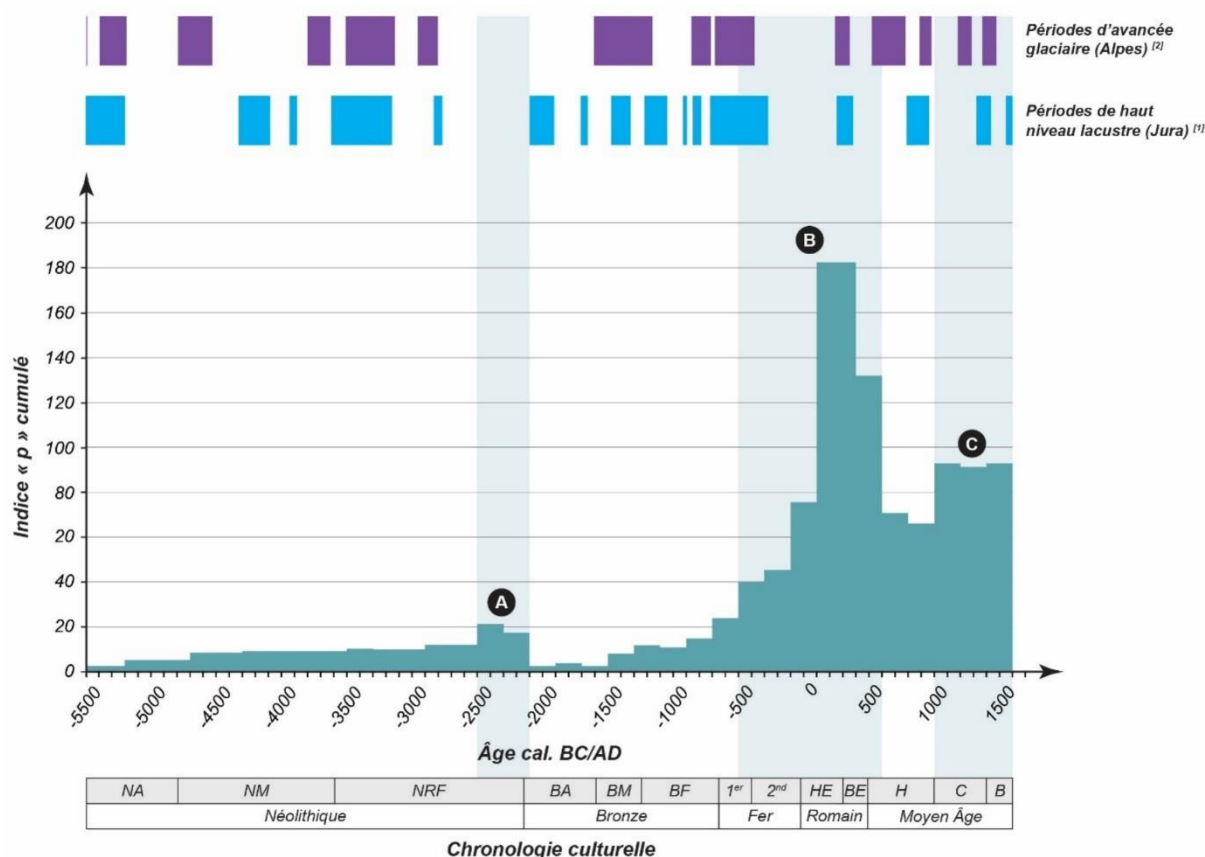


Figure 2.23 : Probabilité de présence de sites archéologiques dans la région de Mercurey depuis le Néolithique et mise en regard avec des données paléoclimatiques

L'axe des ordonnées indique les indices de probabilité « p » cumulés des sites archéologiques pour chaque pas de temps « t » (ici, 200 ans) représenté en abscisse.

Phases probables de forte présence humaine : (A) 2500 - 2200 cal. BC ; (B) 500 cal. BC - 500 cal. AD ; (C) 1000 - 1500 cal. AD

Abréviations : NA = Néolithique ancien ; NM = Néolithique moyen ; NRF = Néolithique récent et final ; BA = Bronze ancien ; BM = Bronze moyen ; BF = Bronze final ; 1^{er} = 1^{er} âge du Fer (Hallstatt) ; 2nd = 2nd âge du Fer (La Tène) ; HE = Haut-Empire romain ; BE = Bas-Empire romain ; H = Haut Moyen Âge ; C = Moyen Âge central ; B = Bas Moyen Âge

Références : [1] Magny, 2004 ; [2] Haas et al., 1998

La lecture des résultats doit se faire en gardant en mémoire que l'analyse statistique lisse la présence d'un site archéologique dans le temps, notamment aux périodes chronoculturelles les plus anciennes où les incertitudes temporelles sont importantes. D'autre part, le nombre de sites est sous-estimé pour les périodes néolithiques et protohistoriques, puisqu'en l'absence de sources textuelles, seuls les vestiges archéologiques, qui posent des questions de taphonomie, sont à même de fournir la base documentaire nécessaire à leur connaissance.

La dynamique de peuplement de la région de Mercurey semble progressive jusqu'à la fin du Néolithique où un premier pic est observé et corrélé avec une période

climatiquement favorable d'après les variations des niveaux lacustres jurassiens (Magny, 2004) et des emprises glaciaires alpines (Haas *et al.*, 1998) qui enregistrent une régression (Figure 2.23, A). La rareté des sites archéologiques au Bronze ancien peut être mise en relation avec une accentuation des aléas climatiques documentée entre 2 100 et 1 900 cal. BC d'après les archives lacustres. Une nouvelle phase d'occupation paraît s'amorcer dès l'âge du Bronze moyen et s'amplifier à partir de la transition entre les deux âges du Fer (Figure 2.23, B), en dépit d'une phase de péjoration climatique entre 700 et 300 cal. BC correspondant à une importante transgression lacustre et avancée glaciaire. Cette phase d'occupation semble se prolonger au cours de la période romaine où elle culmine. Un lien de causalité peut être établi entre cette potentielle densification du peuplement et la période relativement chaude et clémente entre 300 cal. BC et 200 cal. AD, décrite comme l'« optimum climatique romain » (Desprat *et al.*, 2003 ; Berger, 2012). Une forte diminution du nombre de sites archéologiques est ensuite observée au cours de la première moitié du Moyen Âge, dans des conditions climatiques plus froides et humides. Enfin, une nouvelle phase d'augmentation probable du peuplement, située à son début dans le cadre d'influence du « petit optimum climatique médiéval » qui commence en l'an Mil et s'achève au début du XIV^e siècle, occupe la fin de la période chronologique étudiée (Figure 2.23, C).

Ce traitement statistique des données archéologiques recensées a permis de mettre en avant les principales variations du peuplement relatif de la région de Mercurey depuis le Néolithique et d'étudier leurs rapports éventuels avec les fluctuations du climat. En complément, une cartographie diachronique de l'évolution de la densité de sites archéologiques par grande période chronoculturelle est proposée (Figure 2.24). Compte tenu de leur incertitude temporelle, les sites ont été regroupés en cinq périodes : le Néolithique, l'âge du Bronze, l'âge du Fer, l'Antiquité et le Moyen Âge. En plus d'informer sur la distribution spatiale de l'occupation humaine, ce travail permet d'aborder une présentation de la nature des artefacts associés à chaque site. Il s'agit ainsi d'identifier ceux traduisant une mise en culture du territoire, voire ceux suggérant des stratégies de remédiation environnementale pour lutter contre l'érosion des sols.

Le Néolithique offre une densité de sites relativement importante. Le plus illustre d'entre eux est localisé au nord-ouest de la région de Mercurey et correspond au site de Chassey-le-Camp, éponyme du complexe culturel du Chasséen. Associés à des niveaux stratigraphiques, de nombreux foyers ainsi qu'un abondant matériel céramique, lithique et osseux ont été retrouvés, témoins d'une occupation pérenne vers 4500 - 4400 cal. BC

(Thévenot, 2005). Tout au long du Chasséen puis au Néolithique récent et final, la mise en culture de ce site de plateau semble attestée par la présence de céréales et de leur cortège de plantes rudérales (*Plantago*, *Rumex* et *Urtica* en particulier) (Argant & Limondin-Lozouet, 2005). Plus au sud, les sites du Roc Blanc à Aluze et des Varennes à Dracy-le-Fort, rattachés au Néolithique final, suggèrent l'existence d'activités de chasse par les restes de faune et l'outillage spécialisé, dont des pointes microlithiques et un poignard en métal cuivreux exhumés (Gros, 1959 ; Armand-Calliat, 1962 ; Salanova *et al.*, 2005). À l'instar du site de Vertempierre à Chagny (Thévenot, 1961), des sépultures accompagnées de mobilier campaniforme documentent la transition vers les périodes protohistoriques. En dehors de ces jalons, les sites sont seulement apparentés au Néolithique. Un tel problème de chronologie absolue se pose particulièrement pour des maçonneries en pierres sèches dont l'origine agricole est encore débattue (Haasé, 1977 ; Harfouche, 2017), ainsi que pour le site de plateau de Château-Beau localisé à Saint-Martin-sous-Montaigu (Thévenot, 1978).

Aux périodes protohistoriques, les sites sont plus épars et principalement distribués le long du réseau hydrographique qui jouait probablement un rôle structurant pour l'économie locale. L'inventaire réalisé indique une évolution depuis l'âge du Bronze ancien documenté par une seule découverte archéologique, à savoir une hache de type Neyruz à Chamilly (Bill, 1973, *in* Gabillot *et al.*, 2014), jusqu'aux périodes du Bronze moyen et du Bronze final davantage représentées. L'âge du Fer montre un léger accroissement du nombre de sites reconnus. Ces derniers correspondent essentiellement à des sites fortifiés installés en majorité sur des pointements rocheux, des sépultures ainsi que quelques objets mobiliers, tels que des fragments de vase de stockage à Charrecey attribués à la Tène et reliés à la présence locale d'activités agricoles (Armand-Calliat, 1937).

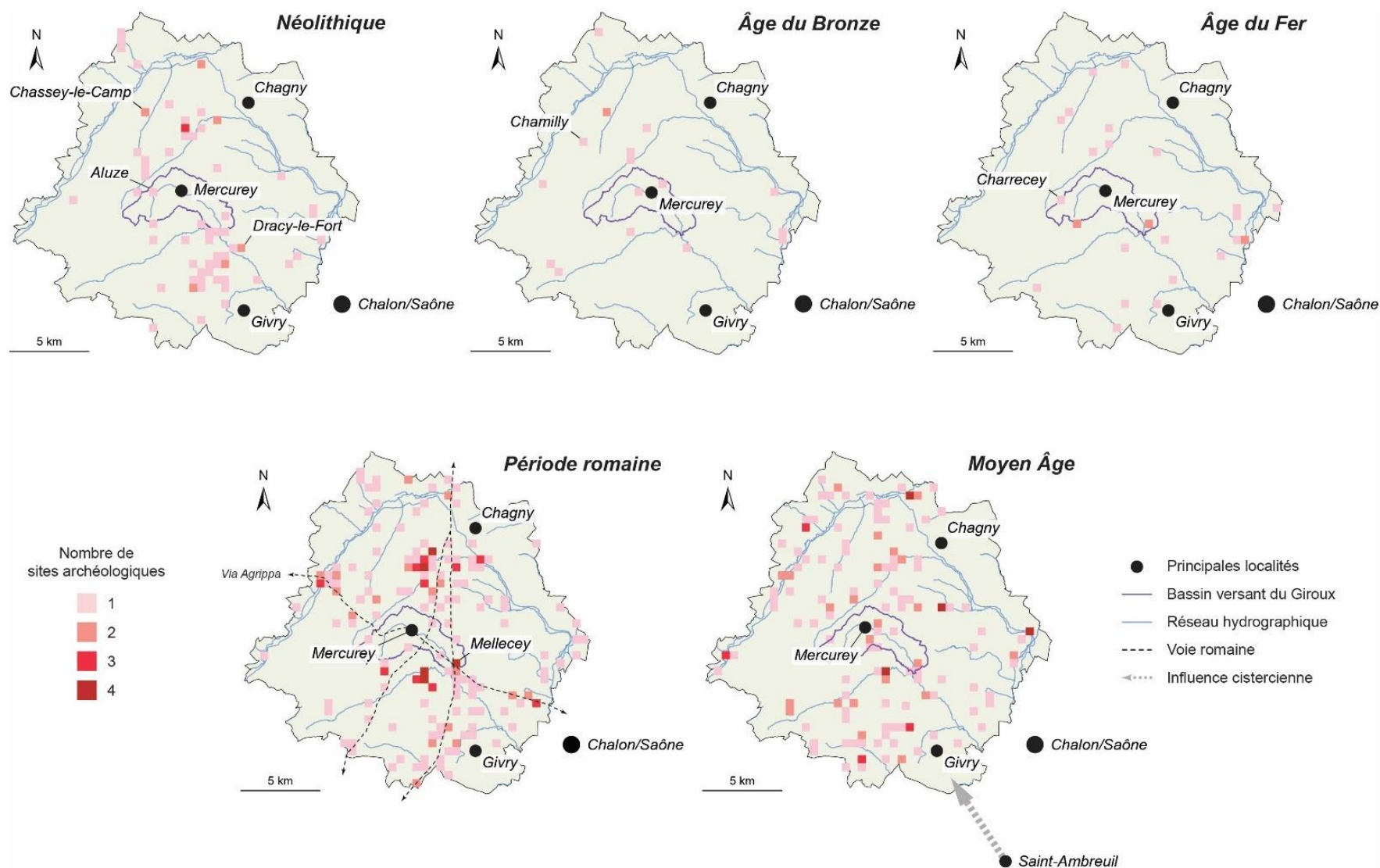


Figure 2.24 : Distribution spatiale des sites archéologiques de la région de Mercrey par période chronoculturelle
 Les cartes diachroniques sont basées sur la fréquence des sites archéologiques par carreaux de 500 mètres de côté.

La période romaine enregistre une augmentation significative du nombre de sites archéologiques. La majorité d'entre eux se concentre aux abords des voies de communication structurantes, telles que la *Via Agrippa* qui reliait Chalon-sur-Saône et son port fluvial marchand à Autun, considérée comme l'une des principales cités de la Gaule (Rebourg, 1993). Le tronçon représenté sur la Figure 2.24 daterait de 40 à 15 cal. BC (Kasprzyk & Nouvel, 2011 ; Gaetan, 2013). Sur les communes de Chagny et de Mellecey, plusieurs silos enterrés, servant probablement au stockage de grains, suggèrent l'existence localement d'une production céréalière (Armand-Calliat, 1937, 1944).

Si la culture de la vigne n'est pas attestée pendant cette période au sein de la région de Mercurey, plusieurs hypothèses quant à son apparition existent pour la partie septentrionale de la Côte de Bourgogne. Le *Panegyrique de Constantin* (312 ap. J.-C.) constitue la source textuelle la plus ancienne faisant référence à la présence d'un vignoble dans le *Pagus Arebrignus*, correspondant aux actuelles Côte de Beaune et Côte de Nuit (Dion, 2010). Roupnel (1932, in Dion, 2010) avance que les caractéristiques paysagiques du paysage viticole mentionnées dans ce texte témoignent d'une existence bien antérieure de la viticulture dans la région, qu'il date « *aux environs du VI^e siècle avant notre ère* » (p. 247). À partir de la réinterprétation de ce même texte à la lumière de l'histoire économique et politique de la région bourguignonne, Dion (2010) soutient que la création du vignoble « *n'est pas antérieure au III^e siècle [ap. J.-C.]* » (p. 253). Dans le même temps, Garcia *et al.* (2010) ont exhumé des fosses de plantation à Gevrey-Chambertin, datées entre le I^{er} siècle et la première moitié du II^e siècle ap. J.-C. Ces fosses constituent à ce jour le plus ancien indice direct de viticulture antique sur la Côte de Bourgogne, après les pépins de raisin, datés de 254 ap. J.-C., trouvés dans une villa viticole à Selongey (Vernou, 2009) et la mention, non vérifiée, d'une branche de vigne conservée au fond d'un puits à Alésia (Lebel, 1946, in Garcia *et al.*, 2010) (Figure 2.25). La localisation en plaine de ces fosses de plantation suggère une considération antique pour les lieux de culture de la vigne différente des conceptions médiévales et actuelles qui réservent généralement les versants aux activités viticoles. La mise au jour plus récente d'un vignoble probablement gallo-romain à Savigny-lès-Beaune semble confirmer à l'échelle de la Côte de Bourgogne cette tendance (Garcia *et al.*, 2017b), révélée également par les fouilles d'autres vignobles en France (Boissinot, 2001 ; Boissinot *et al.*, 2003 ; Jung, 2007 ; Jung *et al.*, 2013) et en Angleterre (Brown *et al.*, 2001).

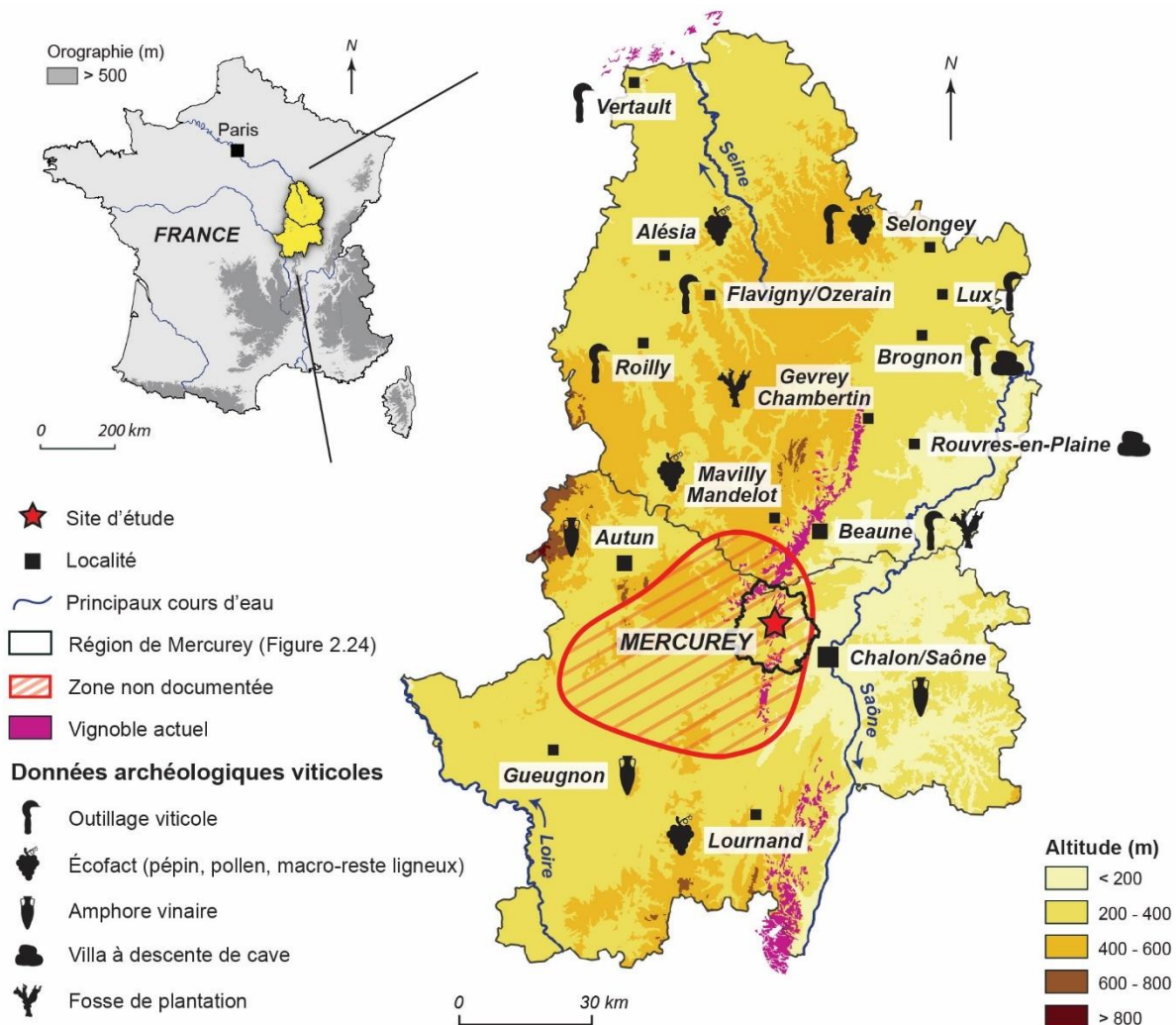


Figure 2.25 : Carte des indices de viticulture romaine en Côte-d'Or et en Saône-et-Loire (d'après les synthèses in Brun & Laubenheimer, 2001 et Poux et al., 2011, complétées par Garcia et al., 2010 et Vernou, 2009)

L'époque médiévale se caractérise par le développement de plusieurs places fortifiées et possessions religieuses, traduisant un dynamisme démographique. Le XII^e siècle correspond à l'établissement des moines cisterciens au sud-est de la région de Mercurey. Fondée en 1113 à Saint-Ambreuil, l'abbaye de la Ferté-sur-Grosne participe à l'expansion du vignoble de la Côte Chalonnaise à travers la constitution de domaines viticoles, à l'image de celui du Cellier aux Moines à Givry (Foucher, 2014). La vigne conquiert alors les versants et augmente son emprise dans le paysage (Garcia *et al.*, 2008). En parallèle, des murs de pierres sèches et des « meurgers » sont édifiés sur certaines limites parcellaires à partir du IX^e siècle (Bazin, 1992b ; Garcia, 2011b, 2014). Visant initialement à délimiter les clos viticoles, ces infrastructures agricoles permettent également d'augmenter la rugosité des versants face aux transferts sédimentaires. En effet, lorsque leur axe est perpendiculaire au sens de la plus grande pente, elles jouent le rôle de tamis en laissant passer les eaux et les sédiments fins tout en piégeant les

sédiments grossiers (Brenot, 2007 ; Garcia *et al.*, 2018 ; Quiquerez *et al.*, 2018). Enfin, les lois locales sur l'arrachage de la vigne, promulguées au XV^e siècle pour réduire la crise de surproduction en raison de surfaces encépagées trop importantes, témoignent d'une exploitation intensive de la ressource en sol à la fin du Moyen Âge au profit de la culture de la vigne (Beuland, 2018). Les pertes en sol significatives induites alors par la viticulture conduisent à des pratiques de terroyage dont l'objectif est de collecter dans les zones de sédimentation (fonds de vallée, exutoires, replats topographiques, etc.) des particules de sol pour les redistribuer sur les parcelles en déficit (Garcia *et al.*, 2018). Ces apports de matières minérales peuvent être complétés par des matières organiques mélangées comme des déchets de boucherie et de marchés urbains ou encore de la vase de biefs, de fonds de fossés et de mares (*ibid.*). Il est intéressant de constater que de telles pratiques sont antinomiques aux efforts actuels des viticulteurs bourguignons pour faire fonctionner les versants viticoles sous la forme d'un système géomorphologique en circuit aussi fermé que possible.

En résumé, la région de Mercurey apparaît occupée dès le Néolithique par les premières communautés agricoles. Les âges des métaux restent plus difficiles à cerner en raison de la faiblesse du corpus de données archéologiques à ces périodes. L'époque romaine, quant à elle, semble correspondre au franchissement d'un seuil d'anthropisation tant du point de vue de la densité de population que de la mise en valeur agricole des paysages, avec notamment l'essor de la viticulture dont sa situation en plaine atteste d'une mosaïque paysagère singulière. La possible déprise humaine lors de la transition entre l'époque romaine et le Haut Moyen Âge illustre la non-linéarité de ces processus d'anthropisation. Il faut attendre le Moyen Âge central et ses conditions climatiques plus clémentes pour voir réapparaître un signal anthropique régulier avec une densification du nombre de sites archéologiques et de nombreux indices suggérant une extension de la vigne dans le paysage. Souvent attribuée à cette période, l'origine de certaines structures empierrées reste imprécise et pourrait suggérer une volonté précoce de gérer la ressource en sol. Les données paléobotaniques constituent un autre moyen de discuter de l'historicité du peuplement et de l'agriculture du bassin versant du Giroux et de ses marges.

2.3.2 Un référentiel paléobotanique lacunaire

Les principales étapes de l'évolution du couvert végétal depuis le Néolithique peuvent être décrites à partir d'une synthèse d'études palynologiques réparties entre le massif du Morvan, la plaine de Bresse et le vignoble du Jura (Figure 2.26). Cette échelle

spatiale d'analyse étendue résulte de la faiblesse du corpus de données paléobotaniques sur la Côte de Bourgogne. La rareté des zones humides potentiellement intéressantes sur le plan palynologique est avancée pour justifier que seuls deux sites d'étude y sont recensés (Laine *et al.*, 2009). Le premier correspond à une archive sédimentaire collectée dans le marais de la Sans-Fond, au sud de l'agglomération dijonnaise, dont la base est datée du Bronze final (Laine *et al.*, 2010). Le second a pour objectif de préciser la végétation au cours de l'occupation néolithique du site de Chassey-le-Camp (Argant & Limondin-Lozouet, 2005). Ses résultats se limitent donc à cette seule période chronoculturelle.

Connue pour être un faible pollinisateur, la vigne est difficilement perceptible dans les diagrammes polliniques (Gauthier, 2000, 2004 ; Gauthier & Joly, 2003 ; Laine *et al.*, 2010). Toutefois, la palynologie permet de reconstituer les grandes caractéristiques des paysages végétaux passés et d'y déceler d'éventuels indices d'anthropisation, qu'il s'agisse d'élevage ou de mise en culture. Le phasage chronologique proposé s'appuie sur l'échelle de temps reposant sur la succession de cycles de végétation, appelés « chronozones », établie par Mangerud *et al.* (1974) et adaptée au centre-est de la France par (Richard, 1999).

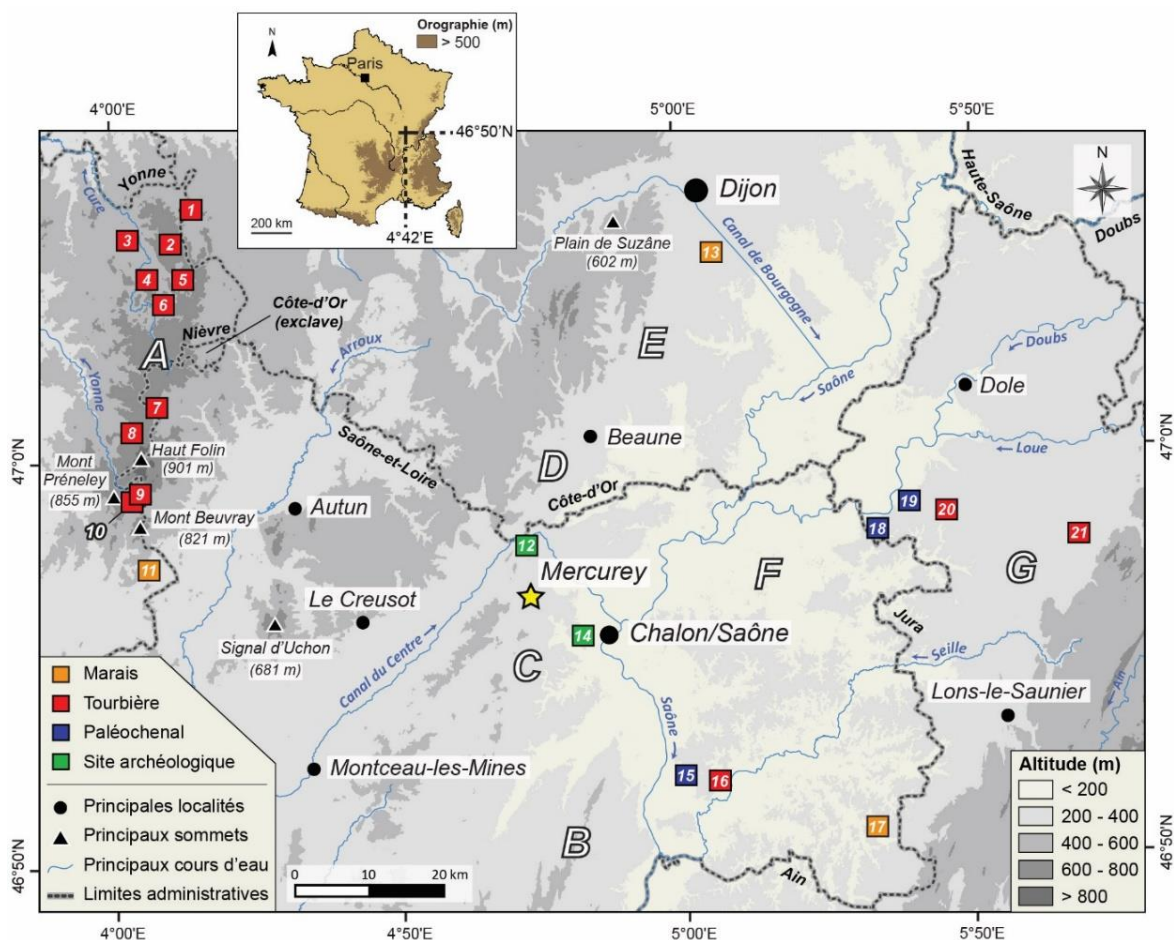


Figure 2.26 : Études palynologiques sur la Côte de Bourgogne et ses marges

Éléments contextuels : (A) Massif du Morvan ; (B) Mâconnais ; (C) Côte Chalonnaise ; (D) Côte de Beaune ; (E) Côte de Nuits ; (F) Plaine de Bresse ; (G) Vignoble du Jura

Références : [1-11] Jouffroy-Bapicot, 2010 ; [12] Argant & Limondin-Lozouet, 2005 ; [13] Laine et al., 2010 ; [14, 15] Argant et al., 2011 ; [16] Argant & Bourguignon, 2010 ; [17] Richard, 1996 ; [18] Gauthier, 2000 ; [19, 21] Gauthier, 2004

La fin de l'Atlantique (6900 - 3500 cal. BC) est dominée par une forêt mésothermophile composée de chêne caducifolié (*Quercus* sp.), orme (*Ulmus* sp.), frêne (*Fraxinus* sp.), tilleul (*Tilia* sp.) et noisetier (*Corylus* sp.) (Figure 2.27). Profitant de conditions climatiques plus fraîches et humides à l'approche du Subboréal (3500 - 800 cal. BC) (Magny, 2004), le hêtre (*Fagus* sp.) se développe vers 3600 cal. BC et occupe progressivement une place prédominante dans le couvert forestier.

L'entrée dans le Subatlantique autour de 800 cal. BC coïncide avec une nouvelle phase de péjoration climatique (*ibid.*). Sur le plan de la dynamique de la végétation, cette période correspond à l'apparition et à l'expansion du charme (*Carpinus* sp.), davantage adapté à des conditions climatiques plus continentales. Cette essence est utilisée régionalement comme repère chronologique pour marquer le début de l'âge du Fer (Richard, 1999). Malgré quelques ruptures succinctes, les taxons forestiers régressent de

manière générale tout au long du Subatlantique, en lien avec le développement des activités humaines. La fréquence des occurrences de pollen de céréales (*Cerealia*), d'oseille (*Rumex* sp.), de plantain (*Plantago* sp.) et d'Urticaceae augmente dans tous les sites, révélant une intensification des pratiques agro-pastorales. Les premiers indices de fruticulture émergent vers 200 cal. BC avec des essences telles que le châtaignier (*Castanea* sp.) et le noyer (*Juglans* sp.) considérées comme des indicateurs botaniques typiques de la romanisation des campagnes (Ferdrière, 2021), au même titre que la vigne cultivée (*Vitis vinifera*) dont les premières traces sont décelées un peu plus tardivement sur le piémont jurassien. Pratiquée dès 600 cal. BC dans le sud de la Gaule, notamment autour de Marseille (Boissinot, 2001), la viticulture a connu au début de notre ère une forte expansion vers le nord à la faveur du réchauffement climatique de la période romaine (Bernigaud *et al.*, 2019).

L'impact anthropique sur la végétation forestière s'accélère au cours du Moyen Âge. Un peu avant 1000 cal. AD., de nouvelles plantes spéculatives, telles que le chanvre (*Cannabis* sp.) et le seigle (*Secale* sp.), sont introduites à côté des céréales traditionnellement cultivées : le blé, l'orge et l'avoine (*Triticum* sp., *Hordeum* sp., *Avena* sp.). Parmi les essences ligneuses, certaines se raréfient (*Quercus* sp. et *Fagus* sp., notamment). Seuls la vigne (*Vitis vinifera*) et des taxons héliophiles (*Pinus* sp., *Corylus* sp., *Juniperus* sp.) progressent, ce qui est significatif de l'ouverture croissante du paysage au profit des activités agro-pastorales. La partie terminale des diagrammes polliniques montre une reprise forestière surtout incarnée par les conifères, reflétant les politiques d'afforestation initiées à partir du XIX^e siècle (Moriniaux, 1999 ; Koerner *et al.*, 2000).

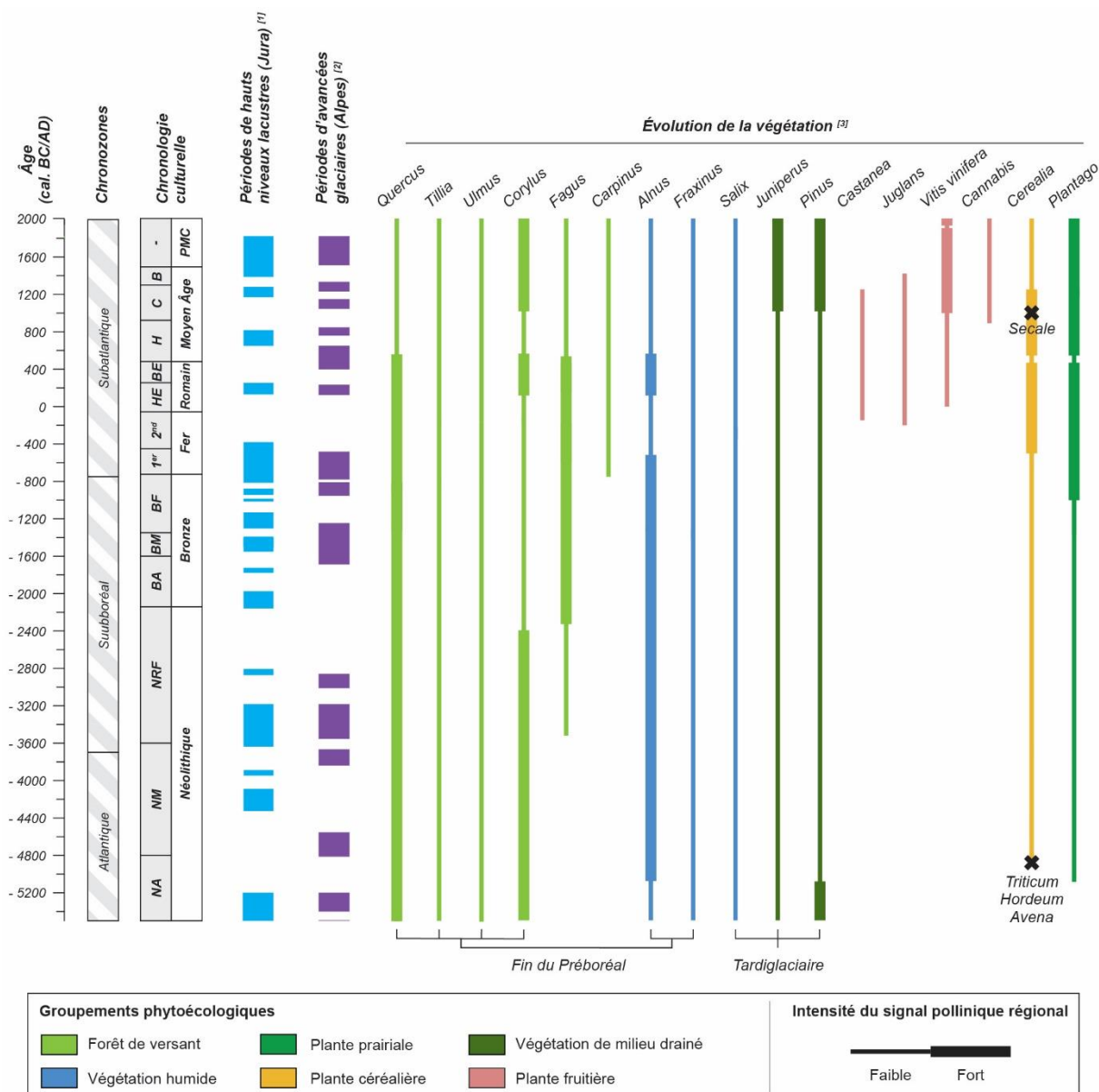


Figure 2.27 : Synthèse palynologique régionale simplifiée depuis le Néolithique

Abréviations : NA = Néolithique ancien ; NM = Néolithique moyen ; NRF = Néolithique récent et final ; BA = Bronze ancien ; BM = Bronze moyen ; BF = Bronze final ; 1^{er} = 1^{er} âge du Fer (Hallstatt) ; 2nd = 2nd âge du Fer (La Tène) ; HE = Haut-Empire romain ; BE = Bas-Empire romain ; H = Haut Moyen Âge ; C = Moyen Âge central ; B = Bas Moyen Âge PMC = Période moderne et contemporaine

Références : [1] Magny, 2004 ; [2] Haas et al., 1998 ; [3] Dion, 2010 ; Garcia et al., 2010 ; Jouffroy-Bapicot, 2010 ; Laine et al., 2010 ; Argant et al., 2011

Complémentaire aux données archéologiques, cette synthèse palynologique souligne, d'une part, le triptyque châtaignier-noyer-vigne comme indicateur de l'augmentation de la pression anthropique aux premiers siècles de notre ère et, d'autre part, une diversification médiévale des cultures. En revanche, elle laisse ouvert le débat sur la date d'apparition de la viticulture sur la Côte de Bourgogne. L'histoire de la mise en vigne du bassin versant du Giroux reste également incertaine et ne peut être

interprétée que par analogie avec des zones périphériques souvent éloignées. Enfin, la résolution spatiale régionale du signal pollinique ne permet pas de décrypter l'agencement des modes d'occupation du sol qui nécessite une approche à une échelle plus fine en utilisant un biomarqueur adapté.

Conclusion

Le vignoble de Mercurey est adossé à un bassin versant (le Giroux) structurellement favorable au ruissellement érosif dans un contexte d'exploitation principalement viticole. Cet impluvium se singularise localement par des versants raides et des sols limono-argileux pauvres en matière organique. L'intensité élevée des pluies d'orages, notamment pendant les saisons estivales et automnales, les nombreux travaux viticoles mécanisés et les vastes superficies couvertes de vigne constituent d'autres facteurs majeurs de susceptibilité à l'érosion. Des crues turbides soudaines s'y produisent ainsi régulièrement. Les événements exceptionnels en 1981 et 1983 ont montré que les techniques culturales en vigueur à cette période (rangs orientés dans le sens de pente, inter-rangs non végétalisés, etc.) et la réorganisation de la mosaïque paysagère au profit d'un système de monoculture viticole (suppression des réseaux de linéaires et des zones tampons, mise en vigne des pentes fortes, etc.) ont exacerbé l'exportation des sédiments. Or, le sol est une ressource non renouvelable à l'échelle humaine et occupe une place de premier plan dans la classification des appellations viticoles de Bourgogne. Les viticulteurs du vignoble de Mercurey ont ainsi intégré cette problématique environnementale de l'érosion des sols dès les années 1980 en déployant sur les versants un réseau d'infrastructures hydrauliques, dont l'efficacité dans le piégeage des sédiments reste à démontrer.

En complément, l'histoire socio-environnementale plaide pour une mise en valeur agricole du bassin versant du Giroux depuis le Néolithique ainsi que pour une apparition probable de la viticulture à l'époque romaine. Le maintien de la vigne pendant au moins deux millénaires suppose une évolution des techniques culturales et des agencements des modes d'occupation du sol au gré des considérations agronomiques et des cycles d'emprise et de déprise agraire. La question se pose de savoir dans quelle mesure ces évolutions influencent les modalités de la connectivité sédimentaire.

Un des principaux enjeux de ce travail réside donc dans l'intégration des impacts de la structure paysagère sur la connectivité sédimentaire à différentes échelles de temps. Dès lors, il convient de présenter le cadre conceptuel qui nous a permis de construire la démarche d'ensemble de cette étude.

Chapitre 3

Construire un cadre conceptuel et méthodologique à plusieurs échelles temporelles

<i>3.1 Déterminer les dynamiques spatio-temporelles actuelles de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux.....</i>	<i>p124</i>
<i>3.2 Analyse rétrospective : les effets de la structure paysagère sur les transferts sédimentaires.....</i>	<i>p126</i>
<i>3.3 Dépasser la dichotomie actuel/passé en croisant les échelles temporelles</i>	<i>p129</i>

Introduction

À la lumière des deux premiers chapitres, nous souhaitons montrer que la connectivité de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux n'est pas constante dans le temps, évoluant au gré de la transformation de sa structure paysagère. L'hypothèse émise est que les techniques culturales et l'agencement des modes d'occupation du sol peuvent provoquer des alternances entre des phases au cours desquelles la connectivité s'opère efficacement, et des phases au cours desquelles la connectivité est marquée par des blocages et des entraves. La discussion est alors de savoir dans quelle mesure ces alternances marquent le souci de la gestion de la ressource en sol, le développement de stratégies de remédiation.

La poursuite de cet objectif de recherche implique de faire dialoguer différentes échelles de temps par la combinaison de méthodes diversifiées associant métrologie de terrain, modélisation, sédimentologie et anthracologie. Cette combinaison implique un décloisonnement des approches traditionnelles de la géomorphologie qui se focalisent sur des sous-systèmes au sein de la cascade sédimentaire (dynamiques de versants, fonctionnement du système fluvial) ou bien sur des fenêtres temporelles singularisées par leurs propres modes d'acquisition des données (études paléoenvironnementales portant sur l'examen d'archives sédimentaires, études sur l'actuel fondées sur la métrologie de terrain). Ce travail s'inscrit ainsi dans le prolongement de certains auteurs qui encouragent ce décloisonnement (Lespez, 2012 ; Viel, 2012 ; Beauchamp, 2018).

Ce chapitre vise à présenter les articulations entre les différentes méthodes mobilisées, soulignant ainsi la dimension systémique de la démarche employée. Notre travail combine une approche actualiste et une approche rétrospective. Chacune repose sur des démarches qui leur sont propres, et qui seront détaillées au début des deux prochaines parties de ce manuscrit, afin d'assurer une bonne compréhension des résultats qui en seront issus. Ces approches ne sont cependant pas exclusives l'une de l'autre : notre défi méthodologique consiste à les faire interagir tout en permettant un enrichissement mutuel.

Nous avons donc souhaité ici détailler les modalités de l'articulation entre échelles temporelles, modalités qui s'effectuent par des relations heuristiques ou de confirmation¹⁶.

Nous présentons en premier lieu les principes généraux de chaque méthode en distinguant celles attribuées à l'approche actualiste de celles relevant de l'approche rétrospective. Dans un dernier temps, la dimension systémique est formalisée pour montrer comment ces différentes méthodes sont interdépendantes.

3.1. Déterminer les dynamiques spatio-temporelles actuelles de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux

Une première partie de notre méthodologie a pour objectif d'identifier l'impact de la structure paysagère sur la connectivité de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux pour la période actuelle. Nous recourons pour cela à des outils variés dont nous présentons les articulations ci-dessous après être revenu sur la volonté de construire dans l'actuel de nouvelles hypothèses de travail à tester dans le passé.

3.1.1 La connectivité actuelle et son potentiel heuristique

Comme annoncé en introduction générale, nous poursuivons l'objectif de documenter l'influence de l'organisation interne du paysage viticole actuel du bassin versant du Giroux sur les transferts sédimentaires entre les versants et le cours d'eau. Il est alors nécessaire d'acquérir des données renseignant sur l'état actuel de la relation entre la connectivité sédimentaire et la structure paysagère, en particulier des données relatives à la charge sédimentaire du cours d'eau qui demeurent lacunaires dans le bilan érosif actuel du bassin versant du Giroux.

Cet objectif a une portée heuristique dans la démarche de cette thèse : il doit permettre d'engendrer de nouvelles hypothèses de travail pour comprendre l'évolution des signaux géomorphologiques passés. À quelle hauteur peut-on mesurer les impacts des

¹⁶ Pour expliciter les relations entretenues entre nos différents outils méthodologiques, nous appliquons la typologie proposée par Grantham (2004) et Sauzet (2017) pour décrire les relations possibles entre les champs scientifiques dans le cadre de travaux interdisciplinaires. Les auteurs distinguent des interconnexions heuristiques (un champ scientifique permet à un autre de générer de nouvelles hypothèses de travail), des interconnexions de confirmation (les données issues d'un champ scientifique sont utilisées par un autre pour justifier des hypothèses qui lui sont propres) et de méthodologie (intégration des méthodes issues d'un autre champ scientifique).

stratégies anthropiques sur la connectivité sédimentaire ? Si cet impact est perceptible, dans quelle mesure peut-il expliquer la variabilité des transferts sédimentaires passés ?

Ce raisonnement est donc actualiste, dans le sens où « *les phénomènes géomorphologiques du passé s'expliquent de la même manière que les phénomènes actuellement observables* » (Gregory & Lewin, 2014, p. 88). Plus précisément, il peut se rapprocher de la démarche adoptée par l'ethnogéomorphologie (Wilcock *et al.*, 2013 ; Blond, 2019), entendue comme l'étude ethnographique des pratiques anthropiques à des fins géomorphologiques. Il s'agit de confirmer les modalités de l'enregistrement des pratiques agricoles dans l'activité géomorphologique. L'ethnogéomorphologie aide les géomorphologues à reconstituer les modes de vie et les stratégies anciennes en étudiant le rôle qu'ont les sociétés modernes dans l'organisation et la magnitude des processus d'érosion. Dans cette thèse les liens complexes actuels entre les utilisations du sol et l'érosion sont donc formalisés pour ensuite, dans un second temps, aider à documenter les stratégies passées en termes de prévention de l'érosion du sol.

Dans le détail, le but n'est pas de fournir directement des explications aux faits paléoenvironnementaux, mais de constituer un « savoir de référence » comme le nomment les ethnoarchéologues (Gallay, 1986, p. 169). Aurenche (2012) estime que ce savoir de référence est celui dans lequel, « *par analogie, on pourra puiser des explications possibles, puisqu'elles existent "en vrai" dans le monde vivant* » (p. 14).

3.1.2 La construction d'une démarche empirique

Pour ce faire, il apparaît opportun de développer une démarche empirique de terrain, avec une métrologie de terrain adaptée, en vue de quantifier le volume de sédiments exportés jusqu'à l'exutoire du bassin versant du Giroux. Ces derniers sont ensuite discutés à la lumière d'indicateurs permettant de déterminer l'efficacité de la cascade sédimentaire à exporter des sédiments depuis les versants jusqu'à l'exutoire : (i) régime des transferts sédimentaires dans le cours d'eau (régulier, saccadé) ; (ii) taux de transfert sédimentaire mesurés dans d'autres contextes agricoles ; (iii) typologie des crues selon l'origine des sources sédimentaires alimentant leur charge solide. Nous cherchons ainsi à poser les premiers jalons d'une réflexion sur la relation entre l'efficacité géomorphologique de la cascade sédimentaire et la structure paysagère actuelle du bassin versant du Giroux.

Nous proposons ensuite un changement d'échelle pour passer de la mesure stationnelle à la compréhension des transferts sédimentaires en tout point du bassin versant du Giroux. Le recours à la modélisation spatiale est alors privilégié. La plupart des modèles spatiaux d'érosion et de transfert sédimentaire sont basés sur des approches souvent critiquées pour leur difficulté à prendre en compte les éléments linéaires du paysage (limites parcellaires, haies, fossés, etc.), alors que ces derniers jouent un rôle majeur dans le cheminement des flux sédimentaires (Aurousseau *et al.*, 2009 ; Reulier, 2015 ; Pic *et al.*, 2022). L'objectif est de disposer d'une estimation spatialisée de la production et de l'exportation sédimentaire à l'échelle du bassin versant, prenant en compte ces éléments de la structure paysagère.

La modélisation obtenue constitue un référentiel actuel de la dynamique spatiale de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux. Nous déterminons dans l'espace la quantité de matériel qui transite entre les versants et l'exutoire à partir de deux étapes : une estimation de la fourniture sédimentaire en tout point du bassin versant et une formalisation spatiale de sa cascade sédimentaire.

En définitive, l'ensemble des données mesurées et modélisées nous permet une lecture qualitative et quantitative de la relation entre la connectivité sédimentaire et la structure paysagère du bassin versant du Giroux pour la période actuelle. Il s'agit ainsi dans ce premier volet méthodologique de comprendre la complexité des dynamiques sédimentaires à l'œuvre dans un bassin versant intensément cultivé. En outre, pour prolonger cette étude actuelle et interroger l'impact de l'évolution de la structure paysagère sur la connectivité sédimentaire, nous acquérons des données caractérisant les signaux géomorphologiques et anthropiques dans le cadre d'une approche rétrospective.

3.2. Analyse rétrospective : les effets de la structure paysagère sur les transferts sédimentaires

La deuxième partie de notre méthodologie s'attache à reconstituer l'évolution spatio-temporelle de la cascade sédimentaire et à discuter le rôle qu'ont pu avoir les changements survenus dans l'organisation anthropique du paysage. Nous revenons d'abord sur l'enjeu central de cette étude rétrospective, avant de présenter les données sur lesquelles nous nous sommes appuyées.

3.2.1 Comment documenter l'impact de la structure paysagère sur les signaux géomorphologiques ?

L'objectif est de fournir les données nécessaires à la confirmation ou non de l'hypothèse de travail formulée : celle que les changements dans le fonctionnement de la cascade sédimentaire reflètent pour partie le souci d'une gestion précoce de la ressource en sol. La recherche de cette relation de confirmation se fonde sur une meilleure compréhension des liens qui s'organisent entre la structure paysagère, les changements d'utilisation des terres et l'érosion des sols.

Un problème majeur est qu'un tel objectif nécessite des informations spatiales sur l'utilisation passée des sols pour calibrer les modèles (Ward *et al.*, 2009 ; Notebaert *et al.*, 2011 ; Foucher *et al.*, 2019 ; Cossart *et al.*, 2021). En conséquence, les études disponibles modélisant de telles interactions sont souvent limitées aux 40-50 dernières années, de sorte que les analyses menées à des échelles de temps plus importantes font encore défaut (Lasanta *et al.*, 2017). Pour lever ce verrou, nous devons documenter (i) l'évolution des modes d'occupation du sol, (ii) l'évolution des techniques culturales, (iii) l'évolution des processus d'érosion du sol au cours des derniers millénaires. Le couplage d'études géomorphologiques avec des bio-indicateurs est nécessaire pour déduire les techniques culturales et les modes d'occupation du sol.

Le recours à cette approche rétrospective s'avère pertinent à l'échelle du bassin versant du Giroux. Cet impluvium se caractérise en effet par une exploitation agricole des sols probablement plurimillénaire et par un contexte viticole actuel que nombre d'auteurs considèrent comme stable dans le temps. La vocation de ce bassin versant étant relativement stable, et le mode d'occupation du sol dominant pérenne, le travail d'inter-comparaison dans le temps est facilité. De nombreux auteurs ont récemment souligné que les stratégies d'entretien des sols ne pouvaient pas être appréhendées à la seule échelle de la parcelle, mais devaient prendre en compte une échelle plus large (Follain *et al.*, 2012 ; Biddoccu *et al.*, 2014 ; Bagagiolo *et al.*, 2018). Ils incitent à se focaliser sur la mosaïque spatiale des modes d'occupation du sol, et donc la structure paysagère. Il s'agit alors d'insister sur les techniques culturales et la mosaïque paysagère qui ont, quant à elles, évolué, mais également de déterminer des effets de seuil et de bifurcation qui en résultent dans l'aptitude du bassin versant à exporter des sédiments.

Dans ce cadre, les remplissages sédimentaires constituent des archives à même de fournir la matière nécessaire à cette approche rétrospective. Avec l'objectif de travailler à l'échelle englobante du bassin versant, la stratégie de collecte de ces archives est déclinée sous la forme de transects longitudinaux (tête de bassin/exutoire) et transversaux (versant/fond de vallée) permettant de mettre efficacement en relation les zones de fourniture sédimentaire avec les zones de stockage. Cette stratégie offre la possibilité de renseigner les qualités de connexion sédimentaire en différents points du bassin versant et d'en déduire de potentiels effets de la structure paysagère.

3.2.2 Quelles données paléoenvironnementales sont nécessaires ?

L'examen des archives sédimentaires repose d'abord sur l'analyse des sédiments eux-mêmes. Une lecture des faciès sédimentaires et de la stratigraphie, couplée à une étude sédimentologique (granulométrie, susceptibilité magnétique, matière organique, carbonate de calcium) offre la possibilité d'individualiser les différentes séquences d'accumulation sédimentaire, de caractériser leurs modalités de dépôt et de transport, et d'identifier l'origine des matériaux qui les constituent.

Nous procédons ensuite à l'identification taxonomique des charbons de bois exhumés. L'objectif est de renseigner le rôle de la mosaïque paysagère (et des techniques culturelles associées) sur le fonctionnement de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux, documenté à partir de l'analyse des sédiments. En plus de leur résolution spatiale fine, les charbons de bois constituent un marqueur paléobotanique privilégié des activités anthropiques en général et de la viticulture en particulier.

En conclusion, cette approche rétrospective s'appuie sur une méthodologie résolument pluridisciplinaire, qui permet d'éclairer la relation entre la connectivité sédimentaire et la structure paysagère dans le temps long, en miroir de ce que nous proposons pour l'échelle actuelle. Notre travail s'enrichit d'un troisième volet méthodologique à l'interface entre les deux premiers. Il s'agit de faciliter l'inter-comparaison dans le temps de l'influence des techniques culturelles et de la mosaïque paysagère dans la variabilité des transferts sédimentaires.

3.3. Dépasser la dichotomie actuel/passé en croisant les échelles temporelles

Enfin, notre démarche méthodologique a également pour vocation de rendre comparable les analyses des dynamiques érosives identifiées à différentes périodes. Nous expliquons dans un premier temps comment le recours à la modélisation spatiale permet un travail diachronique. Nous revenons ensuite sur la comparabilité des méthodes mises en œuvre pour reconstituer les mesures anti-érosives passées.

3.3.1 *Le recours à la modélisation spatiale*

Le recours à la modélisation spatiale facilite la comparaison dans le temps des impacts de la structure paysagère sur l'érosion des sols. Le modèle n'a pas pour objectif de reconstituer précisément les niveaux de pertes en sol et de transferts sédimentaires pour chaque période étudiée. Il s'agit plutôt de construire des estimations comparables dans le temps des dynamiques sédimentaires et des facteurs explicatifs de ces dernières. La focalisation sur la structure paysagère s'explique par le fait que celle-ci révèle pour partie dans quelle mesure les agriculteurs ont fait face aux pertes de sol, notamment en modulant les qualités de connectivité des bassins versants (Cossart *et al.*, 2021). Ces investigations doivent se fonder sur une spatialisation, dont la mise en œuvre nécessite de faire dialoguer les approches actualiste et rétrospective.

La démarche s'organise en deux étapes : (i) reconstituer les modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux à différentes périodes temporelles préalablement sélectionnées, et (ii) intégrer ces données dans un modèle d'érosion et de transfert sédimentaire, implémenté également sur la base des données produites dans le cadre des approches actualiste et rétrospective. Le modèle facilite ainsi la comparaison dans le temps en hiérarchisant les facteurs qui font partir à la hausse ou à la baisse l'érosion des sols.

3.3.2 *Une comparaison dans le temps des mesures anti-érosives*

La reconstitution de la mosaïque paysagère s'effectue à différents niveaux d'anthropisation du bassin versant du Giroux pour lesquels nous disposons de données de première main sur les modes d'occupation du sol. Alors que les périodes contemporaines bénéficient de sources planimétriques exhaustives sur cette thématique (photographies

aériennes et cartes anciennes), les périodes antérieures se voient appliquer un raisonnement par unité géomorphologique. Nous affectons à ces dernières des modes d'occupation du sol déduits des données anthracologiques produites dans le cadre de l'approche rétrospective, complétées par la littérature scientifique pour certaines périodes ciblées et non documentées par les archives sédimentaires étudiées.

La cartographie diachronique de la mosaïque paysagère constitue ensuite une des données d'entrée d'un modèle spatial. À l'instar des modes d'occupation du sol, la principale difficulté de ce travail de modélisation réside dans l'homogénéisation des données acquises dans les deux premiers volets méthodologiques, tant la résolution spatiale se dégrade avec l'ancienneté des périodes chronoculturelles considérées. Les méthodes de modélisation spatiale offrent un recours, en permettant d'enrichir les reconstitutions paléoenvironnementales par des référentiels actuels (scénarios d'érosivité des pluies, par exemple) acquis sur la base de données précises. Le calibrage de ce modèle diachronique s'articule autour de deux types de données : celles correspondant à des référentiels établis à partir du modèle actuel et appliqués en l'état ou adaptés aux conditions environnementales passées, ainsi que celles renseignant les mosaïques paysagères de différentes périodes socio-environnementales. L'objectif de ce modèle diachronique est de retracer l'évolution des transferts sédimentaires à des moments clés de l'histoire de l'anthropisation du bassin versant du Giroux, tout en prenant en considération l'importance des techniques culturales et de la mosaïque paysagère sur la modulation de ces transferts.

Toutes choses égales par ailleurs, il s'agit de chercher à déduire l'augmentation/diminution (en pourcentage) de la susceptibilité à l'érosion et des transferts sédimentaires par rapport au référentiel actuel. Les cartes de résultats doivent montrer les étapes auxquelles les utilisations des terres et les modèles de paysage peuvent avoir exacerbé ou réduit l'érosion des sols et la connectivité au sein du bassin versant. Nous envisageons deux types de configurations qui sont à discuter :

- si l'érosion est supposée faible : dans quelle mesure les pratiques humaines sont-elles responsables de cette faible érosion ? Inversement, est-elle due à de faibles précipitations ?
- si l'érosion est forte, est-elle due à des facteurs climatiques ou anthropiques ?

Cette dernière section a insisté sur la dimension systémique des différentes méthodes mises en œuvre. Les approches actualiste et rétrospective alimentent un modèle diachronique permettant d'appréhender l'évolution des transferts sédimentaires au prisme de la structure paysagère sur un continuum temporel compris entre le début de l'Holocène et la période actuelle. En retour, les résultats obtenus complètent utilement l'approche rétrospective sur le plan chronologique ainsi que sur la dimension de la structure paysagère consacrée aux techniques culturelles.

Conclusion

Ce chapitre a développé le cadre conceptuel et méthodologique de notre démarche, en insistant particulièrement sur sa dimension systémique. Notre volonté est en effet de mettre en résonance les échelles temporelles pour pouvoir comparer l'influence des techniques culturales et de la mosaïque paysagère dans la variabilité des transferts sédimentaires à l'échelle de l'Holocène. Pour ce faire, nous avons développé une méthodologie décomposée en trois axes principaux (Figure 3.1).

Portant sur l'échelle actuelle, le premier volet s'appuie aussi bien sur des aspects de métrologie de terrain que sur des aspects de modélisation pour estimer la connectivité sédimentaire du bassin versant du Giroux et d'en inférer la capacité du réseau d'infrastructures hydrauliques à piéger les sédiments entre les versants et le cours d'eau. Ce volet a une dimension heuristique dans notre démarche et doit faire émerger de nouvelles hypothèses dans l'interprétation des signaux érosifs passés, à l'aune des changements de qualité de connectivité.

Centré sur le temps long, le deuxième volet propose une étude sédimentologique et anthracologique d'archives sédimentaires. En raisonnant sur des transects transversaux et longitudinaux au bassin versant du Giroux, il est possible de renseigner la qualité de la connectivité sédimentaire et le rôle de la structure paysagère dans l'évolution de celle-ci. Ce volet s'inscrit dans notre démarche générale par une relation de confirmation : il doit produire les données spatialisées (à l'échelle du bassin versant) nécessaires à la discussion de l'hypothèse de travail selon laquelle les agencements paysagers modifient l'organisation des processus géomorphologiques.

Dans ce prolongement, le dernier volet se focalise sur la confirmation (ou non) que la variabilité des signaux érosifs révèle le souci de la gestion de la ressource en sol et le développement de stratégies de remédiation. Nous nous attachons ici à implémenter un modèle diachronique avec une partie des données acquises jusqu'alors. L'objectif est de pouvoir comparer différentes périodes socio-environnementales entre elles autour de la relation entre la connectivité sédimentaire et la structure paysagère.

Le détail de chaque méthodologie mise en œuvre est précisé dans les chapitres suivants, au plus proche des résultats et de leur discussion afin de permettre une lecture plus aisée.

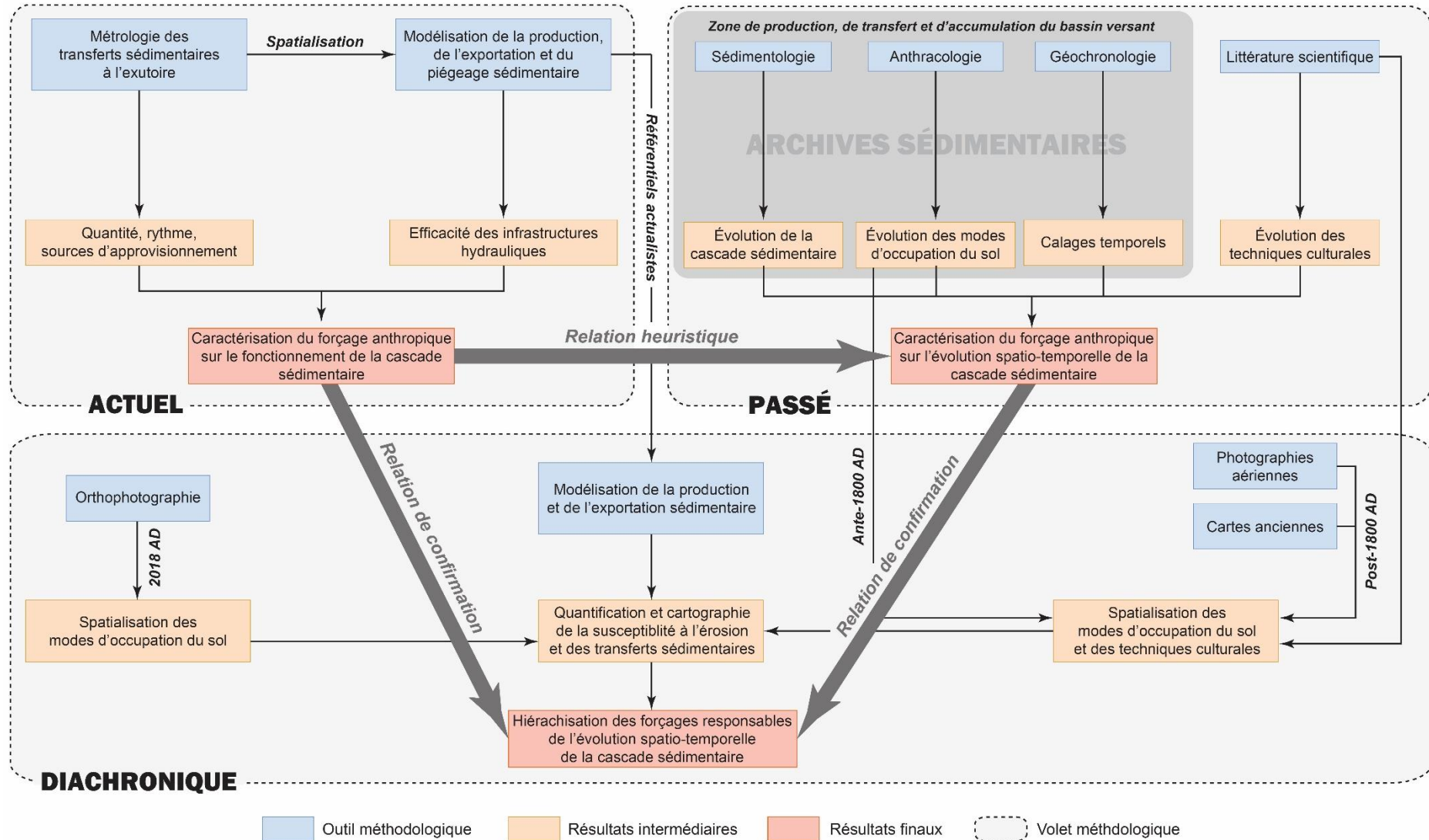


Figure 3.1 : Synthèse de la démarche conceptuelle et méthodologique appliquée

Conclusion de la première partie

Pour expliquer la divergence des signaux érosifs en contexte agricole, il apparaît nécessaire de poursuivre les études qui analysent les interactions spatiales entre l'organisation anthropique des paysages et les dynamiques sédimentaires à travers le concept de connectivité.

Le cadre choisi pour ce travail est le bassin versant du Giroux sur lequel est adossé le vignoble bourguignon de Mercurey. En raison de la présence actuellement de nombreuses infrastructures de correction hydraulique, nous pouvons documenter dans quelle mesure ces dernières entravent sa connectivité sédimentaire. Nous nous intéressons ainsi à qualifier le rôle joué par l'anthropisation dans l'évacuation vers l'exutoire des sédiments produits dans les parcelles viticoles, puis à comprendre la variabilité des dynamiques érosives passées. En recourant à une démarche diachronique, cette étude cherche à rendre compte des facteurs influençant les niveaux de production et d'exportation sédimentaire de différentes périodes socio-environnementales. Une attention particulière est accordée aux changements survenus dans les techniques culturales et l'agencement des modes d'occupation du sol



DEUXIÈME PARTIE

La cascade sédimentaire actuelle du bassin versant du Giroux : quelle efficacité dans le transport à l'exutoire des sédiments érodés ?

Introduction de la deuxième partie

Le bassin versant du Giroux a été affecté par des coulées de boue à la suite de la survenance d'événements hydroclimatiques extrêmes au début des années 1980. En réponse, l'association foncière viticole a entrepris la construction, dès 1985, d'infrastructures lourdes visant (i) à collecter les eaux de ruissellement en sortie de parcelle et (ii) à récupérer les sédiments érodés afin de pouvoir les réintroduire dans les parcelles en déficit. Ce dispositif offre de fait l'opportunité d'étudier dans quelle mesure l'anthropisation peut-elle être un moyen de limiter l'érosion en contexte de monoculture viticole intensive.

La méthode employée, combinant le recours à des techniques de métrologie de terrain et l'application d'un modèle d'érosion et de transfert sédimentaire, est présentée dans le chapitre 4. À partir de la mesure du transport solide du cours d'eau, le chapitre 5 permet ensuite de montrer que la cascade sédimentaire est peu efficace pour exporter les sédiments entre les versants et l'exutoire. Les causes de cette faible efficacité sont explorées dans le chapitre 6, en estimant tout d'abord la capacité du bassin versant à fournir des sédiments, puis le degré d'entrave joué par les infrastructures hydrauliques évoquées ci-dessus.

Chapitre 4

Production et connectivité sédimentaire actuelles du bassin versant du Giroux : méthodes de mesure et de modélisation spatiale

<i>4.1 Métrologie des transferts sédimentaires du bassin versant du Giroux.....</i>	<i>p143</i>
<i>4.2 Modéliser les transferts sédimentaires du bassin versant du Giroux.....</i>	<i>p159</i>

Introduction

Les modalités actuelles du transfert sédimentaire à travers le bassin versant du Giroux restent à préciser (cf. 0). Les interrogations portent sur la quantité de sédiments exportée à l'exutoire et, de façon concomitante, sur les modalités de la connectivité sédimentaire entre les versants et le cours d'eau. À travers ces questions nous devons discuter de l'efficacité du réseau d'infrastructures hydrauliques à piéger les sédiments.

Ce travail suppose en premier lieu de mesurer le transport solide du Giroux pour définir le régime du transport solide de ce cours d'eau et de mettre en relation ce régime avec des indices témoignant de la susceptibilité à l'érosion des versants viticoles (taux d'érosion, états de surface des sols, etc.). Nous proposons ensuite de reconstituer dans l'espace le signal sédimentaire mesuré à l'exutoire sur la base d'un travail de modélisation des transferts sédimentaires du bassin versant du Giroux.

Nous présentons les méthodes permettant de caractériser le mode de transport sédimentaire d'un cours d'eau de faible énergie comme le Giroux, la technique de métrologie de terrain adaptée à sa mesure et le choix du site instrumenté dans le bassin versant. Nous complétons la première section par les protocoles d'acquisition des données nécessaires à l'estimation du transport solide du Giroux et à la compréhension de ses dynamiques temporelles. Une seconde section se focalise sur le développement d'un modèle spatial de transferts sédimentaires appliqué au bassin versant du Giroux, puis présente les modalités de son implémentation. Nous insistons sur les méthodes de calcul employées et sur les données d'entrée utilisées qui constituent un point fondamental dans l'obtention de résultats robustes et cohérents.

4.1. Métrologie des transferts sédimentaires du bassin versant du Giroux

Cette section détaille les différentes étapes qui permettent l'estimation des volumes de sédiments exportés du bassin versant du Giroux, depuis la justification du mode de transport ciblé, de la technique de métrologie mise en œuvre et de la stratégie de localisation d'une station de mesure hydro-sédimentaire (Figure 4.1) jusqu'à la présentation des techniques de laboratoire et des post-traitements nécessaires pour rendre les données brutes de terrain exploitables.

Dans un premier temps, nous argumentons le choix de cibler les sédiments transportés en suspension dans ce cours d'eau de faible énergie, puis la nécessité de les quantifier par un suivi de la turbidité du cours d'eau. Nous détaillons ensuite le choix du site instrumenté dans le bassin versant du Giroux. Enfin, nous exposons successivement les protocoles d'acquisition des concentrations de matières en suspension, des débits liquides et des précipitations, afin d'estimer les transferts sédimentaires du Giroux et de croiser leur régime avec le signal pluviométrique.

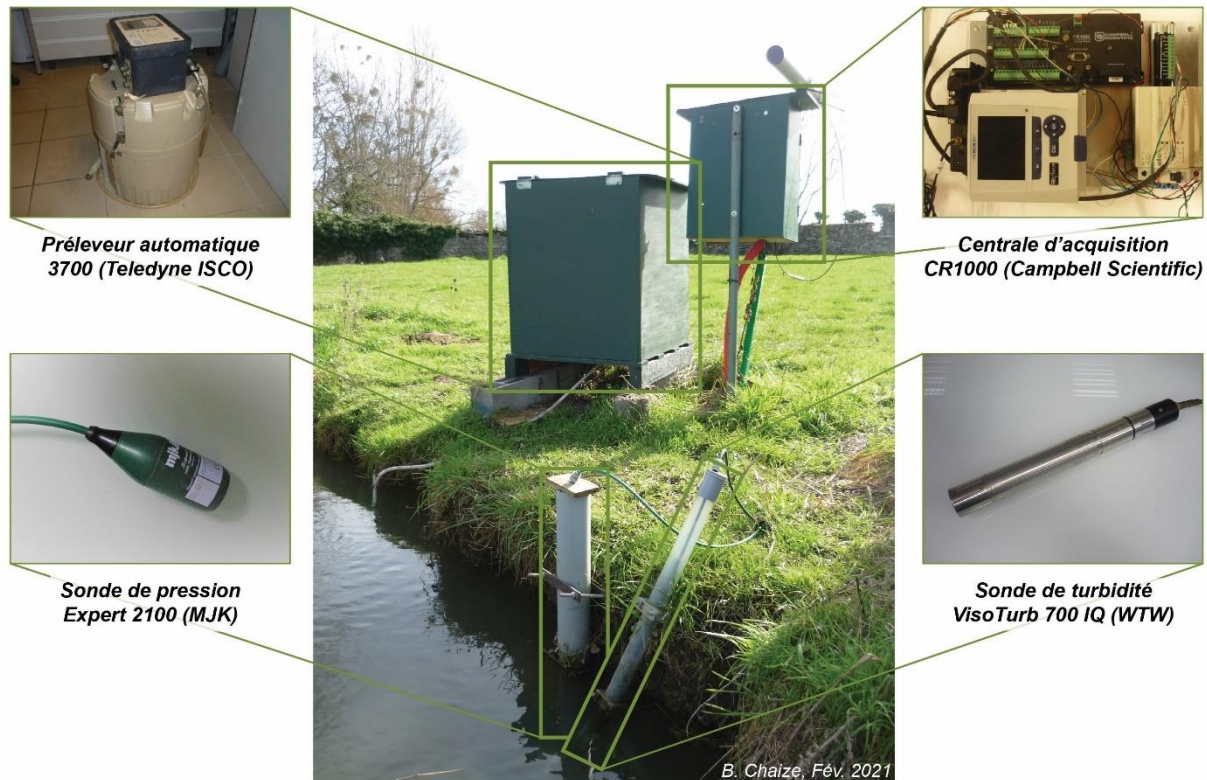


Figure 4.1 : Station de mesure hydro-sédimentaire du Giroux

4.1.1 Quel indicateur du fonctionnement sédimentaire du Giroux choisir ?

Si le transport solide des cours d'eau peut se dérouler sous différentes formes (suspension, saltation, charriage), des études ont montré que dans les cours d'eau de faible énergie, caractérisés par des forces de traction faibles, le transport sous la forme de matières en suspension, notées par convention [MES], domine largement. Vongvixay (2012) a ainsi mis en évidence pour un bassin versant bas-normand, drainé par un petit ruisseau d'ordre 2 et localisé dans la zone dite de « production » du système fluvial où la puissance spécifique du cours d'eau est la plus élevée (Schumm, 1977), que la part des sédiments grossiers, issus de la charge de fond du cours d'eau et transportés par saltation

ou charriage, ne représente qu'un pourcentage très réduit du volume de sédiments exportés à l'exutoire sur une année. Par conséquent, la quantification du transport solide du Giroux, répertorié comme un cours d'eau d'ordre 1, revient à prioriser la charge solide transportée en suspension, qui de surcroît n'a pas le temps de se déposer et apparaît difficilement piégée par les bassins décanteurs lorsque leur capacité de charge est dépassée (Mekonnen *et al.*, 2014).

La charge dissoute de même que la charge de fond ne sont pas prises en compte dans le cadre ce travail qui se focalise uniquement sur le transport sédimentaire réalisé en suspension. En se focalisant ainsi sur le transport particulaire, l'idée est de faire correspondre au mieux le signal du Giroux avec l'érosion particulaire des versants et des parcelles viticoles. Les termes de transferts ou de flux sédimentaires, ou encore de débit solide, souvent utilisés par la suite, ne désignent en réalité que la charge solide transportée en suspension par le cours d'eau du Giroux. Nous cherchons davantage à établir des ordres de grandeur manquants dans le budget sédimentaire du bassin versant.

Il s'agit de déterminer le mode d'acquisition des données le plus approprié. En effet, le suivi des transferts réalisés en suspension dans un bassin versant est une opération couramment menée depuis de nombreuses années sur la base de différents protocoles.

4.1.2 Comment mesurer les transferts sédimentaires en suspension ?

Nombre d'auteurs ont montré que la temporalité des transferts sédimentaires en suspension est principalement contrôlée par le débit du cours d'eau (Close-Lecocq *et al.*, 1982 ; Lemin *et al.*, 1987 ; Lamalle *et al.*, 1989 ; Laguionie, 2006 ; Gao, 2008 ; López Tarazón, 2011 ; Viel, 2012) (Figure 4.2).

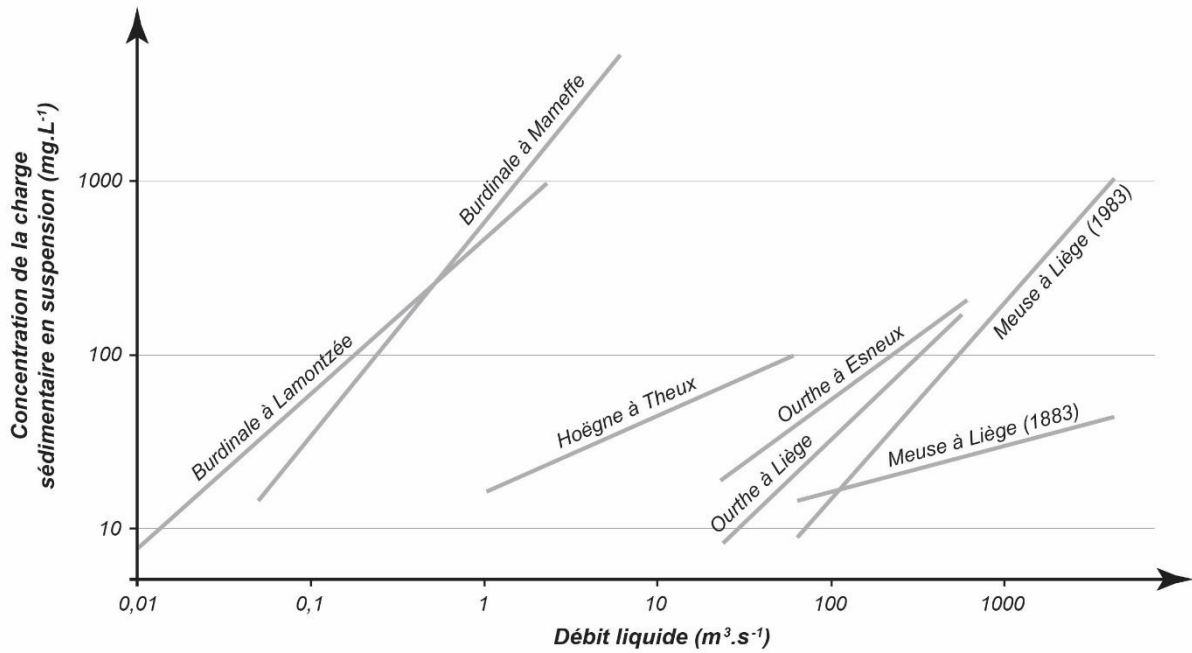


Figure 4.2 : Droites de régression établies entre la concentration de la charge sédimentaire en suspension et le débit liquide de différentes rivières du bassin versant de la Meuse (modifié d'après Close-Lecocq et al., 1982 ; Lemin et al., 1987 ; Lamalle et al., 1989)

Cette forte dépendance au débit liquide explique l'utilisation fréquente d'une relation empirique, mieux connue sous le nom de « *rating curve* », qui estime la concentration en MES d'un cours d'eau à partir d'une valeur de débit liquide (Bravard & Petit, 2000 ; Restrepo & Kjerfve, 2000 ; Pont *et al.*, 2002 ; Antonelli *et al.*, 2008). Cette relation se présente sous la forme :

$$C_s = aQ^b$$

Avec :

- C_s : Concentration en matières en suspension ($g.L^{-1}$)
- Q : Débit liquide ($m^3.s^{-1}$)
- a : Coefficient d'ajustement essentiellement corrélé à la taille du bassin versant considéré (adimensionnel)
- b : Exposant montrant le degré d'évolution de la concentration en matières en suspension en fonction des débits liquides (adimensionnel)

Si cette méthode est simple à mettre en œuvre, la relation statistique présente toutefois une forte marge d'erreur. Plusieurs auteurs soulignent une sous-estimation de la concentration en MES qui peut dépasser 50 % (Jansson, 1985 ; Thomas, 1985 ; Ferguson, 1986 ; Koch & Smillie, 1986 ; Ferguson, 1987 ; Cohn *et al.*, 1992 ; Grasso & Jakob, 2003), ce qui interroge fortement sur la crédibilité des estimations réalisées avec cette méthode. Malgré les améliorations apportées à cette relation statistique (Thompson,

1987 ; Morehead *et al.*, 2003), le développement des outils de métrologie de terrain au début des années 1990, basés sur le suivi de la turbidité des cours d'eau, a permis de franchir un seuil dans la qualité de la précision des estimations de concentration en MES des cours d'eau (Asselman, 1999 ; Viel, 2012).

D'après la norme ISO 7027-1 (2016), la turbidité désigne la « réduction de la transparence d'un liquide due à la présence de matière non dissoute ». Elle est mesurée par un turbidimètre qui, une fois immergé dans la colonne d'eau, quantifie la diminution de l'intensité de la diffusion de la lumière entre un faisceau incident et un photorécepteur, provoquée par la capacité d'absorption et de réflexion des matières en suspension. L'estimation de la concentration en MES repose sur un postulat de départ selon lequel il existe une relation entre la turbidité et la charge solide en suspension transportée par un cours d'eau. Ainsi, pendant les périodes de fortes concentrations en MES, l'eau devient trouble et la turbidité augmente, permettant alors d'estimer de manière indirecte les transferts sédimentaires réalisés en suspension. Dès lors, les mesures turbidimétriques rendent possible le suivi des concentrations de MES à une fréquence particulièrement élevée, pouvant descendre jusqu'à la minute, et sur de longues périodes temporelles.

Pour quantifier les transferts sédimentaires réalisés en suspension, le turbidimètre doit cependant être préalablement calibré en mettant en relation la turbidité, dont l'unité est le *Nephelometric Turbidity Unit* (NTU), avec la concentration en MES réelle, exprimée en gramme par litre (g.L^{-1}) et mesurée à partir d'échantillons prélevés dans le cours d'eau. Cette calibration doit s'effectuer dans différentes conditions hydrologiques pour couvrir une gamme importante de concentrations en MES. Une fois la calibration établie, les valeurs de turbidité mesurées sont converties en concentrations en MES. Après avoir été multipliées par les débits liquides correspondants, ces dernières permettent alors de quantifier les flux massiques de sédiments en suspension exportés à l'exutoire.

Nous avons donc eu recours à un turbidimètre pour recueillir en continu des données concernant les transferts sédimentaires en suspension dans le Giroux. Comme il n'a pas été possible de positionner cet outil de mesure à l'exutoire du bassin versant, il convient de justifier le choix du site instrumenté.

4.1.3 Localisation du site instrumenté

Le turbidimètre est intégré à une station de mesure des transferts sédimentaires en suspension dont le choix du positionnement dans le bassin versant du Giroux a suivi plusieurs logiques complémentaires.

Il convenait tout d'abord de répondre à des critères de praticité (accessibilité du site, proximité d'un point d'alimentation électrique, sécurité des installations contre le vol et le vandalisme), tout en permettant d'assurer une stationnarité des conditions de mesure. La stationnarité des mesures a été assurée par le choix d'une section avec des berges stabilisées qui garantissent l'absence de changement de tracé.

La station devait également être mise en place en un point du cours d'eau du Giroux dont le signal sédimentaire enregistré est supposé être représentatif du fonctionnement géomorphologique de la zone viticole. Au regard de ces éléments, la station a été positionnée proche de la sortie du vignoble, directement à l'aval de la partie du bassin versant où la vallée est encaissée et encadrée par des versants réservés aux appellations les plus fines (Figure 4.3). Ainsi, la superficie instrumentée du bassin versant constitue le siège privilégié des transferts de sédiments entre les versants viticoles et le cours d'eau, soit la principale source du signal sédimentaire à l'exutoire naturel du bassin versant.

La station correspond ainsi à l'exutoire d'un bassin versant d'une superficie de 9,5 km² qui comprend 75 % de la superficie viticole totale du bassin versant du Giroux ainsi que l'ensemble des infrastructures hydrauliques. Il intègre également l'ensemble des connaissances acquises jusqu'à présent sur l'érosion des sols viticoles dans le bassin versant du Giroux. En effet, des taux d'ablation ont été mesurés dans le sous-bassin versant de Monthelon (0,43 km² dont 77 % couverts de vigne) à partir du déchaussement de ceps de vigne et des volumes sédimentaires piégés dans différentes infrastructures hydrauliques (Fressard *et al.*, 2022).

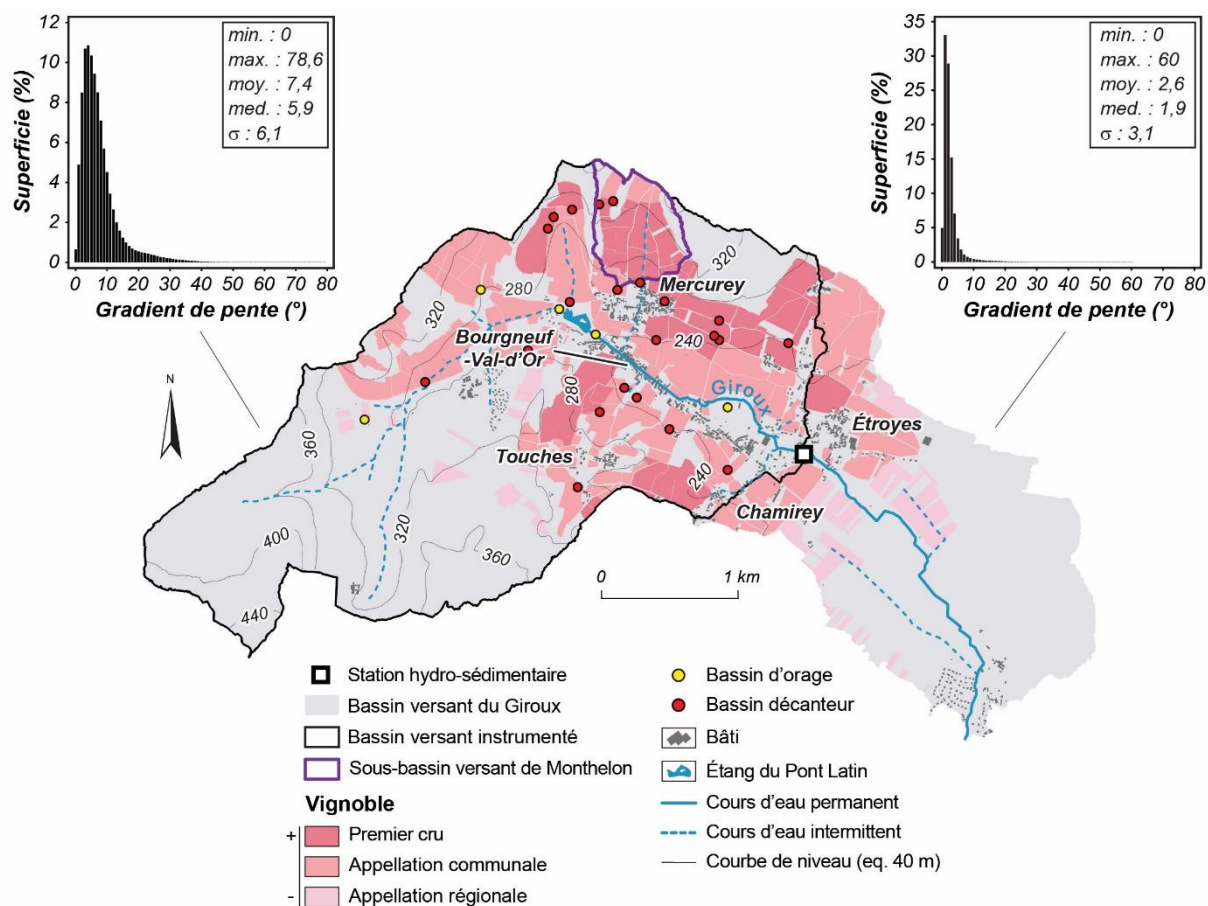


Figure 4.3 : Localisation de la station de mesure et présentation des caractéristiques topographiques et du contexte viticole du bassin versant instrumenté

Enfin, entre l'étang du Pont Latin et la station, le lit du cours d'eau est fortement aménagé, notamment dans la traversée du village-rue de Bourgneuf-Val-d'Or où il emprunte une buse souterraine. Cette dernière joue le rôle de connecteur direct, facilitant le transfert des sédiments des versants vers la station et limitant les possibilités de stockage et d'apport intermédiaire.

Une fois positionnée, la station a permis un suivi à haute fréquence des transferts de matières en suspension du Giroux à partir de l'acquisition de données sur les débits solides et liquides dont nous présentons successivement les protocoles de mesure.

4.1.4 Mesure du transport solide en suspension du Giroux

Cette section présente le protocole méthodologique pour estimer le transport solide en suspension du Giroux, depuis les valeurs de turbidité mesurées automatiquement sur le terrain jusqu'à l'établissement d'une relation d'étalonnage avec les concentrations en MES, obtenues à partir de nombreux échantillons d'eau filtrés en laboratoire.

4.1.4.1 Acquisition des données de turbidité

Les mesures de turbidité sont réalisées à l'aide d'une sonde WTW dont le fonctionnement répond à la norme ISO 7027-1 (2016) relative à la mesure de la turbidité (Figure 4.4).

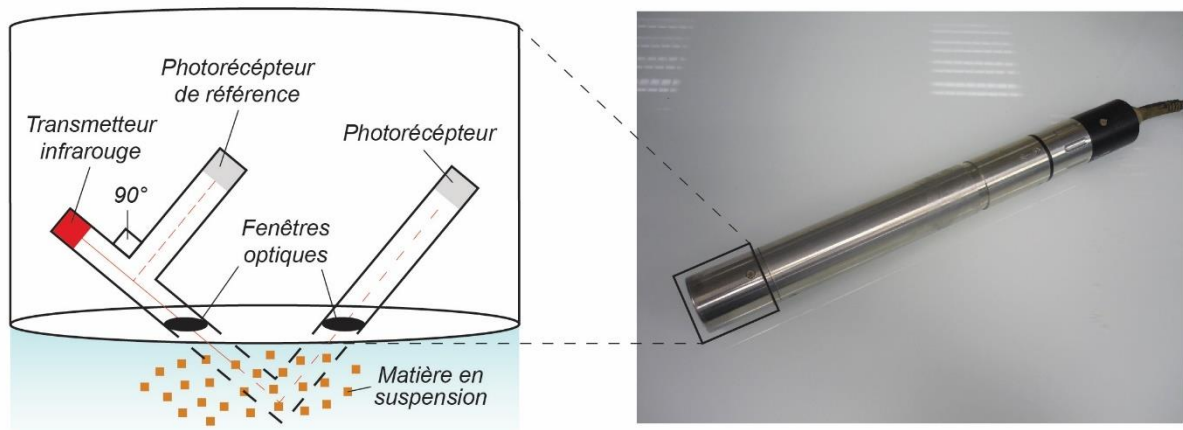


Figure 4.4 : Fonctionnement de la sonde de turbidité VisoTurb 700 IQ WTW (modifié d'après Viel, 2012)

D'après la norme ISO 7027-1 (2016), la mesure de la turbidité repose sur la quantification de l'intensité de la lumière diffusée par une source lumineuse infrarouge puis réfléchiée par les MES sur un photorécepteur situé à 90 ° du rayon incident.

La plage de mesure de la sonde est comprise entre 0 et 4 000 NTU. Au cours de notre période de mesure comprise entre le 08 octobre 2019 et le 31 mai 2021, la turbidité maximale observée est de 933 NTU. Par conséquent, la plage de mesure est tout à fait adaptée au suivi des transferts de MES dans le bassin versant du Giroux.

Acquises à un pas de temps d'une minute, les données sont moyennées toutes les dix minutes puis stockées dans une centrale d'acquisition *Campbell Scientific* (CR1000), qui assure la conversion des signaux électriques envoyés par la sonde en mesures physiques. Une fois acquises, les données sont télétransmises sur une plateforme de stockage en ligne pour pouvoir les consulter à distance, ce qui permet de déclencher rapidement une intervention en cas de dérive de la sonde, liée à son encrassement.

4.1.4.2 Sensibilité de la sonde de turbidité

Les sondes de turbidité sont des appareils particulièrement sensibles et différents éléments peuvent modifier la valeur mesurée. Des corrections de la mesure sont réalisées automatiquement par la sonde afin de limiter les dérives causées par la variation diurne

de la luminosité. Des nettoyages automatiques et manuels de la sonde permettent d'atténuer les problèmes de dérives liées à son encrassement.

Les caractéristiques des particules et de l'eau qui transitent dans le chenal peuvent également provoquer une dispersion des mesures de turbidité à concentration de MES égale. Or, si elles sont constantes dans les solutions de formazine utilisées par le fabricant pour le calibrage de la sonde, ces caractéristiques fluctuent sur le terrain (Foster *et al.*, 1992 ; Lefrançois, 2007). Les sondes de turbidité se révèlent être particulièrement sensibles aux particules les plus fines (Foster *et al.*, 1992 ; Davies-Colley *et al.*, 2003 ; Vongvixay, 2012 ; Thollet *et al.*, 2013).

Sur le plan spatial, la faible largeur et profondeur du cours d'eau du Giroux, ainsi que l'écoulement laminaire au niveau du point de mesure de la sonde positionné à environ 50 cm de la berge et 20 cm du fond du chenal, permettent de considérer la variabilité latérale et horizontale de la granulométrie des particules au sein de la section mouillée comme négligeable. À ce titre, Bravard & Petit (2000) soulignent que « *les particules dont le diamètre est inférieur à 60 μ m [comme cela est le cas pour le Giroux] montrent en général une répartition homogène selon la profondeur et la largeur* » (p. 67). En outre, Laguionie (2006) a montré sur le bassin versant breton de la Vilaine que si un gradient de concentration en MES est observé en période de faible débit entre les rives et le centre de la section mouillée, la variabilité des concentrations de MES au sein de la section mouillée est beaucoup plus faible en période de crue. Or, la très grande majorité des transferts sédimentaires se déroulent au cours des périodes de crues (Viel, 2012). Nous considérons donc la mesure obtenue par la sonde comme étant représentative de l'ensemble de la section mouillée.

D'autres éléments peuvent être responsables d'incertitudes dans les mesures de turbidité, tels que la nature organique ou minérale des particules, leur couleur, leur forme, la couleur de l'eau ou encore la turbulence de l'écoulement (Gippel, 1989, 1995 ; Campbell *et al.*, 2004 ; Lefrançois, 2007). Il n'existe donc pas de corrélation exacte entre la turbidité et la concentration en MES d'un cours d'eau. Compte tenu de ces multiples sources de dérive dans les mesures, une procédure de contrôle est mise en place sur les données brutes de turbidité.

4.1.4.3 Contrôle et correction des données de turbidité

Les données sont tout d'abord contrôlées de manière « experte ». L'objectif est d'identifier manuellement et à partir de la connaissance du terrain les données aberrantes ponctuelles¹⁷ pour les supprimer, et de vérifier l'absence de dérives à plus long terme dans les mesures liées à l'encrassement de la sonde. Les problèmes de dérive observés ont été corrigés selon la méthode proposée par Lefrançois (2007) (Annexe II).

Par ailleurs, un bruit de fond peut survenir notamment en période d'étiage sévère, lorsque le niveau d'eau est très faible dans le chenal et provoque des irrégularités dans les mesures de turbidité. Un constat similaire est effectué lorsque la distance entre la tête de la sonde et le fond du chenal se réduit nettement en raison d'une accumulation de sédiments et débris organiques. Pour limiter ce bruit de fond et, plus globalement, pour rendre plus lisible l'évolution temporelle des mesures de turbidité, les données sont lissées, ce qui permet de ne conserver que les tendances nettes d'augmentation et de diminution de la turbidité, en suivant pour cela des protocoles déjà établis (Lefrançois, 2007 ; Viel, 2012) (Figure 4.5). En dehors des périodes de crue, une moyenne mobile d'ordre 21 est appliquée, alors qu'en période de crue, les données sont conservées sans lissage préalable. Enfin, pendant les périodes de transition, avant et après les périodes de crue, une moyenne mobile d'ordre 5 est calculée (Viel, 2012).

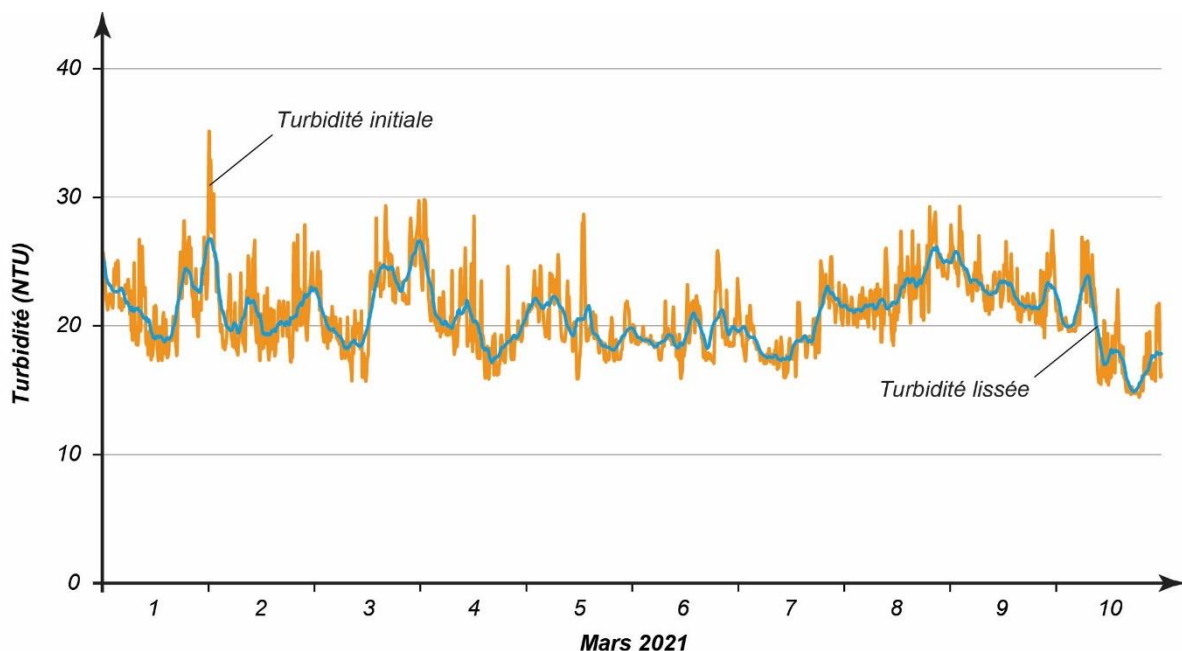


Figure 4.5 : Lissage des données brutes de turbidité enregistrées par la station de mesure hydro-sédimentaire du Giroux au cours de la première décennie de mars 2021

¹⁷ Par exemple, une augmentation brutale des valeurs de turbidité non corrélée à un épisode pluvieux et à une hausse du débit liquide.

Par ailleurs, nous indiquons que des problèmes d'acquisition des mesures de turbidité sont survenus à deux reprises lors d'une panne générale de la station hydro-sédimentaire (du 08 au 23 novembre 2019) et d'une panne de la sonde de turbidité (du 15 au 23 octobre 2020). Dans ces deux cas, les données sont indiquées comme manquantes.

4.1.4.4 Conversion des valeurs de turbidité en concentration en MES

Une fois les chroniques de turbidité acquises, l'étape suivante consiste à les transformer en chroniques de concentration en MES pour calculer les débits solides du Giroux. À cet effet, une corrélation entre les valeurs de turbidité et les concentrations en MES est nécessaire. Cette corrélation est établie à partir d'échantillons d'eau prélevés dans le Giroux dans différentes conditions hydrologiques, puis filtrés et pesés en laboratoire.

◆ Prélèvement d'échantillons d'eau et dosage de la concentration en MES

Parallèlement aux mesures de turbidité, des échantillons d'eau d'un volume de 400 mL sont prélevés dans le Giroux. Ils sont collectés à l'aide d'un préleveur automatique ISCO 3700, puis stockés dans les 24 bidons de 500 mL situés dans la partie inférieure de cet appareil. La prise d'eau du tuyau de pompage est fixée à proximité de la sonde de turbidité.

Le déclenchement des prélèvements est commandé par le *data logger* à partir de seuils de turbidité préalablement programmés. Ces seuils sont ajustés régulièrement pour tenir compte de la variabilité saisonnière des concentrations en MES dans le cours d'eau, et pour disposer de prélèvements dans une gamme de valeurs de turbidité la plus large et la plus diversifiée possible. Le déclenchement des prélèvements par le *data logger* permet un calage temporel précis entre les mesures de turbidité et les mesures de concentration en MES, élément essentiel en période de crue où la variation des concentrations en MES est rapide. La fréquence des prélèvements est également renseignée dans le programme du *data logger*. Elle varie en fonction des seuils de turbidité dépassés, de telle sorte que l'échantillonnage soit maximisé dans les gammes de valeurs de turbidité les plus élevées qui sont plus rares. Une fois les prélèvements réalisés, ils sont collectés puis rapportés en laboratoire pour y être filtrés afin de déterminer leur concentration en MES.

◆ Dosage de la concentration en MES

Les prélèvements effectués de manière automatique sur le terrain sont filtrés en laboratoire à l'aide d'un équipement de filtration sous vide et suivant la norme NF EN 872

(AFNOR, 2005) (Annexe III). La méthode basée sur la filtration de l'échantillon entier est préférée à celle qui utilise des sous-échantillons afin de limiter les biais de mesure liés à la représentativité des sous-échantillons filtrés (Gray *et al.*, 2000). La concentration en MES est ensuite déterminée à partir de la connaissance de la masse du filtre avant et après filtration, ainsi que du volume d'eau filtré, d'où :

$$[MES] = \frac{M_1 - M_0}{V}$$

Avec :

- $[MES]$: Concentration en matières en suspension (g.L⁻¹)
- M_0 : Masse du filtre avant filtration, pesé à sec après lavage (g)
- M_1 : Masse du filtre après filtration, pesé à sec (g)
- V : Volume de l'échantillon filtré (L)

L'ensemble des concentrations en MES calculées est ensuite utilisé afin de calibrer la sonde de turbidité.

◆ Établissement de la relation d'étalonnage turbidité - [MES]

Pour établir la calibration entre la turbidité et la concentration en MES, il est nécessaire de disposer d'un nombre élevé d'échantillons. Dans notre cas, la courbe de calibration est construite à partir de 186 échantillons prélevés dans des conditions hydrologiques variées : en crue et en dehors des périodes de crue, et répartis sur l'ensemble de l'année (Tableau 4.1).

Nombre d'échantillons filtrés	Turbidité maximale utilisée pour l'étalonnage	Turbidité maximale observée	% des transferts de MES > Turbidité max. utilisée (Oct. 2019 - Mai 2021)
186	850 NTU	933 NTU	0,2 %

Tableau 4.1 : Caractéristiques des échantillons utilisées pour établir la relation d'étalonnage turbidité - [MES]

Parmi les 54 crues enregistrées sur la période instrumentée (Octobre 2019 - Mai 2021), 31 ont été échantillonnées par le préleveur, ce qui représente 97 des 186 échantillons filtrés.

Il est également important que la relation d'étalonnage soit établie pour toute la gamme des valeurs de turbidités mesurées *in situ* au cours de la période instrumentée. Pour certains niveaux de turbidité, les concentrations en MES sont peu fréquentes, voire lacunaires. Dans ces cas, la relation d'étalonnage est extrapolée à partir d'une droite de régression. Parmi les méthodes existantes, la régression linéaire est retenue car elle présente le coefficient de détermination le plus important (Figure 4.6). Une opération

similaire est également effectuée pour les niveaux de turbidité les plus élevés, ponctuellement mesurés lors d'épisodes orageux, et dont les concentrations en MES n'ont pu être mesurées. La contribution sédimentaire de ces événements pluviométriques de forte magnitude ne représente que 0,2 % des flux de MES enregistrés sur la période de mesure. Par conséquent, l'extrapolation de la relation d'étalonnage pour ces valeurs extrêmes ne compromet en rien l'estimation des volumes exportés à l'échelle annuelle. Enfin, l'analyse des résidus montre que la variabilité est peu importante entre les valeurs observées et les valeurs estimées pour la relation entre la turbidité et la concentration en MES. Cependant, la variabilité augmente dans les fortes valeurs de turbidité. Ceci s'explique par un faible nombre d'échantillons prélevés et une incertitude de mesure plus grande dans ces gammes de valeurs.

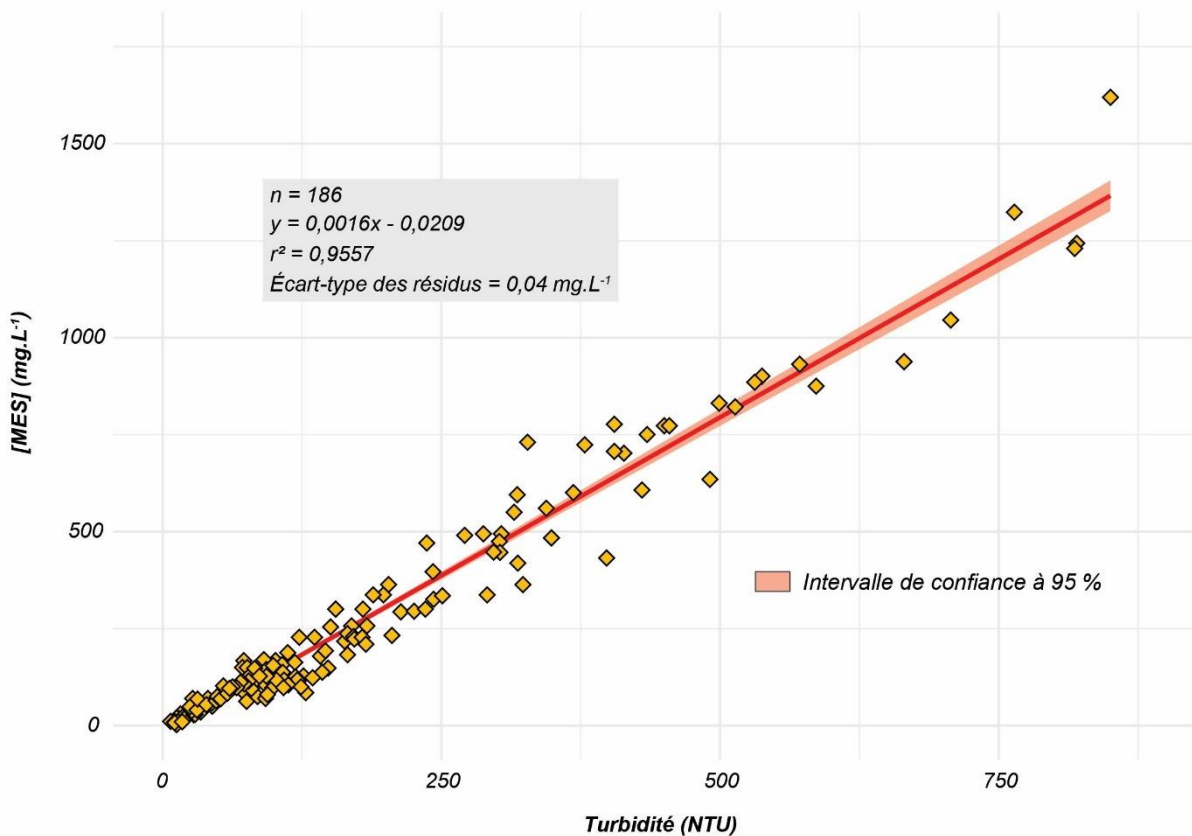


Figure 4.6 : Corrélation entre les valeurs de turbidité et les concentrations en MES obtenues pour la station de mesure hydro-sédimentaire du Giroux

Cette relation d'étalonnage permet de convertir les mesures de turbidité (NTU) en concentrations en MES (g.L⁻¹). Il convient de multiplier ces dernières par les débits liquides du Giroux correspondants pour pouvoir quantifier les transferts de sédiments en suspension exportés à l'exutoire. Comme pour les concentrations en MES, les débits liquides sont obtenus par des mesures indirectes basées sur la hauteur d'eau, ce qui nécessite une autre étape de calibration pour établir une correspondance entre le

paramètre mesuré et le paramètre estimé. Nous proposons de détailler le protocole d'acquisition des débits liquides dans les paragraphes suivants.

4.1.5 Mesure des débits liquides

L'estimation des débits liquides est réalisée à partir de mesures de hauteur d'eau acquises par une sonde de pression MJK. Similairement à la sonde de turbidité, les mesures sont effectuées à un pas de temps d'une minute, moyennées toutes les dix minutes, stockées sur le *data logger* et télétransmises sur une plateforme de stockage en ligne.

Parallèlement, des jaugeages au sein de la section mouillée, effectués au micro-moulinet hydrométrique OTT C2, permettent ensuite de réaliser une courbe de tarage, afin de convertir les hauteurs d'eau (cm) en débits ($m^3.s^{-1}$). Les jaugeages ont été réalisés à proximité immédiate de la station, sur une section mouillée dont nous nous sommes assurés de la stabilité à chaque mesure. D'une largeur de 2,19 m, la section mouillée est jalonnée de verticales de mesure régulièrement espacées de 20 cm, à l'exception de sa veine principale où l'espacement est réduit à 10 cm en raison d'une augmentation de la vitesse d'écoulement (Figure 4.7). Le long des verticales, les relevés de vitesse sont effectués en trois points de mesure positionnés à 0,2, 0,6 et 0,8 fois la profondeur du cours d'eau au-dessous de la surface (Perzyna, 2016).

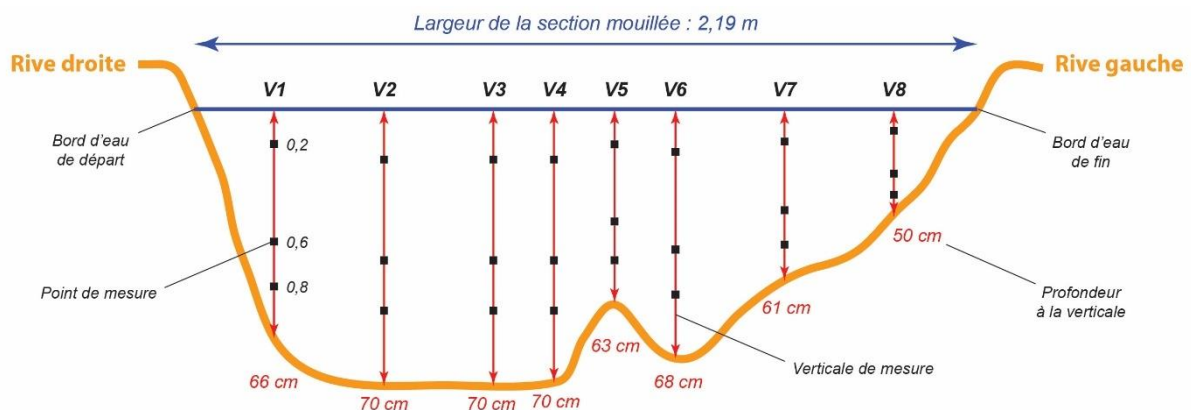


Figure 4.7 : Section transversale d'étude pour le jaugeage hydrométrique du Giroux

Une fois le jaugeage effectué, le débit est calculé selon la méthode des sections centrales qui suppose que la vitesse d'écoulement sur chaque verticale, calculée en faisant la moyenne des trois points de mesure, correspond à la vitesse d'écoulement d'une sous-section mouillée (Annexe IV). Le débit est alors calculé séparément pour chaque sous-section mouillée comme suit :

$$Q = \Sigma (V \times A)$$

Avec :

- **Q** : Débit volumique de la sous-section mouillée ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)
- **V** : Vitesse d'écoulement de la sous-section mouillée ($\text{m}.\text{s}^{-1}$)
- **A** : Aire de la sous-section mouillée (m^2)

La somme des débits partiels passant à travers chaque sous-section mouillée permet alors d'obtenir le débit total du cours d'eau. Une courbe de tarage peut ainsi être établie en faisant correspondre les mesures de débit avec les différentes valeurs de hauteurs d'eau (Figure 4.8). Elle est obtenue à partir d'une régression polynomiale d'ordre 2. En l'absence de jaugeage pour certaines hauteurs d'eau, les valeurs de débit associées sont considérées comme suivant l'équation de la courbe de tarage. Cette dernière est considérée comme fiable car, sachant que la hauteur d'eau maximale mesurée par la sonde de pression est de 90 cm, les jaugeages sont régulièrement distribués sur toute la gamme de mesure. Sur la période instrumentée, seulement 0,33 % des hauteurs d'eau mesurées excèdent la hauteur maximale jaugée (76 cm).

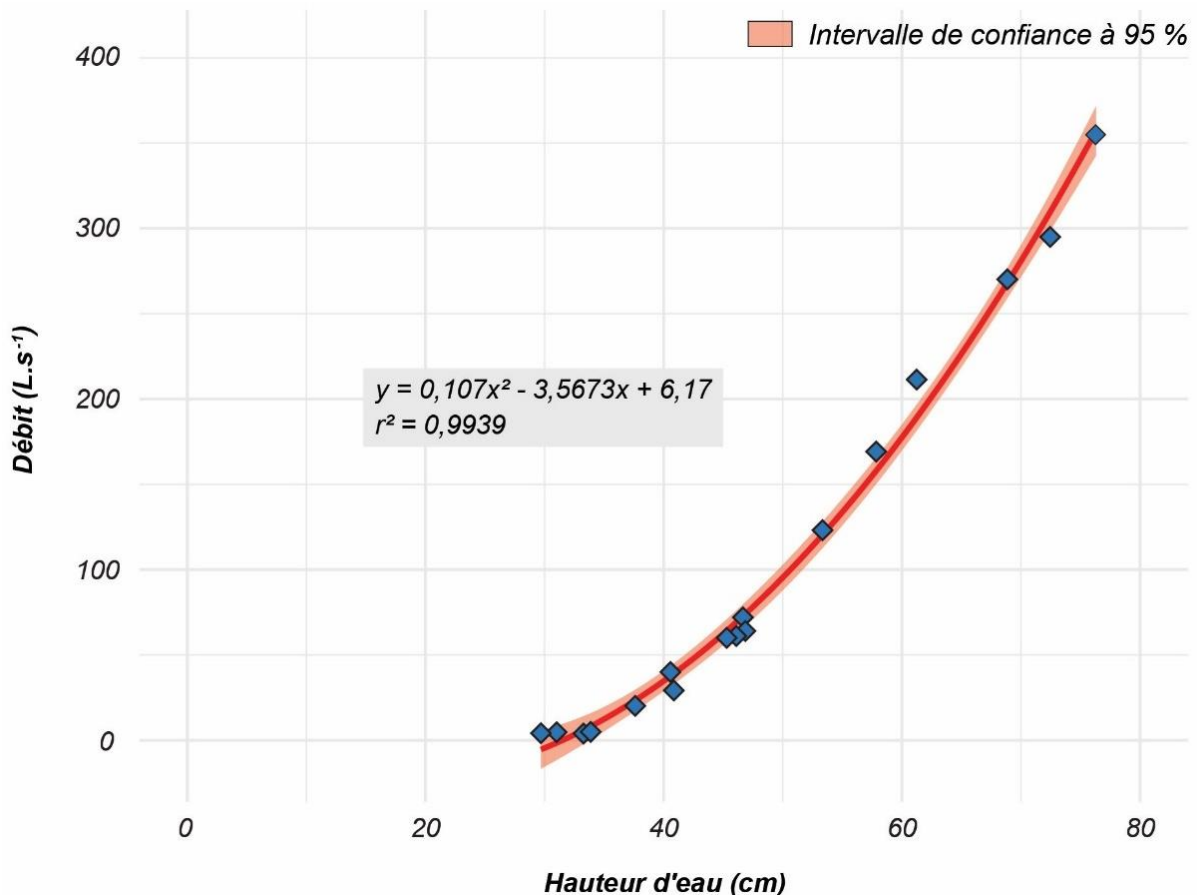


Figure 4.8 : Courbe de tarage de la station de mesure hydro-sédimentaire du Giroux

Les transferts sédimentaires en suspension du Giroux peuvent être calculés à partir de la multiplication des concentrations en MES et des débits liquides correspondants acquis.

4.1.6 Les précipitations comme signal d'impulsion des transferts sédimentaires en suspension

Nous avons obtenu en parallèle des données sur les précipitations locales pour documenter leur rôle dans les dynamiques temporelles des transferts sédimentaires. En effet, le transport solide dans le cours d'eau dépend en grande partie du délit liquide qui est lui-même étroitement lié à la variabilité des précipitations. Au-delà de la formation des crues, les précipitations contrôlent l'efficacité hydrologique du bassin versant du Giroux, dépendante de la saturation des sols, du battement de l'aquifère et du dépassement de la capacité de charge des bassins décanteurs disposés dans le bassin versant du Giroux. Elles sont également à l'origine de l'initiation du processus d'érosion que ce soit dans la production ou le transfert sédimentaire par ruissellement. Autant d'éléments favorables à la formation de surplus hydrologiques chargés en sédiments.

Le suivi des précipitations locales s'appuie sur des données mises à notre disposition par la coopérative Bourgogne du Sud. Les précipitations sont quantifiées à l'aide d'une station météorologique ADCON, équipée d'un pluviomètre à auget d'une valeur de 0,2 mm (Figure 4.9). Elle assure un enregistrement des volumes précipités à un pas de temps fixé à 15 minutes. Compte tenu de son positionnement au lieu-dit « En Theurot », situé au cœur de la zone viticole, les dynamiques pluviométriques observées sont représentatives du fonctionnement hydrologique de la partie du bassin versant instrumenté qui nous intéresse au plus haut point.

Station de Theurot (alt. 248 m)

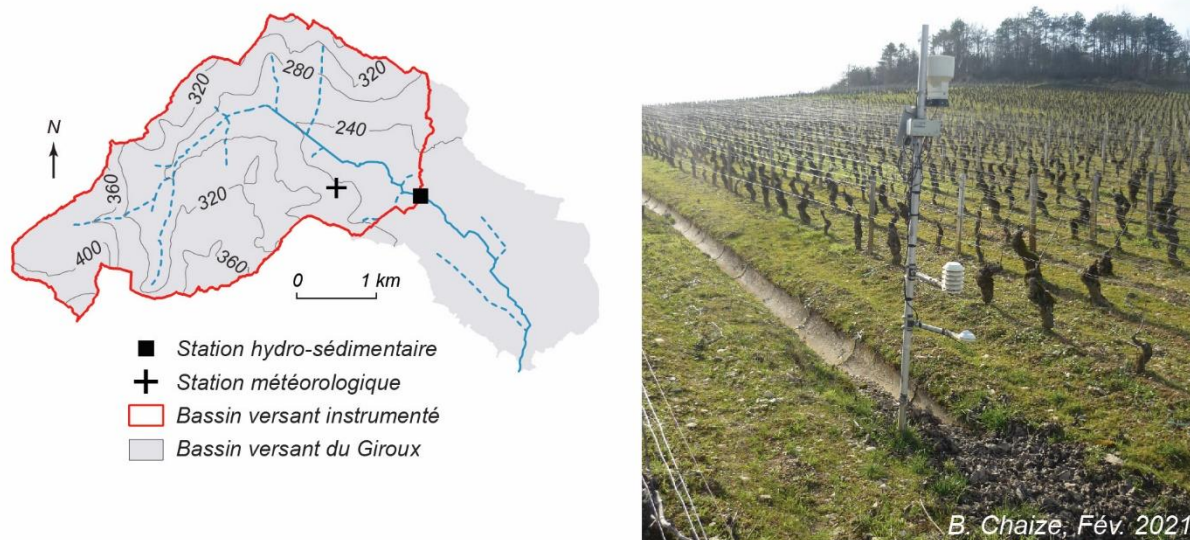


Figure 4.9 : Localisation et présentation de la station météorologique de Theurot

En définitive, l'enregistrement des débits solides du Giroux et de leur régime constitue une étape préliminaire dans l'étude de l'efficacité de la cascade sédimentaire du Giroux à exporter les sédiments érodés jusqu'à l'exutoire. Les volumes de sédiments transférés par le cours d'eau sont vus comme des signaux érosifs, dont la variabilité intègre toute la dynamique de la cascade sédimentaire au sein du bassin versant.

Si les temporalités des transferts sédimentaires du Giroux au cours d'une année peuvent être appréhendées à travers cette démarche de métrologie de terrain, nous avons souligné à plusieurs reprises la nécessité d'intégrer également ces transferts dans une dimension spatiale à partir d'un travail de modélisation qu'il convient de présenter en détail.

4.2. Modéliser les transferts sédimentaires du bassin versant du Giroux

L'objectif est ici d'exposer la stratégie de modélisation visant à compléter le travail de métrologie de terrain avec une analyse spatiale des sources sédimentaires à l'origine des transferts mesurés à l'exutoire du bassin versant instrumenté. En croisant les deux, nous pourrions également discuter de l'influence des infrastructures hydrauliques sur les volumes de sédiments exportés jusqu'au cours d'eau, tout en ayant conscience des limites

imposées par la variété des échelles temporelles dans lesquelles les données mesurées et modélisées sont acquises. La mise en place d'un modèle de transfert sédimentaire permet de surcroît la construction de référentiels actuels en vue de l'approche modélisatrice diachronique développée ultérieurement.

Après avoir justifié le choix du modèle appliqué, nous présentons son fonctionnement à travers les méthodes de calcul de ses différents paramètres ainsi que les données d'entrée utilisées et leur stratégie d'acquisition.

4.2.1 Le choix d'un modèle de transfert sédimentaire

Quatre critères essentiels influencent le choix du modèle de transfert sédimentaire qui doit nous permettre d'évaluer une qualité de connexion au cours d'eau des sédiments produits localement. Tout d'abord, nous cherchons un modèle applicable à l'échelle du bassin versant, ce qui exclut les modèles à base physique dont l'utilisation à cette échelle se heurte au grand nombre de données d'entrée nécessaire à leur mise en œuvre (Borrelli *et al.*, 2021).

Un autre critère correspond à la représentation de la variabilité spatiale des transferts sédimentaires. Il est alors nécessaire de recourir à un modèle distribué, dans lequel le bassin versant est discrétisé selon une grille régulière de pixels dont la taille dépend souvent de la résolution d'un MNT (Reulier, 2015).

Un troisième critère porte sur l'intégration de l'impact de la structure paysagère, autrement dit de l'agencement spatial des modes d'occupation du sol (superficie, topologie) et des techniques culturales (sens de travail du sol, mesures de conservation du sol), sur le cheminement des sédiments entre les versants et le cours d'eau.

Enfin, en prévision de l'application du modèle dans une démarche diachronique, celui-ci doit être capable de réaliser des bilans de transferts sédimentaires à une échelle annuelle au minimum, offrant ainsi la possibilité de comparer les périodes chronoculturelles entre elles. Par conséquent, les modèles événementiels, qui visent à simuler la réponse d'un bassin versant à un épisode pluvieux spécifique, sont écartés.

Une revue de la littérature scientifique indique que les modèles InVEST SDR, USPED et WaTEM/SEDEM sont les seuls à satisfaire ces exigences. Sur la base d'une analyse comparative des modèles de transferts sédimentaires empiriques les plus couramment utilisés (Jakubínský *et al.*, 2019), notre choix s'est porté sur le modèle InVEST SDR qui est décrit comme peu consommateur de données (*ibid.*). Ce point est

essentiel dans une logique d'application itérative lors de l'approche modélisatrice diachronique développée ultérieurement. Enfin, ce modèle, basé sur une analyse séparée de la production sédimentaire et de la connectivité des versants à l'exutoire, permet de disposer de résultats intermédiaires cartographiques qui peuvent être interprétés d'un point de vue géomorphologique et ainsi enrichir les interprétations. Ces derniers points constituent des arguments de choix importants dans une logique d'application itérative lors de la démarche diachronique ultérieure.

Le modèle InVEST SDR constitue donc l'outil retenu pour comprendre les dynamiques spatiales des transferts sédimentaires rejoignant l'exutoire du bassin versant du Giroux. Une attention particulière est désormais portée aux méthodes de calcul et aux données d'entrée de ce modèle, qui peuvent être la source d'une grande variabilité dans les résultats.

4.2.2 Paramétrage du modèle InVEST SDR

Le modèle InVEST SDR est structuré autour de deux approches complémentaires (Figure 4.10) : (i) une modélisation de l'ablation sédimentaire théorique sur la base de l'équation universelle révisée de perte en sol (RUSLE) de Renard *et al.* (1997), et (ii) la modélisation d'un taux d'exportation sédimentaire (SDR) à partir des apports respectifs de Borselli *et al.* (2008), Vigiak *et al.* (2012) et Cavalli *et al.* (2013), ce qui permet de connaître en tout point de l'espace (chaque pixel du bassin versant) la probabilité que les sédiments érodés localement soient exportés efficacement jusqu'à l'exutoire. Le couplage des deux approches (multiplication) permet alors de proposer une estimation spatialisée des transferts sédimentaires annuels moyens s'effectuant depuis les versants vers l'exutoire (Figure 4.10).

Les prochains paragraphes proposent une vue détaillée des méthodes de calcul et des données disponibles et/ou acquises spécifiquement pour déterminer les paramètres nécessaires à la modélisation de l'ablation (RUSLE) et de la connectivité sédimentaire (SDR).

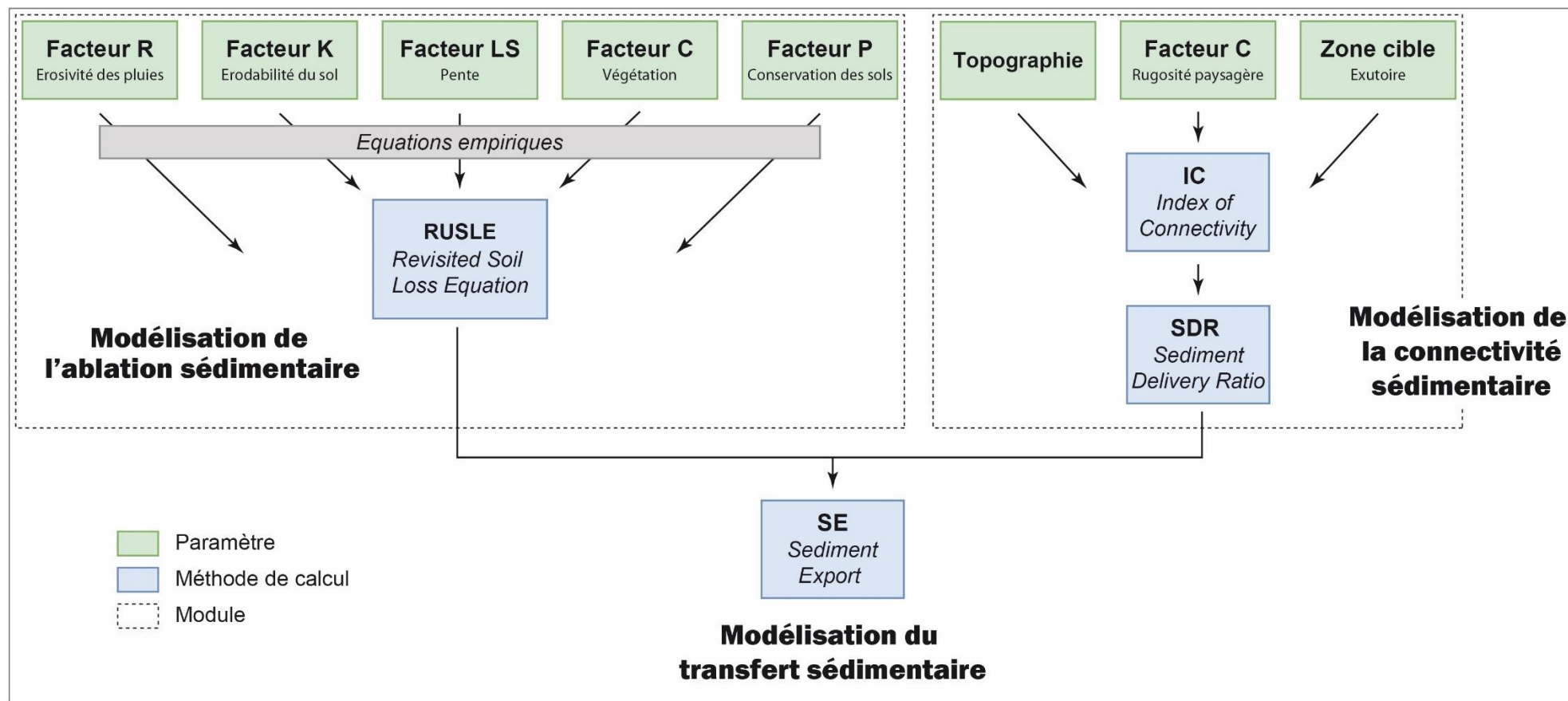


Figure 4.10 : Présentation générale du fonctionnement du modèle InVEST SDR

4.2.2.1 Mesurer la composante « ablation » du système érosif (RUSLE)

L'équation RUSLE, dont les fondements historiques sont présentés en annexe (Annexe V), permet d'estimer de manière spatialisée la perte en sol annuelle moyenne, attribuée à l'érosion en nappe (érosion diffuse) et en rigoles (érosion concentrée), sans prendre en compte les dynamiques de transport et de sédimentation. Cette équation intègre les différents facteurs de contrôle d'origine naturelle et anthropique de l'érosion. Plus précisément, elle correspond au produit de la multiplication de l'érosivité des précipitations (facteur R) par la résistance du milieu (facteurs K, LS, C et P), d'où :

$$A = R \times K \times LS \times C \times P$$

Avec :

- **A** : Pertes en sol annuelles potentielles ($t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$)
- **R** : Facteur d'érosivité des précipitations ($MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1} \cdot an^{-1}$)
- **K** : Facteur d'érodibilité du sol ($t \cdot h \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$)
- **LS** : Facteur de la longueur et de l'inclinaison de la pente (adimensionnel)
- **C** : Facteur du couvert végétal (adimensionnel)
- **P** : Facteur des mesures de conservation du sol (adimensionnel)

Le calcul de chacun de ces facteurs implique le recours à des méthodes de calcul et des jeux de données particuliers que nous nous attachons ici à détailler (Figure 4.11).

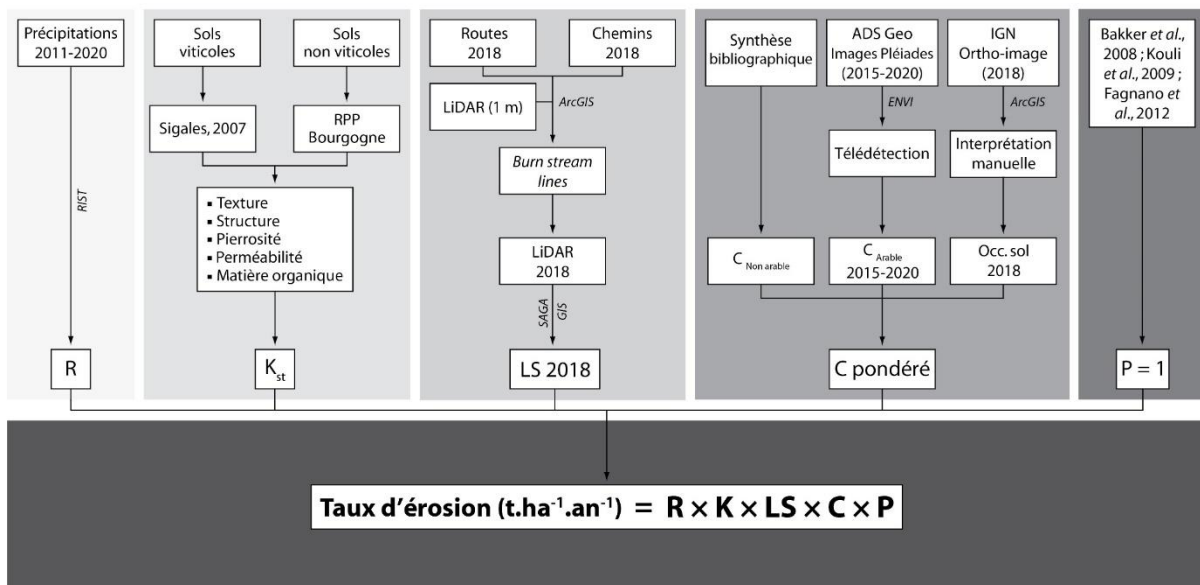


Figure 4.11 : Synthèse de la démarche de modélisation pour l'estimation spatialisée de la production sédimentaire du bassin versant du Giroux

◆ L'érosivité des précipitations (facteur R)

Le facteur R mesure l'énergie cinétique de l'impact des gouttes de pluie sur le sol et le niveau de ruissellement associé (Wischmeier & Smith, 1978). L'érosivité des précipitations est un facteur de premier ordre dans RUSLE. Elle constitue le facteur d'initiation du processus d'érosion en agissant sur le détachement des particules de sol, la décomposition des agrégats sédimentaires et le transport des particules de sol érodées par ruissellement (Fournier, 1969 ; Panagos *et al.*, 2015a).

Même si initialement Wischmeier & Smith (1978) préconisent le calcul du facteur R à partir d'une chronique de précipitations supérieure à 20 ans, Panagos *et al.* (2015a) soulignent la nécessité de disposer d'une série de données pluviométriques de cinq ans minimum. Dans le cadre de ce travail, nous avons utilisé un enregistrement continu de dix ans (2011 - 2020) mis à notre disposition par la coopérative Bourgogne du Sud, ce qui correspond à la plus longue chronique de précipitations construite sur la base de données normées au sein du bassin versant du Giroux d'après nos connaissances. Nous avons privilégié des données locales compte tenu de la forte variabilité spatiale des précipitations. Distante d'environ dix kilomètres de la station synoptique de Chalon-Champforgeuil, la station locale d'où proviennent les données utilisées enregistre un excédent annuel moyen de 107 mm de précipitations sur la période 2011 - 2020. Les données nous sont livrées à une résolution temporelle de 60 minutes.

Calculé pour cette recherche à partir du logiciel *Rainfall Intensity Summarization Tool* (RIST) (USDA, 2014), le facteur R se définit comme le produit de l'énergie cinétique d'un épisode pluvieux (E) et de son intensité maximale sur 30 minutes (I30) (Brown & Foster, 1987) :

$$R = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^{mj} (EI30)_k$$

Avec :

- **R** : Érosivité moyenne annuelle des précipitations (MJ.mm.ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹)
- **n** : Nombre d'années de la chronique de précipitations
- **mj** : Nombre d'épisodes pluvieux érosifs d'une année « j »
- **EI30** : Indice d'érosivité des précipitations d'un épisode pluvieux érosif « k » (MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹)

L'indice d'érosivité des précipitations d'un épisode pluvieux érosif donné (EI30) est déterminé comme suit :

$$EI30 = \left(\sum_{r=1}^0 e_r v_r \right) I_{30}$$

Avec :

- e_r : Énergie cinétique des précipitations ($\text{MJ} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$)
- v_r : Volume précipité au cours d'une période « r » (mm)
- I_{30} : Intensité maximale des précipitations pendant une période de 30 minutes au cours de l'épisode pluvieux ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)

L'énergie cinétique des précipitations (e_r) est calculée pour chaque intervalle de temps mesuré selon la formule suivante (McGregor *et al.*, 1995) :

$$e_r = 0,29 [1 - 0,72 \exp(-0,08i_r)]$$

Avec :

- i_r : Intensité des précipitations pour chaque intervalle de temps mesuré ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)

Les épisodes pluvieux érosifs (mj) ont été identifiés en utilisant les trois critères formulés par Renard *et al.* (1997) : (i) une période de six heures avec moins de 1,27 mm de précipitations dissocie deux épisodes pluvieux, et (ii) la lame d'eau précipitée est supérieure à 12,7 mm et/ou (iii) à 6,35 mm en 15 minutes pour considérer un épisode pluvieux comme érosif.

◆ L'érodibilité des sols (facteur K)

Le facteur K mesure la sensibilité des particules de sol au détachement et au transport par ruissellement, ainsi que l'incidence du sol sur le volume ruisselé des précipitations (Wischmeier & Smith, 1978). Il est déterminé en fonction des propriétés du sol et, plus précisément, de sa texture et de sa teneur en matière organique qui jouent un rôle majeur (Bagarello *et al.*, 2012), mais aussi de sa perméabilité et de sa structure. Sa gamme de valeurs est comprise entre 0 et 1, les plus élevées correspondant aux sols les plus érodables.

Pour le bassin versant du Giroux, un bureau d'études a produit une carte des sols viticoles à l'échelle du 1/5 000^{ème} sur la base de descriptions de profils pédologiques et des analyses en laboratoire dont les résultats sont disponibles dans un rapport (Sigales, 2007). Pour les sols en dehors de la zone viticole, situés majoritairement dans les tiers amont et

aval du bassin versant, le référentiel régional pédologique (RPP) de Bourgogne, composé d'une carte des sols au 1/250 000^{ème} liée à une base de données définissant les propriétés des sols, a été utilisé (Laroche, 2005). Les deux supports cartographiques ont été fusionnés sous la forme d'une couche vectorielle et validés localement sur le terrain par des sondages à la tarière manuelle. À partir des données détaillées qui leur sont associées, nous avons calculé le facteur K suivant la méthode de Wischmeier & Smith (1978) et Renard *et al.* (1997) :

$$K = \frac{(2,1 \cdot 10^{-4} M^{1,14} (10 - MO) + 3,25 (s - 2) + 2,5 (p - 3))}{100}$$

Avec :

- **K** : Facteur d'érodibilité du sol à l'érosion hydrique (t.h.MJ⁻¹.mm⁻¹)
- **M** : Facteur textural du sol où $M = (m_{lim} + m_{stf}) \times (100 - m_{arg})$ avec m_{lim} : fraction limoneuse (0,002 - 0,05 mm) (%) ; m_{stf} : fraction de sable très fin (0,05 - 0,1 mm) (%) ; m_{arg} : fraction argileuse (< 0,002 mm) (%)
- **MO** : Teneur en matière organique du sol (%)
- **s** : Indice de structure du sol
- **p** : Indice de perméabilité du sol

La fraction de sable très fin ainsi que les informations permettant de déduire les indices de structure et de perméabilité des sols du bassin versant du Giroux ne sont pas disponibles dans les deux jeux de données utilisés. Pour résoudre cette difficulté, nous avons eu recours à des fonctions de pédotransfert, définies comme des méthodes d'estimation quantitative de paramètres des sols manquants en utilisant des paramètres plus classiquement mesurés (granulométrie, teneur en matière organique, etc.). Le détail de ces fonctions a été placé en annexe (Annexe VI).

Ajustement du facteur K par inclusion de la pierrosité de surface

Outre les paramètres de sol classiquement intégrés dans le calcul du facteur K, nous avons souhaité inclure la pierrosité à la surface des sols qui se révèle particulièrement prégnante dans la majeure partie de la zone viticole du bassin versant du Giroux (Figure 4.12). Contrairement à la pierrosité en subsurface, elle participe à limiter l'érosion comme le rappellent de nombreux auteurs (Cerdà, 2001 ; Panagos *et al.*, 2014 ; Poesen & Ingelmo-Sanchez, 1992). Ces derniers fondent leur discours sur une

synthèse d'études de terrain et de laboratoire montrant que les dynamiques érosives sur les versants sont fortement conditionnées par la couverture pierreuse des sols.

Celle-ci joue en premier lieu un rôle majeur sur la production du ruissellement. En effet, elle permet d'entraver la formation d'une croûte de battance en limitant l'effet « *splash* » des précipitations lors de leur impact sur le sol. Une croûte de battance se forme suite à la destruction des agrégats par les gouttes de pluie, provoquant la fermeture de la porosité du sol par redistribution en surface des particules les plus fines. Il en résulte une réduction progressive de la capacité d'infiltration des sols (Boiffin & Monnier, 1986 ; Le Bissonnais & Le Souder, 1995 ; Le Bissonnais *et al.*, 2002). Dès lors, des processus de ruissellement peuvent être observés lors de chaque épisode pluvieux. D'autre part, en favorisant la porosité des sols et, par la même occasion, l'infiltration des eaux de pluie, la pierrosité limite à nouveau les processus de ruissellement (Musgrave, 1955 ; Kincaid *et al.*, 1963 ; Collinet & Valentin, 1979).

La pierrosité peut également favoriser la ré-infiltration de tout ou partie du ruissellement produit en amont en augmentant la rugosité de la surface (Roels, 1984 ; Abrahams & Parsons, 1991). Enfin, la pierrosité influence la production de sédiments en limitant la quantité de particules de sol arrachées par les gouttes de pluie (Van Asch, 1980 ; Summer, 1982).

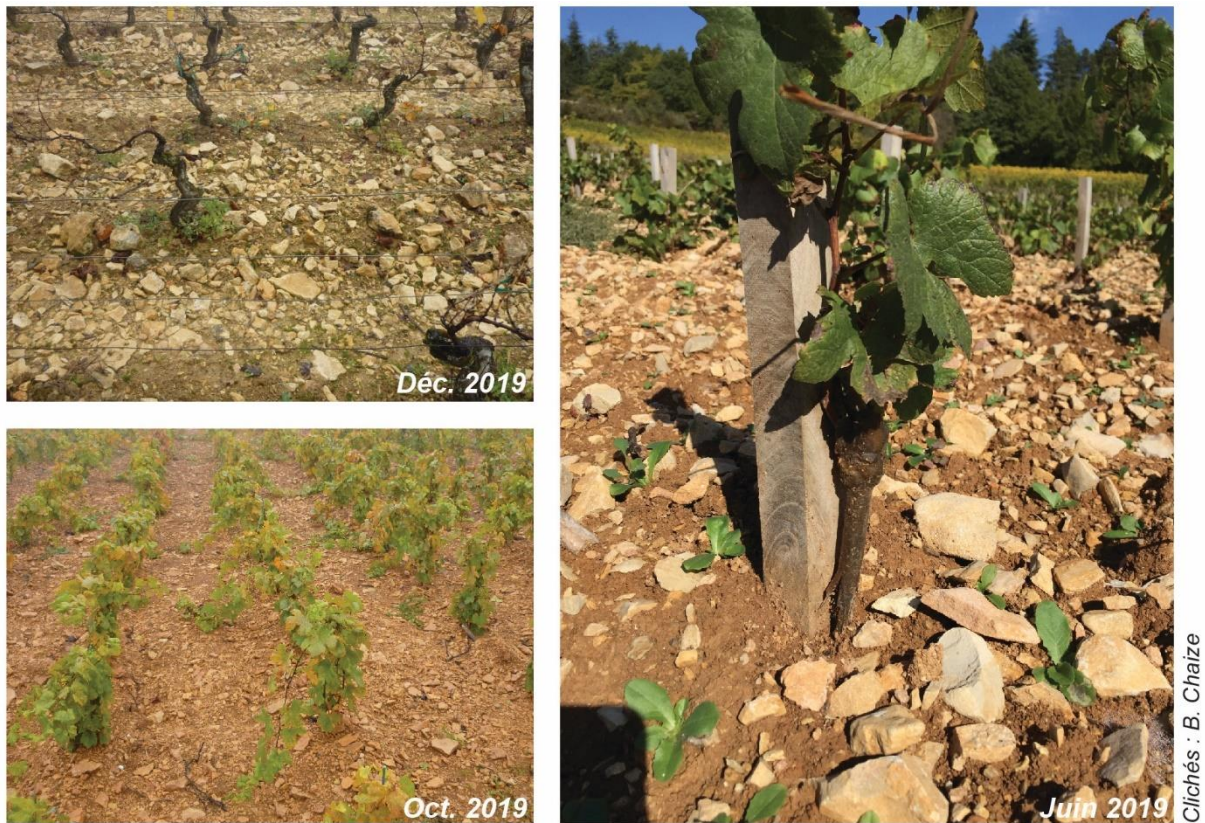


Figure 4.12 : Des sols viticoles à forte pierrosité de surface dans le bassin versant du Giroux

Nous avons alors eu recours à l'indice de pondération de l'érodibilité d'un sol proposé par Poesen *et al.* (1994) à partir du taux de pierrosité en surface. Il se présente sous la forme suivante :

$$St = e^{-0,04 (R_c - 10)}$$

Avec :

- **St** : Indice de pondération de l'érodibilité du sol
- **R_c** : Pourcentage de pierrosité à la surface du sol où 10 % < R_c < 100 %

Ensuite, le facteur K actualisé par la prise en compte du taux de pierrosité à la surface du sol a été calculé d'après :

$$K_{st} = K \times St$$

Avec :

- **K_{st}** : Facteur d'érodibilité du sol actualisé (t.h.MJ⁻¹.mm⁻¹)

Affectation du facteur K pour les surfaces imperméables et aquatiques

Le protocole de calcul du facteur K évoqué jusqu'alors est valable pour les sols cultivés et sous couvert végétal, ce qui représente 93 % de la superficie du bassin versant

du Giroux. Compte tenu de leur potentiel d'érodibilité négligeable, les chemins et les surfaces artificielles (autres que le bâti et les routes) se voient affecter une valeur de 0,001 correspondant à une valeur très faible au regard de la littérature. Le bâti, les routes et les surfaces en eau, quant à eux, sont considérés comme non érodables.

◆ L'influence de la topographie (facteur LS)

Le facteur LS représente la combinaison des effets de la longueur (L) et le gradient (S) de la pente sur les pertes en sol par érosion hydrique. Ces deux paramètres topographiques agissent sur la vitesse et l'énergie cinétique du ruissellement, déterminant ainsi sa capacité à arracher les particules de sol. Alors que la définition du gradient de pente est sans équivoque, la longueur de la pente est considérée comme la distance depuis le point d'initiation du processus de ruissellement jusqu'au point où la pente diminue suffisamment pour que le dépôt ait lieu, ou jusqu'au point où le ruissellement atteint un exutoire (fossé, cours d'eau, etc.) (Wischmeier & Smith, 1978). Les valeurs du facteur LS s'échelonnent entre 0 et 99, les plus élevées étant dans les zones avec la plus forte énergie de relief.

Sur la base de travaux antérieurs (Annexe VII), Desmet et Govers (1996) ont développé une équation qui est considérée aujourd'hui comme la plus appropriée, notamment en contexte agricole pour l'estimation du facteur LS (Panagos *et al.*, 2015c). Elle se fonde sur un MNT et sur l'équation de Foster et Wischmeier (1974), dans laquelle la mesure de la surface d'accumulation du ruissellement est considérée comme une estimation de la longueur de la pente. L'équation de Desmet et Govers (1996) est donnée par :

$$L_{i,j} = \frac{(A_{i,j-in} + D^2)^{m+1} - A_{i,j-in}^{m+1}}{D^{m+2} \times x_{i,j}^m \times 22,13^m}$$

Avec :

- $L_{i,j}$: Longueur de la pente (m) pour un pixel de coordonnées (i,j)
- $A_{i,j-in}$: Surface d'accumulation du ruissellement (m²) en amont du pixel de coordonnées (i,j)
- D : Résolution du MNT utilisé (m)
- $X_{i,j}$: Résultat de $\sin a_{i,j} + \cos a_{i,j}$ où $a_{i,j}$ est la direction du ruissellement du pixel de coordonnées (i,j)

- m : Valeur entre 0 et 1 calculée de la manière suivante :

$$m = \frac{\beta}{\beta + 1}$$

Avec :

- β : Rapport entre l'érosion concentrée (érosion en rigole) et l'érosion diffuse (érosion en nappe) (adimensionnel), résumé par :

$$\beta = \frac{\frac{\sin \theta}{0,0896}}{0,56 + 3 \times (\sin \theta)^{0,8}}$$

Avec :

- θ : Gradient de la pente (°)

Pour le bassin versant du Giroux, le facteur LS a été calculé à partir d'un MNT créé sur la base de données LiDAR à une résolution d'1 m acquises en 2015. Il a été mis à notre disposition par la Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement (DREAL Bourgogne-Franche-Comté). Molnár et Julien (1998) insistent sur la nécessité de travailler à partir d'un MNT avec la plus fine résolution possible. Ils montrent en effet que le gradient de pente (S) diminue lorsque la résolution se dégrade, ce qui a pour conséquence de sous-estimer les pertes en sol prédites par RUSLE.

Dans le calcul du facteur LS, nous avons souhaité inclure les réseaux de routes et de chemins qui diminuent artificiellement la longueur des pentes. De plus, ils peuvent limiter ou au contraire favoriser la connexion au cours d'eau du ruissellement produit dans les parcelles agricoles (Carluer, 1998 ; Bocher, 2005 ; Viel, 2012 ; Reulier, 2015 ; Fressard & Cossart, 2018 ; Pic *et al.*, 2022), élément important en vue d'une modélisation des transferts sédimentaires. Ainsi, du point de vue méthodologique, notre travail a été mené en quatre étapes successives.

La première étape consiste à réaliser un inventaire de l'ensemble de ces infrastructures linéaires et préciser dans quelle mesure elles interfèrent sur la concentration et le cheminement des eaux de ruissellement sur les versants. Une phase de terrain s'est avérée indispensable car, au-delà des linéaires clairement identifiables sur l'orthophotographie 2018 et la BD ORTHO Version 3.0 de l'IGN utilisées en parallèle, les liens hydrologiques sur les versants sont parfois difficilement perceptibles sur ces deux supports.

Dans un deuxième temps, un prétraitement du MNT LiDAR par remplissage des dépressions fermées a été réalisé. Ces dernières posent problème puisqu'elles piègent les flux hydro-sédimentaires et la continuité de l'écoulement n'est alors plus assurée.

Puis, pour tenir compte de l'effet des routes et des chemins inventoriés sur les processus érosifs, nous les avons intégrés dans le MNT LiDAR à l'aide de l'outil *burn stream line into DEM* disponible sur SAGA GIS (Conrad *et al.*, 2015 ; Lindsay, 2016) (Figure 4.13). Cet outil permet de creuser artificiellement le MNT LiDAR afin de s'assurer qu'une voie d'écoulement est créée sur le tracé de chacune de ces infrastructures linéaires.

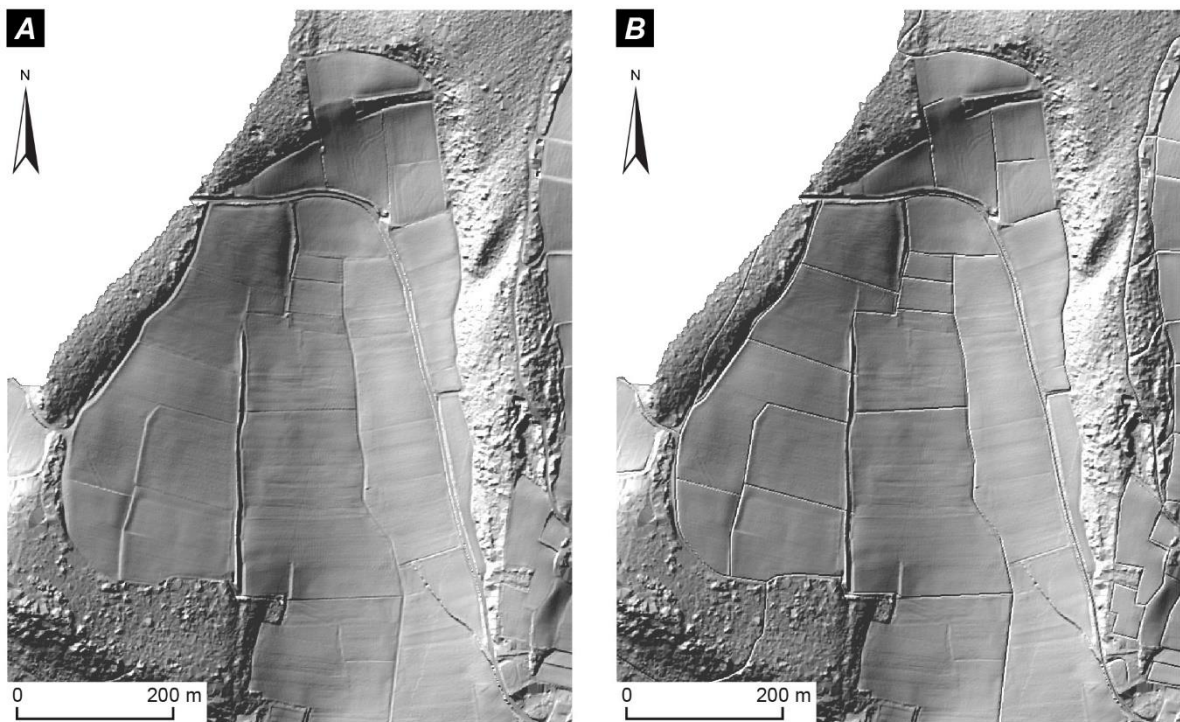


Figure 4.13 : Construction d'un MNT intégrant le rôle du réseau viaire sur la longueur des pentes et les dynamiques des flux hydro-sédimentaires. (A) Vue en ombrage du MNT LiDAR 1 m initial ; (B) Vue en ombrage du MNT LiDAR 1 m avec le réseau viaire creusé

La dernière étape consiste à calculer le facteur LS sous SAGA GIS à partir de l'équation proposée par Desmet et Govers (1996) et de l'algorithme multidirectionnel *D-infinity* au sein duquel un pixel peut s'écouler vers tous les pixels voisins qui se situent plus bas que lui (Tarboton, 1997). Fondée sur l'hypothèse que le cheminement de l'eau peut admettre plusieurs directions, cette méthode est réputée plus réaliste que l'algorithme *D8* où la distribution de l'écoulement entre les pixels est unidirectionnelle (O'Callaghan & Mark, 1984).

◆ **Le couvert végétal comme facteur limitant l'érosion des sols (facteur C)**

Le facteur C s'attache à déterminer la densité du couvert végétal. En plus d'absorber l'énergie cinétique des gouttes de pluie avant qu'elles n'atteignent le sol, la végétation constitue un obstacle au ruissellement érosif et favorise l'infiltration des eaux de pluie en améliorant la porosité de la surface du sol grâce à son système racinaire (Benchetrit, 1954 ; Gyssels *et al.*, 2005 ; Ranzi *et al.*, 2012). Il s'agit d'un facteur central de l'équation RUSLE, notamment car il formalise le lien entre les modes d'occupation du sol et la susceptibilité à l'érosion. Le facteur C varie entre 0 et 1, les valeurs les plus élevées étant attribuées aux modes d'occupation du sol ne disposant pas de couvert végétal. Son estimation reste complexe et débattue : elle a donné lieu à de nombreux développements méthodologiques à partir desquels nous nous positionnons.

Le calcul du facteur C nécessite de disposer de données acquises au sein de parcelles expérimentales exposées à des pluies naturelles ou simulées (Almagro *et al.*, 2019). Ces données sont souvent rares, voire inexistantes, compte tenu du caractère onéreux et chronophage de telles études (Nearing *et al.*, 2000 ; Morgan, 2005). Pour remédier à cela, l'approche la plus courante se fonde sur l'utilisation de cartes d'occupation du sol, puis d'attribuer à chaque type de couverture biophysique la valeur de facteur C correspondante directement à partir de la littérature (Kim *et al.*, 2005 ; Bakker *et al.*, 2008 ; Märker *et al.*, 2008 ; Oliveira *et al.*, 2011 ; Ranzi *et al.*, 2012 ; Borrelli *et al.*, 2014 ; Ganasri & Ramesh, 2016 ; Zare *et al.*, 2017 ; Almagro *et al.*, 2019 ; Cossart *et al.*, 2021). Cette approche est critiquée en raison de sa dimension statique, tant du point de vue spatial que temporel (à l'échelle saisonnière notamment), ce qui affecte la représentativité de la réalité du couvert végétal sur le terrain et donc la qualité des prédictions d'érosion des sols de l'équation RUSLE (Oliveira *et al.*, 2015). Nous avons alors privilégié une approche fondée sur des mesures de télédétection (Vrieling, 2006 ; Kouli *et al.*, 2009 ; Zhang *et al.*, 2011 ; Durigon *et al.*, 2014 ; Panagos *et al.*, 2015c ; Borrelli *et al.*, 2018 ; Schmidt *et al.*, 2018 ; Almagro *et al.*, 2019) afin d'intégrer ces deux dimensions évolutives du couvert végétal dans le calcul du facteur C (Figure 4.14).

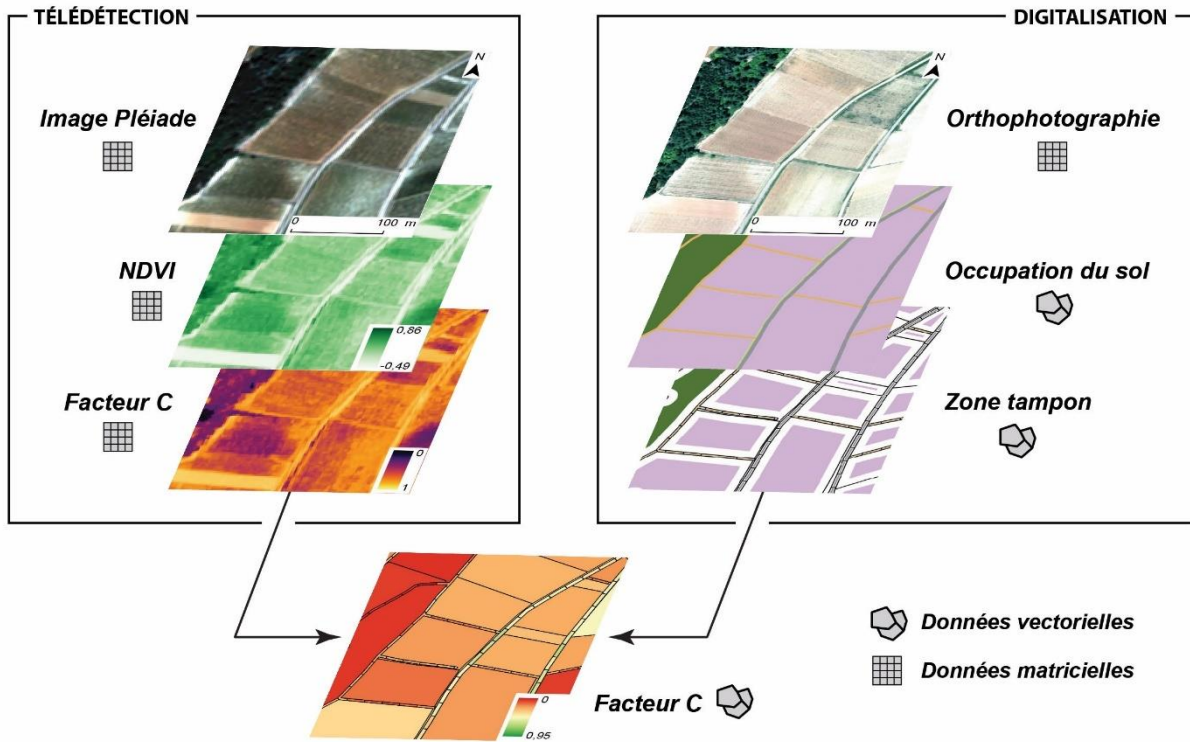


Figure 4.14 : Calcul du facteur C selon une approche multi-méthodes et multi-sources incluant la variabilité saisonnière et spatiale du couvert végétal

Ainsi, nous avons eu recours à l'indice de végétation par différence normalisée (NDVI) pour estimer la vigueur du couvert végétal du bassin versant du Giroux et suivre son évolution à l'échelle annuelle. Cet indice repose sur le contraste des caractéristiques de deux canaux spécifiques d'une image satellite : l'absorption du pigment chlorophyllien dans le canal rouge et la forte réflectance des matières végétales dans le canal proche infrarouge. Le calcul du NDVI peut alors être résumé par la formule suivante :

$$NDVI = \frac{PIR - R}{PIR + R}$$

Avec :

- **PIR** : Réflectance du canal proche infrarouge
- **R** : Réflectance du canal rouge

Sa gamme de valeurs s'étend de -1 à +1, avec les valeurs les plus élevées attribuées aux zones disposant du couvert végétal le plus dense. Pour le mesurer dans le cadre de ce travail, une série de sept images Pléiades orthorectifiées et acquises entre 2015 et 2020 a été utilisée (Pléiades © CNES, Distribution Airbus DS). Ces dernières possèdent une résolution spatiale de 50 cm pour le mode panchromatique (noir et blanc) et de 2 m pour le mode multispectral (couleur). Une correction des effets atmosphériques a été effectuée sur chaque image en suivant les recommandations de Song *et al.* (2001) et Agapiou *et al.*

(2011). Ces auteurs s'accordent sur une augmentation artificielle des résultats du calcul du NDVI jusqu'à 50 % en l'absence de correction atmosphérique.

Ensuite, le facteur C est estimé en utilisant le NDVI mesuré à l'échelle du bassin versant du Giroux et l'équation proposée par Van der Knijff *et al.* (1999), de telle sorte que :

$$C_{VK} = \exp\left(-\alpha \frac{NDVI}{(\beta - NDVI)}\right)$$

Avec :

- C_{VK} : Facteur C estimé
- α et β : Paramètres liés à la forme de la courbe associant le NDVI et le facteur C

Une année après leur première étude, Van der Knijff *et al.* (2000) concluent que pour les conditions climatiques européennes, les valeurs 2 et 1 sont respectivement les mieux adaptées aux paramètres α et β de l'équation.

L'étape suivante consiste à digitaliser les modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux à partir de l'interprétation manuelle d'une orthophotographie de 0,5 m de résolution spatiale, produite en 2018 par l'Institut national de l'information géographique et forestière (IGN). La typologie de l'occupation du sol est divisée en 13 classes : bâti, chemin, eau, forêt, fruticée¹⁸, grandes cultures (céréales et oléagineux), maraîchage, prairie, route, surface artificielle, vigne désherbée, vigne enherbée et vigne semi-enherbée¹⁹. La distinction des différents modes de culture de la vigne entre les parcelles viticoles repose sur un relevé précis sur le terrain.

Par la suite, nous affectons par superposition un facteur C à chaque entité vectorielle digitalisée. Au préalable, selon les modes d'occupation du sol, un *buffer* négatif de 1 à 10 m a été appliqué pour ne conserver que les pixels centraux et garantir l'élimination des pixels périphériques représentant généralement un mélange d'au moins deux modes d'occupation du sol. Un facteur C moyen calculé à partir des pixels restants est ensuite attribué à l'ensemble de l'entité vectorielle correspondante. L'utilisation d'un facteur C moyen permet une homogénéisation à l'échelle de la parcelle afin d'éviter une grande variabilité des valeurs à l'intérieur des parcelles qui pourrait conduire à des

¹⁸ Formation végétale dominée par des espèces buissonnantes à arbustives.

¹⁹ Mode de conduite de la vigne qui prévoit l'enherbement d'un inter-rang sur deux : celui non enherbé étant travaillé, alors que le second sert de bande de roulement au tracteur enjambeur.

résultats difficiles à lire ou à interpréter. Ce protocole a été répété pour chacune des sept images satellites. Sur la base des résultats obtenus, nous avons calculé un facteur C pondéré par chaque image, en fonction de sa représentativité temporelle annuelle, établie selon les principaux stades phénologiques de la vigne (Figure 4.15).

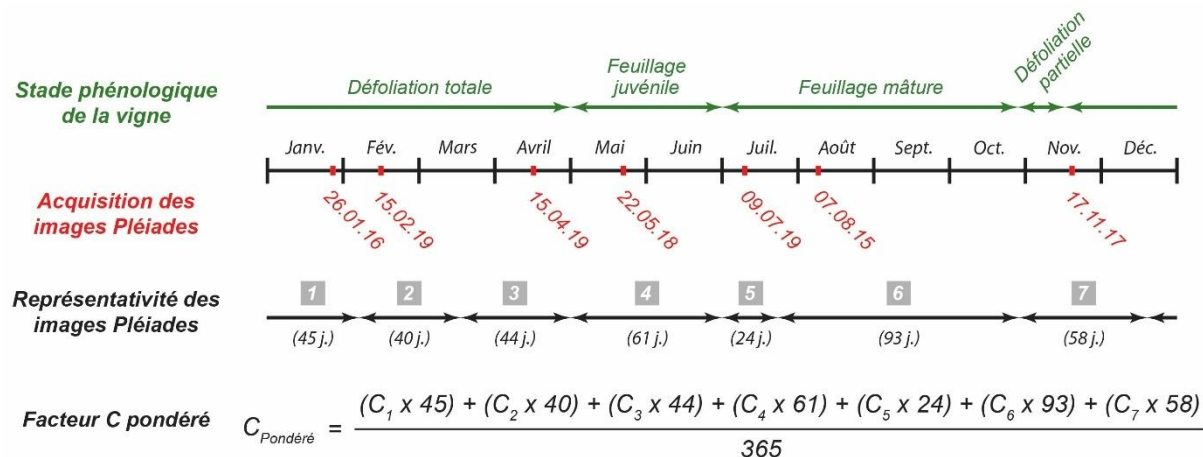


Figure 4.15 : Pondération du facteur C selon les stades phénologiques de la vigne

Plusieurs tendances se dégagent de la Figure 4.16, dans laquelle sont répertoriés les facteurs C calculés pour chacun des treize modes d'occupation du sol ciblés. Les valeurs estimées du facteur C pour les terres arables semblent cohérentes par rapport aux valeurs de contrôle publiées dans la littérature, notamment pour les modes d'occupation du sol dominants dans le bassin versant du Giroux. Les modes de mise en culture de la vigne sont en outre bien différenciés.

Toutefois, dans le cas des terres non arables, les estimations apparaissent éloignées des ordres de grandeur attendus. Pour les forêts et les fruticées, cela s'explique par la sensibilité du NDVI à la végétation saine. Or, pendant une partie de l'année, les sols sous couvert arboré sont généralement protégés de l'érosion hydrique par une couche d'humus épaisse par la défoliation des arbres caducifoliés à l'automne. Cette couche, inactive sur le plan photosynthétique, n'est donc pas intégrée dans le NDVI, ce qui a pour conséquence une surestimation des résultats du facteur C moyen annuel calculé (Van der Knijff *et al.*, 1999). En effet, le NDVI et le facteur C se caractérisent par une relation inverse. À titre d'exemple, les surfaces artificielles et aquatiques disposent d'un NDVI faible et d'un facteur C élevé car elles sont dépourvues de couvert végétal.

Ce problème clairement identifié pour les terres non arables, nous a amené à implémenter l'équation RUSLE avec les valeurs moyennes du facteur C recensées dans la littérature pour les modes d'occupation du sol suivants : bâti, eau, route/chemin, surface

artificielle (Tableau 4.2). Toutefois, le NDVI est utilisé pour l'estimation du facteur C pour les terres arables, et notamment la vigne.

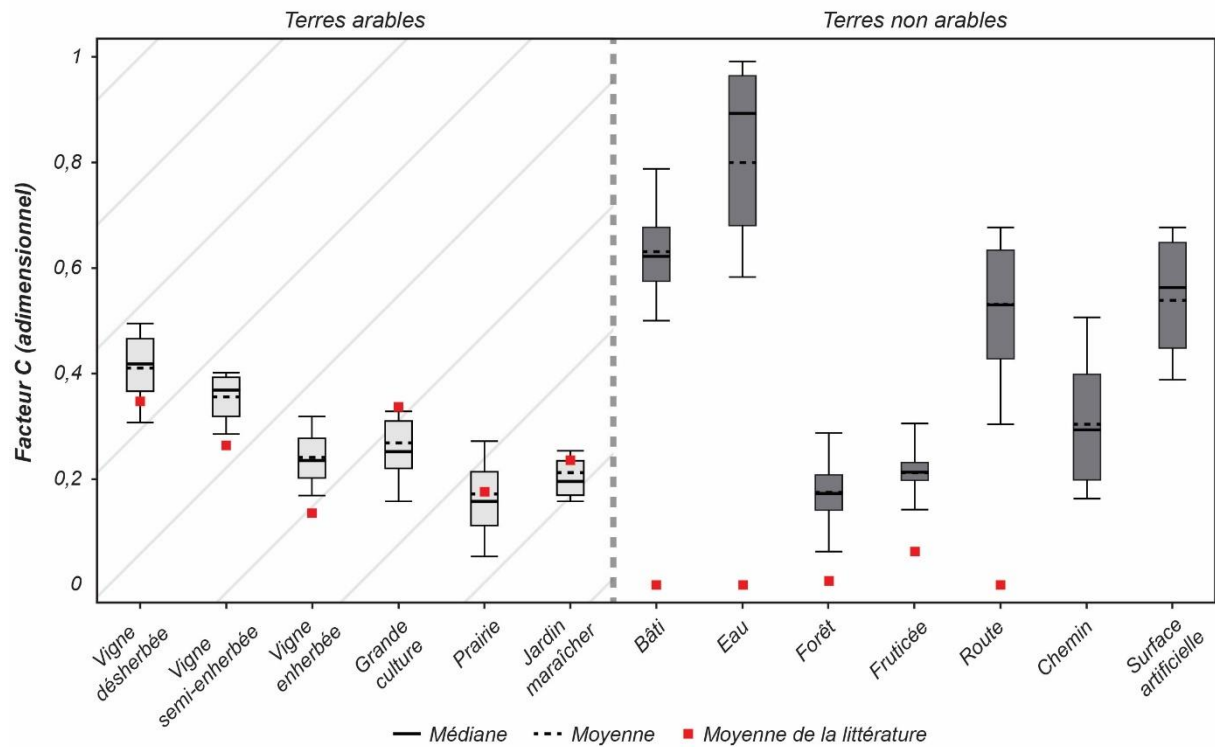


Figure 4.16 : Contrôle de la validité des résultats du facteur C impliquant un ajustement méthodologique

Les références bibliographiques utilisées sont présentées dans le Tableau 4.2, à l'exception de Biddoccu et al. (2020) sur lequel nous nous appuyons pour les valeurs de la vigne en herbée et semi-en herbée. Aucune valeur de contrôle n'a pu être recensée dans la littérature pour les chemins et le mode d'occupation du sol « valise » regroupant les surfaces artificielles autres que le bâti et les routes.

Référence	Localisation	Méthode	Facteur C						
			Terres non arables						
			Bâti	Eau	Forêt	Fruticée	Route	Chemin	Surface artificielle
Panagos et al., 2015b	France	Modélisation statistique	0	0	0,001	0,023			
Märker et al., 2008	Italie	Littérature	0	0	0,003	0,050			
Borrelli et al., 2014	Italie	Littérature	0	0	0,003	0,014			
Fagnano et al., 2012	Italie	Littérature	0	0	0,003	0,040	0		
Bakker et al., 2008	Europe	Observations de terrain, littérature	0		0,001	0,040	0		
Bhandari et al., 2015	Népal	Observations de terrain	0	0	0,001	0,010			
Shit et al., 2015	Inde	Littérature	0	0	0,004	0,050			
Ranzi et al., 2012	Vietnam	Littérature	0	0	0,003	0,180	0		
Kim et al., 2005	Amérique centrale	Littérature	0	0	0,003		0		
		Moyenne	0	0	0,002	0,052	0	0,010	0,010
		Écart-type	0	0	0,001	0,050	0		

Tableau 4.2 : Valeurs de facteur C inventoriées dans la littérature scientifique pour les modes d'occupation du sol relatifs à des terres non arables

Les références basées sur la méthode du NDVI sont exclues, y compris celles les incluant dans leur synthèse bibliographique, en raison des biais de mesure identifiés pour les terres non arables. À défaut de valeur recensée dans la littérature, une valeur de 0,010 a été appliquée pour les chemins et les surfaces artificielles autres que le bâti et les routes. Cette valeur a été considérée comme un bon compromis entre le besoin d'intégrer la possibilité que des chemins, et à degré moindre des surfaces artificielles, puissent être totalement ou partiellement enherbés, et la nécessité de ne pas affecter un facteur C trop élevé aux chemins et surfaces artificielles caractérisés par une absence de couvert végétal.

◆ **L'efficacité des mesures de conservation du sol (facteur P)**

Le facteur P quantifie l'efficacité des techniques culturales visant à réduire l'érosion en entravant l'émergence du ruissellement et la concentration de celui-ci, et en favorisant le dépôt des sédiments érodés le long des versants (Wischmeier & Smith, 1978) : labour perpendiculaire à la pente, cultures en bandes alternées, terrasse de culture, etc. Il varie de 0 sur les parcelles aménagées en vue de lutter contre l'érosion à 1 sur les parcelles cultivées dans le sens de la pente et dépourvues de mesure anti-érosive ou sur celles non mises en valeur sur le plan agricole. Aucune équation n'est proposée pour le calcul du facteur P, qui est généralement estimé à partir de valeurs de référence inventoriées dans la littérature et obtenues sur la base d'une démarche de comparaison entre la perte de sol mesurée dans une parcelle avec une mesure anti-érosive donnée et celle mesurée dans une parcelle de taille similaire cultivée en rangs parallèles à la pente et sans mesure anti-érosive (Renard *et al.*, 1997).

Compte tenu de l'orientation systématique des rangs de vigne dans le sens de la pente et de l'absence d'un système de culture en bandes alternées, en courbes de niveau ou en terrasses au sein de la zone viticole du bassin versant du Giroux, il est supposé pour ce travail que le facteur P est égal à 1, c'est-à-dire qu'il joue un rôle neutre dans les résultats de l'équation RUSLE.

Considéré également comme un frein à l'érosion des sols dans le bassin versant du Giroux, l'enherbement total ou partiel de certaines parcelles viticoles, mais aussi celui des tournières²⁰ et des chemins transversaux à la pente mis en place à partir de la fin des années 1980, sont intégrés dans le calcul du facteur C.

Dès lors, il est possible de modéliser l'ablation sédimentaire en tout point du bassin versant du Giroux. L'objectif final reste cependant d'évaluer la connectivité sédimentaire de cet impluvium, en déterminant la proportion de sédiments érodés pour chaque pixel qui atteint l'exutoire. Il est alors nécessaire de calculer un taux d'exportation sédimentaire.

²⁰ Le cahier des charges de l'appellation Mercurey impose l'enherbement des espaces en bordure de parcelle destiné à faire tourner les tracteurs enjambeurs.

4.2.2.2 Mesurer la composante « transfert » du système érosif (SDR)

Une fois la production sédimentaire du bassin versant du Giroux estimée par RUSLE, le modèle InVEST SDR est en mesure de prédire la part exportée jusqu'à son exutoire à travers le calcul d'un taux d'exportation sédimentaire (SDR). L'estimation des transferts sédimentaires peut alors être déduite de l'équation suivante :

$$SE = A \times SDR$$

Avec :

- **SE** : Transferts sédimentaires annuels moyens potentiels jusqu'au cours d'eau ($t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$)
- **A** : Pertes en sol annuelles moyennes potentielles d'après RUSLE ($t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$)
- **SDR** : Taux d'exportation sédimentaire (%)

Au sein du modèle, l'évaluation du SDR implique une étape préliminaire qui consiste à modéliser la connectivité sédimentaire à partir de l'indice de connectivité (IC) proposé par Borselli *et al.* (2008) puis adapté par Cavalli *et al.* (2013) (Figure 4.17).

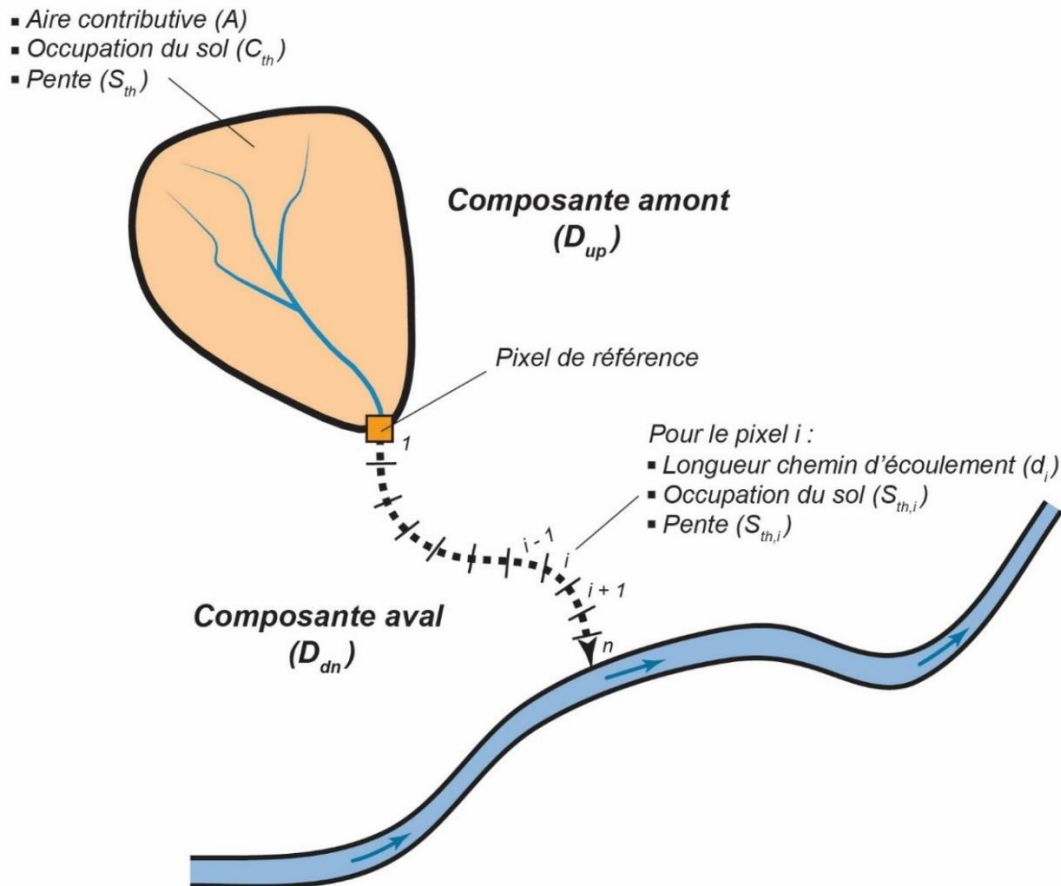


Figure 4.17 : Méthode de calcul de l'indice de connectivité (modifié d'après Borselli *et al.*, 2008)

◆ L'indice de connectivité (IC)

Basé sur les variables topographie et occupation du sol, cet indice offre la possibilité de modéliser la qualité de la connectivité potentielle entre les versants et une zone cible (cours d'eau, lac, barrage, bassin décanteur, exutoire, etc.). Il a rencontré un grand succès dans la communauté scientifique en raison de la grande interprétabilité géomorphologique des résultats, de la forte cohérence avec les observations de terrain et de la disponibilité facile des données d'entrée. Pour chaque pixel, l'estimation de l'IC repose sur le rapport entre une composante amont et une composante aval, d'où la formalisation mathématique :

$$IC = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right)$$

Avec :

- D_{up} : Composante amont de la connectivité (m)
- D_{dn} : Composante aval de la connectivité (m)

La composante amont est définie comme le potentiel de transfert vers l'aval de sédiments produits en amont. Sachant qu'elle est fonction de l'aire contributive, de la pente et d'un facteur de pondération lié à l'occupation du sol permettant d'intégrer la rugosité du paysage, nous avons :

$$D_{up} = \overline{C_{th}} \overline{S_{th}} \sqrt{A}$$

Avec :

- $\overline{C_{th}}$: Facteur de pondération moyen de la zone de contribution amont (adimensionnel)
- $\overline{S_{th}}$: Pente moyenne de la zone de contribution amont (m.m⁻¹)
- A : Surface de la zone de contribution amont (m²)

Quant à la composante aval, elle représente la distance entre un pixel et la zone cible la plus proche (ici, le cours d'eau du Giroux), pondérée par la pente et l'occupation du sol. Il est alors possible de la résumer sous la forme :

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{C_{th,i} S_{th,i}}$$

Avec :

- d_i : Longueur du chemin d'écoulement du pixel « i » selon la direction présentant la plus forte pente (m)
- $C_{th,i}$: Facteur de pondération du pixel « i » (adimensionnel)
- $S_{th,i}$: Pente moyenne du pixel « i » ($m.m^{-1}$)

Le paramètre topographique de la pente (S_{th}), transversal aux deux composantes amont et aval de l'IC, est extrait du MNT LiDAR haute résolution corrigé hydrologiquement pour le facteur LS de RUSLE. Le facteur de pondération C_{th} , qui apparaît également dans les deux composantes de l'IC, a été introduit par Borselli *et al.* (2008) pour modéliser la rugosité de la surface terrestre dans sa capacité à entraver le transfert des sédiments. Le modèle InVEST SDR utilise le facteur C de RUSLE, lié au couvert végétal, comme facteur de pondération, suivant la méthode originelle de Borselli *et al.* (2008).

Par ailleurs, pour éviter que les résultats d'IC ne tendent vers l'infini, une limite inférieure de 0,001 a été fixée par Cavalli *et al.* (2013), de telle sorte que :

$$C_{th} = \begin{cases} 0,001, & C_{th} < 0,001 \\ C_{th}, & C_{th} > 0,001 \end{cases}$$

Pour la même raison, Cavalli *et al.* (2013) ont également défini une limite inférieure de 0,005 $m.m^{-1}$ pour les valeurs de pente (S_{th}) et une limite supérieure de 1 $m.m^{-1}$ pour réduire le biais provenant des valeurs très élevées d'IC sur les pentes raides. En intégrant ces limites, nous avons :

$$S_{th} = \begin{cases} 0,005, & S_{th} < 0,005 \\ S_{th}, & 0,005 \leq S_{th} \leq 1 \\ 1, & S_{th} > 1 \end{cases}$$

Nous précisons enfin que le modèle InVEST SDR intègre l'algorithme multidirectionnel *D-infinity* pour délimiter la zone de contribution (A) de la composante amont et le chemin d'écoulement (d_i) de la composante aval.

Dès lors que la qualité de la connectivité est connue en tout point du bassin versant grâce à au calcul de l'IC, le taux d'exportation sédimentaire (SDR) peut être estimé pour chaque pixel.

◆ Le taux d'exportation sédimentaire (SDR)

Notre attention se porte désormais sur le calcul du SDR pour un pixel « i » à partir de l'équation établie par Vigiak *et al.* (2012) sur la base de l'IC déterminé par le modèle InVEST SDR :

$$SDR = \frac{SDR_{max}}{1 + \exp\left(\frac{IC_0 - IC_i}{k_b}\right)}$$

Avec :

- SDR_{max} : Taux d'exportation sédimentaire maximal fonction de la texture du sol (%)
- IC_0 et k_b : Paramètres de calibration définissant la forme de la relation entre l'IC et le SDR (adimensionnel)

Conformément aux suggestions de nombreux auteurs (Jamshidi *et al.*, 2014 ; Hamel *et al.*, 2015 ; Sharp *et al.*, 2020), les valeurs par défaut sont retenues pour les paramètres de calibration ($IC_0 = 0,5$ et $K_b = 2$). De la même manière, le SDR_{max} , estimé à partir de la teneur en sédiments dont la granulométrie est inférieure au sable grossier (< 1 mm) (Vigiak *et al.*, 2012), se voit attribuer la valeur par défaut de 0,8. Le modèle exige également de renseigner un seuil d'accumulation de flux (*flow accumulation*) correspondant au nombre de pixels amont qui doivent s'écouler dans un pixel avant que celui-ci ne soit classé comme un cours d'eau. Ce seuil affecte directement la connectivité sédimentaire car, dans le modèle, les sédiments exportés jusqu'au cours d'eau sont supposés atteindre l'exutoire du bassin versant. Cette valeur doit donc être choisie avec soin afin que le réseau hydrographique modélisé soit aussi proche de la réalité que possible.

Maintenant que le SDR est documenté, nous disposons de l'ensemble des paramètres nécessaires pour connaître sur chaque pixel la quantité de sédiments exportés jusqu'à l'exutoire. À cette fin, il convient de multiplier le SDR obtenu avec les pertes en sol estimées précédemment à l'aide de l'équation RUSLE.

Nous savons par ailleurs que le bassin versant du Giroux comporte dans sa partie viticole des infrastructures hydrauliques qui jouent le rôle de pièges à sédiments. Or, le modèle InVEST SDR ne prend pas en compte cet élément de complexité dans le transfert des sédiments entre les versants et l'exutoire. Nous proposons ainsi un travail de modélisation complémentaire pour intégrer cet effet de piégeage sédimentaire anthropique.

4.2.3 Modéliser l'efficacité des pièges à sédiments anthropiques

À partir d'un travail de terrain, nous avons recensé et catégorisé les différents pièges à sédiments anthropiques présents au sein du bassin versant du Giroux. Pour estimer leur efficacité, nous avons ensuite calculé pour chacun d'entre eux un taux de piégeage (T_p). Plusieurs méthodes empiriques ont été développées à partir d'observations sur différentes retenues pour estimer le taux de piégeage d'une retenue à partir des caractéristiques du bassin versant drainée et de celle de la retenue (pour une synthèse, se référer à Heinemann, 1984 ; Verstraeten & Poesen, 2000 ; Revel *et al.*, 2013). Compte tenu des données à disposition, le modèle de Brown (1943) est appliqué pour ce travail. Cet auteur a mis au point un modèle qui relie le taux de piégeage au rapport entre le volume de stockage du piège à sédiments anthropique et son aire d'approvisionnement, de telle sorte que :

$$T_p = 100 \times \left(1 - \frac{1}{1 + 0,0021 \times D \times \frac{C}{W}} \right)$$

Avec :

- V : Volume du piège à sédiments (m³)
- W : Aire du bassin versant drainée par le piège à sédiments (km²)
- D : Valeur comprise entre 0,046 et 1, avec une moyenne à 0,1 utilisée dans cette recherche

En résumé, la stratégie de modélisation appliquée pour l'analyse spatiale des transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux est constituée de trois étapes intimement imbriquées et dépendantes qui sont réalisées selon une procédure linéaire. Nous commençons par une modélisation de la production sédimentaire sur la base de l'équation RUSLE de Renard *et al.* (1997), suivie de la modélisation de la connectivité sédimentaire par le biais de l'indice de connectivité (IC) (Borselli *et al.*, 2008 ; Cavalli *et al.*, 2013). Ce dernier permet de calculer ensuite un taux d'exportation sédimentaire (SDR) (Vigiak *et al.*, 2012), élément indispensable pour déterminer en tout point du bassin versant la quantité de sédiments érodés rejoignant l'exutoire. Nous appliquons enfin le modèle de Brown (1943) pour estimer l'efficacité encore inconnue des pièges à sédiments

anthropiques disposés dans le bassin versant du Giroux depuis la fin des années 1980. Le croisement de ces mesures offre une lecture spatialisée des transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux. Le Tableau 4.3 propose une synthèse des différents jeux de données utilisés et des principales méthodes de calcul employées lors de ce travail de modélisation.

Processus	Module	Paramètre	Données	Échelle d'acquisition / Résolution	Équation principale	
Ablation	RUSLE	R	Précipitations locales (2011 - 2020)	60 min	$R = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^{mj} (EI30)_k$ <p style="text-align: right;">Brown & Foster, 1987</p> $e_r = 0,29 [1 - 0,72 \exp(-0,08i_r)]$ <p style="text-align: right;">McGregor et al., 1995</p>	
		K	<u>Sols viticoles</u> Sigales, 2007 <u>Sols non viticoles</u> RPP de Bourgogne	1/5 000 ^{ème} 1/250 000 ^{ème}	$K = \frac{(2,1 \cdot 10^{-4} M^{1,14} (10 - MO) + 3,25 (s - 2) + 2,5 (p - 3))}{100}$ <p style="text-align: right;">Renard et al., 1997</p>	
		LS	MNT LiDAR Orthophotographie 2018 BD Topo 2021 Relevés de terrain	1 m 0,5 m	$L_{i,j} = \frac{(A_{i,j-in} + D^2)^{m+1} - A_{i,j-in}^{m+1}}{D^{m+2} \times x_{i,j}^m \times 22,13^m}$ <p style="text-align: right;">Desmet & Govers, 1996</p>	
		C	Images Pléiade Orthophotographie 2018	2 m 0,5 m	$C_{VK} = \exp\left(-\alpha \frac{NDVI}{(B-NDVI)}\right)$ <p style="text-align: right;">van der Knijff et al., 1999</p>	
		P			= 1	

Transfert	SDR	IC	MNT LiDAR Facteur C (RUSLE)	1 m	Borselli et al., 2008 ; Cavalli et al., 2013	$IC = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right)$
		SDR		1 m		
Efficacité des pièges à sédiments	Modèle de Brown	T_p	MNT LiDAR Relevés de terrain	1 m	Brown, 1943	$T_p = 100 \times \left(1 - \frac{1}{1 + 0,0021 \times D \times \frac{C}{W}} \right)$

Tableau 4.3 : Synthèse des jeux de données et des principales méthodes de calcul utilisés pour le paramétrage du modèle InVEST SDR et du modèle de Brown

Conclusion

Ce chapitre a permis de détailler la démarche méthodologique mise en œuvre pour comprendre les dynamiques spatio-temporelles actuelles des transferts sédimentaires du bassin versant du Giroux. De ces dynamiques nous souhaitons déduire la qualité de sa connectivité sédimentaire et, le cas échéant, apporter un éclairage concernant l'influence des infrastructures hydrauliques sur le transfert sédimentaire entre les versants et l'exutoire.

Il s'agit tout d'abord de recourir à des techniques de métrologie de terrain pour quantifier avec précision les flux de MES exportés à l'exutoire du bassin versant instrumenté. Celui-ci représente plus des deux tiers de la superficie du bassin versant du Giroux et intègre le fonctionnement géomorphologique de la zone viticole ainsi que l'ensemble du réseau d'infrastructures de correction hydraulique. Ce suivi stationnel doit permettre de renseigner le régime des transferts de MES pour en déduire la qualité de la connectivité de la cascade sédimentaire du bassin versant instrumenté.

Ensuite, nous avons présenté le principe du travail de modélisation pour localiser les principales zones contributives aux transferts sédimentaires mesurés par métrologie de terrain. De même, les zones déconnectées du bassin versant ou faiblement contributives peuvent être identifiées. Le modèle InVEST SDR, couramment employé et validé dans la littérature, a été retenu pour ce travail. Son paramétrage a nécessité l'acquisition de différents jeux de données en lien avec les facteurs de contrôle de l'érosion. Ces derniers peuvent être divisés en quatre catégories principales : l'érosivité des précipitations, l'érodibilité des sols, la topographie et l'occupation du sol. Le modèle permet d'estimer de manière spatialisée la production et l'exportation sédimentaire potentielle du bassin versant. Il est complété par un second modèle visant à documenter l'efficacité des pièges à sédiments anthropiques. La mise en place du modèle InVEST SDR est également l'occasion d'établir des référentiels actuels permettant d'alimenter l'approche modélisatrice diachronique qui sera développée ultérieurement.

Chapitre 5

Le Giroux, un fonctionnement sédimentaire saccadé révélant une faible efficacité de la cascade sédimentaire

<i>5.1 Les crues dans le bassin versant instrumenté.....</i>	<i>p191</i>
<i>5.2 Crues et transferts de MES : une coïncidence temporelle ?.....</i>	<i>p199</i>
<i>5.3 Identification des zones contributives aux transferts de MES exportés à l'exutoire.....</i>	<i>p204</i>

Introduction

Ce chapitre a pour objectif de quantifier les volumes de MES exportés à l'exutoire du bassin instrumenté et de les interpréter en matière d'efficacité de la cascade sédimentaire à évacuer les sédiments depuis les versants vers l'exutoire. Il s'agit pour cela de savoir si les transferts de MES annuels sont réalisés suivant un rythme continu ou pulsatoire et dans quelle mesure les versants contribuent à la charge en MES transportée par le cours d'eau. La réponse à ces questions nécessite de s'intéresser aux épisodes de crues pour deux raisons principales : (i) elles sont souvent présentées comme jouant un rôle majeur dans l'activation des transferts de MES (Close-Lecocq *et al.*, 1982 ; Lemin *et al.*, 1987 ; Lamalle *et al.*, 1989 ; Lefrançois, 2007 ; Viel, 2012 ; Vongvixay, 2012), et (ii) l'analyse de leur fonctionnement hydro-sédimentaire offre une clé de lecture pour déterminer l'origine spatiale de la charge en MES du cours d'eau.

Nous proposons une réflexion en trois temps. La première section s'attache à déterminer les caractéristiques d'une crue au sein du bassin versant étudié. La deuxième section se consacre à l'analyse du signal sédimentaire des crues en regardant la part qu'elles représentent dans les bilans temporels de transferts de MES. La question des sources sédimentaires contribuant au transport solide des crues fait l'objet de la dernière section.

5.1. Les crues dans le bassin versant instrumenté

Pour caractériser la dépendance des transferts de MES aux épisodes de crue, il est nécessaire au préalable de présenter les modalités d'identification de ce type d'événement hydrologique au sein des chroniques de données enregistrées par la station de mesure hydro-sédimentaire. Nous détaillons ensuite les processus responsables de leur apparition dans le contexte d'étude.

Il convient de préciser en préambule que le suivi stationnel s'étend du 08 octobre 2019 au 19 juin 2021, date à laquelle un arbre s'est abattu sur la station lors d'un violent orage et a occasionné de lourds dégâts, rendant hors d'usage les appareils de mesure. Comme nous ne disposons pas d'une année hydrologique complète, nous nous limitons par la suite à analyser la période d'un an comprise entre les mois de décembre 2019 et novembre 2020. Cette dernière a le double avantage d'intégrer les quatre saisons météorologiques et de minimiser l'impact des données lacunaires liées aux

dysfonctionnements de la station. La panne générale ayant empêché le suivi des transferts de MES entre 08 et 23 novembre 2019 se trouve ainsi exclue.

5.1.1 Critère d'identification des crues

Comme il est difficile d'individualiser les crues selon un débit seuil, ce dernier variant d'une saison à l'autre, nous avons fait le choix de recourir aux seuils fixes d'augmentation et de diminution du débit liquide et/ou de la concentration en MES proposés par Lefrançois (2007), et cela pour deux raisons principales. Tout d'abord, ces seuils ont été établis pour des cours d'eau de faible énergie, similaires à celui étudié. Ensuite, nous disposons de chroniques de débits liquides et de concentrations en MES acquises à un pas de temps de 10 minutes identique à celui utilisé par l'auteure, ce qui facilite l'application de ces seuils dans notre cas.

Nous retenons ainsi que (i) la montée de crue débute en cas d'augmentation du débit supérieure à 3 L.s^{-1} et/ou de la concentration en MES supérieure à 10 mg.L^{-1} sur une période de 10 minutes, et que (ii) la décrue se termine en cas de diminution du débit inférieure 3 L.s^{-1} et/ou de la concentration en MES à 10 mg.L^{-1} sur une période de dix minutes. Dans le cas particulier où une crue débute alors que la précédente n'est pas terminée, nous considérons une seule crue durant laquelle il est possible de distinguer plusieurs pics de crue (Figure 5.1).

Ces seuils d'identification des crues ont été établis à partir d'un fonctionnement « normal » du cours d'eau, proscrivant de les utiliser lors des années exceptionnellement sèches ou humides.

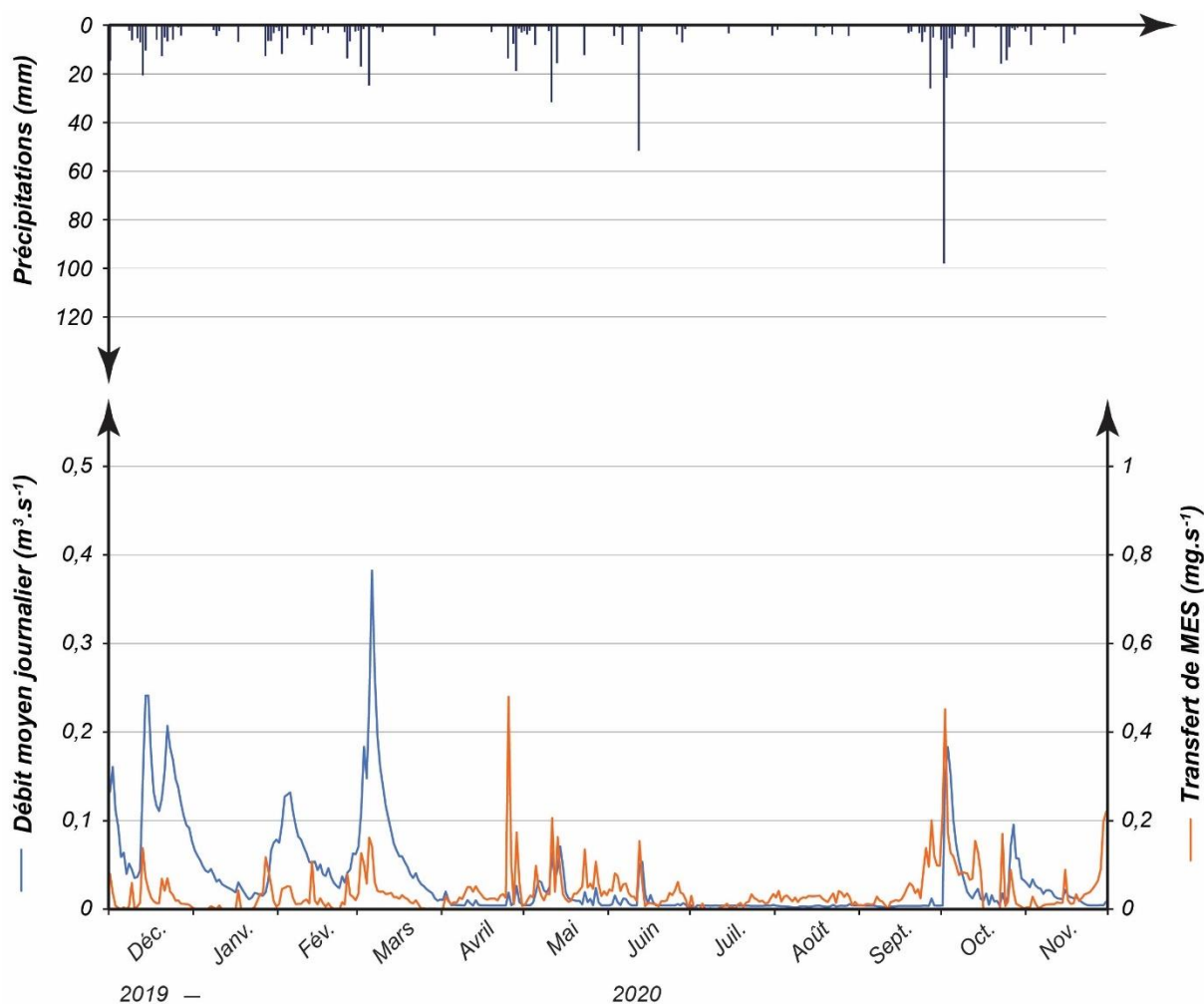


Figure 5.1 : Chronique des débits liquides et solides mesurés à l'exutoire du bassin versant instrumenté sur la période décembre 2019 - novembre 2020

5.1.2 Une année de mesure à la pluviométrie moyenne

La description du contexte pluviométrique de l'année de mesure s'appuie sur la comparaison des données de la station locale de Theurot à la normale de la station Météo-France de Chalon-Champforgeuil.

Sur l'année de mesure, la station locale de Theurot enregistre un volume précipité de 771 mm, légèrement supérieur à la normale pluviométrique observée à la station de Chalon-Champforgeuil (732 mm). En termes de représentativité des débits solides et liquides présentés par la suite, nous pouvons ainsi considérer que l'année de mesure considérée correspond à une année excédentaire de 5 % vis-à-vis de la normale.

Cette description à l'échelle annuelle dissimule cependant une variabilité des précipitations aux échelles saisonnière et mensuelle (Figure 5.2). En effet, après une fin d'année 2019 marquée par une forte humidité, le premier semestre de 2020 se caractérise

par des niveaux pluviométriques proches des valeurs moyennes, à l'exception des mois de février et de juin particulièrement arrosés. L'été constitue un cas à part puisqu'il est inférieur de 56 % à la normale pluviométrique saisonnière. À l'automne, tous les cas de figure sont représentés, du mois d'octobre exceptionnellement pluvieux au mois de novembre très sec, en passant par une valeur proche de la moyenne en septembre.

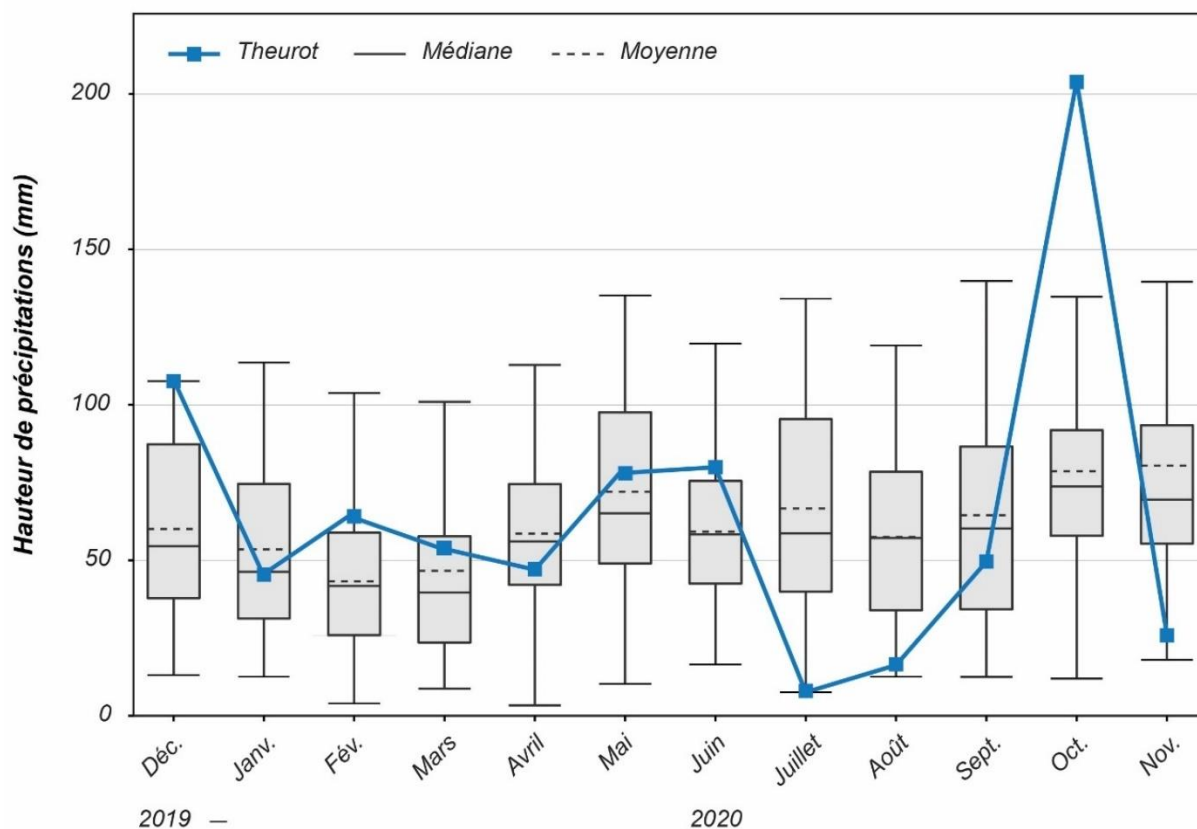


Figure 5.2 : Cumuls pluviométriques mensuels de l'année de mesure à la station locale de Theurot, comparés aux valeurs observées à la station Météo-France de Chalon-Champforgeuil sur la période 1991 - 2020

Ce développement a permis de souligner que l'année de mesure est proche de la normale pluviométrique, autorisant ainsi l'application des seuils d'identification des crues présentés précédemment. Il convient cependant de noter que l'été et le mois de novembre 2020 sont en deçà de leur niveau habituel. En termes de bilan annuel, ces déficits sont compensés par des mois de décembre 2019, de février 2020 et surtout d'octobre 2020 qui se distinguent par des volumes précipités particulièrement excédentaires.

5.1.3 Genèse des crues étudiées

Le comportement hydrologique du bassin versant instrumenté témoigne d'une relation complexe entre les précipitations et les débits liquides observés. À l'échelle mensuelle, il apparaît que les mois les plus pluvieux ne sont pas ceux avec les volumes

écoulés dans le Giroux les plus importants (Figure 5.3). Deux périodes peuvent être distinguées sur l'année de mesure retenue :

- De décembre 2019 à mars 2020, les volumes mesurés à l'exutoire du bassin versant instrumenté présentent une forte réactivité aux précipitations ;
- À l'opposé, d'avril 2020 à novembre 2020, les précipitations se caractérisent par une faible efficacité vis-à-vis des volumes mesurés à l'exutoire du bassin versant instrumenté.

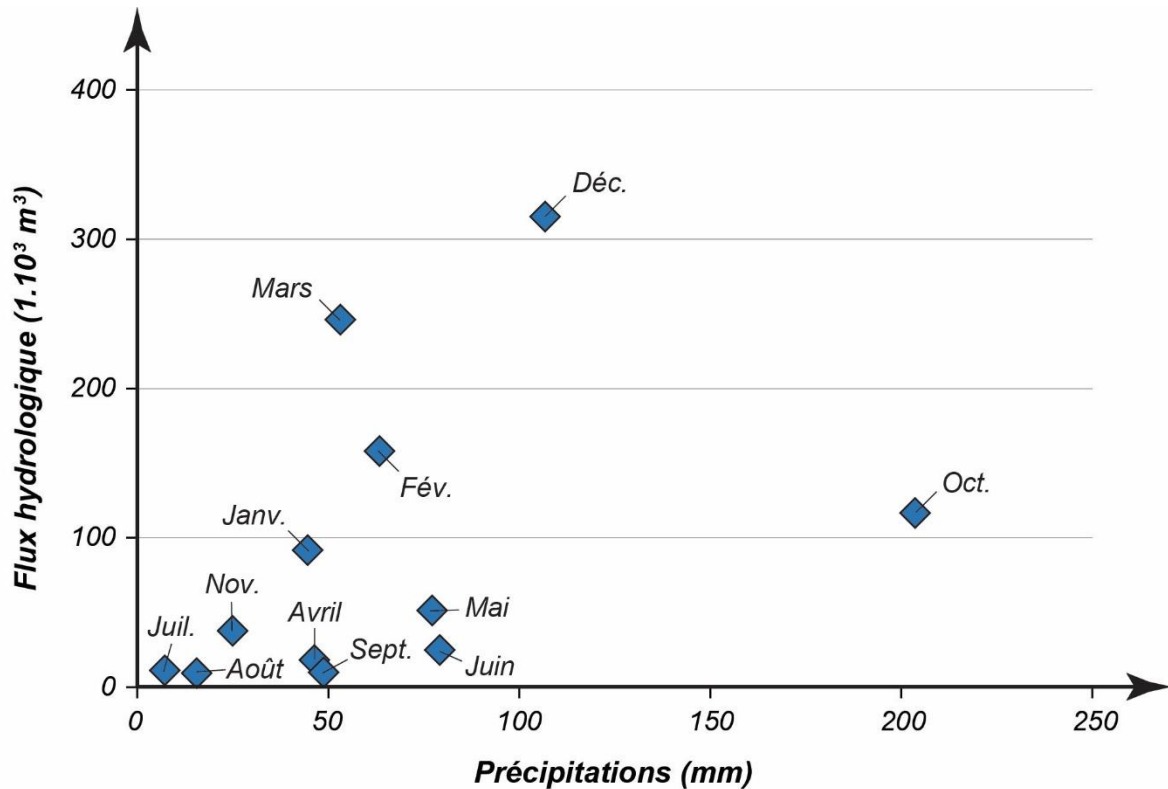


Figure 5.3 : Évolution de la relation mensuelle entre les cumuls pluviométriques et les volumes écoulés à l'exutoire du bassin versant instrumenté sur la période décembre 2019 - novembre 2020

Cette variation de la réponse hydrologique du Giroux aux précipitations peut s'expliquer principalement par deux variables :

- l'évolution de la saturation des sols qui détermine, en association avec les cumuls pluviométriques, l'importance des surplus hydrologiques du bassin versant sous forme d'écoulement de surface saturée ;
- le battement de la nappe, cette dernière contribuant plus ou moins fortement au débit de base du cours d'eau en fonction de son niveau.

Le phénomène de battance, qui réduit les capacités d'infiltration du sol et rend ainsi les précipitations plus efficaces, n'a pas été retenu comme variable explicative en raison

de la forte pierrosité des sols viticoles (cf. chapitre 4§4.2.2.1) et d'un suivi des états de surface qui n'a pas permis d'identifier clairement ce phénomène.

La mise en relation des précipitations, des surplus hydrologiques²¹ produits sur les sols saturés, du niveau de la nappe²² et des débits liquides souligne bien, qu'en plus des précipitations, la réserve utile des sols et la nappe jouent un rôle fondamental sur le niveau des écoulements à l'exutoire (Figure 5.5). Comme l'année de mesure retenue se répartit sur deux années hydrologiques (2019 - 2020 et 2020 - 2021), nous retenons pour ce travail la période comprise entre le 08 octobre 2019 et le 31 mai 2021. Le choix de cette fenêtre temporelle élargie répond à la volonté de mieux saisir les battements saisonniers de la nappe et l'évolution des différents stades de la réserve utile des sols (reconstitution, saturation, vidange). Les résultats sont présentés dans l'ordre chronologique.

²¹ Les surplus hydrologiques ont été calculés par période de dix jours à partir (i) des valeurs de réserve utile des sols estimées par Sigales (2007) et par le référentiel régional pédologique de Bourgogne (Laroche, 2005), (ii) des données pluviométriques de la station locale de Theurot, et (iii) des données d'évapotranspiration potentielle (ETP) obtenues suivant la méthode de Thornthwaite, (1948).

²² La nappe des calcaires oxfordiens (Jurassique supérieur), retenue à sa base par des marnes liasiques (Jurassique inférieur), constitue le principal niveau aquifère de la Côte de Bourgogne.

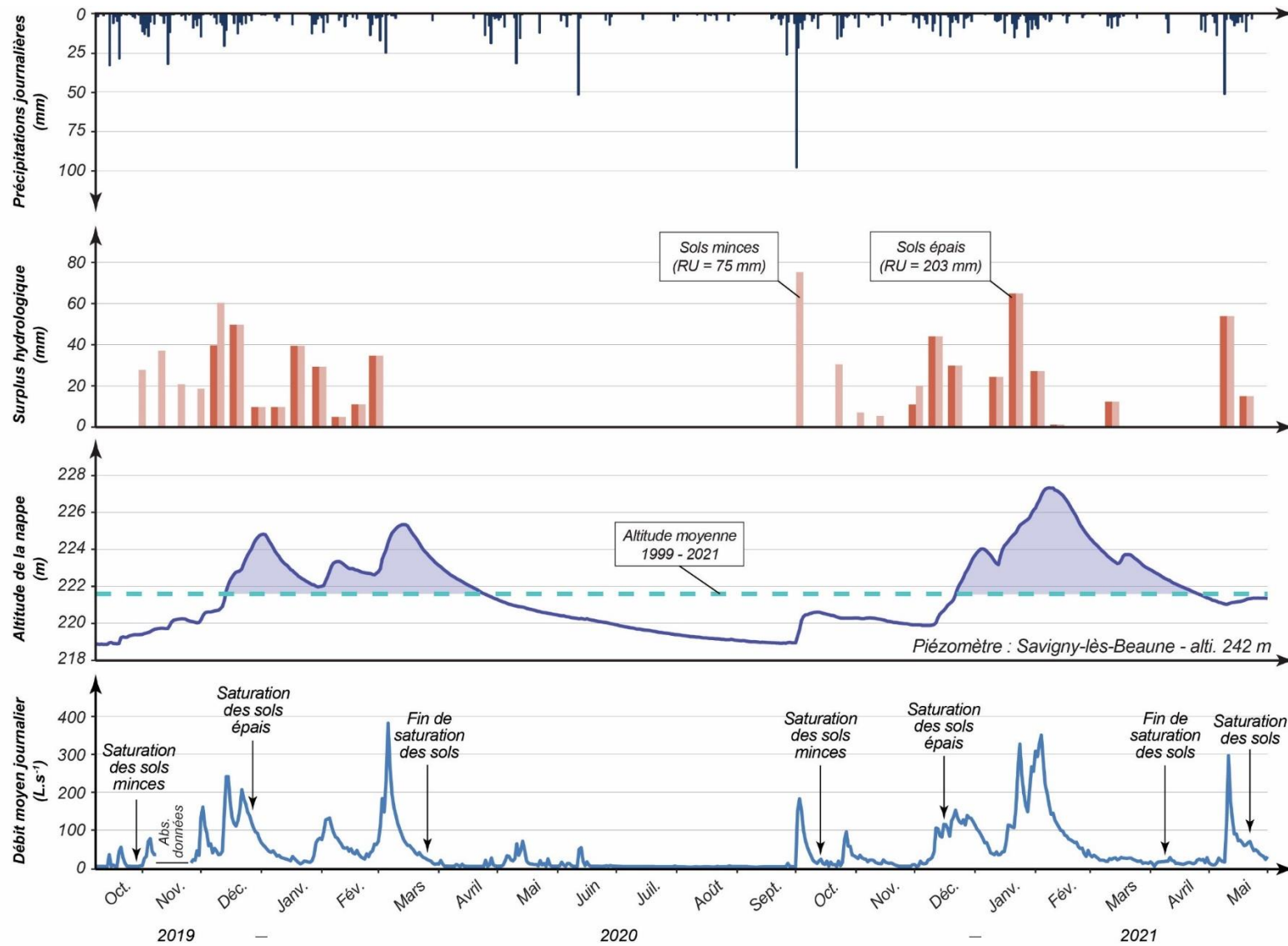


Figure 5.4 : Fonctionnement hydrologique du bassin versant instrumenté sur la période octobre 2019 - mai 2021 soulignant le rôle des écoulements de surface saturée et de nappe sur le débit liquide du cours d'eau (données : Eau France ; Sigales, 2007 ; Laroche, 2005)

La première phase de reconstitution de la réserve utile se produit lors du mois d'octobre 2019. Les précipitations n'induisent pas encore de crues notables malgré des volumes et des intensités de précipitations élevés. Sur les sols peu épais, les premiers surplus hydrologiques apparaissent au cours de la dernière décade du mois d'octobre en lien avec l'abondance des précipitations, la consommation d'eau réduite par la végétation et la faiblesse de l'évapotranspiration du fait de la baisse des températures. La percolation qui se produit dans les sols pendant l'automne, où les précipitations l'emportent sur l'évapotranspiration, permet la recharge de la nappe. En réponse, cette dernière accroît son apport au débit du cours d'eau.

Les surplus hydrologiques se généralisent à l'ensemble des sols du bassin versant au cours du mois de décembre. Le bassin versant atteint alors sa période de susceptibilité maximale au ruissellement. La combinaison des écoulements de surface saturée et de nappe se traduit par une réactivité accrue du cours d'eau qui peut être clairement observée par l'augmentation du rapport entre le volume précipité et l'intensité des crues.

Au printemps et à l'été 2020, les précipitations se réduisent sensiblement, l'évapotranspiration s'accroît avec la hausse des températures et la végétation en développement puise davantage dans la réserve utile des sols. Dans ces conditions, la teneur en eau des sols diminue et le toit de la nappe s'abaisse. Les quelques épisodes pluvieux servent donc d'abord à recharger les compartiments hydrologiques du bassin versant et sont alors peu efficaces au ruissellement, sauf lorsque l'intensité des précipitations excède la capacité d'infiltration des sols (ruissellement hortonien).

Au cours de l'année hydrologique suivante, le premier fait notable correspond à un abat d'eau exceptionnel (103 mm en 24 h) au début du mois d'octobre qui a donné lieu simultanément à la reconstitution de la réserve utile de l'ensemble des sols, à l'apparition des premiers surplus hydrologiques sur les sols peu épais et à l'amorce de la recharge de la nappe. En décembre, à la faveur d'épisodes pluvieux fréquents, les sols épais se saturent à leur tour. Le seuil de précipitations susceptible d'engendrer une crue est alors au plus bas. Parallèlement, la nappe est à un niveau élevé et joue également un rôle prépondérant dans l'alimentation du cours d'eau et le déclenchement des crues. À partir de février 2020, la réserve utile des sols et la nappe commencent à se vidanger progressivement en réponse à la faiblesse des volumes précipités.

Cette analyse du fonctionnement hydrologique du bassin versant instrumenté a permis de montrer que les crues étudiées sont fonction des précipitations, mais également du niveau de saturation de la réserve utile des sols et du niveau de remplissage de la nappe.

5.2. Crues et transferts de MES : une coïncidence temporelle ?

Cette deuxième section a pour objectif d'évaluer la part que représentent les épisodes de crue dans les transferts de MES exportés à l'exutoire du bassin versant instrumenté aux échelles annuelle et saisonnière.

5.2.1 Quantification des transferts de MES aux échelles annuelle et saisonnière

Les transferts de MES entre décembre 2019 et novembre 2020 pour le bassin versant instrumenté sont évalués à 41 t, ce qui correspond à un débit solide spécifique de 0,04 t.ha⁻¹.an⁻¹ (Figure 5.5). Une très bonne corrélation apparaît entre les transferts de MES et les crues. Ces dernières concentrent en effet 97 % des transferts annuels.

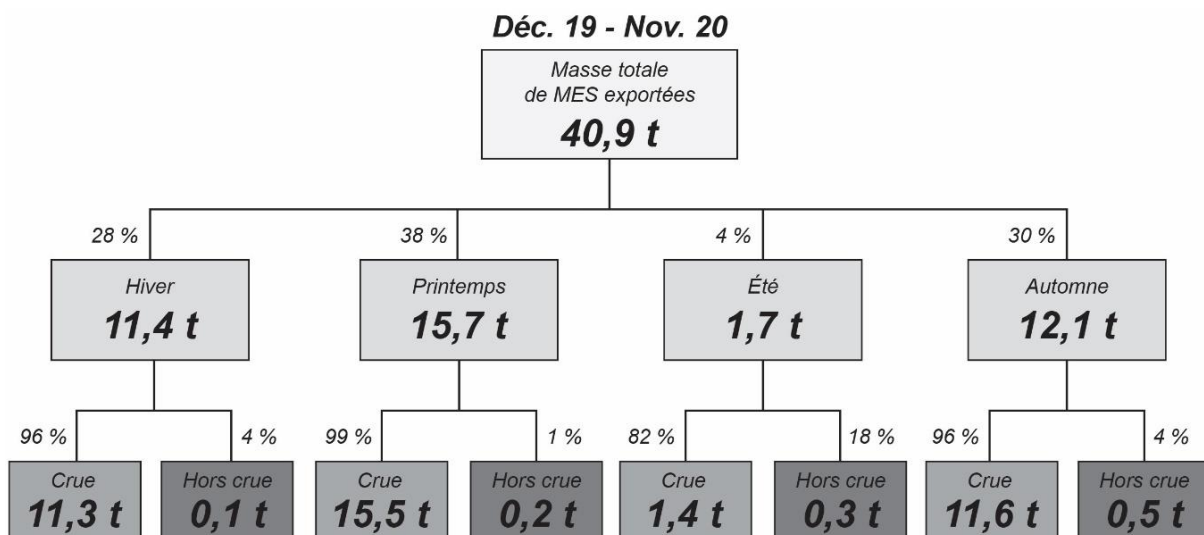


Figure 5.5 : Temporalités des transferts de MES mesurés à l'exutoire du bassin versant instrumenté sur la période décembre 2019 - novembre 2020

Cette prévalence des crues souligne un fonctionnement pulsatoire des transferts de MES exportés à l'exutoire (Figure 5.6). Ce sont ainsi 50 % des transferts annuels qui ont été réalisés par deux crues représentant en cumulé une durée de huit jours (2 % du temps

annuel). Le seuil de 90 % est lui atteint en l'équivalent de deux mois (16 % du temps annuel) avec la contribution de dix crues.

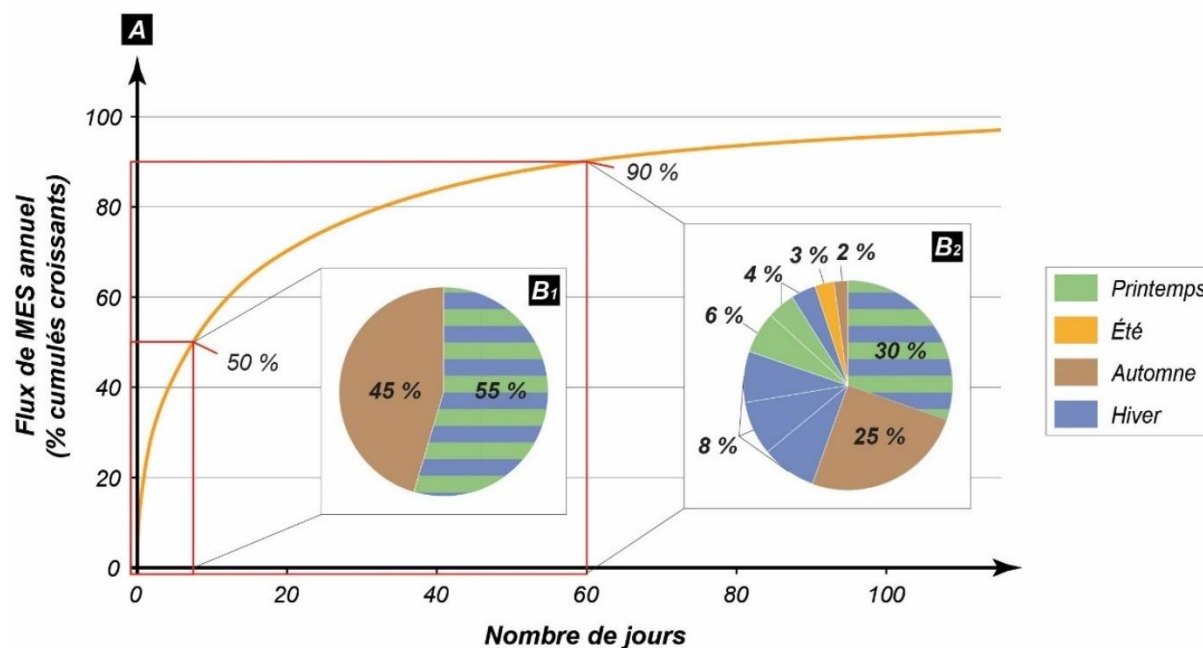


Figure 5.6 : Concentration cumulée dans le temps des transferts de MES mesurés à l'exutoire du bassin versant instrumenté sur la période décembre 2019 - novembre 2020 et mise en évidence du rôle des principaux épisodes de crue. (A) Nombre de jours nécessaires pour atteindre une part donnée du flux de MES annuel ; (B) Contribution et répartition saisonnière de chacune des crues participant aux 50 % (B₁) et 90 % (B₂) des transferts annuels de MES

Par ailleurs, il est intéressant d'observer à l'échelle saisonnière que les crues printanières apparaissent comme étant les plus productives en transferts de MES. Elles représentent 38 % du volume annuel de MES exportées à l'exutoire. Nous trouvons ensuite les crues hivernales et automnales à 28 %. Les crues estivales, très rares sur l'année de mesure compte tenu du fort déficit pluviométrique de l'été 2020, n'atteignent que 4 %. Cette saisonnalité des crues en matière de transferts de MES ne semble pas liée aux niveaux des cumuls pluviométriques et des volumes de crue écoulés à l'exutoire du bassin versant instrumenté (Figure 5.7), interrogeant ainsi sur les facteurs explicatifs des rythmes saisonniers des transferts de MES réalisés lors des crues.

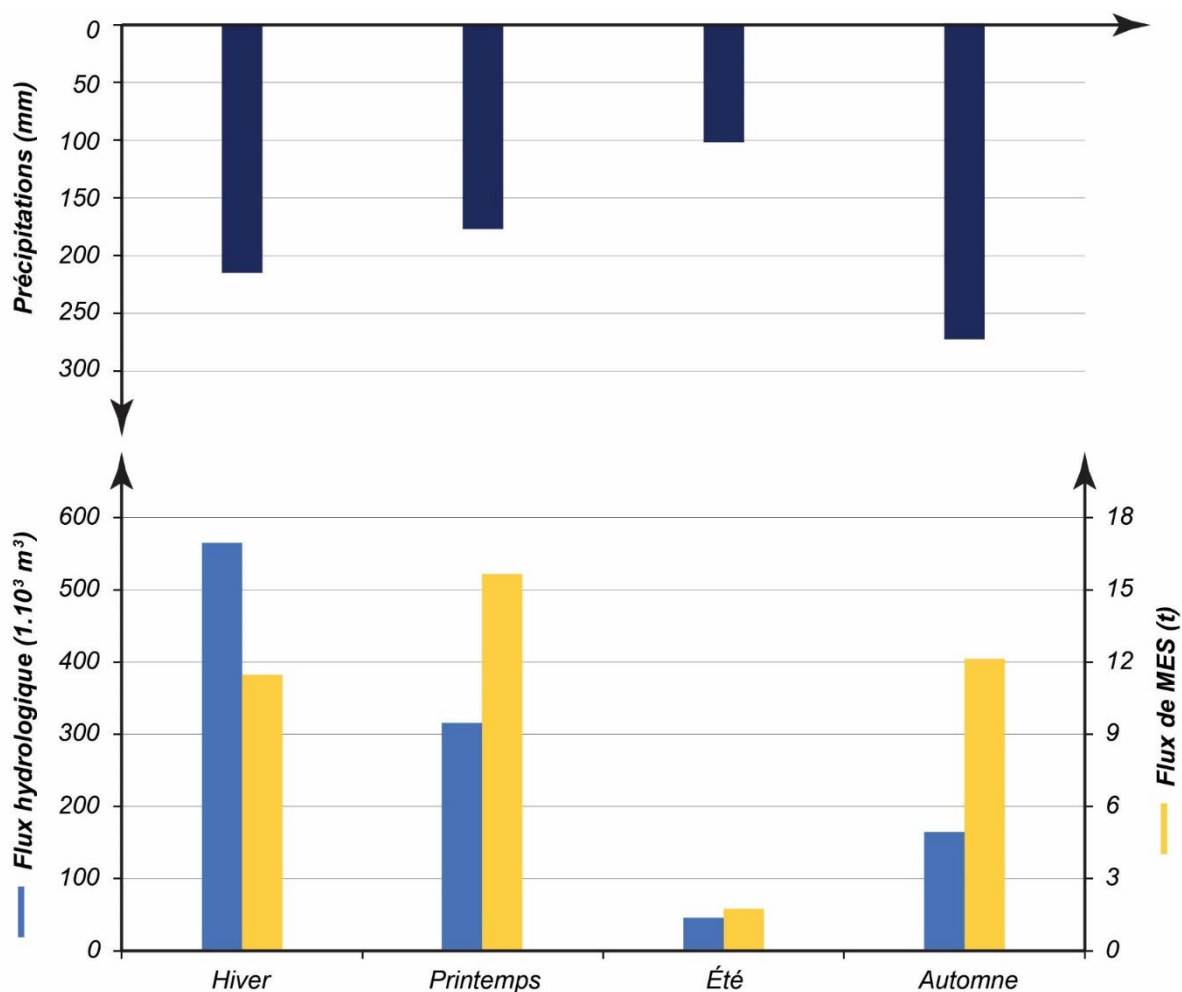


Figure 5.7 : Distribution saisonnière des transferts de MES réalisés en période de crue sur la période décembre 2019 - novembre 2020 et mise en relation avec les volumes de crue du Giroux et les cumuls pluviométriques correspondants

5.2.2 Le rôle du calendrier cultural sur la saisonnalité des transferts de MES observés en période de crue

Des observations de terrain et des discussions avec des viticulteurs ont permis d'établir un lien potentiel entre la saisonnalité des crues en termes de transferts de MES et le calendrier des opérations culturales mécanisées (Figure 5.8).

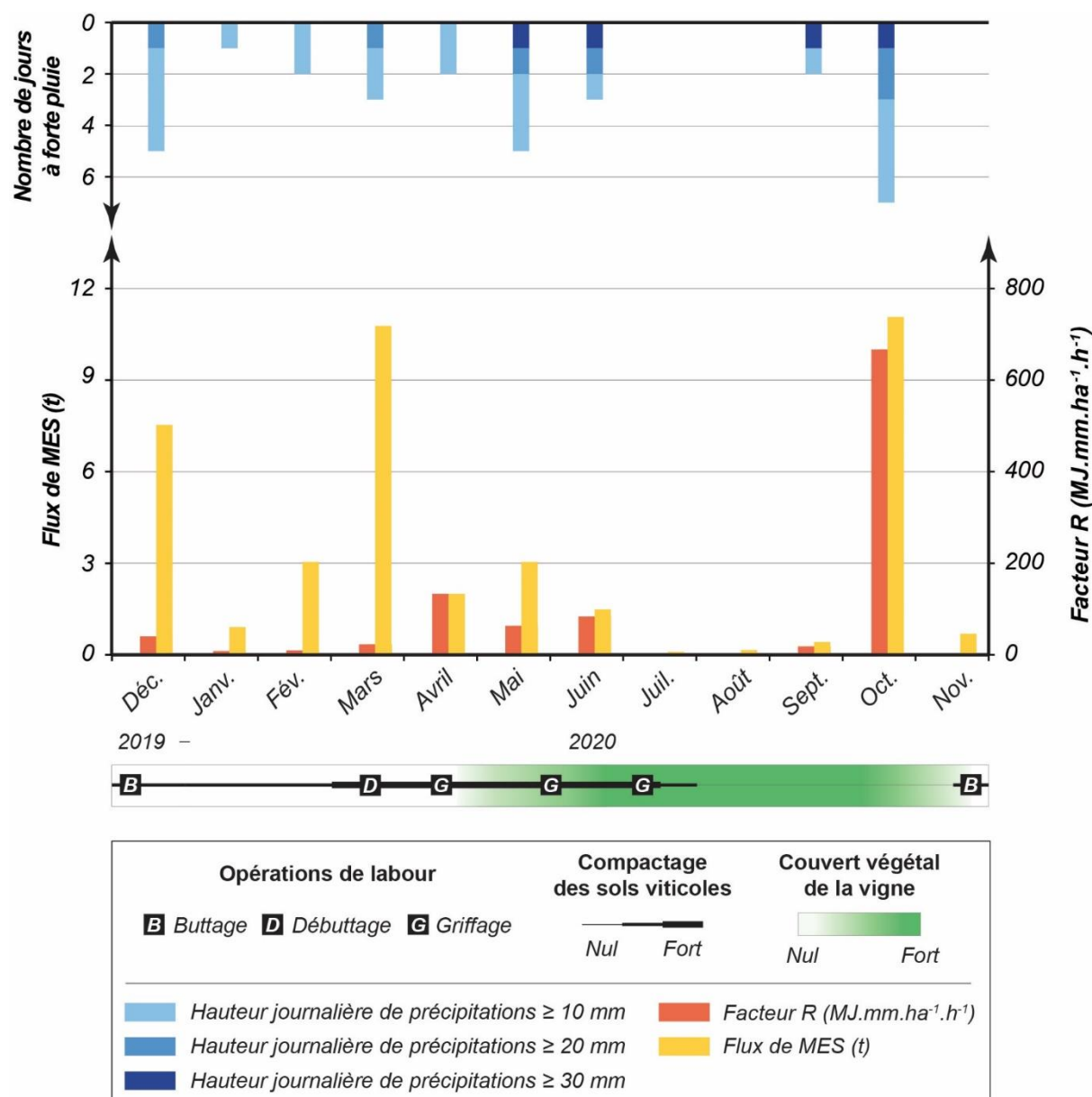


Figure 5.8 : Comparaison entre les transferts de MES observés en période de crue sur la période décembre 2019 - novembre 2020, le nombre de jours à fortes pluies, l'érosivité des pluies, l'évolution du couvert végétal de la vigne et le calendrier cultural représentant l'état de surface des sols viticoles

Le compactage des sols viticoles est estimé de façon qualitative sur la base du nombre de passages des tracteurs enjambeurs dans les vignes pour réaliser les opérations de labour, sulfatage, rognage, racottage et amendement (cf. chapitre 252.2.3.2). Nous nous focalisons ensuite sur les seules opérations de labour afin d'identifier les périodes les plus favorables à l'ameublissement de la couche superficielle des sols viticoles. Pour le nombre de jours à fortes pluies dans le bassin versant instrumenté, ils correspondent aux totaux mensuels cumulés et sont calculés à partir des données pluviométriques enregistrées à la station locale de Theurot, tout comme l'érosivité mensuelle des pluies (facteur R).

Pendant l'hiver météorologique (décembre à février), les opérations culturales, en association avec la saturation de la réserve utile des sols, augmentent l'efficacité des pluies au ruissellement. Les opérations culturales sont responsables en effet de la formation d'une semelle de labour en subsurface, jouant le rôle d'une couche imperméable qui

favorise à l'échelle de l'inter-rang le ruissellement des eaux de pluie au détriment de leur infiltration (Van Dijck & Van Asch, 2002 ; Lagacherie *et al.*, 2006). Parallèlement, certaines de ces opérations culturales contribuent à ameublir les sols qui deviennent moins cohérents et donc plus facilement érodables.

Au printemps (mars à mai), l'importance de la charge en MES exportée par les crues est à rapprocher des nombreuses opérations culturales qu'implique la reprise du cycle végétatif de la vigne (Figure 5.9). Les sédiments sont alors plus facilement mobilisables par les pluies et la semelle de labour est renforcée.

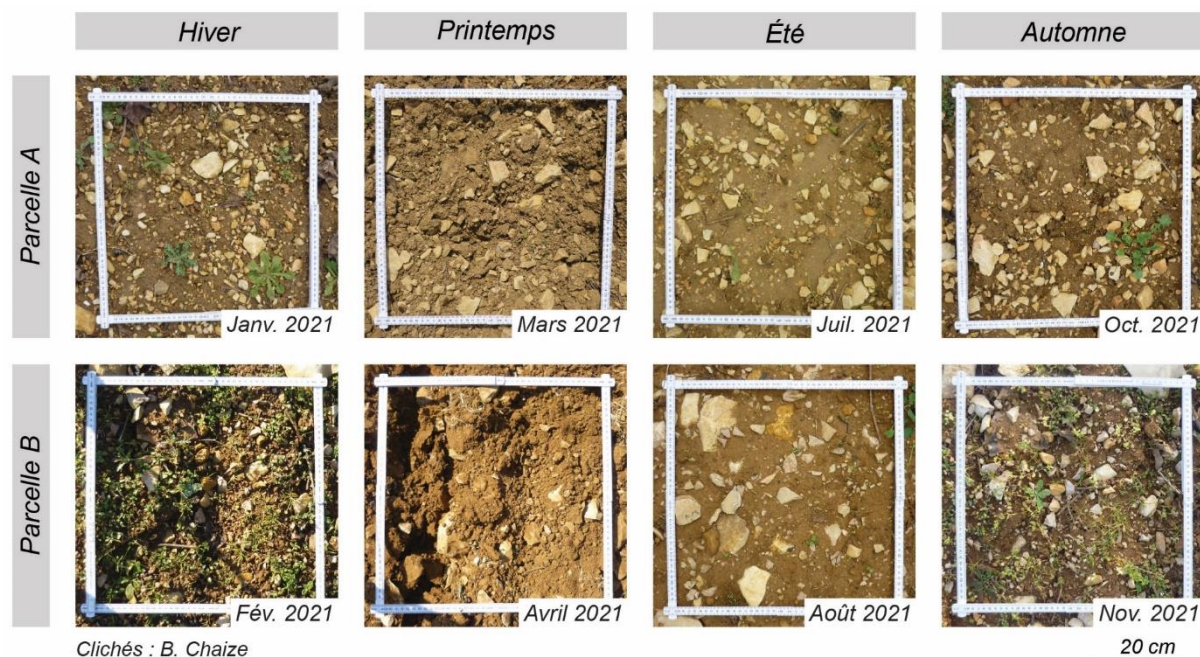


Figure 5.9 : Suivi de l'évolution saisonnière de l'état de surface des sols viticoles du bassin versant instrumenté

Au printemps, les sols viticoles sont affinés par les nombreuses opérations de labour, ce qui diminue la vitesse critique d'arrachement des sédiments. Durant les autres saisons, ces mêmes sols apparaissent plus compactés, augmentant ainsi leur capacité à résister à la force de cisaillement imposée par le ruissellement. Ils sont toutefois moins perméables et peuvent à ce titre favoriser la formation de volumes importants de ruissellement.

À l'été (juin à août), l'absence d'opération culturale mécanisée depuis la mi-juillet et la présence d'un couvert végétal mûre dans les rangs de vigne ne favorisent pas la production de sédiments. De plus, le déficit pluviométrique estival empêche l'activation des dynamiques sédimentaires sur les versants et dans le cours d'eau.

À l'automne (septembre à novembre), la relation entre les opérations culturales et les transferts de MES lors des crues est plus complexe. En septembre, les transferts sont à un niveau très bas en dépit de forts cumuls pluviométriques journaliers à la fin du mois. Les précipitations servent d'abord à la reconstitution de la réserve utile et ne sont alors

pas efficaces au ruissellement. En octobre, le volume important de MES exporté par les crues s'explique par un contexte hydroclimatique particulièrement érosif. Le ruissellement est de plus accentué par l'apparition des premiers surplus hydrologiques sous la forme d'écoulement de surface saturée. Enfin, les transferts de MES réalisés par les crues de novembre peuvent être mis en relation avec la fragilisation des sols induite par les premières opérations de buttage visant à protéger les ceps contre les gelées hivernales. Nous constatons également que, même si les précipitations sont rares, elles s'abattent sur des parcelles viticoles dénudées du fait de la défoliation totale du couvert végétal de la vigne. La possibilité que l'exutoire enregistre avec un temps de réponse décalé une partie de la forte production sédimentaire du mois d'octobre pourrait être un autre élément d'explication.

En conclusion, la fréquence élevée des opérations culturales affectant les sols au printemps pourrait expliquer pourquoi les crues printanières apparaissent comme étant les plus productives en transferts de MES.

Nous avons montré que le rythme des transferts de MES est impulsé par les crues, lui conférant ainsi un caractère saccadé. Il s'agit à présent de documenter l'origine des sédiments transportés par les crues.

5.3. Identification des zones contributives aux transferts de MES exportés à l'exutoire

Nous cherchons tout d'abord à définir la surface du bassin versant considérée comme efficace pour alimenter la charge en MES transportée par le cours d'eau. Ensuite, une analyse de l'évolution du rapport entre la concentration en MES et le débit du cours d'eau au cours des crues permet d'approfondir ce travail de spatialisation des sources contributives au volume global de MES exportés du bassin versant à l'échelle annuelle.

5.3.1 Détermination du bassin versant instrumenté efficace

Le bassin versant instrumenté est aménagé d'une telle façon depuis la fin des années 1980 que seule une partie de sa surface est connectée au cours d'eau. La prise en compte des bassins décanteurs permet en effet de définir les contours d'un bassin versant efficace de 1,3 km² (Figure 5.10), entendu comme la superficie du bassin versant

instrumenté dont la connectivité sédimentaire n'est pas entravée par un piège à sédiments anthropique. Nous devons cependant avoir conscience que l'efficacité de ces aménagements dans le piégeage des sédiments peut être partielle (Mekonnen *et al.*, 2014).

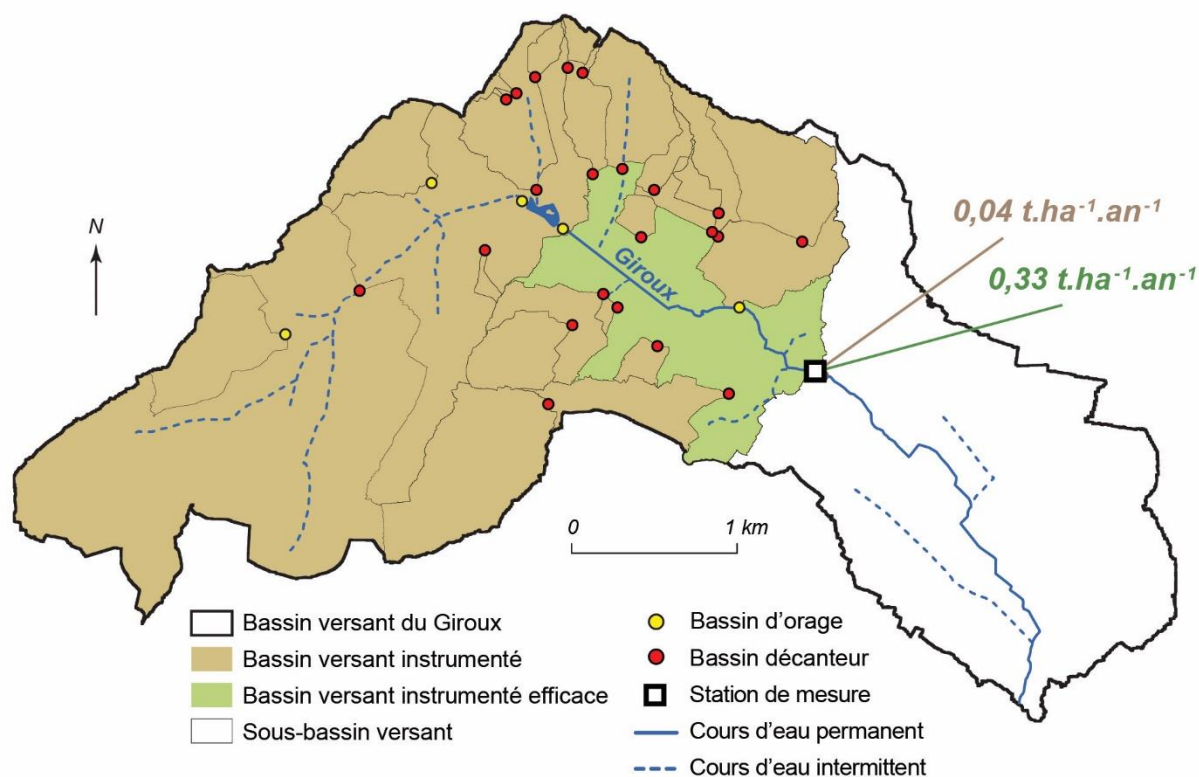


Figure 5.10 : Délimitation du bassin versant instrumenté efficace à partir des déconnexions géomorphologiques potentielles créées par les pièges à sédiments anthropiques

En rapportant le volume annuel de MES à la superficie du bassin versant instrumenté efficace, le taux de transfert spécifique s'élève à 0,33 t.ha⁻¹.an⁻¹. Cela nous positionne dans une gamme de valeurs faibles en comparaison avec les résultats d'autres études menées sur la quantification des transferts sédimentaires à l'exutoire de petits bassins versants agricoles (Tableau 5.1). Le taux de transfert spécifique du bassin versant efficace laisse ainsi supposer que le contexte viticole exporte autant, voire moins dans certains cas, que le contexte céréalier. Pourtant, la culture sur versant, l'orientation des rangs de vigne dans le sens de la pente et les inter-rangs non végétalisés sont autant d'éléments caractéristiques du contexte viticole qui sont connus pour exacerber l'exportation de sédiments depuis les parcelles cultivées vers le cours d'eau.

Ce travail portant sur l'identification de l'origine spatiale des transferts de MES mesurés à l'exutoire peut être affiné en classant les crues enregistrées sur l'année de mesure selon une typologie établie pour différencier la contribution des versants de celle du fond de vallée.

Localisation	Bassin versant	Superficie		Contexte agricole	Durée du suivi (année)	Taux de transfert spécifique (t.ha ⁻¹ .an ⁻¹)	Référence	
		Totale (km ²)	Cultivée (%)					
France	Basse-Normandie	Lingèvres	15	47	Céréales, oléagineux	1	0,33	Viel, 2012
		Petite Seuline	13	32			0,24	
		Moulinet	4,5	45			Céréales	
	Seine-et-Marne	R - Leudon	4,6	-	Céréales	4	0,12	Sogon, 1999
		Damusse	9,3	-	Céréales	5	0,45	Corbonnois, 1998
	Meuse	C - Amel	5,3	48	Céréales	2	0,08	Fister et al., 2015
		F - Amel	6,7	54		2	0,13	
	Indre-et-Loire	Beaulieu	5,9	85	Céréales	7	0,10	Grangeon et al., 2017
		Grand Bray	5	88		7	0,18	
	Belgique	Wallonie	Lamontzée	7,2	-	Céréales	1	0,73
Ronebeek			7,8	-		2	3,10	
Flandre		Bellewaerdebeek	10,5	-		3	2,26	Verstraeten & Poesen, 2001
		Munkbosbeek	11	-	Pommes de terre, endives, betteraves sucrières	6	1,17	
		Keemmelbeek	11,4	-		46	2,64	
		Ter Erpenbeek	11,7	-		4	0,67	
		Zouwbeek	13,6	-		2	1,46	
		Rooigembeek	13,9	-		3	2,24	

Tableau 5.1 : Valeurs de débit solide spécifique pour des petits bassins versants agricoles en Europe de l'Ouest

5.3.2 Une contribution limitée des versants

À l'échelle de la crue, l'évolution temporelle de la relation entre la concentration en MES et le débit liquide du cours d'eau est complexe. Ceci s'explique par l'existence d'une grande diversité de sources sédimentaires dans le bassin versant qui sont situées à une distance plus ou moins importante de l'exutoire et dont la contribution varie dans le temps en fonction de la disponibilité en sédiments mobilisables. Ainsi, de nombreuses études, menées depuis la fin des années 1960 (Müller & Förstner, 1968), se sont intéressées à l'analyse des relations [MES] - débit au cours des crues dans un double objectif :

- Identifier dans le bassin versant les sources d'approvisionnement du débit solide d'un cours d'eau, en distinguant la contribution des versants d'une part, de celle du fond de vallée d'autre part (Walling & Webb, 1982) ;
- Déterminer la fréquence à laquelle ces sources peuvent fournir des sédiments au cours d'eau (Jansson, 2002).

Les crues identifiées au cours de l'année de mesure sont ainsi caractérisées d'après la forme de la relation entre la concentration en MES et le débit liquide au cours de la crue. En nous conformant à la typologie proposée par Williams (1989), nous distinguons quatre types de crue (Figure 5.11).

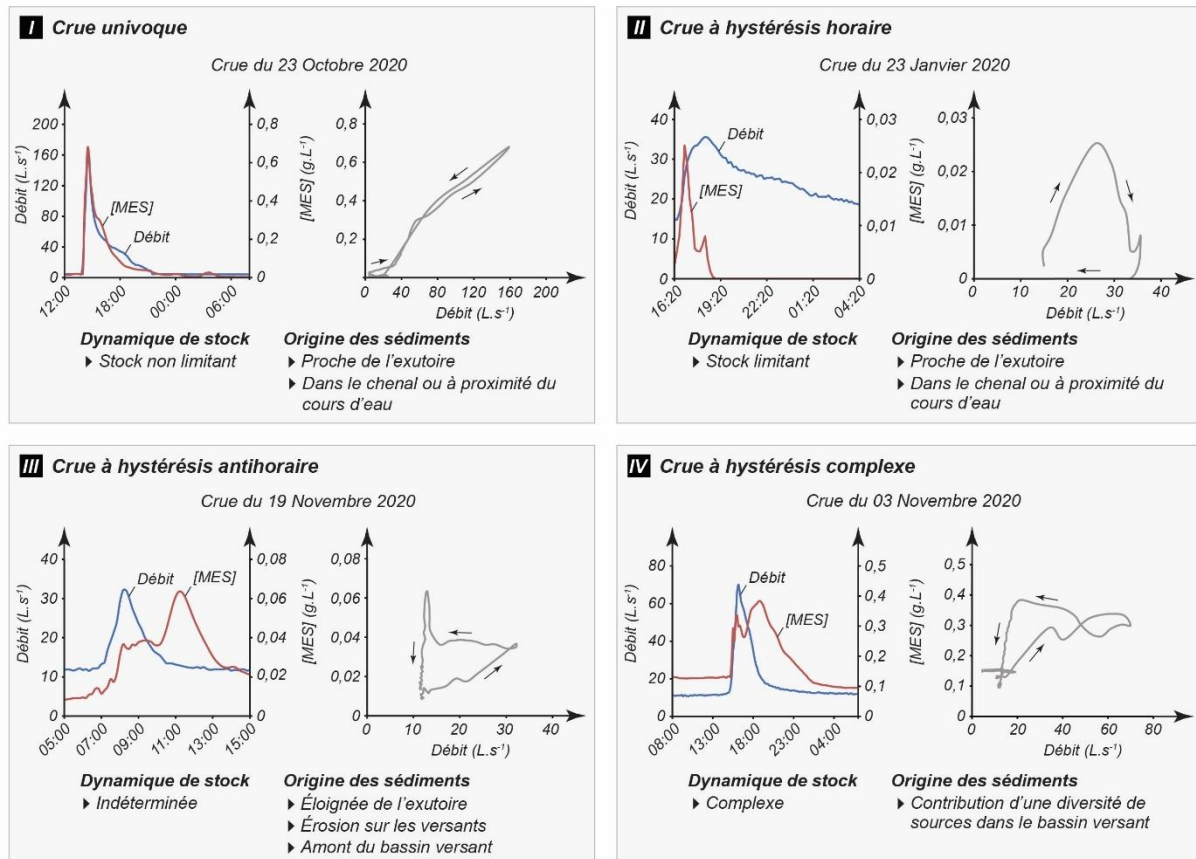


Figure 5.11 : Typologie des relations [MES] - débit liquide observées lors des crues du Giroux recensées au cours de l'année de mesure

Le premier type correspond aux relations dites « univoques » (I), pour lesquelles les débits liquides et solides présentent des pics simultanés ainsi qu'une évolution synchrone aussi bien pendant la phase d'augmentation des débits que la phase de décrue. Il est ensuite possible de distinguer des crues dites à « hystérésis » (II et III). Dans ce cas, les débits liquides évoluent au cours de la crue de manière différenciée par rapport aux débits solides. Les relations dessinent alors des boucles dont l'évolution se fait soit dans le sens horaire (II), soit dans le sens antihoraire (III). Les hystérésis horaires sont observées lorsque le pic de concentration en MES précède le pic de crue. Les hystérésis antihoraires, quant à elles, se distinguent par un pic de concentration en MES postérieur au pic de crue. Enfin, des relations complexes aboutissant à des formes en 8 (IV), qui correspondent à la combinaison des deux types d'hystérésis, sont parfois relevées parmi les crues.

Les résultats montrent que la relation dite « univoque » est la plus fréquente puisqu'elle représente 60 % des crues (Tableau 5.2). Ces dernières sont responsables de 90 % des transferts de MES réalisés en période de crue. Elles se produisent principalement au cours du printemps et, plus secondairement, en hiver et à l'automne. Dans la majorité des cas, les sédiments exportés à l'exutoire lors de ces crues sont situés dans le chenal ou à proximité de celui-ci (Walling & Webb, 1982 ; Lenzi & Marchi, 2000) (Figure 5.11, I). Les crues univoques traduisent également que les sources sédimentaires sont non limitantes dans l'alimentation des transferts de MES pendant la crue (Jansson, 2002). Les travaux réalisés sur des petits bassins versants normands situés en domaine de grandes cultures

enregistrent également une proportion plus élevée de crues univoques par rapport aux autres types (Lefrançois, 2007 ; Viel, 2012).

	Hiver	Printemps	Été	Automne	Total
<i>Univoque</i>	5	9	2	5	21
<i>Hystérésis horaire</i>	2	1	0	2	3
<i>Hystérésis antihoraire</i>	0	0	0	2	2
<i>Hystérésis complexe</i>	0	0	3	1	4
<i>Non renseignée</i>		3			3

Tableau 5.2 : Répartition saisonnière des relations [MES] - débit des crues du Giroux recensées au cours de l'année de mesure

Les crues à hystérésis horaire sont observées à cinq reprises, soit 16 % des crues, réparties de manière globalement homogène entre l'hiver, le printemps et l'automne. Elles contribuent à hauteur de 9 % dans les transferts sédimentaires en période de crue. À l'image des relations univoques, elles sont associées à des crues dont la charge solide est formée par des sédiments mobilisés au sein du chenal ou dans des zones situées à proximité immédiate (Walling, 1974 ; Klein, 1984 ; Seeger *et al.*, 2004 ; Rodríguez-Blanco *et al.*, 2010a, 2010b). Ceci explique que la concentration en MES augmente rapidement lors de la phase de montée du débit liquide (Figure 5.11, II). En revanche, contrairement aux relations univoques, la source sédimentaire n'a pas la capacité de fournir des sédiments en continu pendant la crue (Jansson, 2002 ; Lefrançois, 2007). Par conséquent, la concentration en MES diminue alors que le débit liquide, et donc la capacité de transport du cours d'eau, continue à augmenter.

Il apparaît ensuite que seulement 6 % des crues donnent lieu à une hystérésis antihoraire. Limitées à l'automne, ces crues représentent moins d'1 % des transferts de MES réalisés lors des crues. Elles témoignent d'un apport de sédiments dont l'origine est éloignée du cours d'eau, ce qui explique une augmentation tardive de la concentration en MES en comparaison avec le débit liquide (Brasington & Richards, 2000 ; Goodwin *et al.*, 2003 ; Seeger *et al.*, 2004) (Figure 5.11, III). Mossa (1996) et Asselman (1999) associent ces hystérésis antihoraires à une alimentation en sédiments tardive provenant de l'érosion des versants. Partant de cette observation, nous en déduisons que seulement deux crues sur 35 correspondent à une cascade sédimentaire qui s'organise efficacement entre les versants et l'exutoire. L'évolution du niveau des stocks sédimentaires reste difficile à interpréter pour ce type de crue. À titre de comparaison, nous soulignons que les crues à

hystérésis antihoraires représentent 15 à 20 % des crues annuelles enregistrées à l'exutoire de petits bassins versants agricoles normands (Lefrançois, 2007 ; Viel, 2012).

Enfin, des hystérésis complexes ont été identifiées dans 14 % des cas, au cours de la période estivale principalement. Tout comme les crues à hystérésis antihoraires, elles contribuent à moins d'1 % des transferts sédimentaires réalisés en période de crue. Des sources diverses contribuent de façon décalée à la charge en MES transportée par les crues et les interprétations sont très variables concernant l'état des stocks sédimentaires mobilisables (Vongvixay, 2012) (Figure 5.11, IV).

Nous retenons que les crues à hystérésis antihoraire, traduisant une cascade sédimentaire qui s'organise efficacement au cours d'un seul et même événement hydrologique, apparaissent résiduelles sur l'année de mesure. L'approvisionnement en MES des crues ne se fait donc que très rarement depuis les versants, suggérant une cascade sédimentaire discontinue dans le temps et dans l'espace. Les principales sources contributives au volume annuel de sédiments exportés à l'exutoire du bassin versant instrumenté semble situées dans le fond de vallée compte tenu de la surreprésentation des crues univoques.

Conclusion

Nous avons montré au cours de ce chapitre que les transferts de MES à l'exutoire du bassin versant instrumenté se font de manière saccadée en raison de leur forte dépendance aux épisodes de crue. Ces derniers occupent une faible plage temporelle dans l'année, concentrant ainsi les transferts de MES sur de courtes périodes. Les bilans des transferts de MES ont également montré que ces crues n'ont pas toutes le même effet sur le fonctionnement hydro-sédimentaire du bassin versant : les crues du printemps apparaissent comme celles qui exportent le plus. Il a été mis en évidence un lien potentiel avec l'affinement important de l'horizon de labour par les nombreuses opérations culturales réalisées à cette saison. Les sols viticoles se trouvent ainsi fragilisés et leurs particules sont moins cohésives et donc plus facilement prises en charge par le ruissellement.

Ce chapitre a également souligné que le bassin versant instrumenté exporte très peu, même en considérant uniquement la surface non déconnectée de la cascade sédimentaire par les pièges à sédiments anthropiques. Nous avons mesuré un débit solide spécifique comparable à ceux de bassins versants céréaliers, ce qui peut apparaître surprenant compte tenu du contexte viticole dans lequel le bassin versant instrumenté s'inscrit et qui est souvent considéré comme particulièrement morphogène. Nous en déduisons que la cascade sédimentaire est peu efficace pour transporter les sédiments produits sur les versants jusqu'à l'exutoire.

Enfin, à partir de l'examen de l'évolution de la concentration en MES en fonction du débit liquide au cours des crues, nous avons pu constater la faible contribution des versants à la charge solide des crues. Celle-ci est majoritairement alimentée par des sources sédimentaires positionnées dans le cours d'eau ou à proximité directe.

Cette formalisation de la connectivité du bassin versant du Giroux uniquement avec les données de la station peut être affinée par une analyse spatiale qui permet d'expliquer la faible efficacité de la cascade sédimentaire : (i) en analysant la quantité de sédiments potentiellement disponibles pour être injectés dans la cascade sédimentaire ; et (ii) en intégrant plus finement les modalités de transfert des sédiments entre les versants et le cours d'eau, laissées ici à l'état de boîte noire.

Chapitre 6

Une connectivité sédimentaire cassée par l'anthropisation du bassin versant du Giroux

<i>6.1 Estimation des facteurs de contrôle de l'érosion.....</i>	<i>p215</i>
<i>6.2 Modélisation spatiale de la susceptibilité à l'érosion.....</i>	<i>p224</i>
<i>6.3 Quelle(s) rupture(s) dans la cascade sédimentaire ?.....</i>	<i>p238</i>
<i>6.4 Rôle des pièges à sédiments anthropiques dans les transferts sédimentaires.....</i>	<i>p246</i>

Introduction

Si la faible contribution des versants à la charge solide du Giroux a pu être mise en évidence dans le chapitre précédent, les raisons à l'origine de cette déconnexion partielle demeurent à préciser. Nous émettons pour cela deux hypothèses : (i) les versants produisent peu de sédiments et/ou (ii) les sédiments érodés sur les versants ne parviennent pas à rejoindre l'exutoire. Une modélisation de la production et de l'exportation sédimentaire du bassin versant doit nous permettre de confirmer ou d'infirmer ces hypothèses, tout en offrant une clé de lecture spatiale aux signaux sédimentaires documentés à partir du suivi stationnel.

Après avoir acquis les données nécessaires à l'application de l'équation RUSLE, nous proposons à partir de celle-ci une quantification et une lecture spatialisée à différentes échelles de la production sédimentaire potentielle du bassin versant. Ensuite, nous cherchons à estimer la part des sédiments érodés rejoignant l'exutoire à travers le calcul d'un taux d'exportation sédimentaire (SDR). Pour saisir toute la complexité de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux, la dernière section vise à mesurer l'efficacité des pièges à sédiments anthropiques.

6.1. Estimation des facteurs de contrôle de l'érosion

Les facteurs de contrôle de l'érosion sont entendus dans ce chapitre comme les facteurs prédisposants qui favorisent le détachement des particules de sol (nature des sols, topographie, densité du couvert végétal) et comme le facteur déclenchant (précipitations) qui, lui, initie les processus érosifs.

Dériver chacun de ces facteurs à partir de données mesurées ou estimées constitue un préliminaire à la cartographie de la susceptibilité à l'érosion avec l'équation RUSLE. Nous explorons chacun de ces facteurs (R, K, LS et C) en cherchant à (i) les décrire par le biais de paramètres statistiques (moyenne, écart-type, etc.) que nous confrontons à des valeurs de référence trouvées dans la littérature, et (ii) à observer leur organisation dans l'espace pour les facteurs qui varient spatialement (LS, K et C).

Avec la volonté de respecter l'ordre d'apparition des facteurs dans l'équation RUSLE, nous documentons l'érosivité des pluies (R) du bassin versant avant d'aborder successivement l'érodibilité des sols (K), la topographie (LS) et le couvert végétal (C).

6.1.1 Une érosivité des pluies élevée

Pour la chronique de précipitations locales utilisée sur la période 2011-2020, l'érosivité annuelle des pluies dans le bassin versant du Giroux s'échelonne entre 846 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹ (2019) et 2 479 MJ mm.ha⁻¹.h⁻¹ (2016) avec une moyenne de 1 529 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹, valeur que nous retenons pour le facteur R de l'équation RUSLE. Il est intéressant de constater qu'elle représente plus de deux fois le niveau d'érosivité moyen de la France (752 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹) et dépasse même celui du contexte climatique méditerranéen (1 051 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹) (Panagos *et al.*, 2015a), réputé pour l'agressivité de ses pluies du fait de la fréquence élevée des averses orageuses de forte magnitude, notamment au cours de l'été et au début de l'automne (van Delden, 2001). Cette comparaison avec les données d'érosivité produites par Panagos *et al.* (2015a) est cependant à nuancer au regard de la différence de résolution temporelle des chroniques de précipitations utilisées en entrée : 15 minutes dans cette étude contre 30 minutes pour Panagos *et al.* (2015a). Or, Brychta *et al.* (2022) montrent que plus la chronique de précipitations utilisée possède un pas de temps large, plus le facteur R correspondant est sous-estimé. La comparaison à l'échelle du bassin versant du Giroux du facteur R de Panagos *et al.* (2015a) avec celui que nous avons calculé confirme cette observation. En effet, avec une valeur de 605 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹, le facteur R de Panagos *et al.* (2015a) est plus de 2,5 fois inférieure à celui que nous avons calculé.

Partant de ce constat, nous avons privilégié une comparaison avec les facteurs R proposés par Pihan (1978, *in* Bellocchi & Diodato, 2014) pour différentes stations météorologiques françaises sur la base de chroniques de précipitations établies à un pas de temps identique au nôtre. Le facteur R moyen obtenu pour le bassin versant du Giroux est d'un niveau intermédiaire entre celui de Dijon (1 300 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹), plus au nord, et Valence (1 740 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹), plus au sud (Tableau 6.1). Il a donc été jugé cohérent à la fois du point de vue de l'ordre de grandeur et du positionnement géographique. À l'échelle de la France, il se situe dans une gamme de valeurs relativement élevées. Sans doute faut-il y voir l'effet du couloir Saône-Rhône qui favorise des remontées de masse d'air méridional jusqu'au sud de la Bourgogne. Certaines périodes sont ainsi caractéristiques d'un régime climatique de type méditerranéen, notamment les averses torrentielles de l'été et de l'automne souvent caractérisées par une forte érosivité (Pagney, 1972 ; Chabin, 2004).

Station	Facteur R (MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹)
Brive-la-Gaillarde	1 500
Dijon	1 300
Hunspach	720
Montpellier	2 800
Paris	900
Rennes	680
Toulouse	1 275
Valence	1 740
Bassin versant du Giroux	1 529

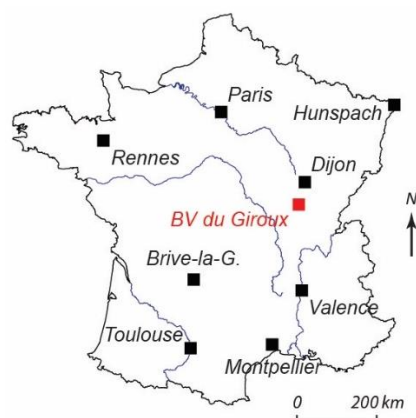


Tableau 6.1 : Comparaison du facteur R du bassin versant du Giroux à des valeurs de référence établies pour différentes stations météorologiques françaises (données : Pihan, 1978, in Bellocchi & Diodato, 2014)

6.1.2 Une érodibilité des sols limitée par la pierrosité superficielle

Les sols du bassin versant du Giroux disposent d'un facteur K moyen (0,026 t.ha.h.ha⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹) (Figure 6.1, A), inférieur à celui estimé à l'échelle de la France (0,036 t.ha.h.ha⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹) par Panagos *et al.* (2014).

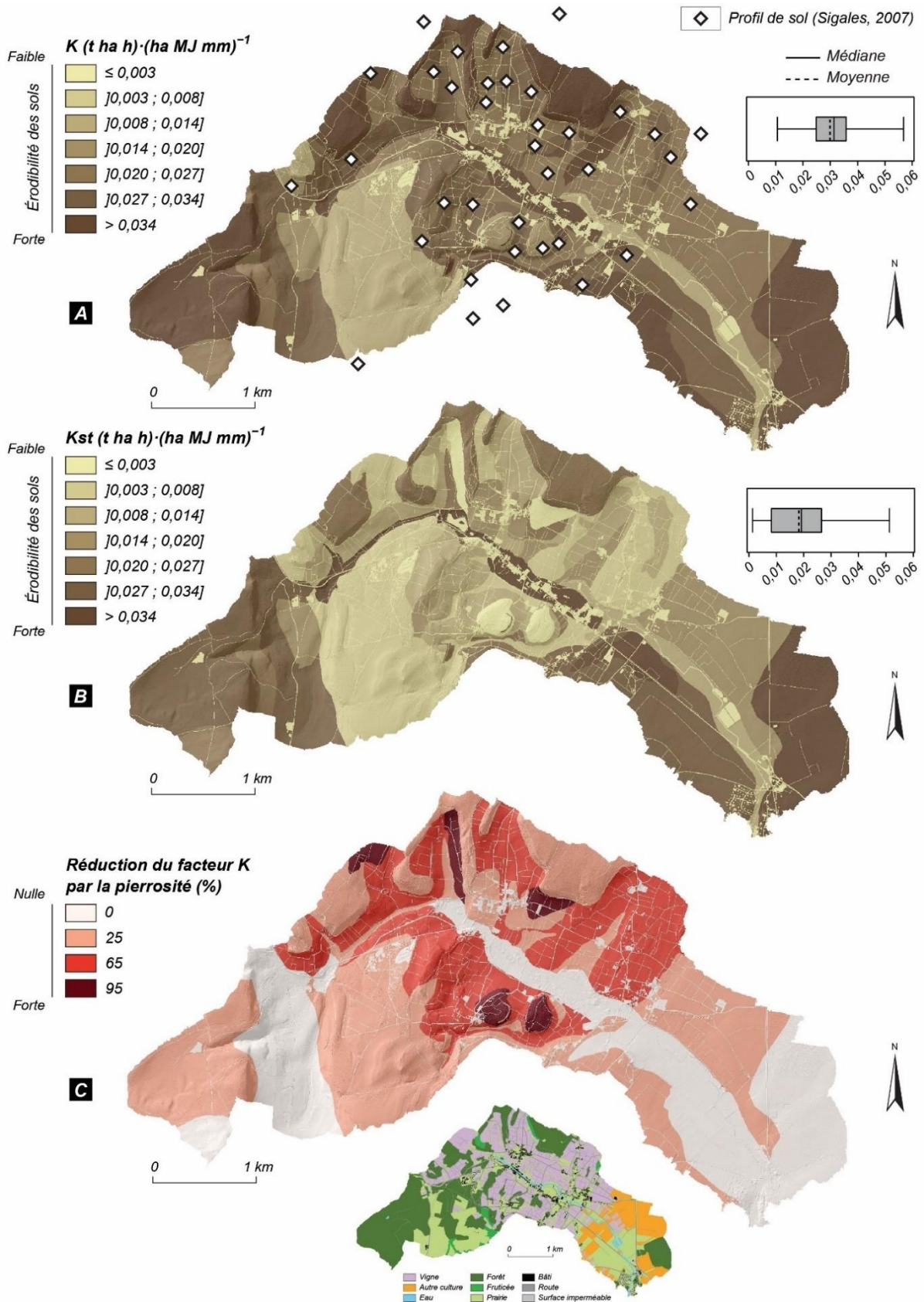


Figure 6.1 : Érodibilité des sols du bassin versant du Giroux. (A) Carte du facteur K sans la pierrosité de surface ; (B) Carte du facteur K avec la pierrosité de surface (K_{st}) ; (C) Pourcentage de réduction du facteur K par intégration de l'effet protecteur de la pierrosité de surface

Cette valeur moyenne varie en fonction du contexte pédologique considéré dans le bassin versant, s'abaissant à 0,011 dans les sols bruns squelettiques (rendosols) caractéristiques des zones de plateau, ou s'élevant à 0,056 t.ha.h.ha⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹ dans les colluvisols recouvrant les bas de pente (Tableau 6.2). Les sols viticoles, majoritairement représentés par les calcisols, les calcosols et les colluvisols, se distinguent par une érodibilité moyenne (0,029 t.ha.h.ha⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹) supérieure à la moyenne établie à l'échelle des principaux vignobles français (0,034 t.ha.h.ha⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹). Nous notons également qu'elle se rapproche des valeurs d'érodibilité maximales observées par Panagos *et al.* (2014) dans la ceinture loessique ouest européenne (0,042 t.ha.h.ha⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹).

Type de sol	Superficie (ha)	K (t.ha.h.ha ⁻¹ .MJ ⁻¹ .mm ⁻¹)		Kst		Réduction du facteur K par la pierrosité (%)
		Moyenne	σ	Moyenne	σ	
<i>Alocrisol</i>	116	0,034	0,005	0,026	0,002	13
<i>Brunisol</i>	51	0,029	0,004	0,029	0,004	0
<i>Calcisol</i>	335	0,029	0,006	0,023	0,007	25
<i>Calcosol</i>	291	0,028	0,005	0,010	0,005	61
<i>Colluvisol</i>	74	0,056	0,011	0,026	0,014	34
<i>Luvisol</i>	6	0,048	0	0,004	0	93
<i>Néoluvisol</i>	105	0,038	0	0,038	0	13
<i>Réductisol</i>	39	0,011	0	0,011	0	0
<i>Rendisol</i>	92	0,034	0,006	0,025	0,004	25
<i>Rendosol</i>	157	0,010	0	0,008	0	25
<i>Éboulis cryoclastique et corniche calcaire</i>	9	0,036	0	0,027	0	26
<i>BV du Giroux</i>	1383	0,026	0,012	0,018	0,012	31

Tableau 6.2 : Valeurs d'érodibilité des sols du bassin du Giroux sans (K) et avec (Kst) la pierrosité de surface

Le croisement avec les classes texturales des sols du bassin versant du Giroux montre que les valeurs d'érodibilité les plus élevées se trouvent dans les sols à texture moyennement fine, suivis des sols à texture moyenne (Figure 6.2). Les valeurs les plus faibles sont enregistrées dans les sols à texture moyennement grossière et très fine. Ces résultats illustrent bien le raisonnement de Hjulström (1935), qui insiste sur la variation de la susceptibilité des particules à se détacher du sol en fonction de leur taille. Les particules moyennes (limons) apparaissent en effet plus facilement sensibles, tandis que les particules grossières (sables), relativement lourdes, et les particules fines (argiles), particulièrement cohésives entre elles, sont plus résistantes.

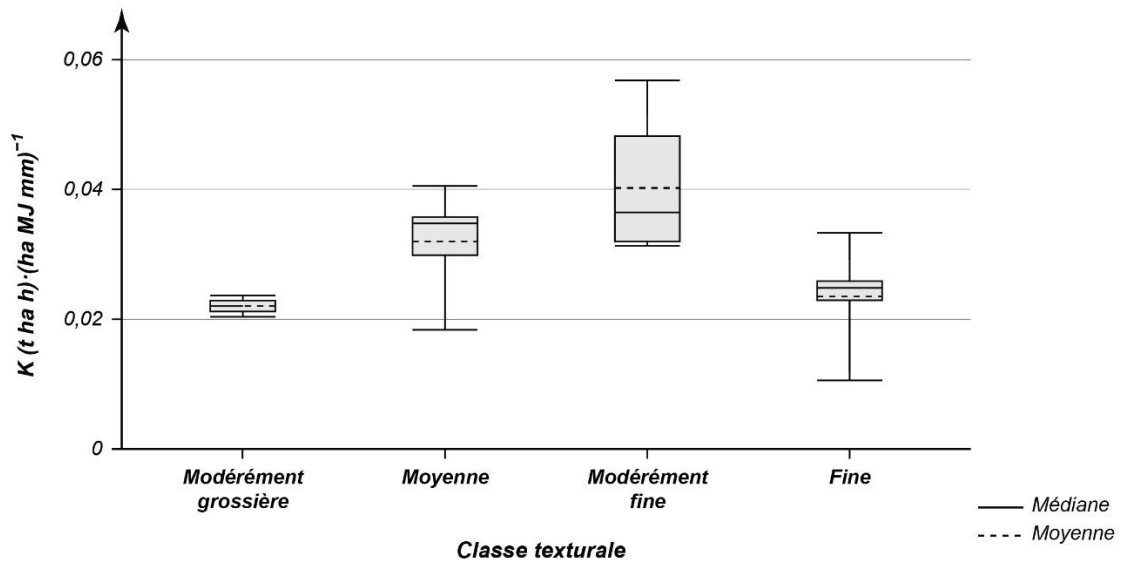


Figure 6.2 : Facteur K comparé aux classes texturales des sols du bassin versant du Giroux établies à partir de la classification de l'USDA

En intégrant l'effet protecteur de la pierrosité de surface, qui n'est généralement pas pris en compte dans le calcul du facteur K, les valeurs apparaissent bien en deçà de celles présentées précédemment (Figure 6.1, B). L'érodibilité moyenne enregistre une diminution de 31 % ($0,018\ t.ha.h.ha^{-1}.MJ^{-1}.mm^{-1}$) et les valeurs extrêmes sont désormais comprises entre 0,001 et $0,051\ t.ha.h.ha^{-1}.MJ^{-1}.mm^{-1}$. La diminution est particulièrement importante sur les sols viticoles. Leur facteur K diminue en moyenne de 64 %, soit bien plus que n'importe quel autre des principaux vignobles français (Tableau 6.3), y compris ceux du pourtour méditerranéen pourtant réputés pour leur forte pierrosité (Zavala *et al.*, 2010 ; Follain *et al.*, 2012).

La distribution spatiale du facteur K se trouve également modifiée. Ce sont à présent les sols lessivés de type luvisol, résiduels à l'échelle du bassin versant, qui concentrent les plus faibles valeurs, tandis que les valeurs les plus élevées sont mesurées dans les brunisols localisés dans la tête de bassin.

Vignoble	K (t.ha.h.ha ⁻¹ .MJ ⁻¹ .mm ⁻¹)		Kst		Réduction du facteur K par la pierrosité (%)	
	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type
Alsace	0,039	0,004	0,033	0,006	15	0,078
Bordeaux	0,033	0,007	0,027	0,006	15	0,075
Bourgogne	0,035	0,006	0,026	0,008	25	0,125
Champagne	0,037	0,004	0,025	0,005	33	0,115
Jura	0,035	0,003	0,029	0,004	17	0,100
Languedoc-Roussillon	0,033	0,004	0,019	0,005	42	0,118
Provence	0,030	0,003	0,018	0,006	43	0,178
Val de Loire	0,034	0,006	0,027	0,006	20	0,099
Vallée du Rhône	0,030	0,004	0,018	0,005	41	0,123
Moyenne	0,034	0,005	0,025	0,006	28	0,112
BV du Giroux	0,039	0,007	0,014	0,005	64	25

Tableau 6.3 : Valeurs d'érodibilité des sols des principaux vignobles français sans (K) et avec (Kst) prise en compte de la pierrosité de surface (Panagos *et al.*, 2014)

6.1.3 Un vignoble adossé à de fortes valeurs de LS

À l'échelle du bassin versant, le facteur LS s'échelonne entre 0,03 et 99 pour une moyenne de 2,44 (Figure 6.3). Les données de Panagos *et al.* (2015b) ne peuvent pas servir de point de comparaison du fait de la différence de résolution entre les MNT utilisés. Elles montrent cependant que le vignoble de Bourgogne, dans lequel s'inscrit le bassin versant du Giroux, est, à l'échelle de la France, celui avec le plus fort LS (1,87), et donc la plus forte énergie de relief, après celui du Jura (2,36) (Tableau 6.4).

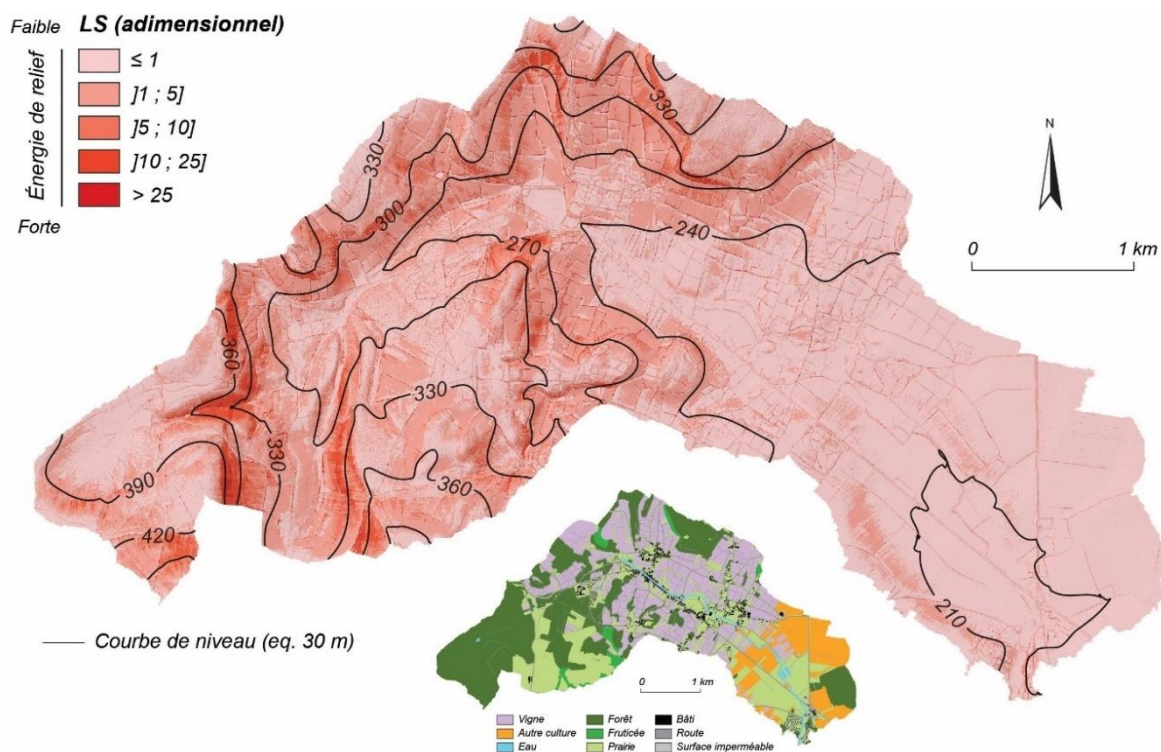


Figure 6.3 : Distribution spatiale du facteur LS dans le bassin versant du Giroux

Vignoble	Moyenne	Écart-type
Alsace	1,75	1,75
Bordeaux	0,57	0,59
Bourgogne	1,87	1,50
Champagne	1,78	1,35
Jura	2,36	1,83
Languedoc-Roussillon	1,47	1,63
Provence	1,30	1,18
Val de Loire	0,5	0,60
Vallée du Rhône	1,46	1,70

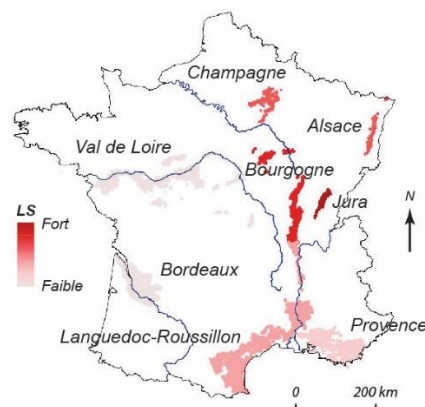


Tableau 6.4 : Facteur LS des principaux vignobles français (données : Panagos et al., 2015b)

Les valeurs de LS permettent de confirmer l'opposition entre les deux tiers amont et le tiers aval du bassin versant en matière d'énergie de relief. Les valeurs les plus élevées sont observées sur les rebords de plateaux et les versants situés dans les deux tiers amont du bassin versant. Ces unités topographiques sont principalement recouvertes de vigne et de forêt, d'où les valeurs de LS élevées à l'échelle du bassin pour ces modes d'occupation du sol (Tableau 6.5). À l'inverse, la partie orientale du bassin versant s'apparente à un contexte de plaine dévolu aux grandes cultures et où les valeurs sont fréquemment inférieures à 1.

Occupation du sol	Superficie (ha)	Moyenne	Écart-type
Vigne	405	4,96	2,58
Forêt	384	2,99	4,95
Prairie	232	1,81	3,55
Bâti	18	0,90	1,35
Autre culture	126	0,35	0,45
Bassin versant	1383	2,44	6,10

Tableau 6.5 : Facteur LS des principaux modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux

En résumé, l'association du facteur LS avec les modes d'occupation du sol suggère de réels potentiels érosifs à l'intérieur du bassin versant. Nous proposons de regarder de plus près l'influence des modes d'occupation du sol sur la susceptibilité à l'érosion de cet impluvium en portant notre attention sur le facteur C.

6.1.4 Un facteur C exacerbé par le contexte viticole

À partir d'un travail de télédétection, nous avons calculé un facteur C compris entre 0 et 0,751 pour une valeur moyenne de 0,193, plus élevée que celle estimée à l'échelle nationale (0,108) (Panagos *et al.*, 2015c) (Figure 6.4). Les terres arables du bassin versant du Giroux enregistrent une valeur moyenne de 0,305 contre 0,016 pour les terres non arables.

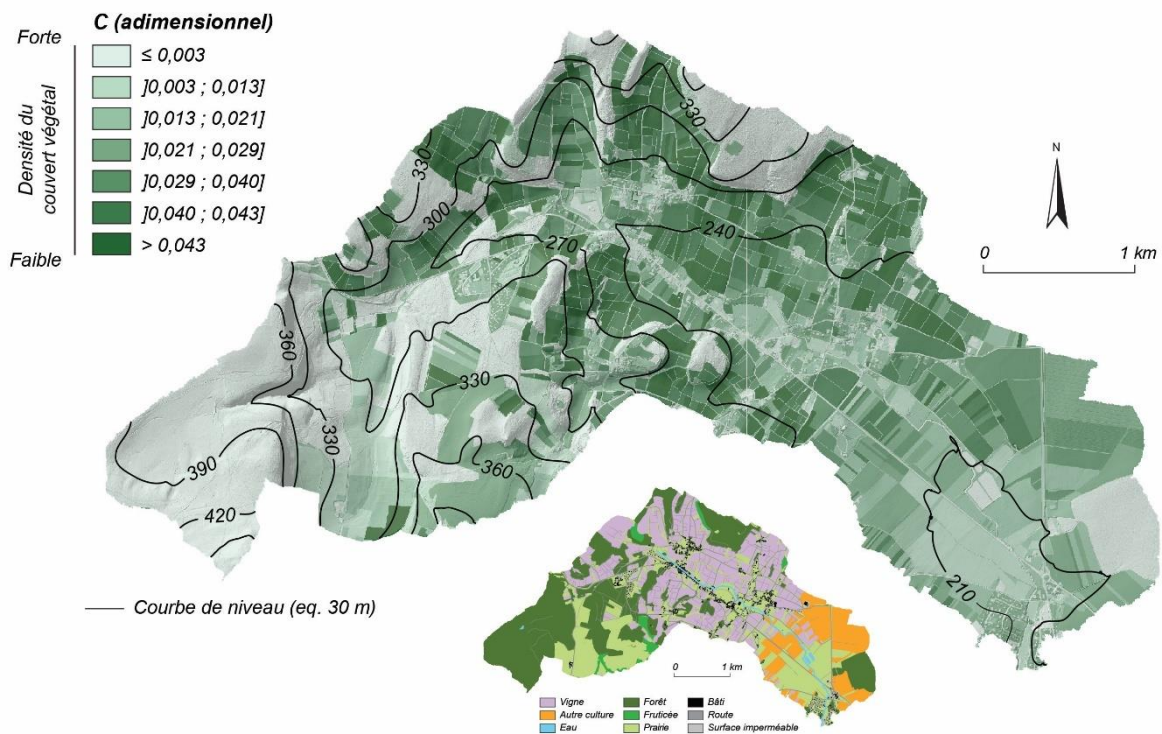


Figure 6.4 : Distribution spatiale du facteur C dans le bassin versant du Giroux

Si un facteur C élevé reste un dénominateur commun à l'ensemble des parcelles viticoles, il existe cependant un contraste entre les différents modes d'enherbement (Figure 6.5), qui a déjà été mis en évidence dans d'autres vignobles européens (Biddoccu *et al.*, 2020). Alors que le facteur C atteint en moyenne 0,411 pour la vigne dés herbée, il est au contraire plus bas pour la vigne en herbée (0,272), en passant par une valeur intermédiaire pour la vigne semi-en herbée (0,356) (cf. Figure 4.17).



Figure 6.5 : Modes d'enherbement des parcelles viticoles dans le bassin versant du Giroux. (A) Vigne dés herbée ; (B) Vigne en herbée ; (C) Vigne semi-en herbée (un inter-rang sur deux)

Au-delà des ordres de grandeur estimés, nous retenons de cette première section qu'il existe une hétérogénéité spatiale pour chacun des facteurs prédisposants étudiés (K, LS et C), suggérant des disparités locales dans les pertes en sol à l'échelle du bassin versant du Giroux.

6.2. Modélisation spatiale de la susceptibilité à l'érosion

L'objectif est désormais de proposer une vue d'ensemble de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux, ainsi que des exemples à une échelle plus fine permettant au lecteur d'appréhender les particularités locales en termes de facteurs de contrôle de l'érosion.

6.2.1 Estimation de la production sédimentaire potentielle

La quantité potentielle de sédiments érodés à la surface de l'ensemble du bassin versant du Giroux est évaluée à 7 585 t.an⁻¹, soit un taux d'érosion spécifique de 5,5 t.ha⁻¹.an⁻¹ (Figure 6.6). Les valeurs les plus élevées se situent dans le vignoble qui enregistre une moyenne de 11,5 t.ha⁻¹.an⁻¹. La vigne dés herbée montre une plus grande susceptibilité

à l'érosion (13,8 t.ha⁻¹.an⁻¹) que la vigne semi-enherbée (10,8 t.ha⁻¹.an⁻¹) et enherbée (8,6 t.ha⁻¹.an⁻¹).

<i>Occupation du sol</i>	<i>Taux d'érosion spécifique (t.ha⁻¹.an⁻¹)</i>
<i>Vigne</i>	<i>11,5</i>
<i>Forêt</i>	<i>0,23</i>
<i>Prairie</i>	<i>7,18</i>
<i>Autre culture</i>	<i>3,33</i>
<i>Terres arables</i>	<i>8,39</i>
<i>Terres non arables</i>	<i>0,85</i>
<i>Bassin versant</i>	<i>5,48</i>

Tableau 6.6 : Susceptibilité à l'érosion estimée pour les principaux modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux

Comme les forêts sont principalement localisées sur les plateaux et forment un couvert végétal protecteur pour les sols, elles contribuent peu à la production de sédiments. La susceptibilité à l'érosion est inférieure à 1 t.ha⁻¹.an⁻¹ pour ce mode d'occupation du sol. De même, les prairies et les autres cultures étant situées respectivement dans le fond de vallée le long du cours d'eau et en contexte de plaine près de l'exutoire, leur contribution à la production de sédiments est réduite : 7,2 t.ha⁻¹.an⁻¹ pour la prairie et 3,3 t.ha⁻¹.an⁻¹ pour les autres cultures.

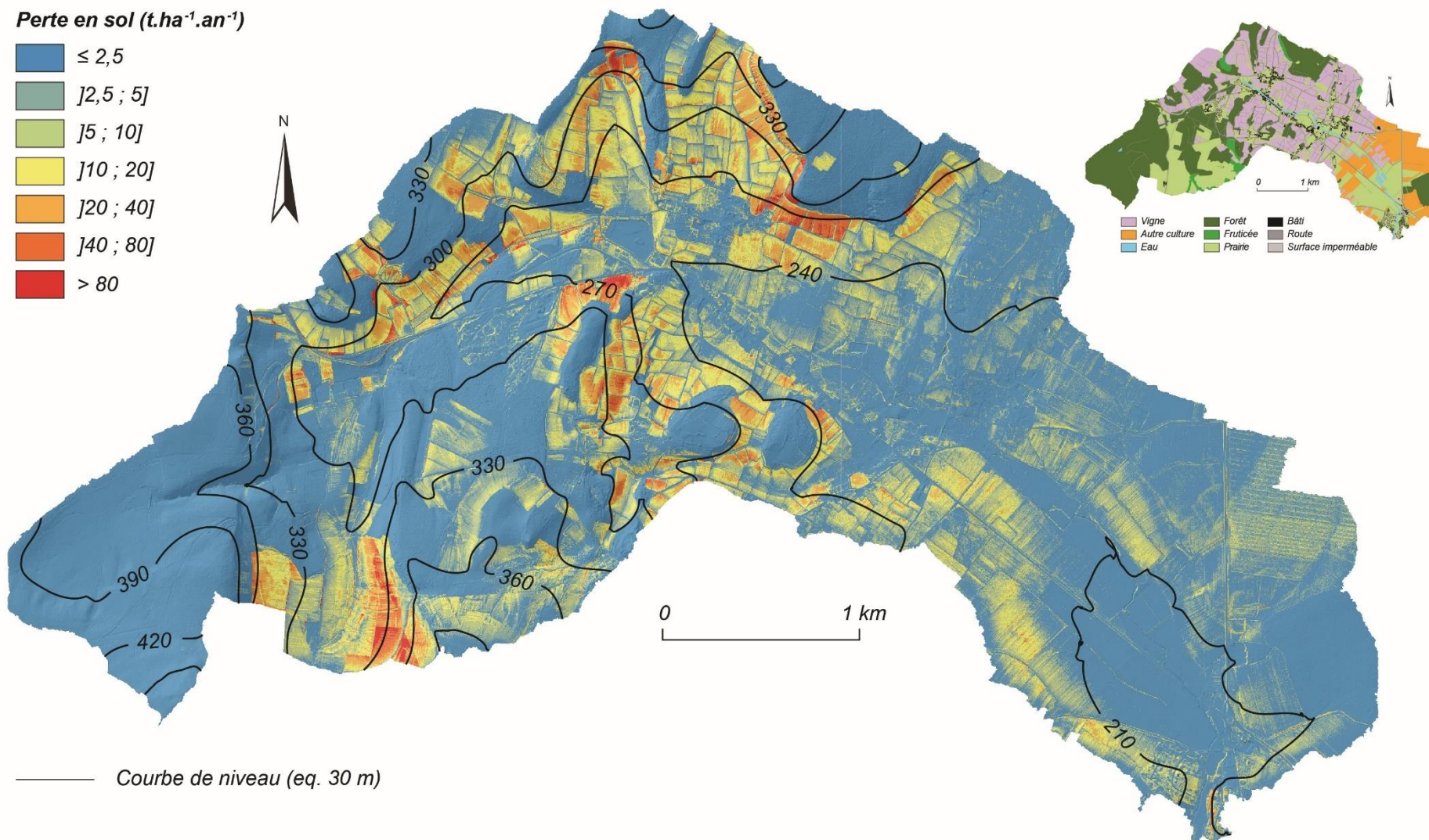


Figure 6.6 : Susceptibilité actuelle à l'érosion dans le bassin versant du Giroux

6.2.2 Hiérarchisation des facteurs de contrôle de l'érosion

Dans notre cas, la susceptibilité à l'érosion estimée avec l'équation RUSLE résulte de la combinaison de facteurs R, K, LS et C. Une régression linéaire multiple prenant simultanément en compte ces quatre facteurs a été appliquée afin de déterminer leur influence respective sur la susceptibilité à l'érosion modélisée (Tableau 6.7).

La standardisation des coefficients de régression indique que la susceptibilité à l'érosion du bassin versant s'explique avant tout par le couvert végétal (facteur C), suivi de près par la topographie (facteur LS). L'érodibilité des sols (facteur K) crée en revanche moins de variabilité spatiale dans le potentiel érosif du bassin versant. Enfin, nous rappelons que l'érosivité des pluies (facteur R) n'est pas spatialisée (considérée comme homogène sur l'ensemble du bassin versant) dans le modèle implémenté. Par conséquent, elle est sans influence sur les résultats de la régression linéaire multiple, d'où un coefficient standardisé égal à 0.

<i>Variable explicative</i>	<i>Coefficient standardisé (B)</i>	<i>Erreur-type</i>	<i>Test-t de Student</i>
<i>R</i>	<i>0</i>	<i>0</i>	<i>65535</i>
<i>K</i>	<i>0,125</i>	<i>0,001</i>	<i>108,004</i>
<i>LS</i>	<i>0,422</i>	<i>0,001</i>	<i>372,056</i>
<i>C</i>	<i>0,484</i>	<i>0,001</i>	<i>426,405</i>

Tableau 6.7 : Coefficients standardisés des facteurs de l'équation RUSLE appliquée dans le bassin versant du Giroux

Au-delà d'une lecture statistique, la manière dont se combinent spatialement ces différents facteurs est essentielle pour comprendre quelles zones sont susceptibles de produire une grande quantité de sédiments et, au contraire, quelles zones contribuent peu à la production sédimentaire. À partir d'un retour au terrain et de l'examen de transects, nous avons pu constater que les facteurs peuvent tantôt entrer en résonance et contribuer efficacement à la production sédimentaire ou, au contraire, devenir antagonistes, provoquant des signaux complexes. Ces transects correspondent à trois configurations distinctes : un sous-bassin versant élémentaire du Giroux (lieu-dit « Les Vaux »), un versant long et concave caractéristique de la partie médiane du bassin versant (lieu-dit « Les Naugues »), et un enchaînement de versants courts emblématique de sa partie amont (lieu-dit « Les Cheneaults »).

Dans le sous-bassin versant des Vaux (Figure 6.7), alors que le paysage le long du transect se caractérise par une omniprésence de la vigne, impliquant un facteur C élevé,

le niveau de susceptibilité à l'érosion apparaît irrégulier en raison des variations de la topographie (facteur LS) et de l'érodibilité des sols (facteur K).

L'accentuation du facteur LS, combiné au facteur C de la vigne, se concrétise dans le premier tiers du transect par une susceptibilité à l'érosion accrue. Celle-ci diminue ensuite de manière significative du fait de la présence d'une tournière, chemin agricole enherbé (C faible) et en contre-pente (LS faible). Dans le reste du transect, la susceptibilité varie en fonction du facteur K, au gré de l'enchaînement de colluvisols caractérisés par une forte érodibilité, avec des calcosols favorisant une atténuation des dynamiques érosives en raison d'une épaisse couverture pierreuse en surface.

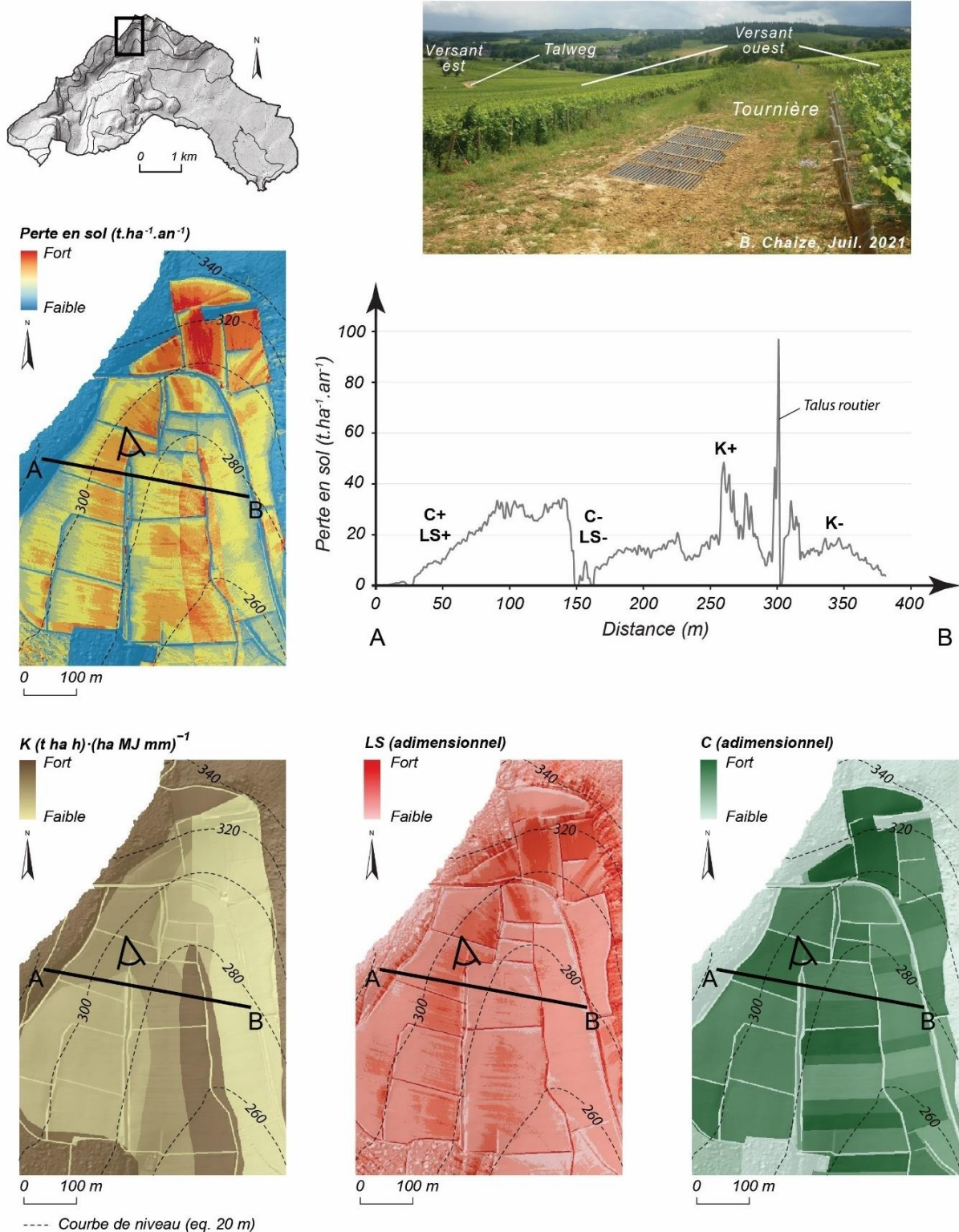


Figure 6.7 : Modalités de la susceptibilité à l'érosion dans le sous-bassin versant des Vaux

Un schéma différent peut être décrit au lieu-dit « Les Naugues » (Figure 6.8). Dans la partie supérieure du transect, nous distinguons un plateau dont le rebord est constitué par une corniche avec des valeurs de LS élevées. Cette corniche s'avère inefficace pour produire des sédiments car elle est recouverte d'une forêt de pins (C faible) qui

contrebalance le potentiel érosif apporté par l'énergie du relief et diminue ainsi la susceptibilité à l'érosion.

À l'entrée dans le vignoble, malgré la protection de la surface du sol par une forte pierrosité de surface (K faible) issue de la météorisation des matériaux calcaires de la corniche, les processus d'érosion sont exacerbés. Le haut de versant est en effet marqué par l'omniprésence de la vigne (C élevé) et des gradients de pente régulièrement supérieurs à 15 ° (LS élevé). La partie médiane du versant montre les ruptures créées par des talus routiers dans l'organisation de la dynamique érosive : ils cassent la longueur des parcelles sur laquelle les processus érosifs sont susceptibles de s'exprimer (composante L du facteur LS faible). Enfin, en s'approchant du fond de vallée, la topographie des parcelles viticoles s'adoucit (composante S du facteur LS faible) et les calcosols sont plus résistants au détachement des sédiments (K faible), ce qui implique une atténuation des valeurs de susceptibilité à l'érosion.

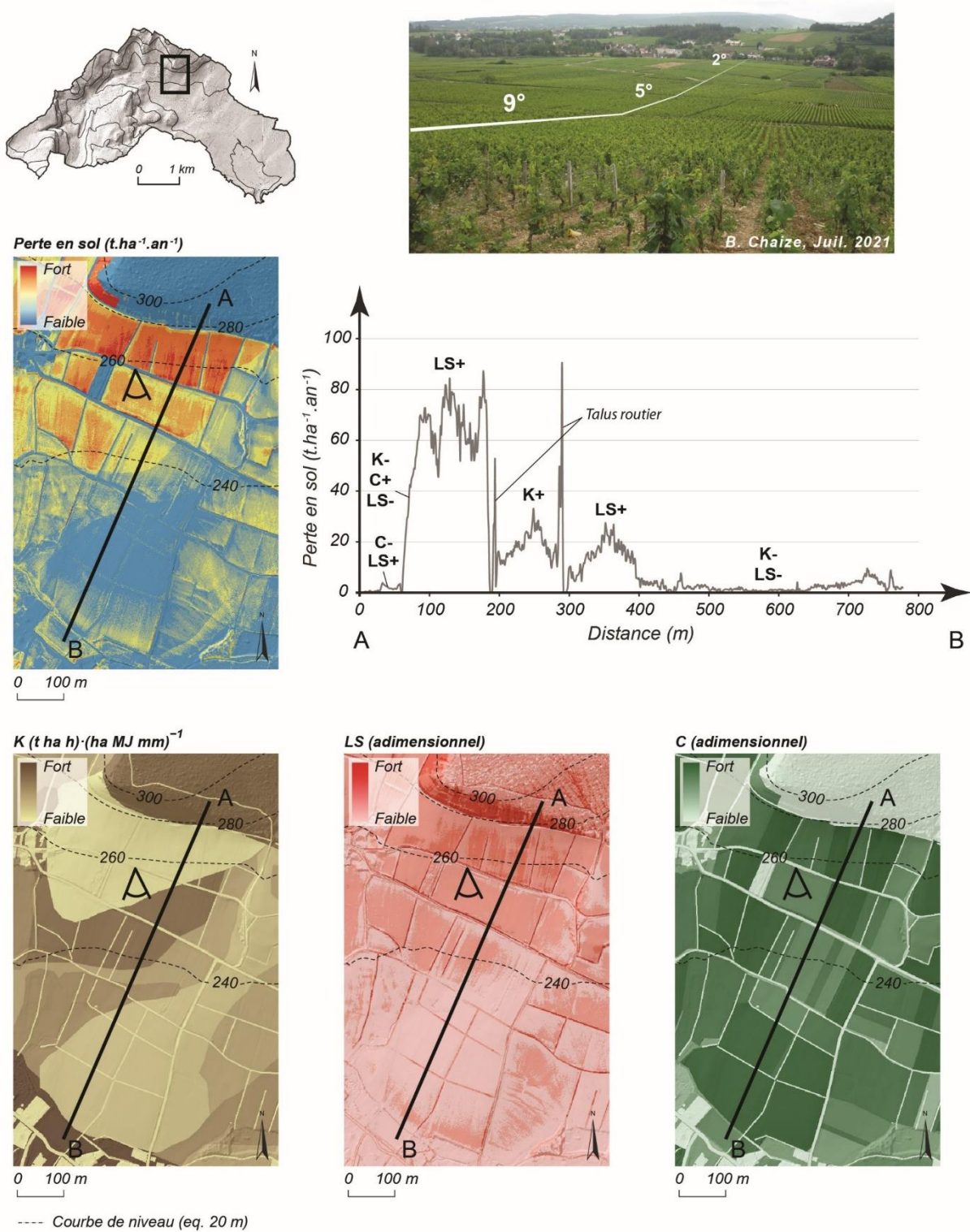


Figure 6.8 : Modalités de la susceptibilité à l'érosion au lieu-dit « Les Naugues »

Enfin, nous décrivons un troisième transect au lieu-dit « Les Cheneaults ». Celui-ci met en lumière une relation non linéaire entre la susceptibilité à l'érosion et ses facteurs de contrôle sur un enchaînement de versants courts dans la partie amont du bassin versant (Figure 6.9). La première partie du transect donne à voir un scénario de production sédimentaire classique : un haut de versant recouvert de vigne se traduisant par des taux

de dénudation élevés. Ensuite, l'accentuation de la pente et donc du facteur LS entraîne une hausse de la susceptibilité à l'érosion. Dans le fond de vallée, la faiblesse des pentes (LS faible) annule le potentiel érosif des facteurs K et C. La dernière partie du transect, sur le versant opposé, se singularise par une absence de réponse du signal érosif malgré des gradients de pente plus élevés. Cette faible susceptibilité à l'érosion est à mettre en relation avec la présence d'une forêt (C faible) sur un sol peu érodable (K faible).

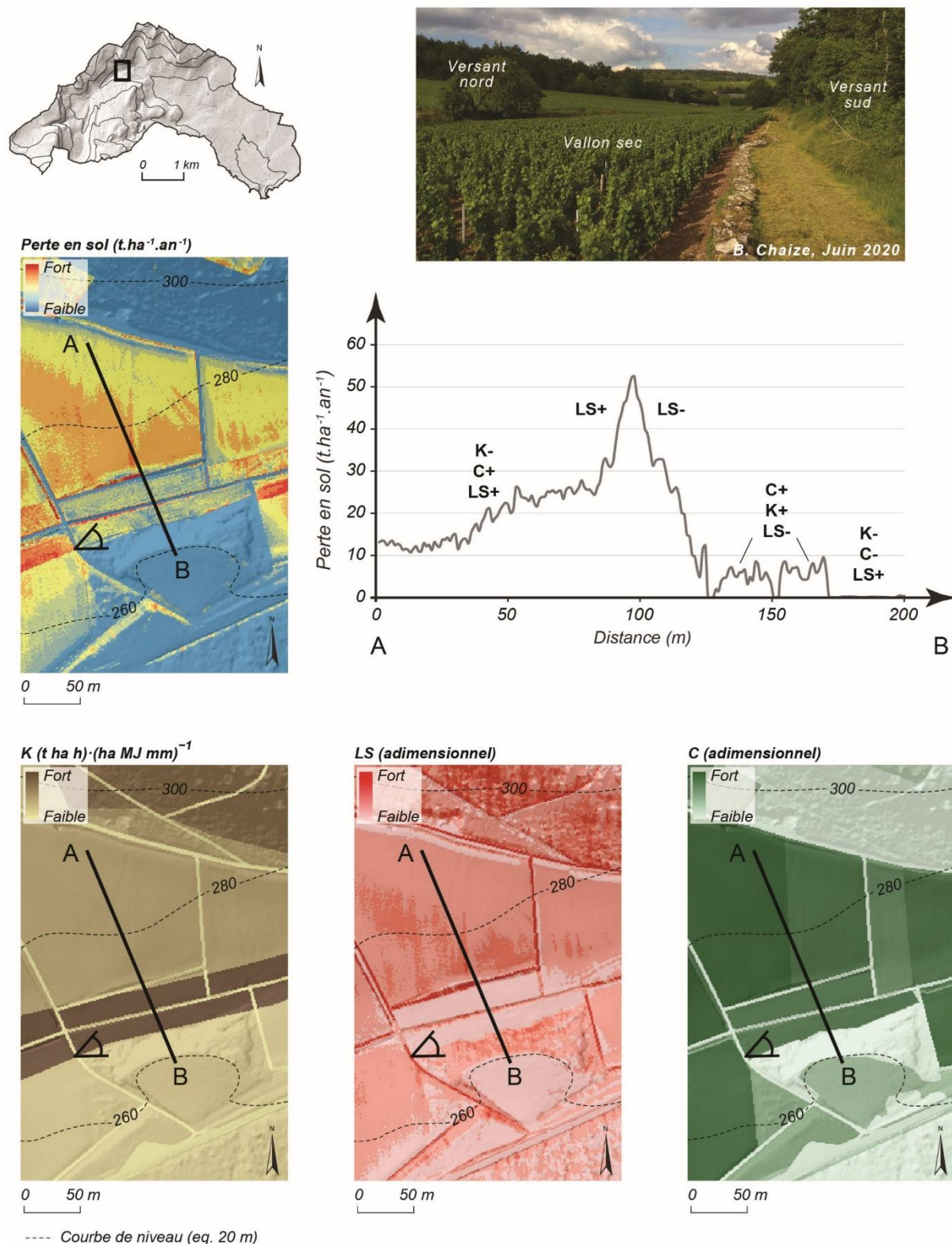


Figure 6.9 : Modalités de la susceptibilité à l'érosion au lieu-dit « Les Cheneaults »

Ces trois études de cas ont souligné à une échelle fine le caractère hautement variable de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux. Celle-ci dépend de l'agencement spatial des facteurs de contrôle de l'érosion. On note également le rôle des linéaires (talus routiers, chemins à contre-pente, etc.) qui causent une réduction artificielle

des valeurs du facteur LS (et notamment de sa composante L relative à la longueur des parcelles) au sein des ensembles cultivés en vigne. Ces linéaires peuvent être interprétés comme des éléments de contrôle anthropique de l'érosion.

6.2.3 Mise en perspective du niveau de susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux

Le taux d'érosion spécifique modélisé du bassin versant du Giroux ($5,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) et, plus encore, celui de sa zone viticole ($11,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) confirment que la viticulture induit des pertes en sol élevées, bien au-dessus du niveau moyen de référence de $3,6 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ établi pour l'ensemble des sols cultivés à l'échelle de la France (Cerdan *et al.*, 2010). De plus, la valeur obtenue pour le bassin versant est environ sept fois plus élevée que le seuil de tolérance au-delà duquel le renouvellement du sol n'est plus assuré : $0,3$ à $1,4 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ proposé par Verheijen *et al.* (2009).

Selon une étude récente menée à Mercurey et fondée sur la méthode SUM/ISUM (*Stock Unearthing Measurement/Improved Stock Unearthing Measurement*)²³, les taux de dénudation à l'échelle du vignoble varient de $18,3$ à $24,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ (Fressard *et al.*, 2022). Ces estimations sont similaires à celles d'une autre étude conduite selon la même méthode sur la Côte de Beaune (Brenot *et al.*, 2008) et du même ordre de grandeur que celles observées par Paroissien *et al.* (2010) dans le vignoble du Languedoc. Pour discuter nos résultats avec ceux de Fressard *et al.* (2022), une analyse comparée à l'échelle parcellaire est nécessaire. Pour les sept parcelles étudiées par Fressard *et al.* (2022) (Figure 6.10), l'équation RUSLE indique un taux d'érosion spécifique compris entre $9,6$ et $22 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ (Tableau 6.8). Nos résultats soulignent une tendance qui rejoint celle mise en évidence par Rodrigo Comino *et al.* (2016) dans le vignoble de Moselle : les taux modélisés sont plus élevés pour les vignes jeunes que pour les vignes vieilles.

²³ La méthode SUM, initialement proposée par Brenot *et al.* (2008), repose sur la mesure du déchaussement de pieds de vigne à partir du point de greffe, dont la position est supposée fixe par rapport au sol. En effet, depuis la crise du phylloxéra à la fin du XIX^e siècle, l'ensemble des cépages des vignobles français est greffé sur des racines de plants américains, seules variétés tolérant le parasite. Pour des raisons agronomiques, le point de greffe est systématiquement placé à deux centimètres du sol lors de la plantation des jeunes plants. La position absolue de ce point demeure alors invariable lors de la croissance des ceps de vigne, permettant de déduire le taux de dénudation/aggradation sédimentaire en mesurant sa distance au sol. Les améliorations proposées par Rodrigo-Comino *et al.* (2018b) dans le cadre de la méthode ISUM nécessitent l'acquisition de mesures supplémentaires dans les inter-rangs, réputés pour être plus affectés par l'érosion et le compactage des sols induit par le passage des engins agricoles.

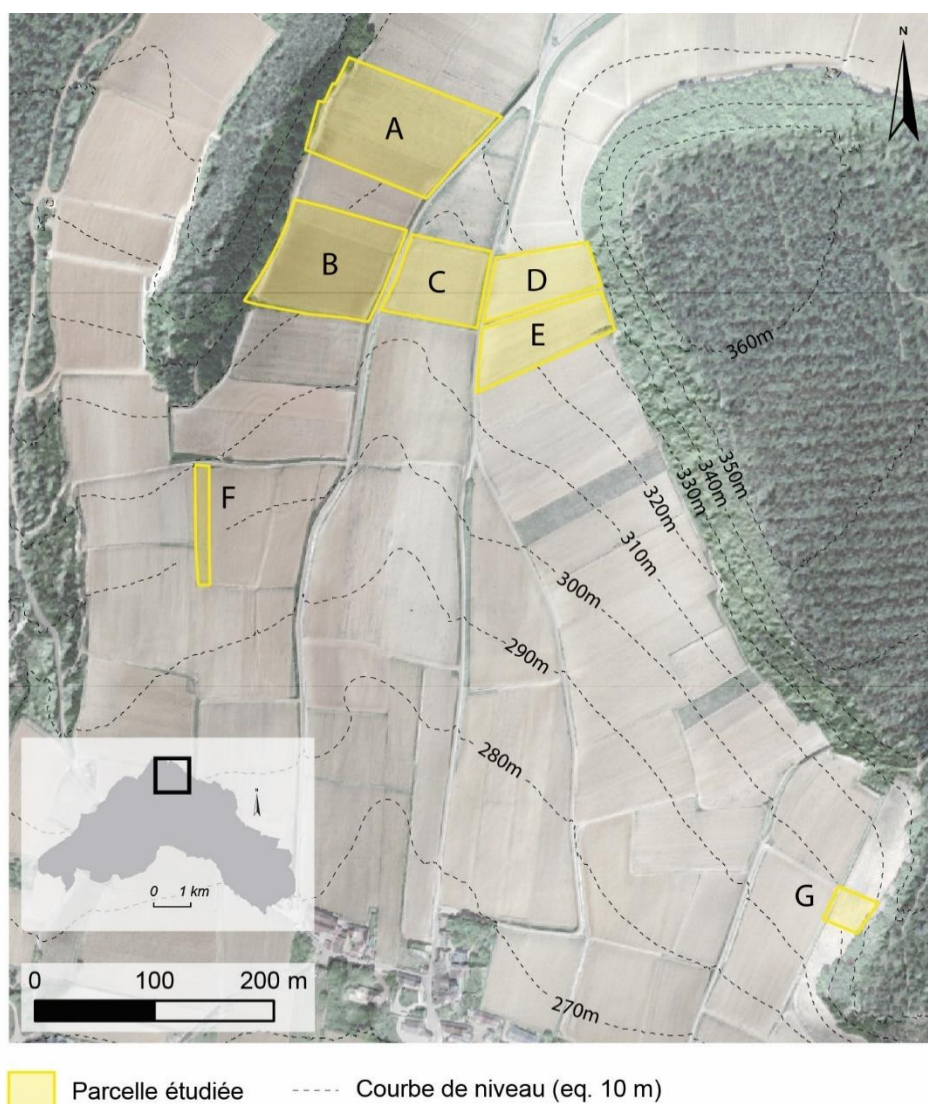


Figure 6.10 : Localisation des parcelles étudiées dans le sous-bassin versant de Monthelon (Fressard et al., 2022)

Parcelle	Âge (an)	Superficie (ha)	Degré de pente moyen (°)	Longueur de la pente (m)	Taux d'érosion mesuré ($t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$)	Taux d'érosion modélisé ($t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$)
A	43	0,41	6,9	118	$10,1 \pm 2,2$	$14,3 \pm 8,2$
B	25	0,57	10,2	89	$32,1 \pm 4,5$	$14,8 \pm 8,4$
C	34	0,46	6,6	77	$-3,2 \pm 1,5$	$14,2 \pm 5,7$
D	15	0,35	12,2	96	$43,1 \pm 3,6$	$25,5 \pm 7,9$
E	9	0,33	11,4	116	$53 \pm 5,8$	$22,9 \pm 7,1$
F	30	0,13	9,1	100	$10 \pm 2,8$	$12,4 \pm 5,1$
G	37	0,06	17,8	27	$4,6 \pm 1,3$	$6,2 \pm 1,3$
Moyenne					$21,4 \pm 3,1$	$15,8 \pm 6,2$

Tableau 6.8 : Comparaison des taux d'érosion spécifiques mesurés (SUM/ISUM) et modélisés (RUSLE)

L'écart observé avec la méthode SUM/ISUM reflète la grande hétérogénéité qui existe selon l'âge de la vigne. L'équation RUSLE apparaît comme sous-estimant les pertes

en sol pour les vignes les plus jeunes et tend, au contraire, à les surestimer pour les vignes les plus vieilles (Figure 6.11). Une description du cycle de variation de l'épaisseur des sols viticoles, documentée sur la base de discussions avec les viticulteurs locaux, offre la possibilité d'expliquer l'influence de l'âge de la vigne sur le résultat de l'équation RUSLE et, au final, sur l'écart observé par rapport à la méthode SUM/ISUM.

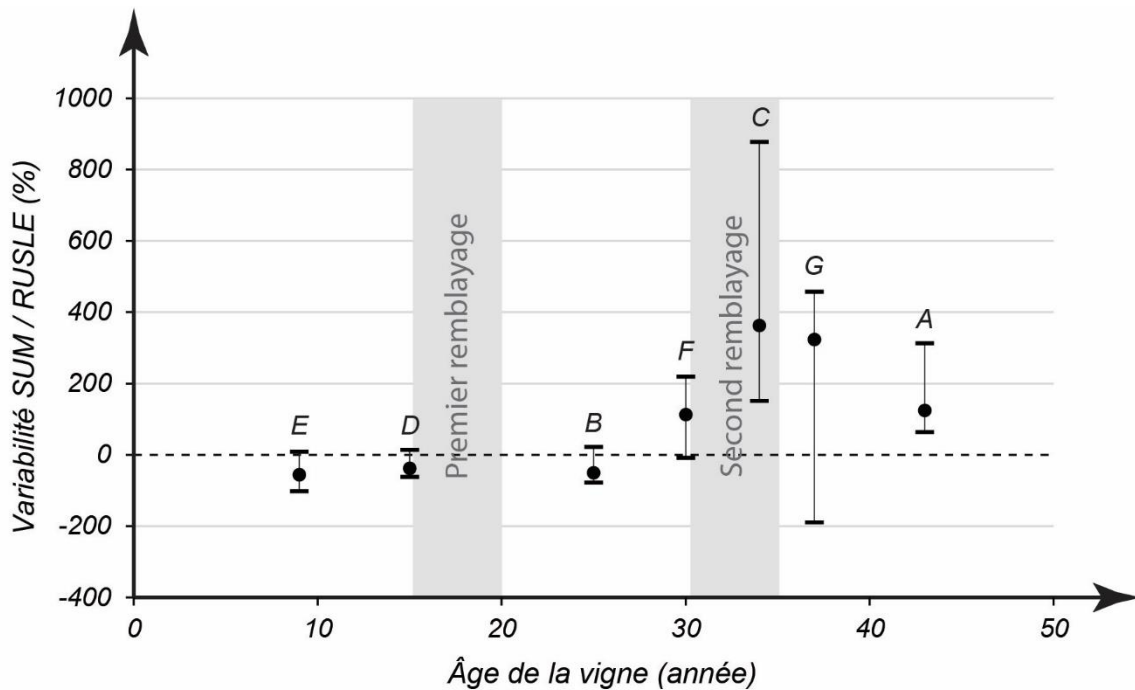


Figure 6.11 : Relation entre les écarts des résultats de l'équation RUSLE à ceux de la méthode SUM/ISUM et l'âge de la vigne

Tout d'abord, le tassement des sols provoqué par le passage répété des tracteurs enjambeurs est considéré comme important dans les parcelles récemment mises en vigne (Rodrigo Comino *et al.*, 2016 ; Rodrigo-Comino *et al.*, 2018a ; Raclos, 2021). Dans les premières années qui suivent la plantation, des taux de compaction allant de 10 à 15 % ont été observés dans différents contextes agricoles (Van Dijck & Van Asch, 2002 ; Cerdà *et al.*, 2009 ; Elaoud & Chehaibi, 2011 ; Botta *et al.*, 2012 ; Parras-Alcántara *et al.*, 2016). Les viticulteurs locaux estiment que cette phase de compaction dure généralement de trois à cinq ans (Figure 6.12). Elle aboutit à une surestimation du niveau de perte en sol par la méthode SUM, alors que l'équation RUSLE enregistre des valeurs plus faibles car aucune de ses données d'entrée ne considère le rôle de la compaction.

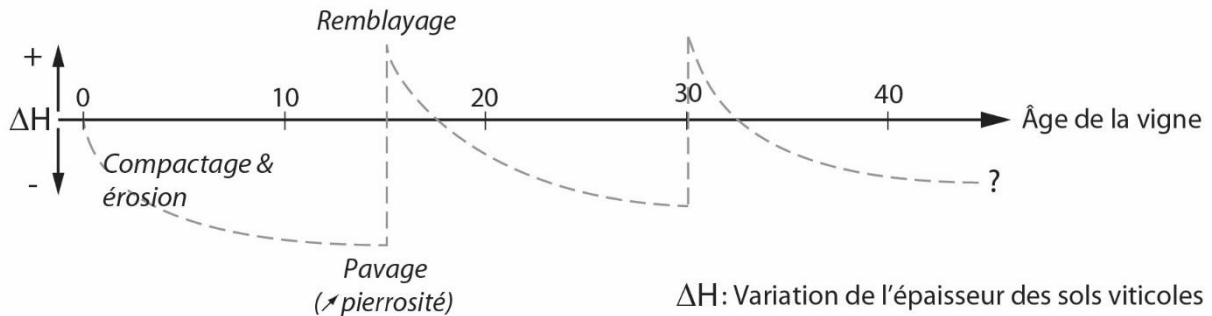


Figure 6.12 : Cyclité de la variation d'épaisseur des sols viticoles montrant la succession de trois étapes principales : le compactage, le pavage et le remblayage (Fressard et al., 2022)

Après une période de 10 à 15 ans, les parcelles mesurées par SUM/ISUM enregistrent une diminution significative du taux de dénudation qui apparaît concordante avec les estimations obtenues avec l'équation RUSLE. Une réduction progressive de l'érodibilité du sol se produit en relation avec le ruissellement qui évacue la fraction limoneuse par tri granulométrique, favorisant ainsi un pavage d'éléments caillouteux. De façon concomitante, un tassement progressif des sols par les engins agricoles tend à favoriser leur cohésion.

Pour compenser le déficit en sédiments fins, les particules arrachées et piégées dans les bassins décanteurs sont récupérées puis épandues par les viticulteurs tous les 15 à 20 ans selon les contextes intra-parcellaires. Le relevage de terre peut toutefois être plus fréquent dans le cas d'événements hydrométéorologiques de forte magnitude. Ce remblayage anthropique est implicitement intégré dans la méthode SUM/ISUM qui laisse apparaître, pour les parcelles venant d'être remblayées, un certain équilibre entre les pertes et les apports en sol. En revanche, l'équation RUSLE ne porte que sur l'ablation sédimentaire, expliquant ainsi une estimation des pertes en sol plus importantes. En définitive, cet écart à l'échelle parcellaire entre nos résultats et ceux de Fressard *et al.* (2022) peut être interprété comme la différente prise en compte des pratiques agricoles influençant l'épaisseur des sols dans les parcelles viticoles à l'échelle de plusieurs décennies. Les valeurs modélisées ont donc été jugées cohérentes par rapport aux valeurs mesurées par déchaussement des pieds de vigne.

Les données de comparaison utilisées jusqu'alors montrent que le bassin versant du Giroux dispose d'un potentiel d'ablation sédimentaire élevé. La faiblesse de la contribution des versants dans les sédiments exportés du Giroux ne peut alors pas être attribuée à l'incapacité des sources sédimentaires à fournir des sédiments. Ce potentiel de production sédimentaire laisse présager un faible transfert de sédiment vers l'exutoire.

Nous devons donc à présent tester l'hypothèse de l'existence de ruptures au sein de la cascade sédimentaire en documentant l'exportation des sédiments entre les sources et l'exutoire.

6.3. Quelle(s) rupture(s) dans la cascade sédimentaire ?

Avec l'objectif de répondre à cette question, nous proposons de déterminer la part du volume sédimentaire disponible qui parvient à rejoindre l'exutoire.

Pour cela, il convient de mettre en évidence les propriétés de connectivité de cet impluvium, fondée sur le taux d'exportation sédimentaire. Une fois cette étape préliminaire réalisée, nous pouvons déduire la quantité de sédiments érodés qui est exportée jusqu'à l'exutoire. À travers l'exemple des réseaux de linéaires (routes, chemins, fossés), nous verrons dans un dernier temps comment la connectivité de la cascade sédimentaire, et donc sa capacité à exporter les sédiments produits, est fortement contrôlée par l'anthropisation du paysage.

6.3.1 Propriétés de connectivité du bassin versant du Giroux

Les propriétés de connectivité du bassin versant du Giroux sont appréhendées à travers la distribution spatiale du SDR, calculé à partir de l'indice de connectivité (cf. chapitre 4§4.2.2.2). Cet indice utilise en entrée un MNT LiDAR d'1 m de résolution dans lequel nous avons intégré les réseaux de routes et de chemins. En revanche, il ne prend pas en compte l'effet de piégeage des bassins décanteurs. Nous rappelons enfin que le SDR correspond au rapport entre la part de sédiments érodés et celle arrivant jusqu'à l'exutoire. Il fournit une estimation des différents niveaux de connectivité potentielle au sein du bassin versant du Giroux (Figure 6.13).

D'après le SDR, à l'échelle du bassin versant, la probabilité annuelle moyenne que les sédiments produits atteignent l'exutoire est de 0,55 %. En observant la distribution spatiale de cet indicateur, nous constatons que les probabilités élevées sont principalement situées dans le vignoble qui dispose d'une valeur moyenne de 0,73 %. Par opposition, les forêts enregistrent un SDR de 0,22 %. La faible quantité de matériel sédimentaire disponible, la forte rugosité paysagère et l'éloignement au cours d'eau expliquent cette probabilité.

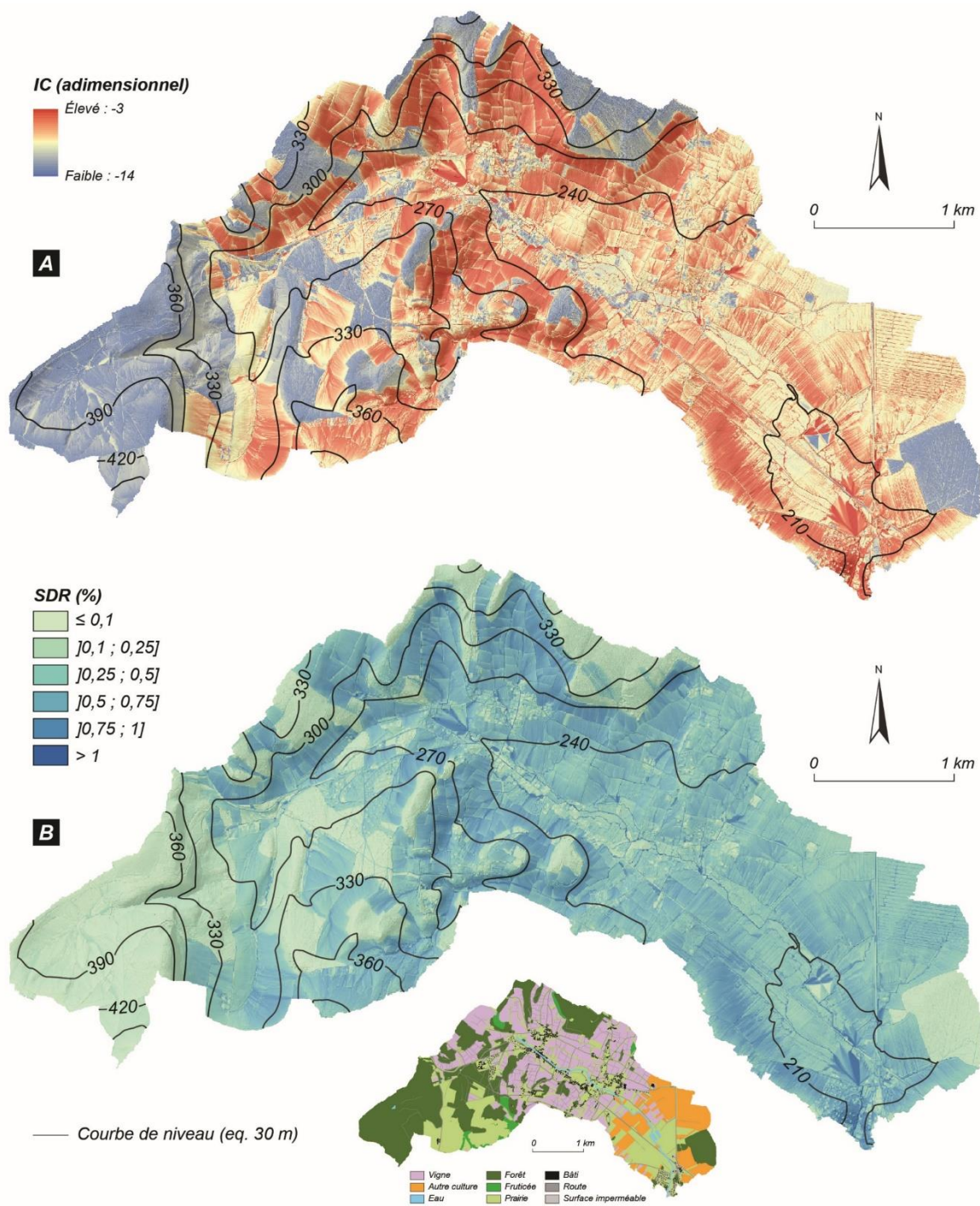


Figure 6.13 : Propriétés de connectivité du bassin versant du Giroux. (A) Distribution spatiale de l'indice de connectivité (IC) ; (B) Distribution spatiale du taux d'exportation sédimentaire (SDR)

<i>Occupation du sol</i>	<i>SDR (%)</i>
<i>Vigne</i>	<i>0,73</i>
<i>Forêt</i>	<i>0,22</i>
<i>Prairie</i>	<i>0,63</i>
<i>Autre culture</i>	<i>0,62</i>
<i>Terres arables</i>	<i>0,68</i>
<i>Terres non arables</i>	<i>0,34</i>
<i>Bassin versant</i>	<i>0,55</i>

Tableau 6.9 : SDR estimé pour les principaux modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux

Le couplage des propriétés de connectivité du bassin versant, synthétisées dans le SDR, avec la production sédimentaire estimée à partir de l'équation RUSLE, permet de proposer une modélisation spatiale des transferts sédimentaires annuels moyens s'organisant depuis les zones sources jusqu'à l'exutoire.

6.3.2 Modélisation des transferts sédimentaires à l'exutoire

À l'échelle du bassin versant, le modèle prédit un taux de transfert spécifique moyen de $0,11 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$. La répartition des zones contributives principales fait ressortir l'importance des versants caractérisés par des gradients de pente importants à l'échelle du bassin versant et par la présence très souvent d'un couvert viticole (Figure 6.14). Cette configuration permet à la fois une injection massive de sédiments dans la cascade sédimentaire en raison du fort potentiel érosif de la vigne, mais également un transport efficace jusqu'au cours d'eau sous l'effet de la pente et de l'enchaînement de parcelles viticoles avec une faible rugosité de surface. Il n'est donc pas surprenant de voir que le vignoble contribue à hauteur de $0,20 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ (Tableau 6.10).

Par opposition, le tiers aval du bassin versant apparaît faiblement contributeur du fait d'un contexte topographique de plaine et de la dominance de prairies alternant avec quelques secteurs de grande culture moins susceptibles à l'érosion et plus favorables au piégeage des sédiments que la viticulture. Sur les zones de plateau, la combinaison d'un couvert forestier et de faibles gradients de pente permet d'expliquer leur faible contribution à la charge sédimentaire évacuée à l'exutoire.

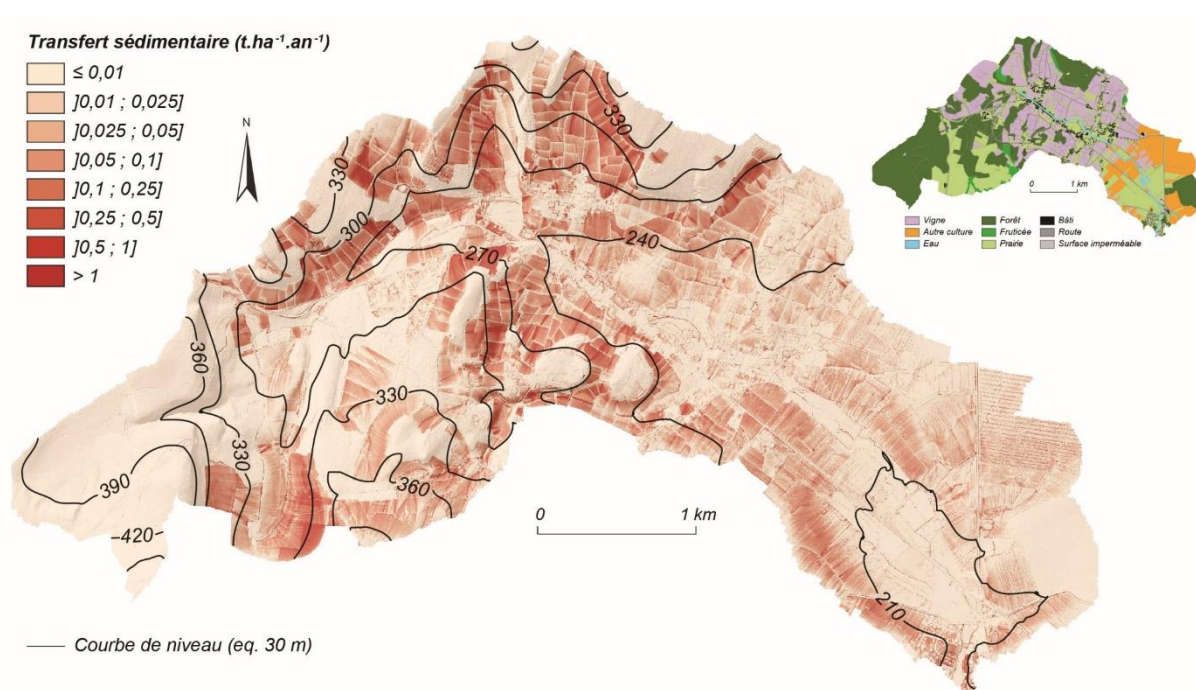


Figure 6.14 : Localisation des zones contributives à la charge sédimentaire évacuée à l'exutoire du bassin versant du Giroux

Occupation du sol	Taux de transfert spécifique ($t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$)
Vigne	0,20
Forêt	0,00
Prairie	0,17
Autre culture	0,08
Terres arables	0,17
Terres non arables	0,01
Bassin versant	0,11

Tableau 6.10 : Contribution des principaux modes d'occupation du bassin versant du Giroux à la charge sédimentaire évacuée à l'exutoire

Une analyse à l'échelle des sous-bassins versants montre une bonne corrélation entre le niveau de contribution et le nombre d'hectares plantés en vigne : la proportion de sédiments délivrés à l'exutoire par un sous-bassin versant tend à augmenter à mesure que sa superficie viticole s'accroît (Figure 6.15).

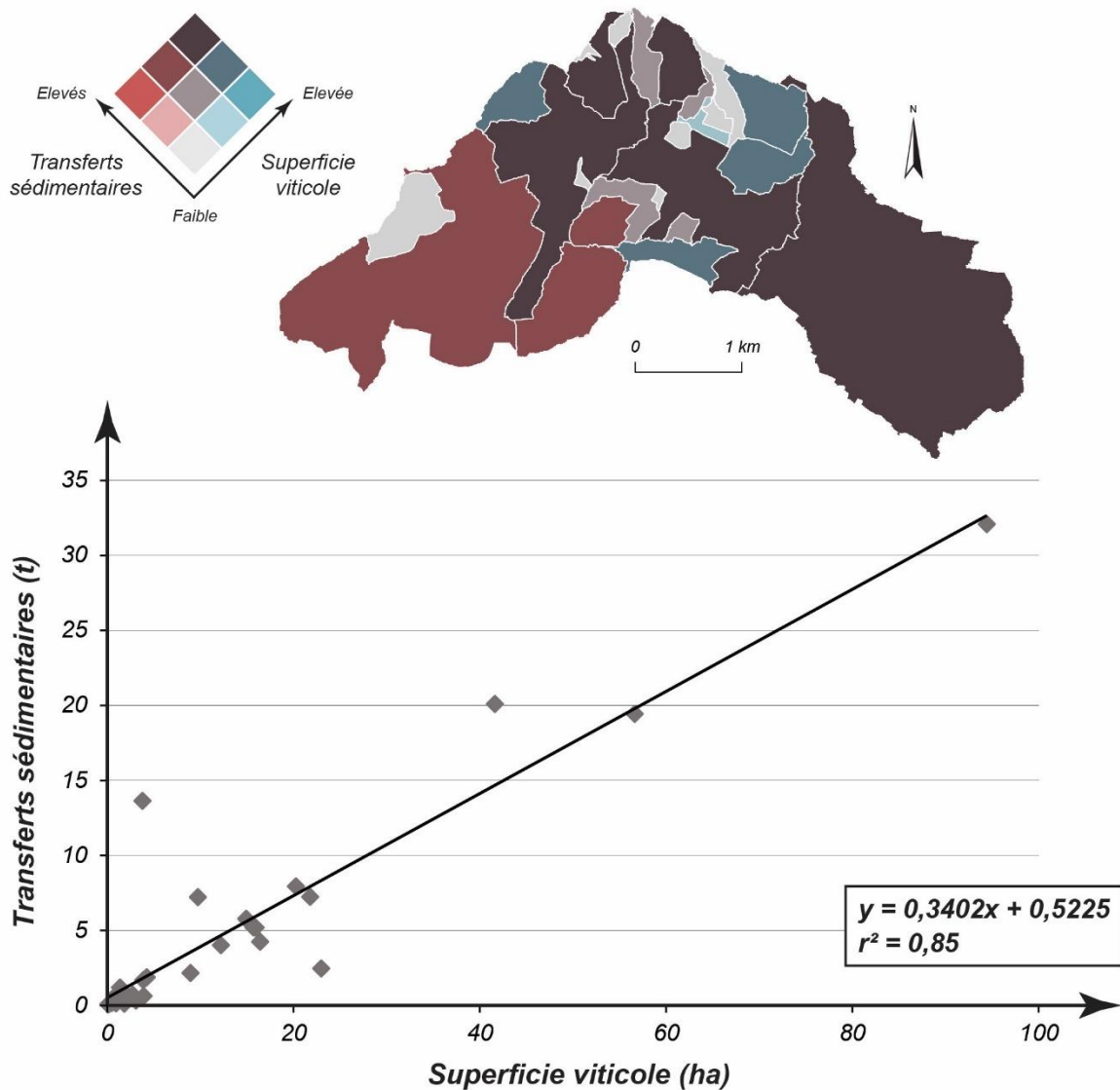


Figure 6.15 : Corrélation entre la masse de sédiments exportés à l'exutoire du bassin versant du Giroux et la superficie viticole de chaque sous-bassin versant

Dans ce travail de modélisation, la capacité des transferts sédimentaires à rejoindre l'exutoire est influencée en partie par les réseaux de linéaires anthropiques. Les paragraphes suivants ont pour objectif de montrer dans quelle mesure ces aménagements limitent ou, *a contrario*, favorisent la connexion entre les sources sédimentaires et l'exutoire.

6.3.3 Modifications anthropiques de la structure de la cascade sédimentaire

Pour estimer l'impact des routes et des chemins dans le cheminement des sédiments entre les versants et l'exutoire, un nouvel indice de connectivité a été calculé toujours sur la base du MNT LiDAR d'1 m de résolution, mais dans lequel nous avons

supprimé les réseaux de linéaire. Une analyse comparée de l'IC filtré et non filtré permet d'explicitier les zones où la connectivité à l'exutoire augmente ou diminue sous l'effet de ces aménagements (Figure 6.16).

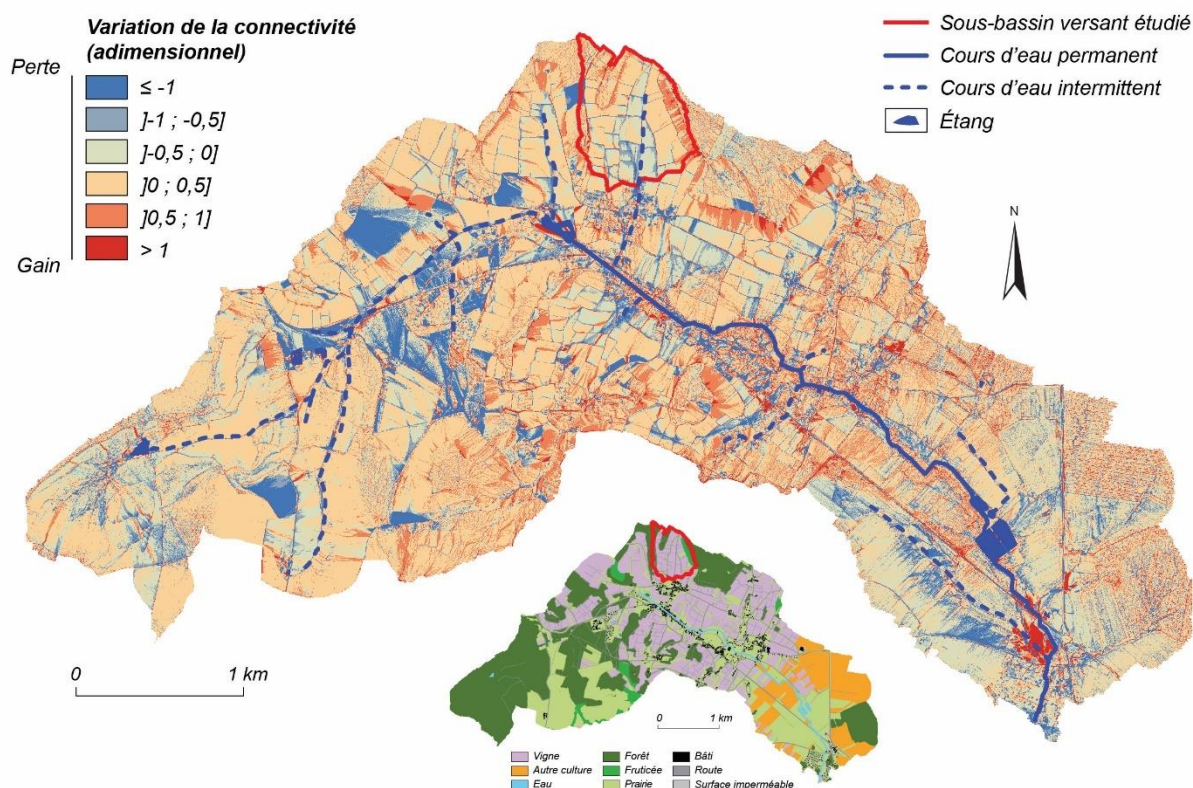


Figure 6.16 : Évaluation de l'impact des réseaux de linéaires anthropiques sur l'indice de connectivité du bassin versant du Giroux

L'évaluation du rôle des infrastructures linéaires sur la connectivité peut nous amener à diverses observations. Tout d'abord, nous constatons que 61 % de la superficie du bassin versant du Giroux est mieux connectée à l'exutoire grâce aux réseaux de routes et de chemins. Cependant, à une échelle plus locale, nous observons un effet ambivalent des linéaires sur la connectivité sédimentaire. Le sous-bassin de Monthelon en est un exemple emblématique (Figure 6.17).

Deuxième partie - La cascade sédimentaire actuelle du bassin versant du Giroux : quel poids des infrastructures hydrauliques sur sa connectivité ?

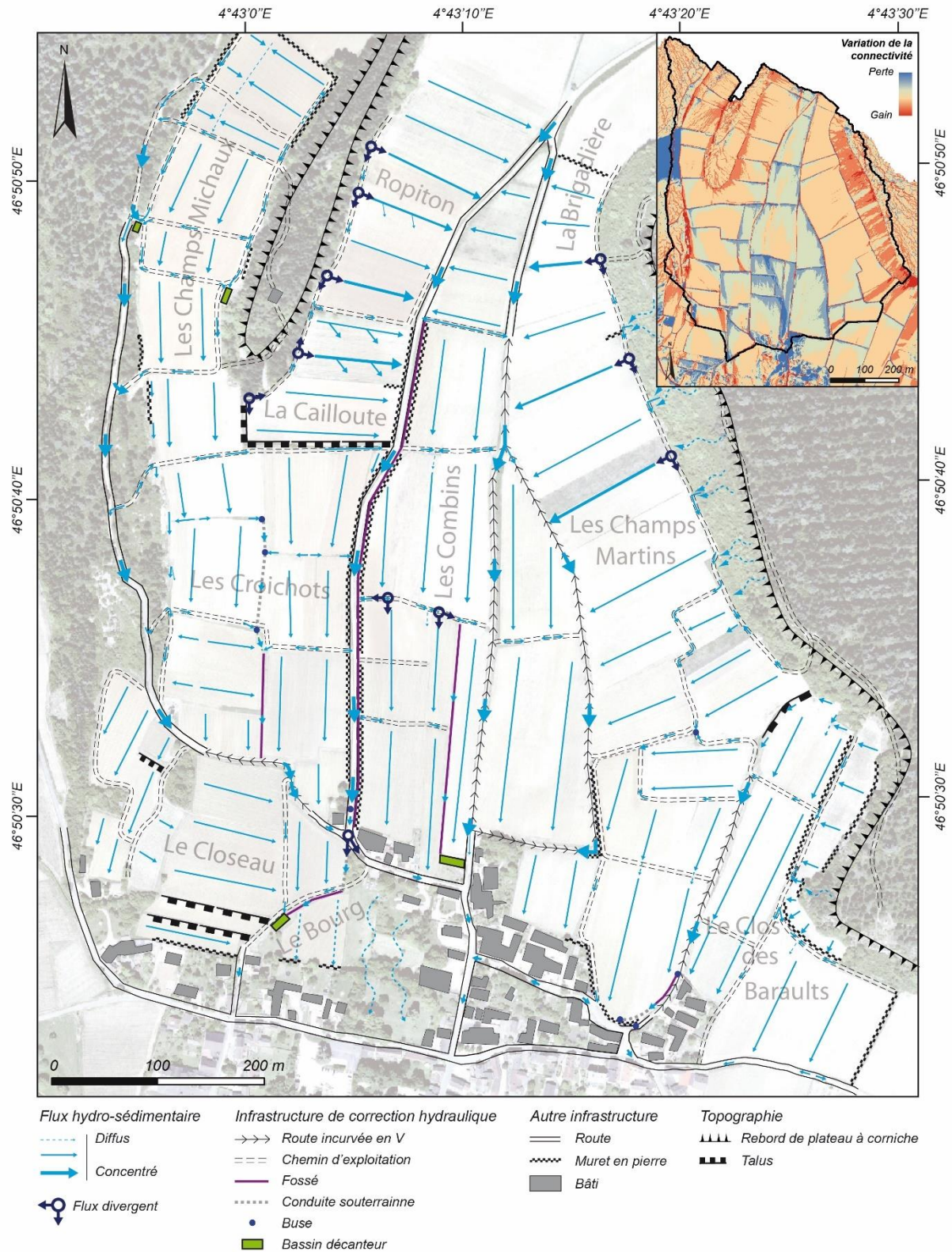


Figure 6.17 : Impact de l'organisation anthropique du paysage sur l'agencement et la connectivité des flux hydro-sédimentaires dans le sous-bassin versant de Monthelon (modifié d'après Fressard & Cossart, 2018)

À l'est comme à l'ouest du talweg, la connectivité des hauts de versant se trouve augmentée par l'action des linéaires. En effet, en lisière de forêt, des chemins encadrent

le pied des corniches calcaires dans le but de capter les flux sédimentaires provenant de la surface du plateau (Figure 6.18, A). Les flux sont ensuite acheminés vers des chemins orientés dans le sens de la pente afin de rejoindre le talweg du sous-bassin versant où ils se concentrent (Figure 6.18, B).

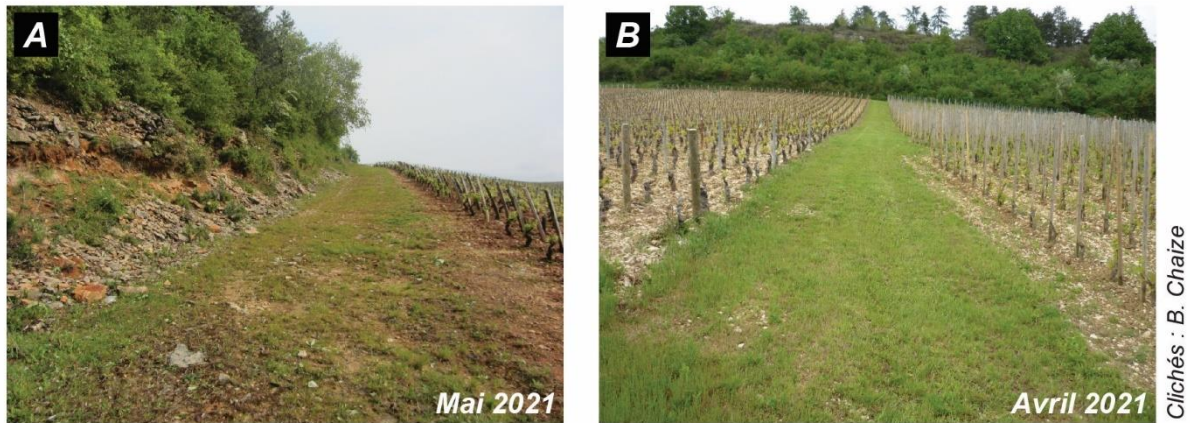


Figure 6.18 : Infrastructures linéaires améliorant la connectivité des hauts de versant. (A) Chemin d'exploitation au pied de la corniche calcaire ; (B) Chemin d'exploitation reliant le haut du versant au talweg du sous-bassin versant de Monthelon

Nous insistons ensuite sur le cas des parcelles viticoles positionnées au centre du sous-bassin versant. Leur connectivité est amoindrie par une succession de chemins d'exploitation orientés perpendiculairement à l'axe majeur des rangs de vigne (Figure 6.19). Il en ressort un rôle de frein dans l'organisation des flux sédimentaires.



Figure 6.19 : Exemple de chemins d'exploitation perpendiculaires à la pente cassant la connectivité amont/aval

Il convient toutefois de ne pas occulter qu'une partie des flux est orientée vers des collecteurs longitudinaux à la pente, incarnés par des routes incurvées et les fossés qui, contrairement aux chemins perpendiculaires à la pente, favorisent la connectivité (Figure 6.20). Ces collecteurs jouent le rôle de talweg et se transforment alors en axe principal de transport des sédiments dans le sous-bassin versant. Comme l'effet de piégeage des deux

bassins décanteurs situés à proximité de l'exutoire du sous-bassin versant n'est pas pris en compte par le modèle, le transport s'effectue jusqu'au cours d'eau et donc jusqu'à l'exutoire du bassin versant du Giroux. En effet, dans le modèle, les sédiments exportés jusqu'au cours d'eau sont supposés atteindre l'exutoire.

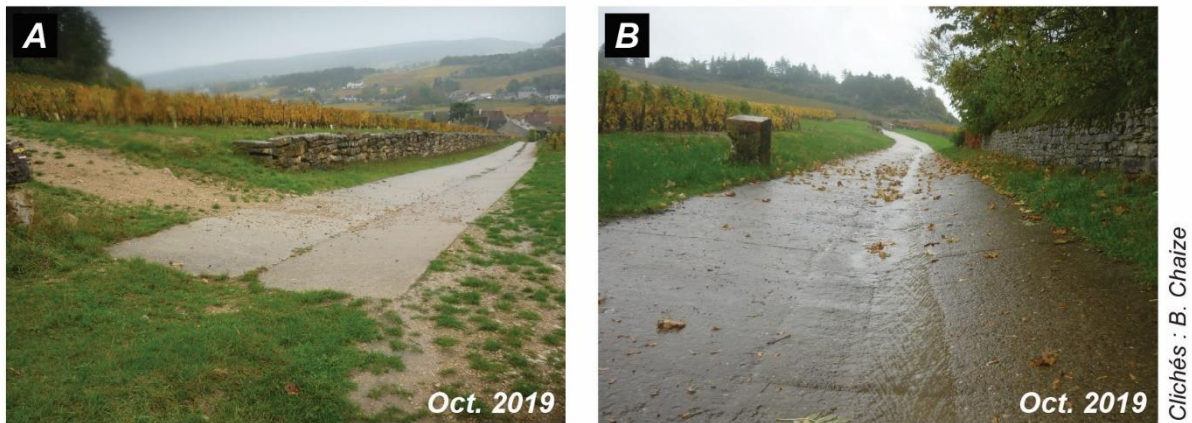


Figure 6.20 : Exemple d'ouvrages longitudinaux de collecte des sédiments. (A) Connexion directe entre un chemin d'exploitation perpendiculaire à la pente et une route incurvée en V ; (B) Concentration des flux hydro-sédimentaires dans le bas de versant

À partir de l'examen du sous-bassin versant de Monthelon, nous avons pu voir que les infrastructures linéaires réagencent les transferts sédimentaires, aboutissant tantôt à freiner la connectivité de la cascade sédimentaire, tantôt à l'accélérer. En plus de ces infrastructures linéaires, un autre élément de complexité dans la connectivité de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux est perçu : les pièges à sédiments anthropiques disposés dans le vignoble.

6.4. Rôle des pièges à sédiments anthropiques dans les transferts sédimentaires

L'objectif de cette section est de préciser les transferts sédimentaires modélisés en intégrant l'efficacité des pièges à sédiments anthropiques implantés dans le vignoble. Une comparaison avec les transferts sédimentaires mesurés sur le terrain par suivi stationnel devient ensuite possible.

6.4.1 Quelle efficacité des pièges à sédiments anthropiques ?

Au sein du bassin versant du Giroux, plusieurs types de piège à sédiments anthropique peuvent être identifiés (Tableau 6.11). Nous recensons un étang, cinq bassins

d'orage et 21 bassins qui peuvent être subdivisés en quatre catégories selon leur volume. D'une capacité de stockage variant de 15 à 30 000 m³, ces pièges à sédiments permettent de retenir momentanément les eaux de ruissellement et de provoquer le dépôt des particules collectées en sortie de parcelle par les réseaux d'infrastructures linéaires. Sur la base d'une typologie basée sur leur nature et leur volume, l'efficacité des pièges à sédiments a été estimée. Elle est exprimée selon leur taux de piégeage (T_p) (cf. chapitre 4§4.2.3).







Type	Étang du Pont Latin	Bassin d'orage	Bassin décanteur (type A)
Volume (m ³)	30 000	De 6 130 à 12 450 (moyenne : 9 520)	525
T _P moyen (%)	98	99	71
Effectif	1	5	2
Exemple			
Type	Bassin décanteur (type B)	Bassin décanteur (type C)	Bassin décanteur (type D)
Volume (m ³)	215	115	15
T _P moyen (%)	70	42	45
Effectif	2	7	10
Exemple			

Tableau 6.11 : Typologie des pièges à sédiments anthropiques dans le bassin versant du Giroux

Les résultats suggèrent que la charge sédimentaire alimentant le Giroux et rejoignant l'exutoire se trouve largement limitée par les pièges à sédiments, même s'il existe une forte variabilité dans leur efficacité de piégeage (Figure 6.21, A). Ils retiennent en moyenne 60 % des transferts de sédiments, avec des valeurs extrêmes qui s'échelonnent entre 98 % et 10 %. Ces résultats généraux peuvent être déclinés par type de piège à sédiments : la valeur minimale étant mesurée dans les bassins décanteurs de type C (42 % en moyenne) et la maximale dans les bassins d'orage (99 % en moyenne).

Dès lors, il est possible d'ajuster les transferts sédimentaires modélisés à l'exutoire à partir de l'efficacité des pièges à sédiments. À l'échelle du bassin versant du Giroux, les transferts sédimentaires atteignent désormais $0,06 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$, soit un piégeage de près de la moitié des sédiments par rapport à l'estimation modélisée initiale ($0,11 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$).

À une échelle plus fine, il ressort que dans des sous-bassins versants où l'efficacité de piégeage avoisine les 90 % (A, C, D et O), les transferts sédimentaires se trouvent très limités ($< 0,01 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) (Figure 6.21, B), malgré une situation initiale montrant des transferts sédimentaires importants ($> 1 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) du fait de la présence de vignes et de forts gradients de pente (C) (Figure 6.14). En revanche, les sous-bassins versants ne disposant pas de piège à sédiments à leur exutoire (L et P) voient logiquement leur situation inchangée. Les sous-bassins versants, avec des pièges à sédiments caractérisés par une efficacité moyenne, jouent également un rôle dans la rétention des sédiments. Bien qu'ils n'aient pas les pièges à sédiments les plus efficaces, les sous-bassins versant viticoles du nord du bassin versant du Giroux (G, J et K) se distinguent par une quantité élevée de sédiments retenus ($> 0,1 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) en raison du volume important de sédiments exportés dans la situation initiale (Figure 6.21, C). Enfin, le peu de sédiments retenus dans la tête de bassin ne dépend pas de la faible efficacité du piège à sédiments situé à l'exutoire du sous-bassin versant (B) sur lequel elle est adossée. Il faut plutôt y voir une relation avec la faiblesse de la production sédimentaire modélisée dans cette partie du bassin versant.

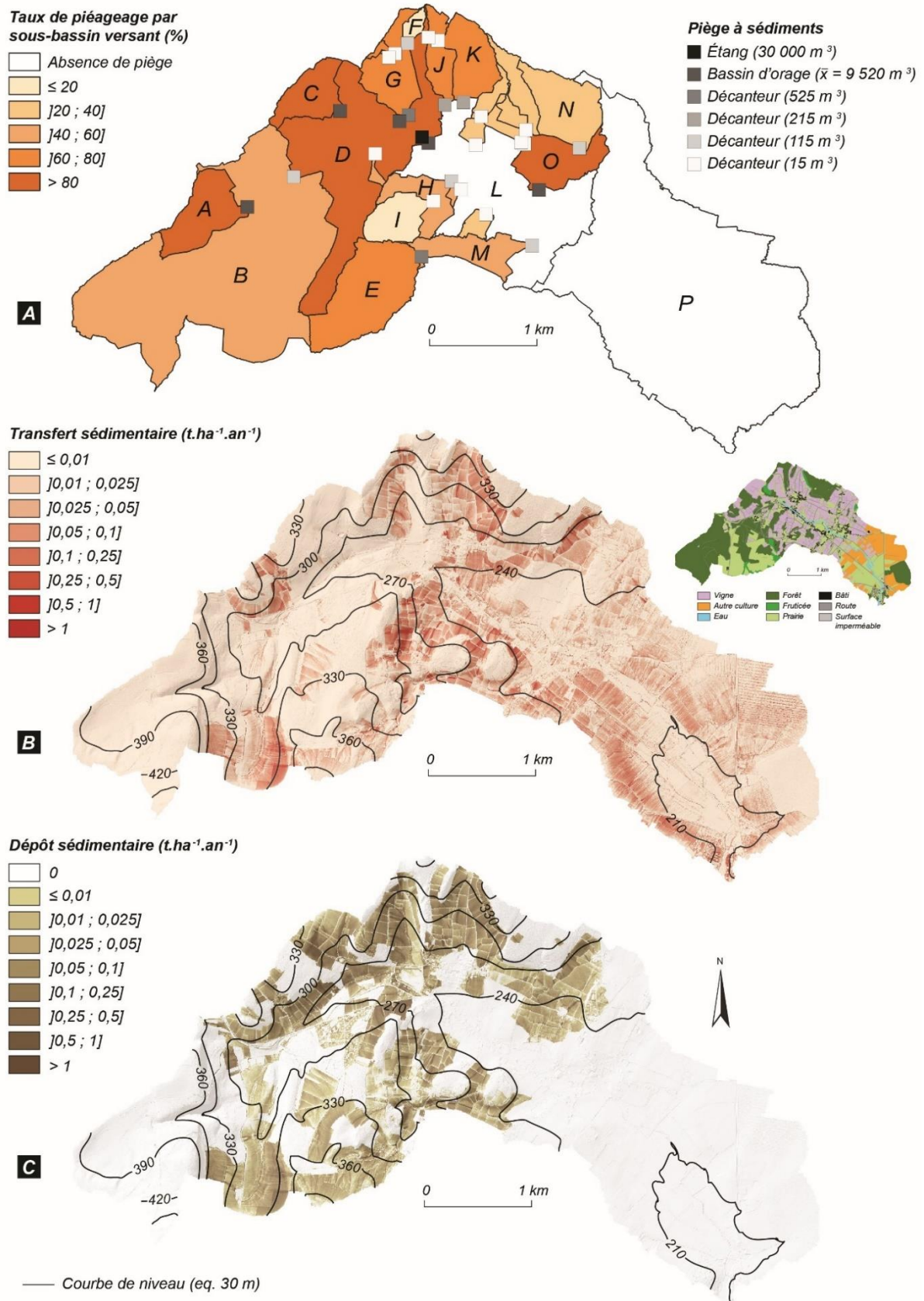


Figure 6.21 : Impact des pièges à sédiments anthropiques sur l'exportation des sédiments érodés à l'exutoire du bassin versant du Giroux. (A) Capacité de rétention des pièges à sédiments anthropiques situés à l'exutoire des sous-bassins versants ; (B) Distribution spatiale des transferts sédimentaires modélisés à l'exutoire du bassin versant du Giroux, intégrant l'efficacité des pièges à sédiments anthropiques ; (C) Distribution spatiale de la masse sédimentaire piégée

Cette analyse montre que selon l'efficacité du piège à sédiment correspondant, une zone peut davantage s'organiser en une cascade sédimentaire efficace, pouvant assurer un transfert jusqu'à l'exutoire du bassin versant, que rester au contraire aux marges de la cascade, ne contribuant pas à l'alimentation de l'exutoire. Ainsi, les transferts sédimentaires à l'exutoire apparaissent saccadés et en grande partie fonction de l'occurrence d'événements hydroclimatiques de basse fréquence mais de haute magnitude, qui ont la puissance suffisante pour assurer la reconstitution du continuum sédimentaire en dépassant la capacité de charge des pièges à sédiments (Figure 6.22). Nous n'avons malheureusement observé aucun événement de ce type sur la durée de cette thèse.



Figure 6.22 : Occurrence d'un événement basse fréquence / haute magnitude en novembre 2014 dépassant la capacité de charge des pièges à sédiments du bassin versant du Giroux (source : Grand Chalon, 2018). (A) Bassin décanteur de type A (525 m³) saturé à l'exutoire du sous-bassin versant des Vaux ; (B) Remplissage de l'étang du Pont Latin par surverse d'un bassin d'orage adjacent de 6 130 m³

L'effet des pièges à sédiments se ressent également sur la lecture des résultats par mode d'occupation du sol. Les prairies et, à un degré moindre, les parcelles de grandes cultures exportent désormais autant que la vigne qui est pourtant le principal producteur de sédiments d'après les estimations de l'équation RUSLE (Tableau 6.12). Au final, sur ce qui est susceptible d'être produit par la vigne, seulement 0,83 % atteint potentiellement l'exutoire, ce qui représente 3,5 fois moins que la prairie (3,02 %) et 3 fois moins que les grandes cultures (2,49 %). Nous interprétons ce résultat comme le souci que portent les viticulteurs à la préservation de la ressource en sol au sein des parcelles viticoles. Les stratégies de gestion déployées dans le vignoble depuis la fin des années 1980 paraissent ainsi efficaces : casser la connectivité sédimentaire du vignoble et collecter les sédiments pour les remonter dans les parcelles en déficit.

Occupation du sol	Taux d'érosion spécifique (t.ha⁻¹.an⁻¹)	Taux de transfert spécifique ajusté (t.ha⁻¹.an⁻¹)	Part des sédiments exportés à l'exutoire (%)
Vigne	11,52	0,10	0,83
Forêt	0,23	0,00	0,17
Prairie	7,18	0,10	3,02
Autre culture	3,33	0,08	2,49
Bassin versant	5,48	0,11	1,17

Tableau 6.12 : Synthèse des données de production et d'exportation sédimentaire modélisées pour les principaux modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux

Les transferts sédimentaires modélisés à l'exutoire du bassin versant du Giroux étant ajustés avec la prise en compte de l'efficacité des pièges à sédiments anthropiques, nous souhaitons comparer leur ordre de grandeur avec celui des transferts sédimentaires en suspension mesurés dans le cadre du suivi stationnel.

6.4.2 Relation entre les transferts sédimentaires mesuré en station et ceux modélisés

Les valeurs de transfert sédimentaire modélisées et mesurées sur le terrain disposent d'une représentativité temporelle différente. Le modèle fournit des estimations qui doivent être considérées comme des moyennes à long terme (± 20 ans), tandis que le suivi stationnel offre une chronique d'un an. Cependant, nous avons montré dans le chapitre 5 que l'année instrumentée correspond à une année globalement normale sur le plan pluviométrique, ce qui autorise la comparaison avec les valeurs modélisées.

Pour ce travail, il est important de rappeler la distinction entre le bassin versant naturel du Giroux (13,8 km²), le bassin versant instrumenté (9,5 km²) et le bassin versant instrumenté efficace (1,3 km²) (Figure 6.23). Le deuxième n'intègre pas la partie aval du bassin versant naturel, soit 31 % de sa superficie totale, du fait de la localisation de la station. Le troisième implique de retrancher au bassin versant instrumenté les surfaces déconnectées par les pièges à sédiments et correspond ainsi à la partie du bassin versant instrumenté qui contribue effectivement à l'alimentation de l'exutoire.

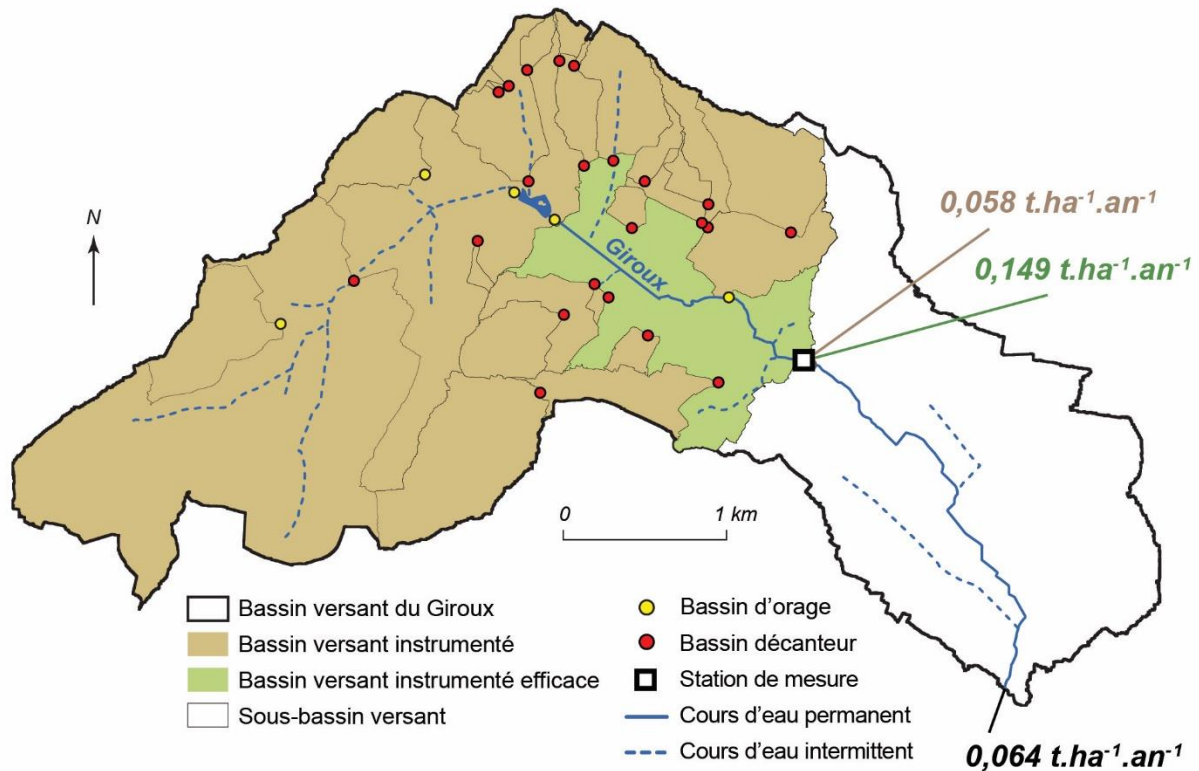


Figure 6.23 : Taux de transfert spécifiques modélisés aux exutoires des différentes entités spatiales étudiées dans le bassin versant du Giroux

À l'échelle du bassin versant instrumenté, la station enregistre un taux de transfert moyen de $0,043 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ et le modèle de $0,058 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$. Ainsi, la comparaison des valeurs modélisées avec les valeurs mesurées montre des ordres de grandeur cohérents (Tableau 6.13). Nous émettons l'hypothèse que l'écart reflète avant tout la combinaison des marges d'erreur du modèle et des techniques de métrologie de terrain employées.

En revanche, pour le bassin versant instrumenté efficace, le taux de transfert moyen modélisé ($0,149 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$) apparaît bien en deçà de celui mesuré avec la station ($0,325 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$). Nous expliquons cet écart par le fait d'avoir considéré pour la station un bassin versant instrumenté efficace théorique, autrement dit totalement hermétique aux apports en sédiments depuis les sous-bassins versants possédant à leur exutoire un piège à sédiments (cf. chapitre 5§5.3.1). Or, le modèle de Brown a révélé que les pièges à sédiments au sein du bassin versant du Giroux ont une efficacité partielle, estimée en moyenne à 60 %. Les 40 % des sédiments non-piégés impliquent une augmentation des transferts sédimentaires à l'exutoire mais également une hausse de la taille de l'aire contributive. Cette hausse a pour conséquence une réduction du taux de transfert sédimentaire mesuré à l'exutoire des bassins versant instrumenté efficace. En effet, les apports en sédiments sont rapportés à une aire plus grande. Dans ces conditions, nous

pouvons supposer que la valeur mesurée des transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant instrumenté efficace s'approcherait de la valeur modélisée.

<i>Entité étudiée</i>	<i>Superficie (ha)</i>	<i>Taux de transfert sédimentaire mesuré (t.ha⁻¹.an⁻¹)</i>	<i>Taux de transfert sédimentaire modélisé (t.ha⁻¹.an⁻¹)</i>
<i>Bassin versant naturel</i>	1383	-	0,064
<i>Bassin versant instrumenté</i>	954	0,043	0,058
<i>Bassin versant instrumenté efficace</i>	129	0,325	0,149

Tableau 6.13 : Comparaison des bilans de transferts sédimentaires mesurés et modélisés en fonction des différentes entités du bassin versant du Giroux étudiées

En conclusion, les transferts sédimentaires mesurés et modélisés convergent à la fois dans les ordres de grandeur, mais également pour montrer que les versants viticoles contribuent peu à la charge sédimentaire exportée à l'exutoire.

Conclusion

Ce chapitre a permis de montrer que, selon l'équation RUSLE, la susceptibilité à l'érosion à l'échelle du bassin versant est de $5,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$. Il a été souligné que la vigne est le principal contributeur : 61 % de la quantité totale de sédiments produits est réalisée dans le vignoble. Les principaux éléments d'explication sont constitués par le faible couvert protecteur que constitue la vigne (facteur C) et la localisation de nombreuses parcelles viticoles sur des zones où le facteur LS est élevé.

Nous avons également mis en évidence que l'évolution des techniques culturales en fonction de l'âge de la vigne est un élément essentiel pour comprendre l'écart entre les taux d'érosion modélisés et ceux mesurés sur le terrain. Contrairement à la méthode fondée sur le déchaussement des pieds de vigne (SUM/ISUM) et employée par Fressard *et al.* (2022), le remblayage anthropique des parcelles érodées et âgées d'au moins 15 ans, avec de la terre collectée dans les pièges à sédiments situés en aval, n'est pas pris en compte par l'équation RUSLE.

Si le bassin versant du Giroux se caractérise par une forte susceptibilité à l'érosion, l'exportation potentielle jusqu'à l'exutoire des sédiments produits apparaît quant à elle limitée, avec un taux de transfert spécifique de $0,064 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$. À l'échelle du bassin versant instrumenté, nous trouvons une valeur cohérente avec celle de la station hydro-sédimentaire qui avait été qualifiée de très faible en comparaison avec des valeurs de référence publiées dans la littérature.

Nous avons pu constater dans ce chapitre que la faiblesse des transferts sédimentaires à l'exutoire est à mettre en relation avec les stratégies mobilisées par les viticulteurs pour gérer la ressource en sol au sein du vignoble. Ceci est réalisé tout d'abord par le biais de chemins d'exploitation transversaux aux écoulements et caractérisés par une contre-pente. Ils diminuent ainsi la connectivité des versants viticoles sur lesquels s'initient et s'organisent les flux sédimentaires. Cette première stratégie s'accompagne de l'installation de pièges à sédiments, disposés de telle sorte qu'ils constituent une seconde rupture dans la connectivité du vignoble. Nous avons estimé leur efficacité dans le piégeage des sédiments à 60 %. Les stratégies des viticulteurs permettent ainsi à la cascade sédimentaire des sous-bassins versants viticoles de fonctionner comme un système géomorphologique aussi fermé que possible, limitant la contribution sédimentaire à l'exutoire de la vigne à 0,83 % de sa production sédimentaire estimée avec l'équation RUSLE. Il s'agit d'un résultat qui est entre trois à quatre fois inférieur à ceux enregistrés

dans les surfaces prairiales et emblavées, pourtant caractérisées par une susceptibilité à l'érosion bien en deçà de celle de la vigne.

Enfin, nous émettons l'hypothèse que le transfert jusqu'à l'exutoire du matériel sédimentaire produit par la vigne s'effectue le plus souvent au gré d'événements hydroclimatiques de basse fréquence et de haute magnitude. La lame d'eau précipitée est telle qu'elle permet de dépasser le volume de stockage des pièges à sédiments et de rétablir ainsi le continuum sédimentaire entre le vignoble et l'exutoire.

Conclusion de la deuxième partie

Cette deuxième partie s'est tout d'abord appuyée sur un suivi des flux de MES dans le cours d'eau. Nous avons alors pu montrer que la cascade sédimentaire est peu efficace pour exporter les sédiments depuis les versants jusqu'à l'exutoire pour trois raisons principales. (i) Les volumes de sédiments exportés à l'exutoire sont comparables, voire parfois inférieurs, à d'autres contextes agricoles pourtant considérés comme largement moins morphogènes que le contexte viticole. (ii) À cela s'ajoute un fonctionnement saccadé des transferts de MES. Ils sont réalisés lors des épisodes de crue qui représentent une plage temporelle réduite à l'échelle annuelle. (iii) Les dynamiques sédimentaires de versants contribuent rarement à l'alimentation des transferts de MES dans le cours d'eau d'après le traçage des sources sédimentaires réalisé sur la base d'une typologie des crues.

La faible efficacité de la cascade sédimentaire ne peut être attribuée à un tarissement de la production sédimentaire. Les taux d'érosion modélisés sont d'un ordre de grandeur similaire à ceux mesurés sur le terrain dans le cadre d'une étude parallèle à ce travail et restent élevés au regard des autres types de milieux agricoles. Ce résultat confirme ainsi la libération massive de sédiments en contexte viticole. En complément, nous avons quantifié les effets des réseaux de linéaires et des pièges à sédiments anthropiques sur les transferts sédimentaires. Nous concluons qu'ils sont responsables du découplage observé entre les versants et l'exutoire.

Cette partie a souligné que certaines techniques culturales et les aménagements associés pouvaient être un moyen de lutte contre l'érosion des sols en contexte de forte emprise agricole dans le paysage. La mise en culture potentielle du bassin versant du Giroux depuis plusieurs millénaires offre la possibilité d'étudier si des scénarios similaires peuvent être mis en évidence dans le passé.



TROISIÈME PARTIE

Évolution spatio-temporelle de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux

Introduction de la troisième partie

La vigne est cultivée sur la Côte de Bourgogne depuis au moins les premiers siècles de notre ère (I^{er}-II^e s. ap. J.-C.) . Nous avons donc là un mode de mise en valeur du paysage pérenne dans le temps. En revanche, les techniques culturales qui lui sont associées, la mosaïque paysagère dans laquelle il prend place et la superficie qu'il occupe ont évolué. Autant d'éléments qui créent un contexte favorable pour étudier la relation entre les signaux érosifs et la structure paysagère, à l'image de la période actuelle. En nous fondant sur les parties précédentes, nous émettons l'hypothèse que cette relation est complexe et doit être testée. Selon les périodes socio-environnementales considérées, l'organisation anthropique du paysage peut avoir des effets antagonistes sur la cascade sédimentaire : tantôt elle l'entrave, tantôt elle l'active.

Une étude sédimentologique, chronostratigraphique et anthracologique d'archives sédimentaires collectées dans différentes entités fonctionnelles du bassin versant du Giroux constitue le support méthodologique de cette partie, au côté d'un travail de modélisation diachronique (chapitre 7). Nous reconstituons ainsi plusieurs stades d'évolution de la cascade sédimentaire dont certains peuvent être mis en relation avec les changements intervenus dans la structure paysagère (chapitre 8). Enfin, les résultats du modèle permettent d'approfondir les causes qui sous-tendent l'évolution de la cascade sédimentaire sur le temps long (chapitre 9).

Chapitre 7

Méthodologie pour la reconstitution de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux sur le temps long

<i>7.1 Les sédiments comme archives des changements environnementaux passés.....</i>	<i>p266</i>
<i>7.2 Modéliser l'évolution de la susceptibilité à l'érosion et des transferts sédimentaires du bassin versant du Giroux.....</i>	<i>p287</i>

Introduction

Pour appréhender l'impact de la structure paysagère sur la connectivité de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux dans le temps long, nous devons préciser si les variations des transferts sédimentaires sont synchrones avec l'histoire de l'anthropisation de cet impluvium. Dans le cas contraire, cela suppose de comprendre l'origine de cette désynchronisation : est-ce lié à des stratégies précoces de gestion de la ressource en sol intégrées dans la structure paysagère ?

Ce travail suppose d'examiner des archives sédimentaires dans différents compartiments géomorphologiques de la cascade sédimentaire, représentatifs notamment des zones de production, de transfert et d'accumulation du bassin versant du Giroux. La finalité est de reconstituer temporellement, mais aussi spatialement, les dynamiques géomorphologiques du bassin versant du Giroux. Il s'agit ensuite de les mettre en relation avec l'évolution de la structuration du paysage.

En complément, sur la base du modèle InVEST SDR utilisé pour la période actuelle, nous souhaitons proposer une vision d'ensemble, à l'échelle du bassin versant du Giroux, des interactions entre le système érosif et la structure paysagère tout au long de la période d'étude. L'objectif est de ne pas rester cloisonné dans la dichotomie passé/présent en nous inscrivant dans une démarche qui articule les données produites dans les approches actualistes et rétrospectives de ce travail. Si les enjeux scientifiques liés à l'application de ce modèle dans une perspective diachronique sont réels, sa mise en œuvre se heurte cependant à une difficulté majeure : quelles données d'entrée pour les périodes passées, notamment celles situées au-delà de la période contemporaine ? En effet, à mesure que l'on remonte dans le temps, les données deviennent lacunaires et leur résolution spatiale se dégrade.

Nous présentons tout d'abord la stratégie d'acquisition et la méthode d'analyse des archives sédimentaires, permettant la reconstitution des dynamiques géomorphologiques et paysagères dans une dimension à la fois temporelle et spatialisée. Enfin, nous détaillons les modalités d'implémentation du modèle d'érosion et de transfert sédimentaire utilisé dans une perspective diachronique.

7.1. Les sédiments comme archives des changements environnementaux passés

Les sédiments piégés en différents points de la cascade sédimentaire offrent à la fois l'opportunité de restituer son fonctionnement dans le temps long, mais également de s'interroger sur les forçages responsables des effets de blocage ou de pulsation sédimentaire identifiés.

Cette première section est organisée en deux parties exposant, respectivement, la stratégie d'acquisition des archives sédimentaires et la méthodologie appliquée pour appréhender l'évolution de l'agencement des flux sédimentaires et le rôle joué par la structuration du paysage sur celle-ci.

7.1.1 Stratégie d'acquisition des archives sédimentaires : une approche fonctionnelle du bassin versant

Le bassin versant du Giroux, de par sa forme bien circonscrite, favorise le stockage d'archives sédimentaires, y compris sur les versants. Ce constat est confirmé par la réalisation de 12 carottages mécaniques, complétés par le levé de deux coupes stratigraphiques, offrant autant de fenêtres d'étude en différents points de la cascade sédimentaire (Tableau 7.1).

Type	Site	Sondage	Latitude (WGS 84)	Longitude (WGS 84)	Altitude (m)	Profondeur (m)
Carotte	Grasses Terres	GTR.1	N 46° 49' 57,1''	E 4° 41' 45,7''	277	1,85
		GTR.2	N 46° 49' 57,7''	E 4° 41' 46,0''	277	2,38
		GTR.3	N 46° 49' 57,0''	E 4° 41' 44,4''	278	1,25
		GTR.4	N 46° 49' 57,5''	E 4° 41' 45,4''	278	2,27
	Mairie	MRI	N 46° 50' 00,4''	E 4° 43' 21,1''	230	2,20
	Pré Rossignol	ROS.1	N 46° 49' 47,4''	E 4° 44' 02,7''	219	2,46
		ROS.2	N 46° 49' 46,6''	E 4° 44' 01,9''	219	2,26
	Roline	ROL.1	N 46° 49' 34,2''	E 4° 44' 24,3''	215	2,00
		ROL.2	N 46° 49' 36,7''	E 4° 44' 26,8''	214	2,71
		ROL.3	N 46° 49' 35,2''	E 4° 44' 25,1''	214	1,80
	Vauxloins	VXL.1	N 46° 48' 57,3''	E 4° 44' 52,7''	205	4,18
		VXL.2	N 46° 48' 58,5''	E 4° 44' 54,3''	204	2,86
Coupe	Pont Latin	PL	N 46° 50' 20,3''	E 4° 42' 24,9''	251	1,21
	Voie Romaine	VR	N 46° 50' 13,3''	E 4° 42' 46,6''	252	2,37

Tableau 7.1 : Corpus d'archives sédimentaires acquises dans le bassin versant du Giroux

Hormis à la Mairie, plusieurs carottages ont été réalisés sur chaque site, anticipant la qualité aléatoire des enregistrements sédimentaires. Lors de la présentation des résultats, un carottage de référence est établi pour chaque site selon des critères relatifs à la profondeur, la variation des faciès sédimentaires, la précision des contacts stratigraphiques et la présence d'éléments datables.

Nous avons souhaité investiguer les différents compartiments géomorphologiques du bassin versant, tels que définis par Schumm (1977) à partir du concept de système fluvial. Les archives sédimentaires ont ainsi été collectées depuis la zone de production jusque vers les zones de transfert et d'accumulation (Figure 7.1) L'objectif est de documenter l'évolution des relations fonctionnelles entre ces trois zones en précisant comment les relais de processus s'organisent depuis les sources sédimentaires jusqu'à l'exutoire.

Constituant un support indispensable pour l'interprétation des résultats, le contexte topographique des sites où les archives sédimentaires ont été acquises fait l'objet du développement suivant. Nous adoptons une grille de lecture par compartiment géomorphologique du bassin versant.

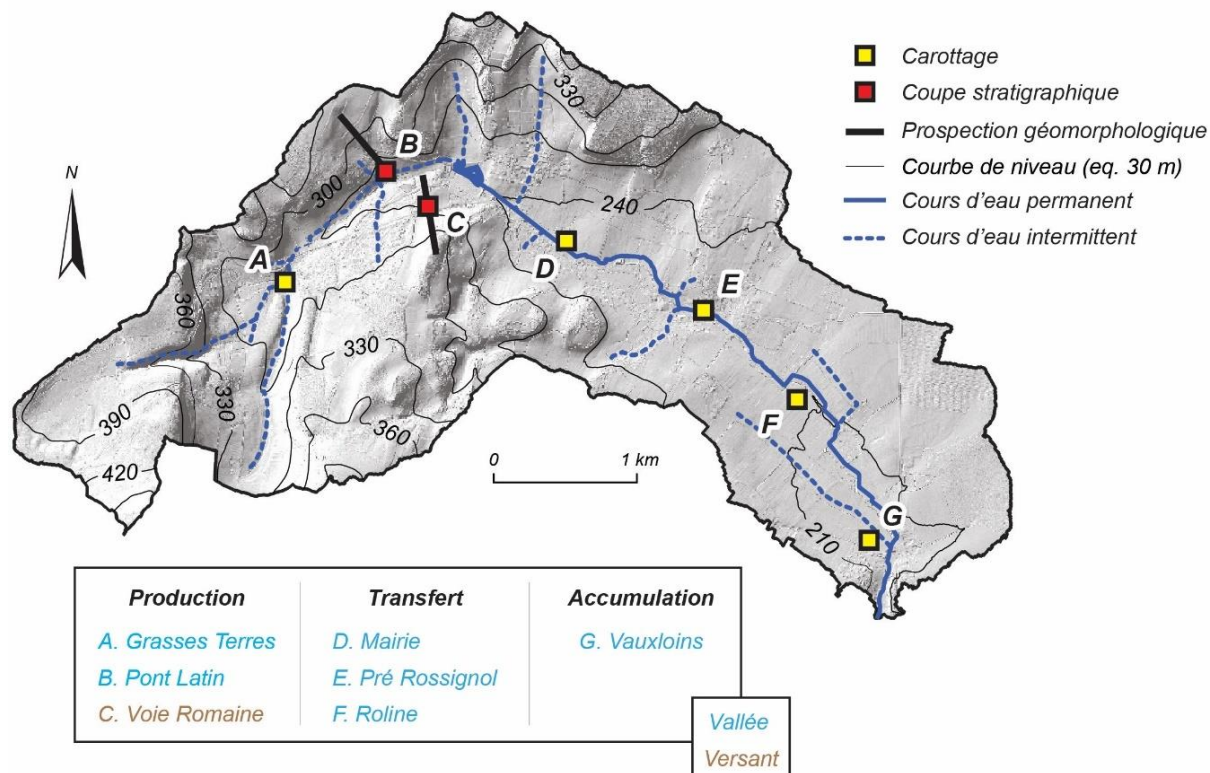


Figure 7.1 : Localisation des archives sédimentaires collectées et des transects étudiés par prospection géomorphologique

7.1.1.1 Zone de production

Les sédiments injectés dans la cascade sédimentaire proviennent de l'érosion des versants à forte pente qui singularisent la zone de production située dans la partie amont du bassin versant. Elle est représentée par les sites des Grasses Terres, de la Voie Romaine et du Pont Latin. Le premier traduit le régime sédimentaire spécifique de la tête de bassin, tandis que les deux derniers permettent de caractériser l'état du couplage entre les versants et le fond de vallée.

Le site des Grasses Terres se présente sous la forme d'un replat topographique au sein de la tête de bassin, responsable d'un élargissement du fond de vallée. Les versants environnants, caractérisés par des profils transversaux à forte concavité, rendent la connexion peu évidente avec le cours d'eau à proximité duquel ont été réalisés les carottages. Par conséquent, l'alimentation en matériel sédimentaire du cours d'eau sur le site des Grasses Terres se produit plus en amont, là où le fond de vallée interagit directement avec les dynamiques de versant.

À l'aval du site des Grasses Terres, la vallée devient très étroite jusqu' à l'étang du Pont Latin, offrant un couplage direct entre les versants et le talweg. Ce tronçon abrite les deux coupes stratigraphiques de référence étudiées (Figure 7.2).

La coupe de la Voie Romaine est située à mi-versant et a été levée grâce à l'excavation artificielle jusqu'au substrat géologique calcaire d'une fosse de 10 m de long sur 4 m de large et 2,37 m de haut.

En contrebas, dans le fond de vallée, nous pouvons observer la coupe du Pont Latin. L'accès à cette archive sédimentaire a été permis par le creusement en 2012 d'une tranchée pour canaliser les écoulements topographiques vers un bassin d'orage et l'étang éponyme situés 300 m plus en aval. D'une longueur de 150 m, elle est décomposée en une série de cinq profils verticaux régulièrement espacés afin de suivre les variations verticales et horizontales de chaque unité sédimentaire. Ces profils disposent d'une puissance comprise entre 1,05 et 1,21 m. Grâce à une collaboration établie avec A. Quiquerez (UMR 6298 ArTeHiS de Dijon), des investigations par tomographie électrique ont été effectuées afin d'identifier la profondeur du substrat qui n'a pas pu être déterminée lors de la description macroscopique des profils. Cette méthode a permis d'obtenir une image en continu, le long d'un profil, de la résistivité électrique des matériaux enfouis en dessous de la base apparente des profils. Une description du principe de la méthode est détaillée, entre autres, par Marescot (2006).

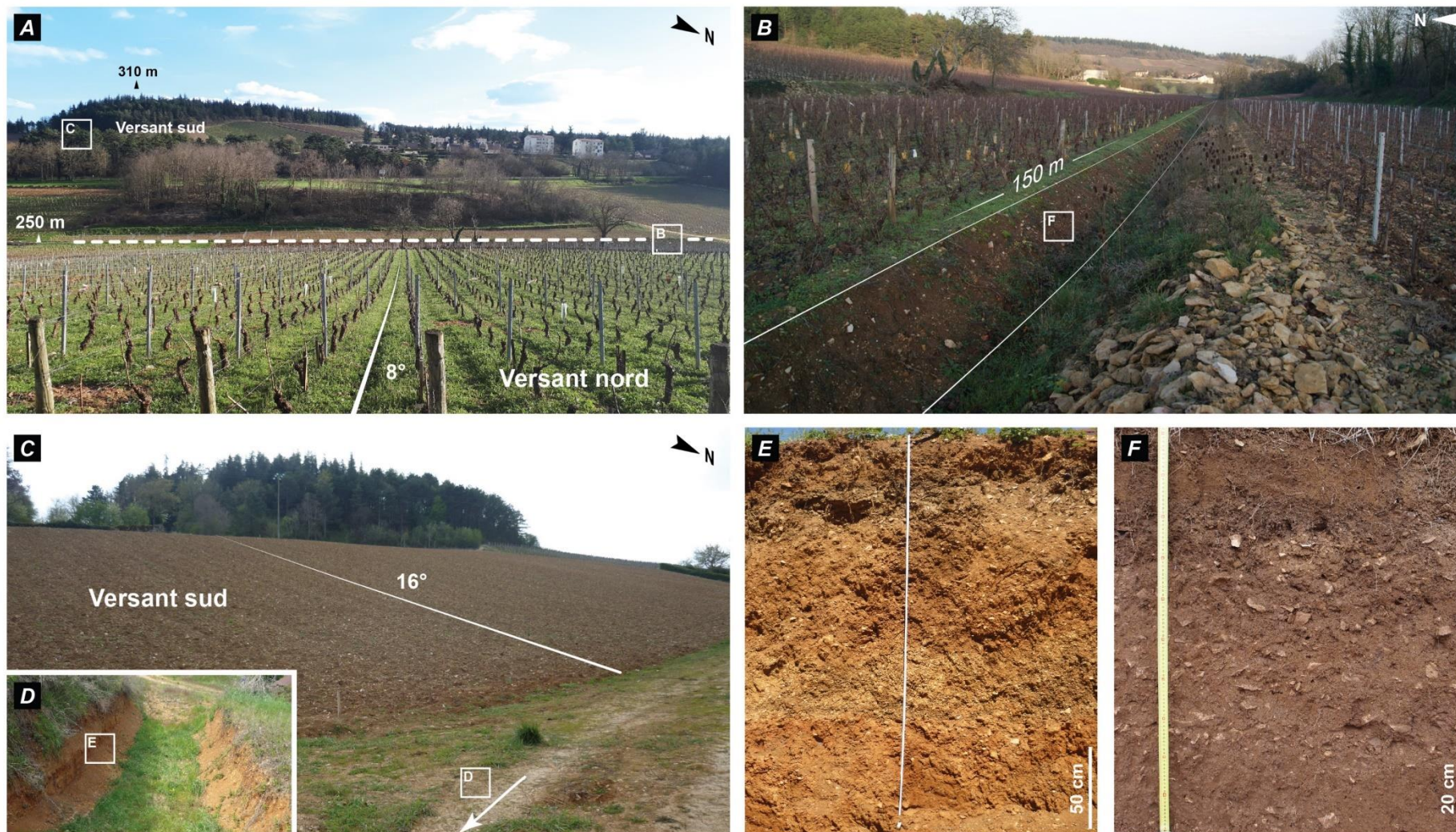


Figure 7.2 : Présentation des coupes stratigraphiques investiguées et de leur contexte topographique. (A) Vue d'ensemble du site du Pont Latin prise depuis le versant directement connecté à la coupe ; (B) Vue longitudinale de la coupe du Pont Latin ; (C) Vue d'ensemble du site de la Voie Romaine prise depuis l'entrée de la zone excavée ; (D) Excavation artificielle à mi-versant ; (E) Coupe de la Voie Romaine ; (F) Exemple d'un profil de la coupe du Pont Latin

En complément à ces deux coupes, des prospections géomorphologiques ont été réalisées le long de sections transversales aux versants nord et sud illustrés sur la Figure 7.2, A. L'objectif est de disposer de données supplémentaires pour identifier les périodes où les dépôts de versant et de fond de vallée entrent en phase et créent un continuum sédimentaire et, à l'inverse, les périodes où ils se désynchronisent et enregistrent des signaux sédimentaires contradictoires. Ce travail a consisté à chercher les formes d'incision dans les fossés, de même que celles offertes par des chantiers afin d'observer les différentes générations de dépôt (Figure 7.3). L'identification des affleurements rocheux a également été effectuée car, comme nous investiguons des versants à la pétrographie différenciée, elle peut permettre de localiser la zone source du matériel sédimentaire enregistré dans les deux coupes. Cette description géomorphologique de terrain détaillée a été complétée par des profils de tomographie électrique pour connaître l'épaisseur des formations superficielles sur les versants et mettre en relation les corps sédimentaires avec ceux observés dans le fond de vallée.



Figure 7.3 : Inventaire et description qualitative des formes d'incision le long des versants. (A) Phases d'aggradation sédimentaire d'une séquence colluviale exhumées lors d'un chantier de construction ; (B) Séquence colluviale située dans un fossé et surmontée par un mur de pierres sèches délabré.

Un chantier de construction a permis l'observation des formations superficielles illustrées sur la photo A. De bas en haut, nous distinguons un dépôt massif de cailloutis anguleux pluricentimétriques englobés dans une matrice limono-argileuse (1), puis la fraction grossière disparaît au profit de limons argileux intégrant des formes de litage frustes et parallèles à la surface topographique (2). Ces deux unités sédimentaires sont séparées sur la majeure partie de la coupe par les vestiges d'un mur de pierres sèches (3).

7.1.1.2 Zone de transfert et d'accumulation

Le rôle de la zone de transfert est d'assurer la fonction de transport des sédiments depuis leur zone de production à l'amont jusque vers leur zone de dépôt à l'exutoire. Elle se caractérise dans le cadre du bassin versant du Giroux par des gradients de pente décroissants et un élargissement progressif de la vallée. Sans présager pour l'heure des

résultats de l'analyse des archives sédimentaires, une telle configuration topographique suggère des relations limitées entre les dynamiques de versant et la dynamique fluviale. Les sites de la Mairie, du Pré Rossignol et de la Roline ont permis d'investiguer cette zone à travers la réalisation de carottages sur les berges du Giroux. Ils fournissent des signaux sédimentaires intermédiaires entre la zone de production et le signal intégrateur de l'ensemble du bassin versant acquis au sein de la zone d'accumulation que nous exposons ci-après.

À proximité de l'exutoire, la pente du talweg s'adoucit davantage ($< 2^\circ$) et la vallée apparaît très évasée, autant d'éléments favorisant une diminution des vitesses d'écoulement et, de façon concomitante, le dépôt des sédiments, d'où le terme d'accumulation pour qualifier cette zone. Ce constat est confirmé par le site de carottage des Vauxloins : distants d'environ 200 m de l'exutoire, il dispose des archives sédimentaires les plus dilatées que nous ayons collectées.

Les différentes archives sédimentaires présentées jusqu'alors constituent donc le support d'investigation de cette étude. Avec l'objectif de renseigner la qualité de la connexion géomorphologique entre les différentes entités fonctionnelles du bassin versant et d'en déduire dans la mesure du possible le rôle de la structure paysagère, une attention particulière a été accordée à la distribution spatiale de ces archives sédimentaires. Il convient à présent de s'intéresser à leur méthode d'analyse qui se focalise sur les sédiments eux-mêmes mais également sur les charbons de bois.

7.1.2 Méthode d'analyse des archives sédimentaires

L'étude des archives sédimentaires a été effectuée en trois temps qui sont résumés dans le schéma de la Figure 7.4. Nous avons tout d'abord cherché à déterminer les stades d'évolution de la cascade sédimentaire par le biais d'une analyse sédimentologique reposant sur l'utilisation de plusieurs proxys (faciès sédimentaire, stratigraphie, granulométrie, matière organique, carbonate de calcium, susceptibilité magnétique).

Ce travail a ensuite été complété par une expertise anthracologique des charbons de bois contenus dans les sédiments afin de disposer de données paléoenvironnementales locales renseignant sur la structuration du paysage passé et pouvant être confrontées aux dynamiques géomorphologiques reconstituées.

La dernière étape de notre approche a consisté à recourir à la méthode de datation par le radiocarbone pour caler chronologiquement les signaux géomorphologiques et paysagers reconstitués, et faciliter leur interprétation à la lumière de forçages climatiques et anthropiques.

Un regard plus attentif sur chacun de ces axes est proposé dans les paragraphes suivants.

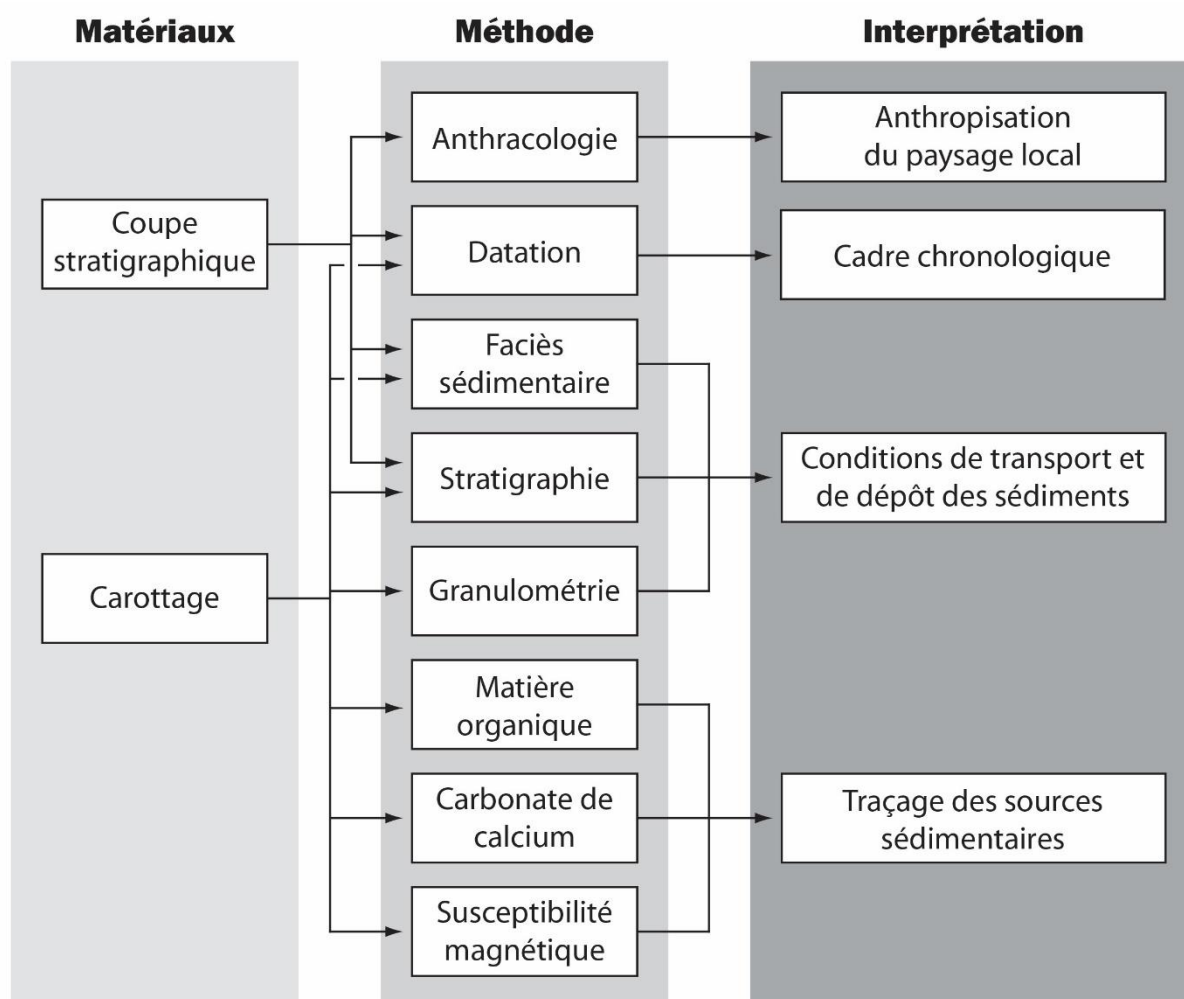


Figure 7.4 : Synthèse méthodologique de l'examen des archives sédimentaires

7.1.2.1 Caractérisation des dynamiques sédimentaires passées

À ce niveau, l'objectif est triple. Premièrement, nous devons identifier sur chaque site les différentes phases de sédimentation, puis voir comment elles se sont succédé dans le temps de façon relative, et enfin caractériser pour chacune d'entre elles si elles relèvent d'une dynamique de transport colluvial ou alluvial. La description de la stratigraphie et des faciès sédimentaires, couplée à des analyses granulométriques, permet de documenter l'ensemble de ces éléments.

Nous cherchons ensuite à préciser l'origine des sédiments accumulés dans les dépôts de fond de vallée afin de voir dans quelle mesure ils interagissent avec les dynamiques de versant. Pour répondre à cette question, la concentration en carbonate de calcium et en matière organique des dépôts ainsi que leur signature magnétique sont examinées.

Enfin, l'ensemble de ces analyses sédimentologiques doit permettre d'établir une chronologie relative des dépôts à l'échelle du bassin versant en déterminant des signaux cohérents d'un site à l'autre pour chaque proxy mais également entre les proxys.

La méthode de détermination des unités sédimentaires à l'intérieur des séquences et la grille de lecture des faciès sédimentaires que nous avons appliquée font l'objet de la première partie de cette section. Les analyses granulométriques sont ensuite présentées dans une seconde partie. Pour finir, nous justifions de l'intérêt de recourir au carbonate de calcium, à la matière organique et à la susceptibilité magnétique pour déceler la contribution des versants à la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux.

◆ Identifier les faciès sédimentaires et les dynamiques géomorphologiques associés

Après ouverture en laboratoire pour les carottages et rafraîchissement sur le terrain pour les coupes, nous avons identifié les unités sédimentaires en mettant en évidence les contacts entre les différentes générations de dépôt d'une même séquence.

Ces unités ont ensuite fait l'objet d'une description à partir des caractéristiques générales de leur faciès (structure, texture, couleur²⁴, éléments organiques, éléments précipités) (Figure 7.5). Une attention particulière a également été accordée aux proportions volumétriques de la fraction grossière (> 2 mm) ainsi que celles des sédiments plus fins (argiles, limons, sables) qui composent la matrice. Les éléments grossiers ont été décrits en mesurant leur diamètre (grand axe) et en caractérisant visuellement leur émoussé et leur organisation. En nous appuyant sur des grilles de lecture établies pour les dépôts colluviaux (Bertran, 2004) et alluviaux (Miall, 1985), la somme de ces données fournit des clés d'interprétation sur les processus géomorphologiques impliqués dans le transport et le dépôt des sédiments.

Nous avons notamment cherché à différencier les éléments arrondis de la fraction grossière témoignant, d'une part, du transport alluvial et, d'autre part, ceux angulaires

²⁴ La couleur du sédiment frais est déterminée à l'aide du code couleur *Munsell Soil Color Charts* (Munsell Color, 1975).

matérialisant le transport colluvial. De plus, les modes de transport colluviaux de forte magnitude (glissement de terrain, coulée de solifluxion, etc.) engendrent principalement des dépôts en masse, conduisant à des diamictons à support matriciel sans structure apparente. Ces formes d'accumulation sédimentaire contrastent avec des matériaux mieux organisés (structure litée et tri granulométrique) déposés par des processus colluviaux moins compétents, tels que le ruissellement diffus, ou par des processus alluviaux.

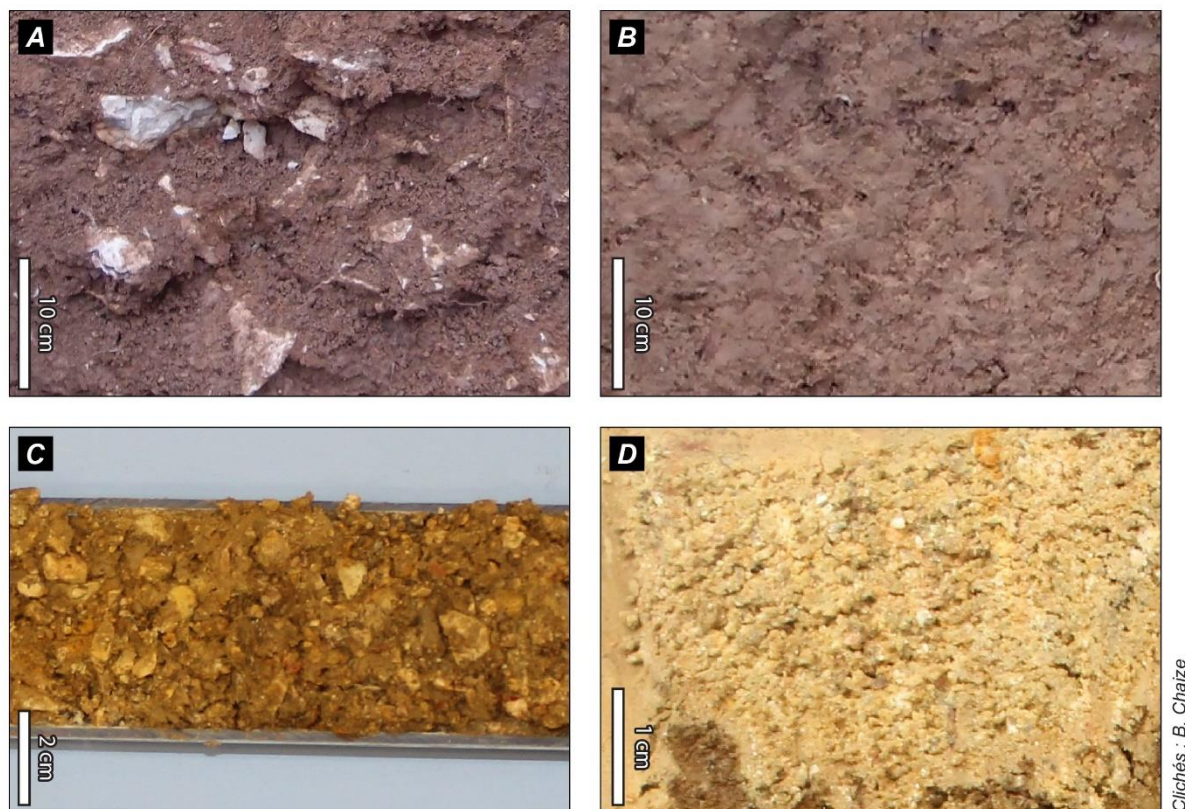


Figure 7.5 : Exemples de faciès observés dans les archives sédimentaires du bassin versant du Giroux. (A) Cailloutis anguleux à limons argileux brun rougâtre ; (B) Limons argileux brun à structure subhorizontale ; (C) Gravier subémoussés à limons sableux brun jaune ; (D) Sables limoneux brun pâle à structure massive

A et B : faciès représentatifs du contexte d'observation sur coupe stratigraphique et associés à des dépôts de versant. C et D : faciès représentatifs du contexte d'observation sur carottage et associés à des dépôts de plaine d'inondation.

Commun à l'ensemble des archives sédimentaires acquises, ce travail associant l'étude de la stratigraphie avec celle des faciès sédimentaires a été complété pour les carottages par des analyses granulométriques afin d'affiner l'interprétation des signaux géomorphologiques mis en évidence.

◆ Comprendre les modalités de transport et de dépôt de sédiments

Pour reprendre la définition de Coque (1988), la granulométrie est l'étude de la fréquence des sédiments selon leur taille à l'intérieur d'une formation sédimentaire. Elle apporte des informations sur les modes de transport et les conditions de dépôt des sédiments, et constitue donc une étape complémentaire à la description de la stratigraphie et des faciès sédimentaires.

Protocole de préparation des échantillons

Nous avons choisi de positionner en annexe le protocole de préparation des échantillons (Annexe VIII) et de ne conserver ici que les principales étapes :

- Les échantillons prélevés sur les unités sédimentaires subissent tout d'abord une attaque à l'eau oxygénée (H_2O_2) afin de détruire la matière organique qui lie les particules entre elles et risquerait ainsi de biaiser les résultats ;
- Une seconde attaque avec du chlorure de potassium (KCl) vise à éliminer les ions calciums (Ca^{2+}) responsables de la cohésion des sédiments fins entre eux, notamment les argiles ;
- La dispersion des sédiments s'achève par la dilution des échantillons dans une solution d'hexamétaphosphate de sodium ($(NaPO_3)_6$) à 0,5 % ;
- Dans un dernier temps, la taille des sédiments est mesurée au moyen d'un granulomètre laser *Malvern Mastersizer Hydro 2000* sur une gamme de 0,02 μm à 2 mm.

Choix des indices granulométriques

Partant des résultats bruts livrés par le granulomètre laser, plusieurs indices granulométriques ont été calculés :

- La texture désigne la proportion relative des trois fractions fines (argiles, limons, sables) au sein d'un même échantillon et se représente sous la forme de courbes de fréquences cumulées ;
- Le médiane (D50) indique la taille centrale des sédiments d'un échantillon, de sorte que 50 % ont une valeur inférieure ou égale et 50 % ont une valeur supérieure ou égale ;
- Le D90 (dernier décile) correspond à la taille des sédiments représentant 10 % de la population totale d'un échantillon, en démarrant par les éléments les plus grossiers vers les plus fins.

Les deux premiers indices ont été choisis pour donner un aperçu général de la distribution granulométrique des sédiments, alors que le troisième a retenu notre attention pour sa capacité à caractériser des phases de dépôt de sédiments grossiers pouvant suggérer des processus géomorphologiques compétents en matière d'énergie de transport.

◆ Identifier l'origine des sédiments piégés

Pour faire émerger les propriétés de connectivité de la cascade sédimentaire, nous proposons de compléter notre méthode d'analyse par un traçage de l'origine des sédiments accumulés dans les sites de carottage investigués selon une démarche « *source to sink* ». Ce travail a été effectué en deux temps :

- Nous avons tout d'abord cherché à déterminer l'évolution de la teneur en matière organique et en carbonate de calcium des dépôts par la méthode de la perte au feu ;
- Une étude de leurs propriétés magnétiques a ensuite été réalisée.

Les analyses géochimiques par spectrométrie de fluorescence des rayons X (XRF) ont également fait partie de notre champ d'investigation pour recueillir des données quant à l'origine des sédiments stockés dans les carottages. Les résultats ont permis de déceler un potentiel, mais la construction de référentiels s'est révélée incompatible avec le calendrier de cette thèse.

Dosage de la matière organique et des carbonates de calcium

La mesure de la teneur en carbonate de calcium (CaCO_3) des sédiments est apparue judicieuse du fait que les versants dans la partie médiane du bassin versant sont essentiellement sous-tendus par des calcaires et des marnes. Dès lors, cette substance minérale peut être considérée comme un marqueur susceptible de fournir des informations sur les apports de versant dans les dépôts de fond de vallée. Ce point de vue converge notamment avec Antoine (1997) qui assimile les concentrations en carbonate de calcium dans le fond de vallée à des phases d'exacerbation de l'érosion des versants crayeux du bassin de la Somme au cours de l'Holocène. Nous rejoignons également Lespez (2012) qui associe les dépôts riches en carbonates dans les vallées grecs du Strymon et de l'Angitis au produit de l'érosion des formations superficielles de versant développées sur des marbres ou des formations néogènes marno-calcaires.

L'accent a aussi été mis sur l'estimation de la teneur en matière organique pour documenter des phases de calme géomorphologique où l'apport des sources sédimentaires serait réduit, permettant ainsi le développement de la végétation dans le fond de vallée.

De nombreux auteurs considèrent en effet le taux de matière organique du matériel sédimentaire comme un marqueur du dynamisme géomorphologique d'un milieu : plus les valeurs sont élevées, plus les conditions sont calmes (Salomon, 2013 ; Delile, 2014).

La méthode de la perte au feu, suivant le protocole mis au point par Heiri *et al.* (2001), a été appliquée pour estimer les teneurs en carbonate de calcium et en matière organique des sédiments (Annexe IX).

L'utilisation de ces deux proxys est associée à l'étude de la susceptibilité magnétique qui constitue également un bon traceur de l'origine des matériaux. À la différence des carbonates de calcium, elle permet de cibler à la fois la contribution des versants mais également celle de la tête de bassin, soit l'ensemble des sources sédimentaires du bassin versant.

Mesure de la susceptibilité magnétique

Le recours à la susceptibilité magnétique volumique s'est considérablement développé pour spatialiser les sources des différentes générations de dépôts conservées dans les archives sédimentaires (Thompson & Morton, 1979 ; Oldfield *et al.*, 1989 ; David *et al.*, 1998 ; Vannière *et al.*, 2000 ; Ghilardi, 2007 ; Purdue, 2011). Un tel intérêt réside dans le fait que le potentiel magnétique des formations superficielles est principalement conditionné par le substrat rocheux sur lesquelles elles reposent initialement, autrement dit avant d'être remaniées par le biais de processus érosifs (Benech, 2000).

Les caractéristiques géologiques de la zone de production du bassin versant du Giroux sont complexes (cf. chapitre 2§2.2.1.2). Nous pouvons toutefois en distinguer quatre principaux types : les marnes, les calcaires, les grès et les granites. Les deux premiers sont composés majoritairement de carbonate de calcium et concentrés dans la partie médiane du bassin versant, tandis que les deux derniers sont riches en quartz et caractéristiques de la tête de bassin. Dans ce contexte, le comportement diamagnétique des sédiments retient notre attention (Figure 7.6). Caractérisé par des valeurs de susceptibilité magnétique très faibles voire nulles dans certains cas, il peut témoigner d'une phase d'accumulation sédimentaire riche en carbonate de calcium et/ou en quartz (Dearing, 1999).

Les mesures ont été réalisées à l'aide d'un susceptibilimètre de type *Bartington MS2*, connecté à une sonde portative de type *MS2E*, et se fondent sur le protocole décrit dans l'Annexe X.

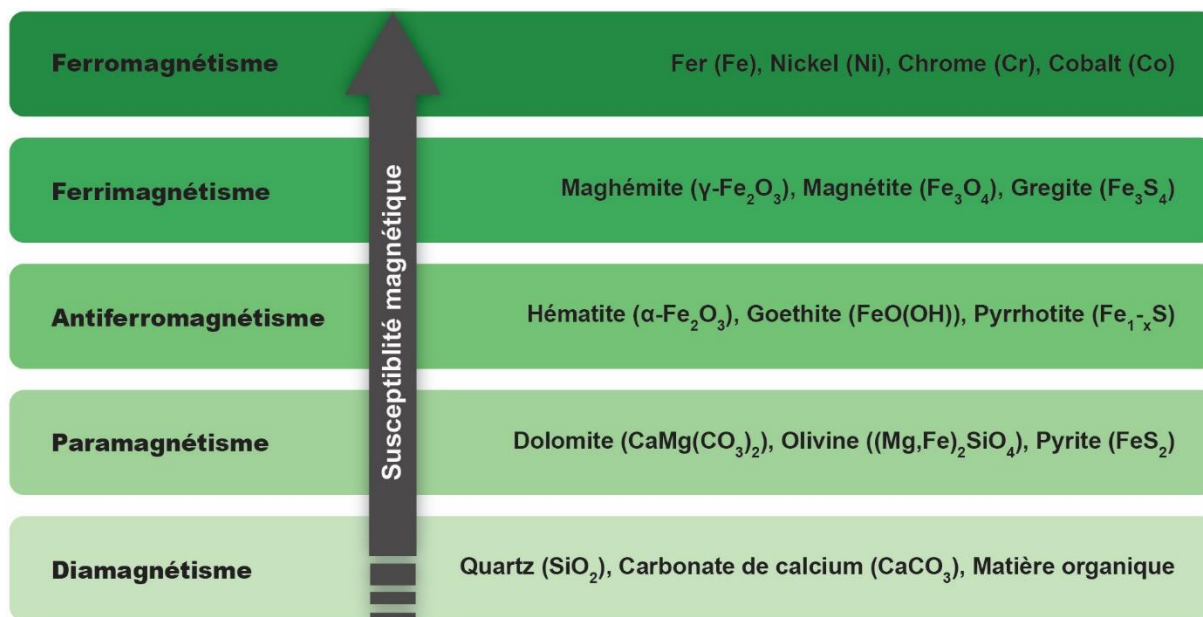


Figure 7.6 : Variation de l'intensité du signal magnétique selon la teneur en éléments ferreux dans le matériel sédimentaire (modifié d'après Dearing, 1999)

Si les analyses sédimentologiques présentées jusqu' alors doivent permettre de formaliser le fonctionnement de la cascade sédimentaire dans l'espace et le temps, nous avons évoqué à plusieurs reprises la volonté de le mettre en parallèle avec la structuration du paysage passé. Il s'agit de voir son influence sur les phases où les dynamiques géomorphologiques opèrent des relais de processus efficaces, permettant l'exportation des sédiments jusqu'à l'exutoire, et les phases où les relais se bloquent, créant des piégeages sédimentaires au sein du bassin versant. Pour cela, nous avons eu recours à une étude anthracologique des charbons de bois.

7.1.2.2 L'anthracologie comme marqueur de l'anthropisation des paysages passés à une échelle locale

Au même titre que le signal géomorphologique, la reconstitution du signal paysager à une échelle fine constitue le fondement de notre travail dans la mesure où il doit permettre de comprendre les perturbations occasionnées par la structure paysagère sur la connectivité de la cascade sédimentaire. Ce constat nous amène à présenter l'intérêt de l'anthracologie dans le cadre de cette étude, puis à discuter de la représentativité des assemblages anthracologiques étudiés qui conditionne la lecture des résultats et de leur interprétation. Pour finir, nous montrons comment les charbons sont identifiés taxonomiquement en laboratoire après avoir été collectés *in situ*.

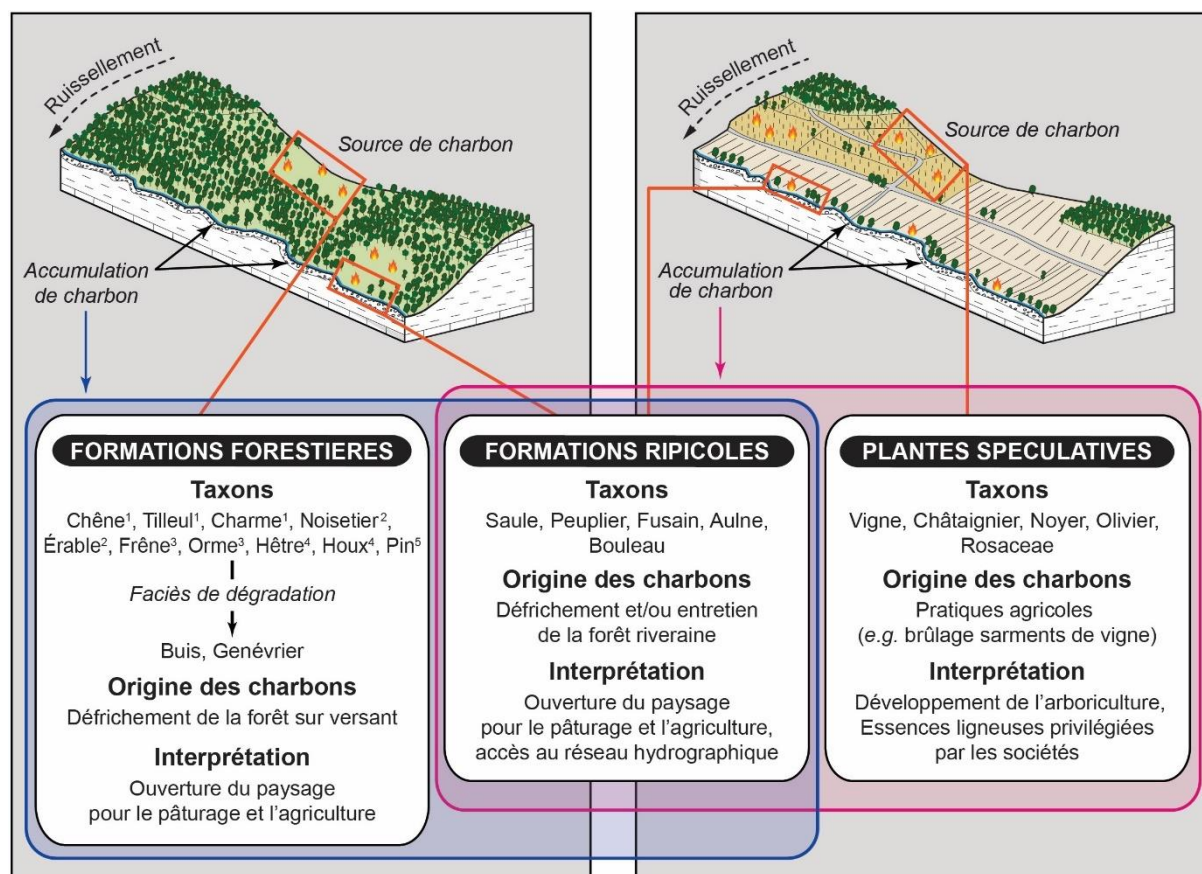
Avant de développer cette méthodologie, nous souhaitons préciser que l'argument scalaire énoncé dès le titre de cette section a été central dans notre décision de privilégier

l'anthracologie à la palynologie. En effet, comme le mentionnent Galop *et al.* (2003), la représentativité spatiale des signaux polliniques est très variable (extra-régionale à locale). À cela s'ajoute le fait que la vigne est un faible pollinisateur, rendant ce taxon difficilement perceptible voire inexistant dans les analyses polliniques (Gauthier, 2000 ; Laine *et al.*, 2010). Nous précisons toutefois qu'une analyse palynologique a été conduite sur le sondage carotté le plus profond avec l'objectif de documenter les fluctuations climatiques passées. Les échantillons envoyés en prestation se sont tous révélés stériles. Des phénomènes d'oxydation des sédiments sont invoqués pour expliquer la mauvaise conservation du matériel pollinique.

◆ **Le potentiel informatif des charbons**

Dans une visée paléobotanique, en plus de documenter les changements d'aire de distribution des essences ligneuses (Carcaillet & Thinon, 1996 ; Carnelli *et al.*, 2004 ; Cunill *et al.*, 2012) et l'évolution du régime des feux (nature, fréquence et extension) (Talon *et al.*, 2005 ; Payette *et al.*, 2012 ; Vannièrre *et al.*, 2016), les charbons archivés dans les sédiments sont révélateurs de la végétation ligneuse locale qui a été brûlée par les communautés humaines, tout en y associant bien souvent une composante spatiale forte (Théry-Parisot, 2001 ; Dambrine *et al.*, 2007 ; Bal *et al.*, 2015). À ce titre, les charbons peuvent être subdivisés en trois types (Dutoit *et al.*, 2009) (Figure 7.7) :

- les charbons de formations forestières de versant, parmi lesquels l'occurrence d'essences héliophiles (genévrier, noisetier, pin, etc.), peuvent témoigner d'une ouverture du paysage dans un contexte d'extension spatiale des activités agropastorales ;
- les charbons de formations ripicoles suggèrent une exploitation du fond de vallée et/ou une volonté d'entretenir les forêts riveraines pour faciliter l'accès au cours d'eau ;
- les charbons de plantes spéculatives documentent les ressources agricoles ligneuses privilégiées par les sociétés (vigne, châtaignier, olivier, etc.).



1. Chêneaie caducifoliée ; 2. Héliophile ; 3. Semi-hygrophile ; 4. Climat montagnard humide ; 5. Climat montagnard sec

Figure 7.7 : Éléments d'interprétation des données anthracologiques à l'échelle d'un versant

La vigne, qui revêt une importance particulière dans le cadre de ce travail où nous souhaitons préciser l'ancienneté du caractère viticole du bassin versant du Giroux, peut être considérée comme sauvage (*Vitis vinifera* subsp. *sylvestris*) ou domestiquée (*Vitis vinifera* subsp. *vinifera*). Nous adoptons par la suite, pour plus de commodité, les termes *Vitis sylvestris* et *Vitis vinifera* pour désigner ses deux sous-espèces. Sur le plan anthracologique, les caractéristiques anatomiques du charbon de vigne n'autorisent pas la discrimination entre la forme sauvage et la forme cultivée. Il convient donc d'établir si le charbon est situé en contexte de versant, où *Vitis sylvestris* se trouve en dehors de sa niche écologique, qui correspond aux milieux frais et humides de fond de vallée (Levadoux, 1956). Comme le produit de la taille annuelle de la vigne fournit de grandes quantités de bois qui sont brûlées depuis l'époque romaine (Amouretti, 1988), les principales étapes du développement de la viticulture dans le bassin versant du Giroux peuvent potentiellement être documentées par une analyse anthracologique des charbons de bois.

Pour utiliser les charbons comme une clé de lecture des formes d'organisation spatiale des paysages passés à une échelle fine, il apparaît essentiel de s'interroger sur la représentativité des assemblages anthracologiques étudiés.

◆ Représentativité des assemblages anthracologiques

Les coupes se sont révélées riches en charbons et ont été privilégiées pour cette expertise anthracologique. De plus, elles sont au plus près des versants pour la Voie Romaine et du fond de vallée pour le Pont Latin. Dans l'optique de cerner la représentativité de l'anthracocénose étudiée sur ces deux coupes, nous identifions les conditions d'enfouissement qui pourraient perturber la lecture des signaux paysagers reconstitués, déterminons la résolution spatiale et l'origine naturelle ou anthropique des charbons identifiés, puis discutons de la diversité taxonomique attendue.

Compte tenu de la localisation des coupes sur un versant (Voie Romaine) ou au contact d'un versant (Pont Latin), l'intégration dans le sol des charbons résulte principalement de processus de bio-pédoturbation et/ou de colluvionnement post-combustion pouvant aboutir à des migrations verticales qui altèrent la qualité de l'interprétation des spectres anthracologiques (Delhon, 2005).

Au-delà de ces considérations taphonomiques, nous assimilons les charbons à la végétation ligneuse locale en raison de leur taille supérieure à 0,5 mm qui les rend difficilement transportables par voie aérienne (Lynch *et al.*, 2004 ; Peters & Higuera, 2007).

Nous plaignons par ailleurs pour une origine anthropique de l'anthracocénose étudiée. Plusieurs travaux ont en effet montré que le régime des feux à partir du Néolithique final est essentiellement contrôlé par les communautés humaines dans le centre-est de la France (Vannière & Laggoun-Défarge, 2002 ; Vannière & Martineau, 2005 ; Doyen, 2012). Or, le cadre chronologique de ce travail est limité aux cinq derniers millénaires et ne dépasse pas le Néolithique final qui semble débiter vers 3 200 cal. BC à l'échelle régionale (Gauthier, 2004 ; Jouffroy-Bapicot, 2010).

Enfin, l'assemblage anthracologique de plus de 170 fragments de la coupe du Pont Latin constitue une bonne représentation de l'ensemble de la végétation ligneuse incendiée (Delhon, 2006). En revanche, celui extrait de la coupe du Pont Latin étant plus de cinq fois moindre (32 fragments), il provient en premier lieu des essences dont la biomasse est la plus importante (*ibid.*). Les assemblages anthracologiques à notre disposition sont donc hétérogènes en matière de diversité taxonomique, mais leur protocole de collecte sur le terrain et d'analyse en laboratoire est similaire.

◆ De la collecte de terrain à l'identification taxonomique en laboratoire

L'analyse des charbons s'appuie sur le protocole proposé par Delhon (2005) dont le déroulé est présenté en détail en annexe (Annexe XI). En résumé, un échantillon de huit litres de sédiment est prélevé au centre de chaque unité sédimentaire. Certains charbons affleurant sont collectés *in situ* en prenant soin de noter leur position. En laboratoire, après une étape de défloculation, les échantillons font l'objet d'un tamisage puis les charbons sont collectés sous une loupe binoculaire où ils sont dissociés des autres résidus organiques et éléments minéraux contenus dans les refus de tamis.

Il s'agit ensuite de procéder à l'identification taxonomique des charbons. Ce travail a été réalisé au sein de l'UMR 7264 CEPAM de Nice sous la direction d'I. Théry-Parisot et de C. Delhon. Chaque charbon est déterminé au niveau taxonomique le plus fin possible (généralement à l'espèce ou au genre) par observation des structures anatomiques sous un microscope optique à lumière réfléchie (Figure 7.8). Ces dernières sont comparées à celles décrites et illustrées dans des atlas d'anatomie du bois (Schweingruber, 1990 ; Vernet *et al.*, 2001) ainsi qu'à celles de bois carbonisés d'une collection de référence²⁵.

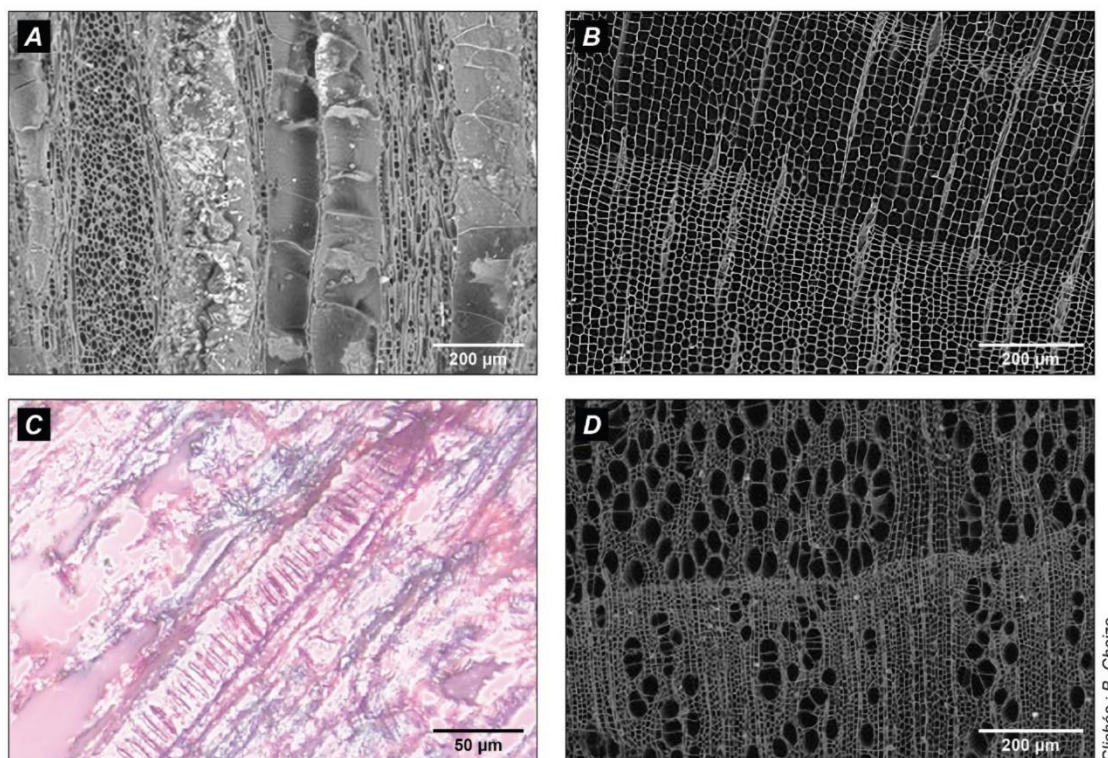


Figure 7.8 : Vues microscopiques de charbons issus de la coupe du Pont Latin. (A) Plan longitudinal-tangential de chêne (*Quercus* sp.) ; (B) Plan transversal de pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) ; (C) Plan longitudinal-tangential de vigne (*Vitis* sp.) ; (D) Plan transversal de noisetier (*Corylus avellana*)

²⁵ Anthracothèque de l'UMR 7264 CEPAM.

La mise en évidence de la structuration du paysage passé reste cependant insuffisante pour l'interprétation des stades d'évolution de la cascade sédimentaire. Un calage chronologique adéquat est également nécessaire pour discuter de la pertinence du forçage anthropique, dans le cas où les données anthracologiques sont lacunaires, et du forçage climatique. Par conséquent, le dernier volet de notre méthodologie est axé sur la méthode de datation utilisée.

7.1.2.3 La construction d'un cadre chronologique

L'établissement d'un cadre chronologique bien contraint constitue une étape incontournable de notre travail avec deux objectifs identifiés :

- Le premier est d'ordre général, s'agissant de caler chronologiquement les différentes séquences d'accumulation sédimentaire et les tendances taxonomiques dominantes révélées par les données anthracologiques, afin de pouvoir les relier à des périodes d'occupation ou de fluctuation climatique ;
- Le second est plus spécifique, dans la mesure où il s'agit d'identifier des périodes chronoculturelles, pour en déduire les techniques agricoles associées d'après la littérature scientifique.

Nous justifions tout d'abord le choix des méthodes de datation utilisée : celles-ci reposant sur (i) l'ordonnement des unités sédimentaires les unes par rapport aux autres et (ii) la mesure de la concentration en carbone 14 (^{14}C) contenue dans la matière organique. De là nous rappelons les stratégies d'échantillonnage et la méthode de calibration employée une fois la concentration en ^{14}C des échantillons mesurée. Nous abordons enfin les limites de la méthode de datation par le radiocarbone qui conditionnent la lecture de nos résultats et leur interprétation.

◆ Présentation des méthodes de datation utilisées

Premièrement, nous avons constamment eu recours à la méthode de datation relative fondée sur des relations d'antéropostérité (principe de superposition) entre les unités sédimentaires.

Deuxièmement, la présence de matière organique dans les archives sédimentaires a montré d'emblée des opportunités de datation absolue par le radiocarbone. Cependant, en raison de la faible quantité de carbone disponible pour chaque échantillon à dater et de la période chronologique ciblée (cinq derniers millénaires), nous avons eu recours à la

méthode de datation par le radiocarbone avec spectrométrie de masse par accélérateur (SMA ou AMS en anglais pour *Accelerator Mass Spectrometry*).

Nous précisons que les archives sédimentaires étudiées n'ont pas fourni de matériel archéologique en dehors de leur partie sommitale. Par conséquent, la construction du cadre chronologique de cette étude se limite aux deux méthodes de datation présentées précédemment.

◆ **Stratégie d'échantillonnage et mesure de la concentration en carbone 14**

Pour chaque archive sédimentaire, l'échantillonnage doit répondre à un double objectif :

- être autant que possible régulièrement distribué entre la base et le sommet ;
- cibler les principales zones de transition observées dans les signaux géomorphologiques et anthracologiques reconstitués.

Les datations ont été réalisées sur des charbons, à l'exception d'une effectuée sur une graine. Hormis ceux provenant d'une étude préliminaire précédent ce travail, les échantillons ont été identifiés taxonomiquement préalablement à leur datation. Au total, 37 échantillons ont été prélevés et envoyés à la *Queen's University* de Belfast (code « UBA ») en Irlande du Nord et au *Radiocarbon laboratory* de Poznan (code « Poz ») en Pologne. Le Centre de datation par le radiocarbone de Lyon a également été sollicité dans le cadre du programme ARTEMIS. Plusieurs échantillons y ont été préparés avant qu'ils soient envoyés au Laboratoire de mesure du carbone 14 de Saclay (code « Lyon »).

Pour tenir compte des variations temporelles du taux de ^{14}C atmosphérique, les âges mesurés en années BP (*before present*)²⁶ dans les laboratoires de datation ont été calibrés avec un intervalle de confiance de 99,7 % (2σ) à l'aide du programme OxCal (version 4.4.) et de la courbe de calibration « IntCal20 » (Reimer *et al.*, 2020). Les résultats sont rassemblés dans le chapitre suivant et présentés par archive sédimentaire, au plus proche de la description et de la discussion des signaux géomorphologiques et anthracologiques, afin de permettre une lecture plus aisée. Les âges sont exprimés en années BC (avant J.-C.) et AD (après J.-C.).

²⁶ Date comptée à rebours à partir de l'année 1950, qui constitue par convention la date du présent.

◆ Limites de la méthode

Bien que le recours aux datations par la méthode du radiocarbone soit adapté à ce travail, il n'en demeure pas moins que quelques précautions doivent être prises. Nous ne revenons pas sur le cas du remaniement qui tend à perturber, voire à inverser la chronologie des dépôts, et que nous avons déjà évoqué lors de la présentation des processus taphonomiques pouvant affecter les assemblages anthracologiques étudiés. En prévision de la lecture des résultats et de leur interprétation, nous souhaitons revenir sur trois points.

Le premier porte sur la nature du matériel daté. Les charbons constituent une source d'incertitude chronologique en raison de l'« effet vieux bois ». Selon que le charbon provient du bois de cœur (duramen) ou du bois périphérique (aubier) de l'arbre, l'âge peut, en fonction de l'espèce, varier de plusieurs dizaines à plusieurs centaines d'années (Stouvenot *et al.*, 2013). Ce phénomène incite à la prudence quant aux datations que nous avons pratiquées sur des espèces à grande longévité comme le chêne.

Le deuxième concerne le problème des paliers ou âges plateaux sur la courbe de calibration, pendant lesquels la teneur du ^{14}C atmosphérique reste strictement constante, si bien qu'une date calibrée peut correspondre à un vaste intervalle chronologique (Fontugne, 2004). L'imprécision originelle des datations par la méthode du radiocarbone se trouve alors accentuée. Au vu de la profondeur temporelle donnée à cette étude, le plateau du premier âge du Fer, situé entre 800 et 400 cal. BC, nous concerne tout particulièrement.

Enfin, la méthode de datation utilisée ne nous permet que de donner un *terminus post quem*²⁷ à la genèse des processus géomorphologiques identifiés (ruissellement, mouvement de masse, etc.). Dater un charbon revient en effet à dater le temps écoulé depuis la mort des cellules végétales, et non pas depuis la remobilisation des sédiments dans lesquels le charbon a été piégé.

En conclusion, notre travail accorde une place centrale aux archives sédimentaires, et notamment à la reconstitution autant spatialisée que possible de leurs signaux géomorphologiques et paysagers, calés chronologiquement par la méthode du radiocarbone. Nous proposons de compléter les apports des archives sédimentaires en

²⁷ Date la plus ancienne à laquelle le processus géomorphologique a pu se produire.

discutant de manière détaillée les implications potentielles de la structuration du paysage sur cette évolution.

Le modèle InVEST SDR permet d'avancer sur ce point. Plusieurs études ont déjà modélisé l'évolution de la production et de l'exportation sédimentaire dans une démarche prospective à partir de la reconstitution de scénarios paysagers et climatiques futurs (e.g. Boardman & Favis-Mortlock, 1993 ; Yang *et al.*, 2003 ; López-Vicente *et al.*, 2013). En revanche, plus rares sont les études qui abordent ce sujet dans une démarche temporelle inverse à cause du manque de données à disposition (Peeters, 2007 ; Ward *et al.*, 2009 ; Notebaert *et al.*, 2011). L'enjeu est ainsi d'ordre méthodologique puisqu'il s'agit de calibrer le modèle InVEST SDR en vue de l'adapter aux conditions socio-environnementales de différentes périodes de l'Holocène.

Les résultats doivent permettre (i) de proposer une synthèse sur le bassin versant du Giroux en comparant les périodes entre elles quant au rôle des techniques culturales et de la mosaïque paysagère dans la production et l'exportation sédimentaire, (ii) de déduire l'augmentation ou la diminution relative de la susceptibilité à l'érosion et des transferts sédimentaires à l'exutoire par rapport à un référentiel actuel, (iii) de repositionner les observations issues des archives sédimentaires, qui restent ponctuelles dans l'espace, et ce même si elles sont choisies pour représenter un échantillonnage des différents types de contexte géomorphologique, et (iv) de comparer le potentiel érosif du bassin versant avec les environnements de dépôt documentés à partir des archives sédimentaires.

7.2. Modéliser l'évolution de la susceptibilité à l'érosion et des transferts sédimentaires du bassin versant du Giroux

Le modèle InVEST SDR, dont les fondements théoriques ont été présentés dans le chapitre 4, permet de proposer une modélisation diachronique de la production (RUSLE) et de l'exportation sédimentaire (IC et SDR) du bassin versant du Giroux, tout en proposant une grille de lecture pour décrire la structure paysagère et ses effets sur le fonctionnement de la cascade sédimentaire. L'équation RUSLE permet de hiérarchiser les facteurs qui déterminent le niveau de la production sédimentaire, et de discuter quels paramètres font évoluer cette production au cours du temps. L'IC et le SDR qui se

focalisent sur les modalités de transfert permettent quant à eux d'inventorier les effets de barrière ou encore les zones tampons qui vont moduler les qualités de connectivité.

Le recours à ce modèle dans une telle démarche se justifie par un triple avantage : (i) il dispose de référentiels actuels pour le bassin versant, (ii) il est spatialement explicite, ce qui permet d'intégrer la structure paysagère comme facteur d'évolution de la cascade sédimentaire, et (iii) la structuration souple du modèle (différents facteurs indépendants) permet l'intégration de données historiques à des résolutions variables.

Dès lors que nous avons justifié le choix des différentes périodes socio-environnementales ciblées pour ce travail, il convient de présenter les protocoles mis en œuvre afin d'acquérir les données d'entrée nécessaires à la modélisation de la production et de l'exportation sédimentaire pour chacune de ces périodes.

7.2.1 Choix des périodes socio-environnementales étudiées

Nous avons retenu cinq périodes socio-environnementales en insistant sur des seuils majeurs avérés ou potentiels dans l'histoire de l'anthropisation du bassin versant du Giroux (Tableau 7.2). Certains d'entre eux ont été suggérés lors du traitement statistique des données archéologiques de la région de Mercurey (cf. chapitre 2§2.3.1). Richement documentée, en particulier pour les modes d'occupation du sol, la période contemporaine au sens que lui donnent les historiens, autrement dit celle qui va du XIX^e au XXI^e siècle, autorise une subdivision en quatre dates. Hormis le cas de la période contemporaine, nous portons notre attention sur des intervalles chronologiques correspondant à des périodes socio-environnementales entières.

Période / Date (cal. BC/AD)	Seuil d'anthropisation	Références
Mésolithique (5 500 - 9 700 BC)	Stade pré-anthropisation	Argant et al., 2011
Premier âge du Fer (500 - 750 BC)	Ouverture croissante du couvert forestier au profit des besoins agropastoraux	Chaize et al., 2021a, b
Haut-Empire romain (120 BC - 300 AD)	Apparition de la viticulture	Garcia et al., 2010
Moyen Âge central (900 - 1 300 AD)	Mise en vigne des versants	Garcia, 2011a
1828 AD	Extension maximale du vignoble	Legouy, 2006
1953 AD	Vignoble enfriché d'après-guerre	Magnien, 2002
1984 AD	Monoculture viticole intensive	Cossart et al., 2021
2018 AD	Vignoble actuel avec gestion de l'hydraulique de versant	Fressard et al., 2017

Tableau 7.2 : Dates et périodes investiguées dans le cadre de la modélisation diachronique de la production et de l'exportation sédimentaire du bassin versant du Giroux

La chronologie des périodes proposée repose sur des publications régionales (Gauthier, 2004 ; Jouffroy-Bapicot, 2010) ainsi que sur une référence à plus petite échelle (moitié sud de la France : Berger et al., 2019).

Afin de discuter les conséquences de l'anthropisation sur la susceptibilité à l'érosion et les transferts sédimentaires, nous tenons à mettre en perspective les sept périodes de l'Holocène récent retenues avec un état antérieur considéré comme non anthropisé, d'où le choix du Mésolithique comme point de départ de ce travail de modélisation diachronique.

7.2.2 Application de l'équation RUSLE dans une démarche diachronique

Nous détaillons ici la calibration des différents facteurs de l'équation RUSLE aux conditions socio-environnementales de chacune des dates et périodes ciblées (Figure 7.9). Pour cela, nous présentons les données retenues pour chacun de ces facteurs et, lorsque cela est nécessaire, la méthode de travail utilisée pour leur acquisition.

Par manque de données disponibles sur les paramètres du facteur K (érodibilité du sol) au-delà de la période actuelle, nous émettons l'hypothèse que ce facteur est constant au cours du temps. Nous rejoignons en cela Ward *et al.* (2009).

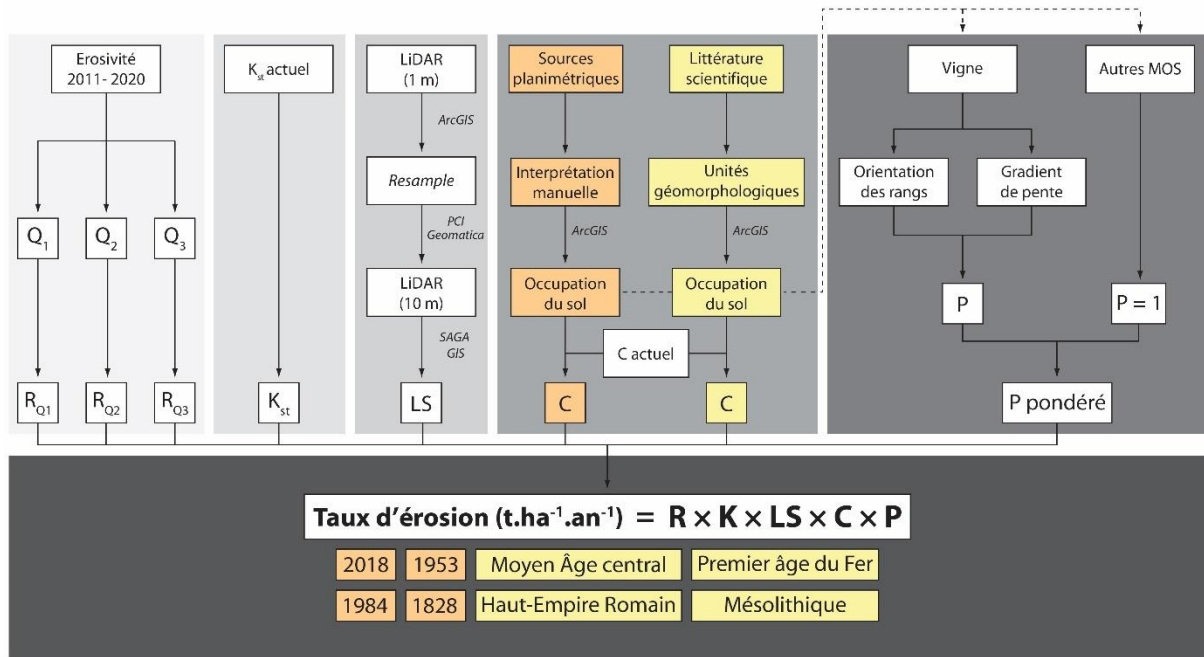


Figure 7.9 : Paramétrage de l'équation RUSLE en vue d'étudier l'évolution de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux dans le temps long

7.2.2.1 Une topographie dépourvue des modifications anthropiques

Pour ce travail de modélisation, la topographie est considérée comme constante. En effet, les archives sédimentaires révèlent l'absence de dilatation et donc de remodelage majeur de la topographie. Le facteur LS actuel est alors appliqué à l'ensemble des dates et périodes étudiées. Cependant, la résolution très fine du MNT LiDAR utilisé jusqu'à alors, issu de données LiDAR à une résolution d'1 m acquises en 2015, permet d'intégrer de nombreuses infrastructures anthropiques (routes, fossés, bâti, etc.) qui doivent nécessairement être écartées pour ce travail de modélisation diachronique, sous peine d'introduire des biais anachroniques. Ainsi, le choix a été fait de travailler à partir de ce même MNT LiDAR, mais dont la résolution a été dégradée et les infrastructures anthropiques supprimées. Pour cela, trois types de routine ont été appliqués :

- (1) Rééchantillonnage : la résolution initiale de 1 m a été rééchantillonnée à 10 m pour lisser les artéfacts observés ;
- (2) Filtrage local : un filtrage local a été appliqué dans une zone tampon de 20 m autour des routes et des chemins afin de supprimer les talus qui leur sont parfois associés. Pour cette opération, nous avons utilisé les outils d'édition de MNT « Terrain filters » et « Pit and bump filters » de PCI Geomatica ® ;

(3) Filtrage global : les derniers artefacts ont été supprimés et le MNT lissé avec l'outil « *Remove noise filter* » de PCI Geomatica ®.

Nous obtenons un MNT considéré comme non anthropisé (Figure 7.10), à partir duquel le facteur LS est calculé selon la même procédure que celle décrite dans le chapitre 4.

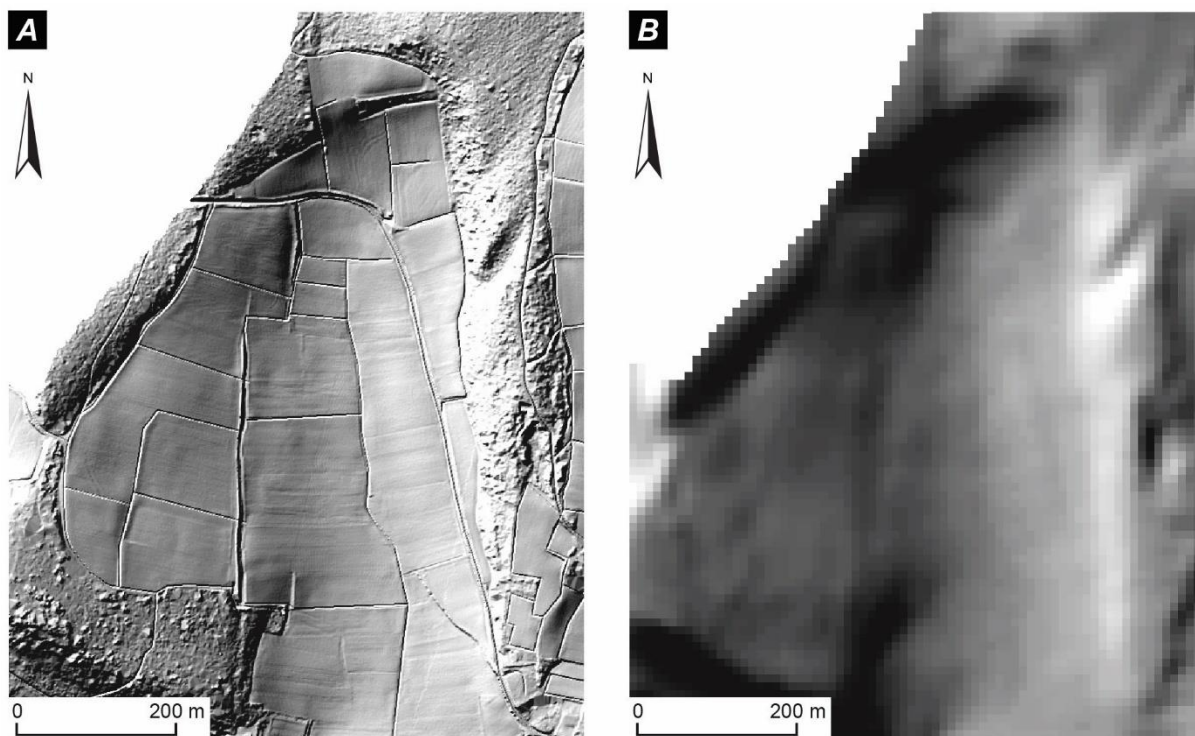


Figure 7.10 : Construction d'un MNT non anthropisé en guise de support topographique commun à l'ensemble des périodes modélisées, zoom sur le sous-bassin versant des Vaux. (A) Vue en ombrage du MNT LiDAR 1 m incluant le réseau viaire ; (B) Vue en ombrage du MNT 10 m considéré comme non anthropisé

7.2.2.2 Différents scénarios d'érosivité des pluies

Tout comme pour le facteur topographique, nous travaillons à partir d'une érosivité des pluies constante entre les dates et périodes étudiées, mais déclinée selon trois scénarios différents afin de constituer une courbe enveloppe englobant l'ensemble de la variabilité entre le Mésolithique et la période actuelle. Les scénarios ont été établis à partir des valeurs d'érosivité annuelles estimées pour la période 2011 - 2020 (cf. chapitre 4§4.2.2.1) et dont nous nous sommes servis pour calculer le facteur R utilisé dans l'équation RUSLE appliquée pour la période actuelle. À partir de cette chronique d'érosivité des pluies, nous retenons un scénario bas (premier quartile), un scénario intermédiaire (médiane) et un scénario haut (troisième quartile) (Tableau 7.3).

Scénario	Facteur R (2011 - 2020) (MJ.mm.ha ⁻¹ .h ⁻¹ .an ⁻¹)
Bas (Q1)	1212
Intermédiaire (Q2)	1348
Haut (Q3)	1696

Tableau 7.3 : Documenter la variabilité de l'érosivité des pluies sur le temps long selon trois scénarios établis à partir de référentiels actuels

Face à l'absence de relation évidente entre la hauteur de la lame d'eau annuelle précipitée et le niveau d'érosivité des pluies concomitant (Figure 7.11), nous préférons ne pas privilégier un scénario plus qu'un autre pour certaines périodes en fonction des phases de péjoration ou d'optimum climatique qui les caractérisent. Une autre étude menée en Belgique a montré également la difficulté d'estimer l'érosivité des pluies à l'échelle de l'Holocène sur la base de modèles climatiques rétrospectifs (Notebaert *et al.*, 2011). Les valeurs proposées par ces auteurs varient entre 816 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.an⁻¹ pour l'optimum climatique romain à 844 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.an⁻¹ pour la péjoration hydroclimatique du Petit Âge Glaciaire, montrant un ordre de grandeur de variation pris en compte par les scénarios retenus dans le cadre de ce travail.

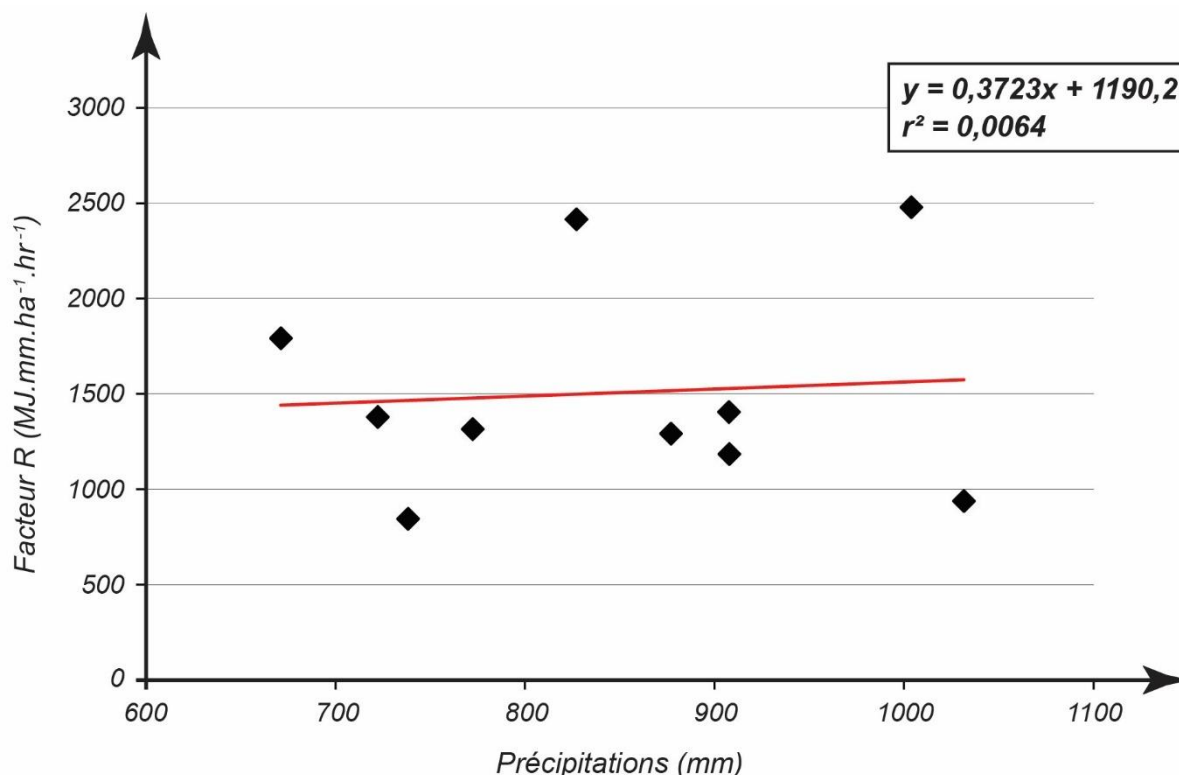


Figure 7.11 : Corrélation entre les facteurs R les cumuls pluviométriques annuels du bassin versant du Giroux pour la période 2011 - 2020.

Pour rappel, l'EI30 correspond à l'érosivité d'un seul événement pluvieux et ne doit pas être confondu avec le facteur R qui représente la somme des EI30 pour une période donnée.

7.2.2.3 Reconstitution des modes d'occupation du sol : une méthodologie adaptée à la résolution spatiale des données disponibles

La distribution spatialisée du facteur C pour chaque période nécessite de produire une cartographie de l'occupation du sol. La typologie des états de surface est divisée en treize classes selon la classification proposée dans le chapitre 4 pour calculer le facteur C actuel : bâti, chemin, culture (autre que la vigne), eau, forêt, fruticée, jardin maraîcher, prairie, route, surface artificielle, vigne désherbée, vigne enherbée et vigne semi-enherbée. Le nombre de classes est adapté pour chaque période en fonction des modes d'occupation du sol identifiés. De plus, certaines simplifications, par la construction de classes hybrides, sont parfois nécessaires en fonction de la résolution spatiale des données acquises (Figure 7.12). Pour chaque classe, nous attribuons le facteur C moyen correspondant que nous avons déterminé pour la période actuelle à partir de mesures de télédétection (terres arables) et d'une synthèse bibliographique (terres non arables) (cf. chapitre 4§4.2.2.1).

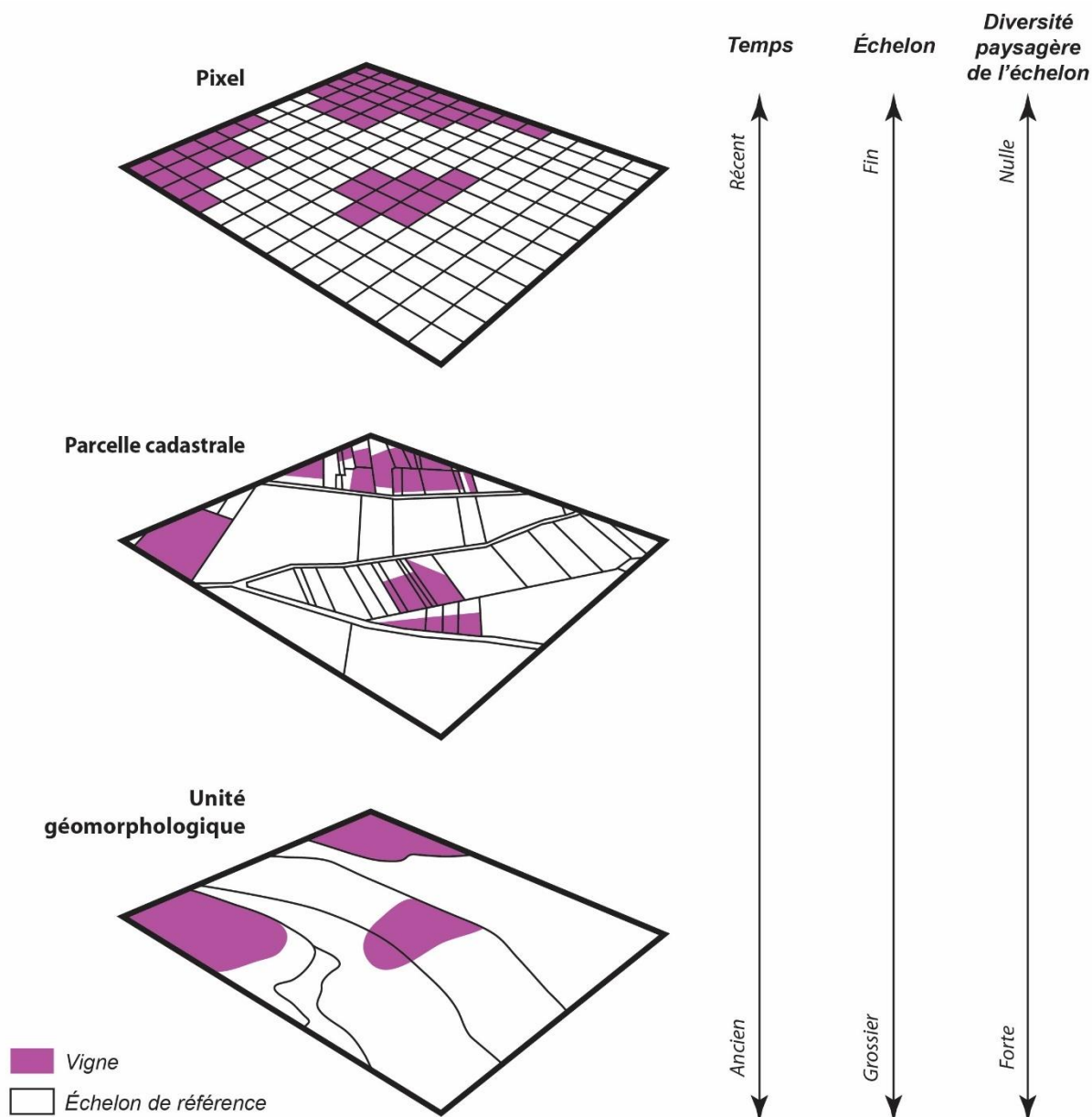


Figure 7.12 : Degré d'hybridation des modes d'occupation du sol reconstitués en fonction de la résolution des données d'entrée

Avec les photographies aériennes, l'acquisition des données sur les modes d'occupation du sol s'effectue à l'échelon du pixel. Chaque pixel rend compte d'un mode d'occupation du sol. À partir de la reconstitution par digitalisation du cadastre napoléonien, une certaine hybridation des données sur les modes d'occupation du sol apparaît. En effet, une même parcelle cadastrale peut connaître plusieurs modes d'occupation du sol, en particulier les parcelles de vigne qui contiennent le plus souvent des teppes. Enfin, avec la reconstitution par unité géomorphologique, nous avons appliqué à chaque unité la part relative du mode d'occupation du sol correspondant selon les données de la littérature scientifique et les données anthracologiques produites dans cette thèse, aboutissant à une forte diversité paysagère au sein de chaque unité.

Au vu de la résolution spatiale hétérogène des sources disponibles décrivant les modes d'occupation du sol entre la période contemporaine et les périodes antérieures, le principal défi consiste à trouver pour chaque période un échelon de représentation des

modes d'occupation du sol adapté à la résolution des données dont nous disposons. Partant de ce constat, l'acquisition des données s'effectue selon deux configurations distinctes :

- Pour les dates de la période contemporaine (2018, 1984, 1953 et 1828), nous recueillons des informations à partir de la digitalisation aux échelons du pixel ou de la parcelle de documents planimétriques de différentes natures ;
- Pour les périodes antérieures (Moyen Âge central, Haut-Empire romain, premier âge du Fer et Mésolithique), nous proposons une méthodologie où les descriptions paysagères trouvées dans la littérature scientifique, ainsi que celles réalisées à partir de l'interprétation des données anthracologiques produites dans cette thèse, sont agrégées au sein des unités géomorphologiques correspondantes du bassin versant du Giroux.

Avant de détailler ces deux méthodes d'acquisition des données sur les modes d'occupation du sol, nous faisons initialement le point sur les modalités d'enherbement des parcelles viticoles en vigueur à chaque période étudiée et que nous avons intégrées dans le calcul du facteur C associé.

◆ **Vigne enherbée ou désherbée ?**

Malgré l'absence de sources précises sur la pratique du désherbage de la vigne avant le XX^e siècle, l'existence de sarclage manuel et d'activités de labour incite à retenir la vigne semi-enherbée comme l'hypothèse la plus probable à cette période (Amouretti, 1988 ; Magnien, 2002 ; Lal *et al.*, 2007). Sachant que l'emploi des herbicides s'amorce à partir du milieu du XX^e siècle sous l'impulsion des progrès de la chimie lors de la Seconde Guerre mondiale (Casida & Quistad, 1998 ; Alonso Ugaglia, 2011), le scénario d'une vigne semi-enherbée est à nouveau privilégié jusqu'en 1953. En revanche, comme l'utilisation de ces produits s'est généralisée au sein du vignoble français en 1984 (*ibid.*), le postulat le plus simple est de supposer que la vigne est désherbée à cette date. Pour 2018, la reconstitution de l'occupation du sol est enrichie par notre connaissance du terrain, nous permettant ainsi de prendre en compte, à l'échelle de chaque parcelle, les différentes modalités d'enherbement de la vigne.

◆ **Du XIX^e siècle à la période actuelle : digitalisation des modes d'occupation du sol à échelle fine**

Les documents planimétriques constituent, pour les quatre dates de la période contemporaine, une source essentielle pour reconstituer les modes d'occupation du sol et saisir la complexité de la transformation du paysage. Le corpus ainsi constitué se compose de documents de natures diverses :

- les plans parcellaires du cadastre napoléonien levés en 1827 et 1829²⁸ au 1/2 500^{ème} pour les communes qui composent le bassin versant du Giroux ;
- la BD ORTHO Historique ® de l'IGN établie pour notre fenêtre d'étude à partir de photographies aériennes acquises en 1953 à une résolution de 0,5 m ;
- une prise de vue verticale à une échelle de 1/17 897^{ème} provenant d'une mission aérienne de l'IGN réalisée en 1984 ;
- une orthophotographie produite en 2018 par l'IGN à une résolution de 0,5 m.

À partir de ces documents, les modes d'occupation du sol ont été digitalisés manuellement sous SIG à l'échelle parcellaire (Figure 7.13). Avec l'objectif d'appliquer le schéma paysager décrit par Larue (1902, *in* Haasé, 1977) pour le vignoble de Bourgogne au XIX^e siècle, nous avons considéré chaque parcelle de vigne du cadastre napoléonien comme étant constituée à hauteur de 75 % de vigne et 25 % de fruticée lors de l'estimation du facteur C de 1828 à l'échelle du bassin versant du Giroux. L'auteur estime en effet que les parcelles viticoles étaient plantées à trois quart en vigne, le quart restant étant laissé sous la forme d'une teppe pour permettre la ré-infiltration des écoulements de surface et le piégeage par effet de peigne des sédiments transportés.

²⁸ Par souci de clarté et de concision, la moyenne des dates de levé du cadastre napoléonien des communes du bassin versant du Giroux est utilisée par la suite en guise de repère chronologique.

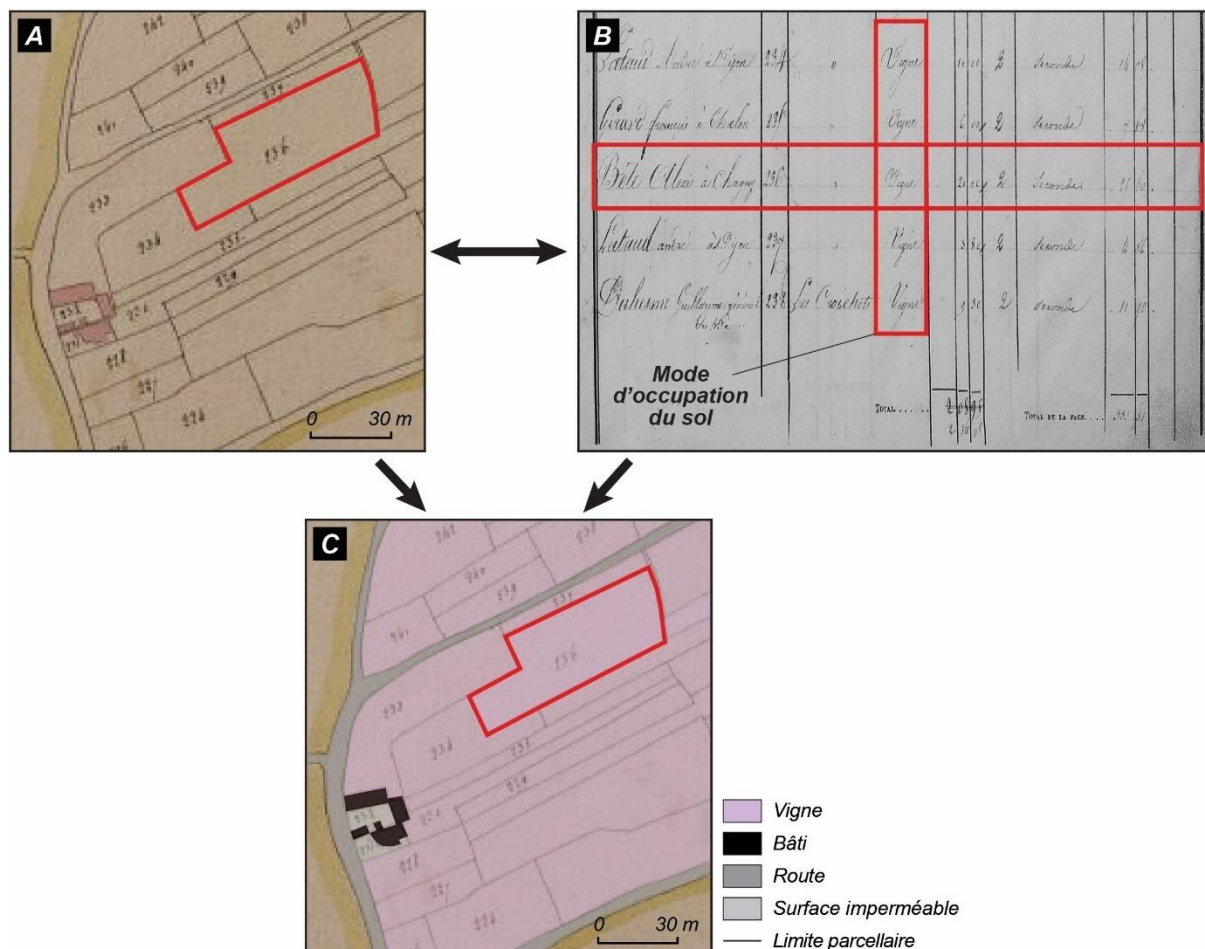


Figure 7.13 : Inventorier les modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux au début du XIX^e siècle à partir du cadastre napoléonien (source : Archives départementales de Saône-et-Loire). (A) Extrait de la section (ou plan parcellaire) dite des Monthelons et des Croichots ; (B) Extrait du registre des états de sections ; (C) Digitalisation des modes d'occupation du sol en croisant la documentation planimétrique et textuelle du cadastre napoléonien

Le registre des états de sections peut être assimilé à la légende d'un plan parcellaire. Ce document, réalisé sous la forme d'un tableau, reporte pour chaque plan parcellaire d'une commune la liste des parcelles classées dans l'ordre de leur numérotation et indique l'identité du propriétaire (à la date de réalisation du cadastre), le mode d'occupation du sol, la superficie, le lieu-dit d'appartenance et la valeur d'imposition.

Une analyse diachronique des modes d'occupation du sol est donc possible à l'échelle de la période contemporaine grâce à l'emploi conjoint des sources planimétriques et des outils géomatiques, mais difficilement réalisable sur une échelle temporelle plus longue, pour laquelle une autre méthode d'acquisition des informations sur l'occupation du sol est nécessaire.

◆ **Du Mésolithique au Moyen Âge : interprétation par unité géomorphologique des descriptions paysagères textuelles et des signaux anthracologiques reconstitués**

Pour les périodes où aucune source planimétrique n'est disponible, l'acquisition de données sur les modes d'occupation du sol se fonde sur les descriptions qualitatives du

paysage issues de la littérature scientifique et des données anthracologiques produites dans cette thèse. La distribution spatiale historique des modes d'occupation du sol a été définie par une approche basée sur les unités géomorphologiques du bassin versant du Giroux, délimitées à partir d'une description de terrain détaillée et de trois documents de référence : la carte géologique du BRGM au 1/50 000^{ème}, la carte des pentes extraite du MNT LiDAR à une résolution d'1 m et la carte topographique de l'IGN au 1/25 000^{ème} (Figure 7.14).

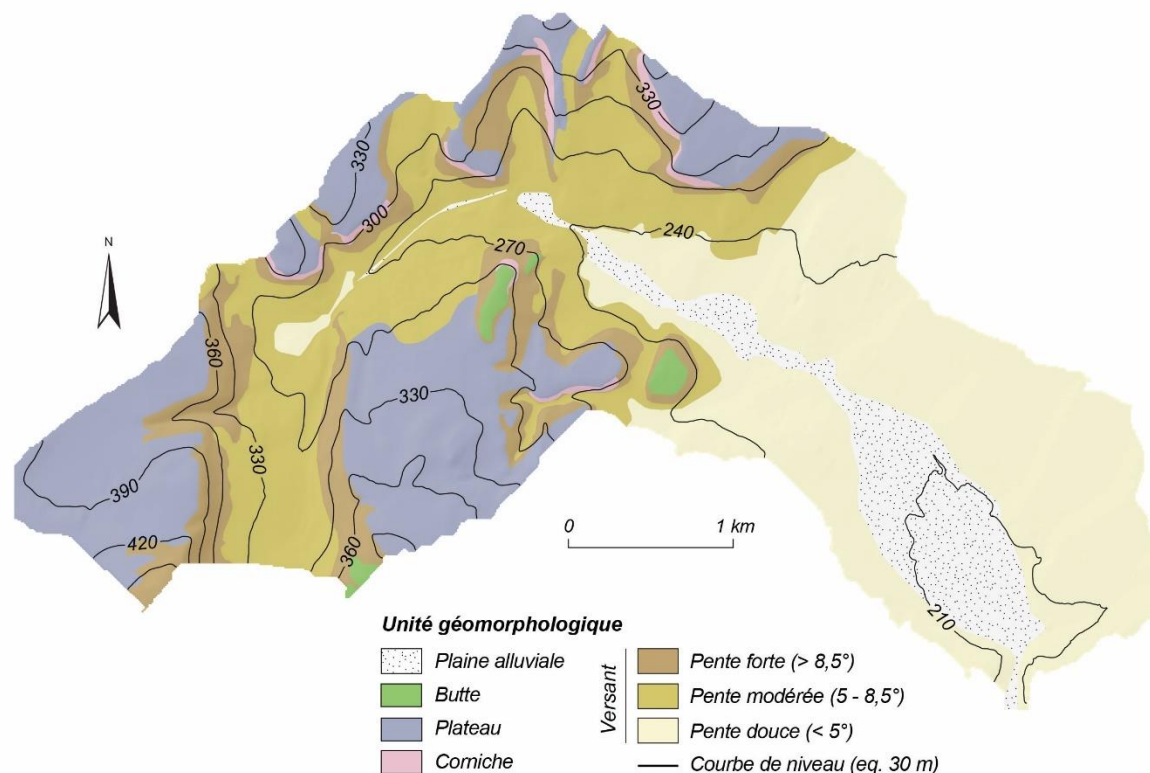


Figure 7.14 : Unités géomorphologiques du bassin versant du Giroux servant de support à l'agrégation des données paysagères recueillies pour les périodes antérieures au XIX^e siècle

La hiérarchisation des pentes selon leur gradient est reprise de références trouvées dans la littérature scientifique (Koulouri & Giourga, 2007 ; Kayet et al., 2018).

Pour le Moyen Âge central et le Haut-Empire romain, il s'agit de rechercher dans les recueils de données expertisés par les historiens de l'environnement des descriptions paysagères spatialisées permettant d'affecter à chaque unité géomorphologique un scénario d'occupation du sol. Pour le premier âge du Fer et le Mésolithique, le même travail d'affectation est appliqué, avec la difficulté d'une mauvaise résolution spatiale des données, acquises généralement par l'étude d'indicateurs paléobotaniques, au premier rang desquels les pollens. Dans certains cas, les signaux anthracologiques reconstitués dans le cadre de cette thèse permettent à la fois un enrichissement et un contrôle de ces données disponibles, afin de les adapter au contexte local. Le facteur C moyen

correspondant à chaque mode d'occupation du sol, que nous avons déterminé pour la période actuelle, est attribué selon la part qu'il représente dans l'unité géomorphologique (Figure 7.15).

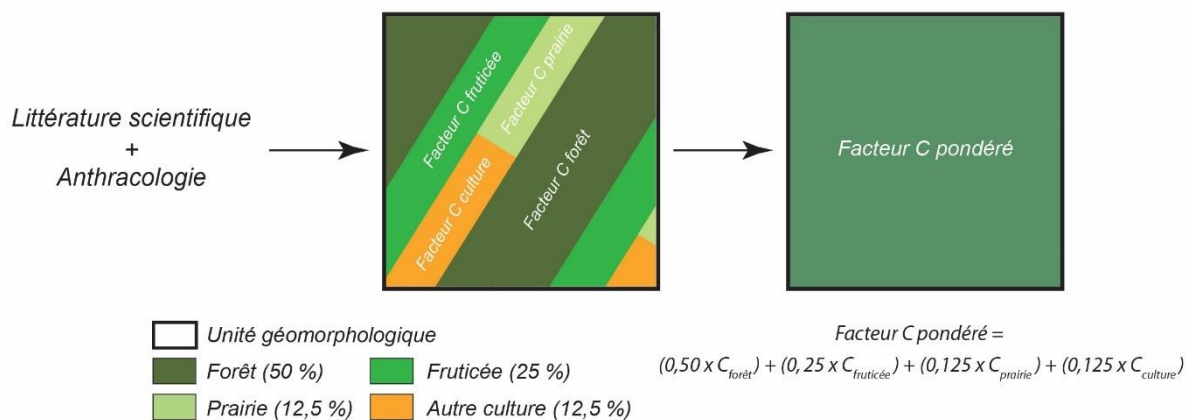


Figure 7.15 : Détermination du facteur C à partir de l'agrégation des modes d'occupation du sol documentés par la littérature scientifique et les données anthracologiques dans les unités géomorphologiques correspondantes

Cette méthode permettant d'appréhender les modes d'occupation du sol antérieurs au XIX^e siècle pose d'emblée une question de comparabilité avec celle employée pour les dates de la période contemporaine, d'où la nécessité d'estimer une marge d'erreur.

◆ Comparaison des deux méthodes

Pour évaluer la qualité des estimations du modèle par unité géomorphologique, la cartographie des modes d'occupation du sol de 2018, acquise à partir de la digitalisation de l'orthophotographie de l'IGN, a été comparée à son équivalent obtenu à partir de données ayant une résolution spatiale suffisamment dégradée pour être comparables aux données dont nous disposons pour les quatre périodes les plus anciennes. Ce travail a été réalisé en deux étapes successives (Figure 7.16) :

- une cartographie de l'occupation du sol à partir des données *Corine Land Cover* fournies à l'échelle du 1/100 000^{ème} par l'Agence Européenne de l'Environnement (AEE) ;
- une estimation de la part relative des modes d'occupation du sol pour chaque unité géomorphologique du bassin versant.

Nous obtenons une cartographie des modes d'occupation du sol pour 2018 comparable, d'un point de vue méthodologique, à celles produites pour les quatre périodes socio-environnementales les plus anciennes. Nous pouvons alors caractériser l'écart entre les deux méthodes sur les estimations du modèle.

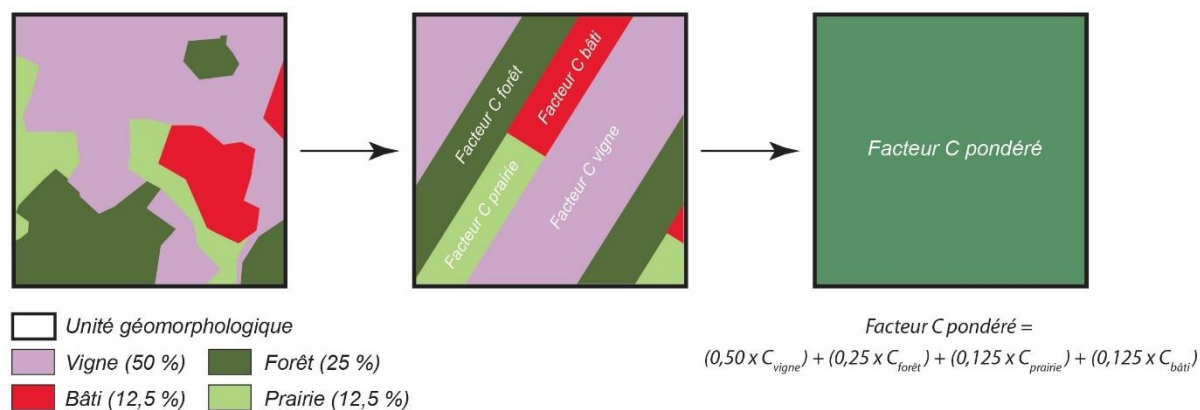


Figure 7.16 : Détermination du facteur C à partir de l'agrégation des données Corine Land Cover dans les unités géomorphologiques correspondantes

Cette approche méthodologique en deux temps vise à proposer une cartographie diachronique de l'occupation du sol dans le but de pouvoir faire évoluer le facteur C dans le temps, et à discuter l'influence de la structure paysagère sur la production et l'exportation sédimentaire.

Par ailleurs, une attention particulière doit être portée aux variations temporelles de l'orientation des rangs de vigne que nous souhaitons intégrer dans le facteur P. Alors que dans le modèle actuel ce facteur dédié aux mesures de contrôle de l'érosion des sols avait été considéré comme nul au vu de l'orientation systématique des rangs de vigne dans le sens de la pente, nous avons ici pour ambition de le faire varier entre les différentes périodes concernées par la culture de la vigne.

7.2.2.4 Intégrer les conséquences de l'évolution de l'orientation des rangs de vigne sur les dynamiques érosives

Le facteur P mesure l'influence des techniques culturales qui visent à réduire l'énergie cinétique du ruissellement érosif, et donc sa capacité à détacher et à transporter les particules du sol. Sa valeur varie entre 0 et 1 : plus elle est faible, plus la technique culturale est efficace pour prévenir l'érosion du sol. Une synthèse de la littérature scientifique montre que les valeurs s'échelonnent de 0,2 pour les terrasses de culture à 1 sur des terrains cultivés parallèlement à la pente ou non mis en valeur par l'agriculture (Wischmeier & Smith, 1978 ; Renard *et al.*, 1997 ; Foster *et al.*, 2002).

Nous savons que l'orientation des rangs de vigne par rapport à la pente a varié entre le Haut-Empire romain et la période actuelle : elle a été parallèle, perpendiculaire ou en foule (sans direction prédominante), donnant lieu à des réponses différentes dans l'intensité du ruissellement érosif (Figure 7.17). Alors que la vigne en rangs parallèles

l'exacerbé, celle en rangs perpendiculaires constitue au contraire une entrave, de même que la vigne plantée en foule mais à un degré moindre. Dans ce contexte, il est essentiel de considérer l'évolution de cette technique culturale en appliquant un facteur P approprié sur les parcelles viticoles, les autres modes d'occupation du sol étant maintenus à 1 afin qu'ils n'exercent aucune influence sur les estimations de l'équation RUSLE.

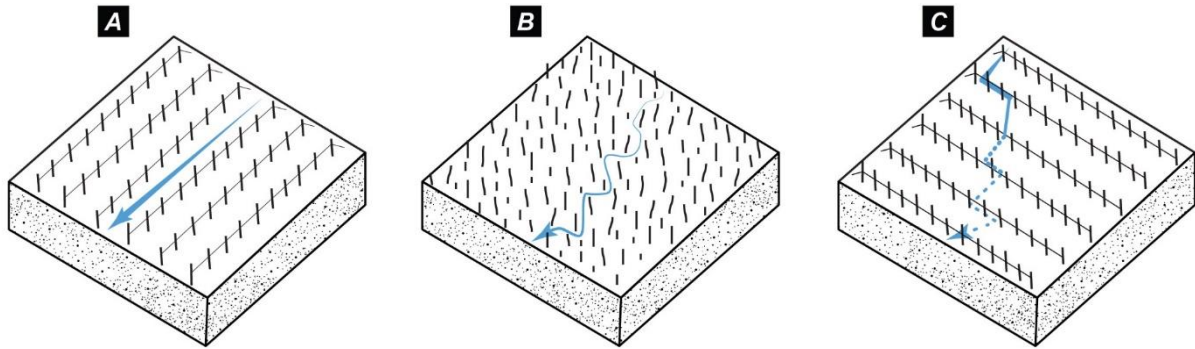


Figure 7.17 : Modalités de culture de la vigne par rapport à la pente et lien avec l'intensité du ruissellement érosif. (A) Disposition en rangs parallèles ; (B) Disposition en foule ; (C) Disposition en rangs perpendiculaires à la pente

Sur la Côte de Bourgogne, l'évolution de l'orientation des rangs de vigne se décompose en trois temps. Avant la crise du phylloxéra à la fin du XIX^e siècle, la plantation s'effectue déjà en rangs rectilignes. Cependant, avec la multiplication des pieds par provignage, l'ordonnancement des vignes devient à court terme désorganisé et dit alors « en foule » (Bazin, 1992a ; Magnien, 2002 ; Garcia, 2014). Pour sortir de la crise du phylloxéra, le provignage est abandonné au profit de la technique du greffage : utilisation d'un porte-greffe américain, qui dispose de racines résistantes au parasite, et d'un greffon doté des qualités du cépage autochtone. Avec le développement au même moment de la traction animale pour travailler les parcelles viticoles, la vigne est replantée en rangs parallèles ou perpendiculaires à la pente, comme depuis son origine antique, et désormais conservée ainsi (Roudié, 1978 ; Pouget, 1990). Enfin, dès lors que la mécanisation du vignoble intervient à partir des années 1960, les rangs de vigne sont orientés systématiquement dans le sens de la pente pour des raisons de sécurité : les tracteurs enjambeurs ne pourraient circuler perpendiculairement à la pente sans risque de basculer (Brenot, 2007).

Par ailleurs, nombre d'auteurs soulignent que l'efficacité des mesures de gestion de l'érosion du sol est corrélée à l'inclinaison de la pente (Wischmeier & Smith, 1978 ; Morgan, 2005 ; Panagos *et al.*, 2015e). Ainsi, les vignes plantées en foule et en rangs perpendiculaires se voient attribuer un facteur P basé sur leur caractéristique

topographique (gradient de pente) et la nomenclature proposée par Morgan (2005) (Tableau 7.4).

Pente (°)	Facteur P		
	Vigne parallèle	Vigne perpendiculaire	Vigne en foule
[0 - 2[1	0,40	0,70
[2 - 6[1	0,50	0,75
[6 - 8[1	0,60	0,80
[8 - 10[1	0,70	0,85
[10 - 12[1	0,80	0,90
[12 - 14[1	0,90	0,95
≥ 14	1	0,95	0,98

Tableau 7.4 : Valeurs de facteur P pour les différentes modalités d'orientation des rangs de vigne selon la pente

Prévue pour les cultures perpendiculaires à la pente, la nomenclature de Morgan (2005) a été adaptée au mode de plantation en foule. Considérée comme un intermédiaire entre les rangs de vigne parallèles et perpendiculaires à la pente du fait de la disposition anarchique des ceps, la vigne plantée en foule se voit attribuer, pour chaque classe de pente, le facteur P moyen de ces deux autres types d'orientation des rangs de vigne. Comme la viticulture en rangs parallèles à la pente n'entrave pas le ruissellement, la valeur du facteur P est égale à 1 quelle que soit la pente.

Pour les quatre dates contemporaines (2018, 1984, 1953 et 1828), chaque parcelle viticole se voit attribuer un facteur P en fonction de son gradient de pente. En revanche, pour les deux périodes antérieures concernées par la culture de la vigne (Moyen Âge central et Haut-Empire romain), un facteur P est calculé pour chaque unité géomorphologique du bassin versant du Giroux selon la part relative de la vigne qu'elle contient, auquel nous y ajoutons une pondération selon le gradient de pente. De par cette situation de dépendance à la résolution spatiale des données sur les modes d'occupation du sol, le facteur P dispose d'une marge d'erreur entre la période contemporaine et les autres périodes socio-environnementales similaire à celle du facteur C.

En synthèse, la Figure 7.18 permet d'identifier quels facteurs de l'équation RUSLE influencent la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux d'une façon générale, autrement dit aussi bien sur la dimension spatiale que temporelle, et ceux qui agissent uniquement sur la dimension spatiale. Le facteur R occupe une place singulière : il n'influence ni la variabilité spatiale (valeur unique généralisée à l'ensemble du bassin versant), ni la variabilité temporelle (trois mêmes valeurs appliquées successivement à chaque période étudiée) de la susceptibilité à l'érosion.

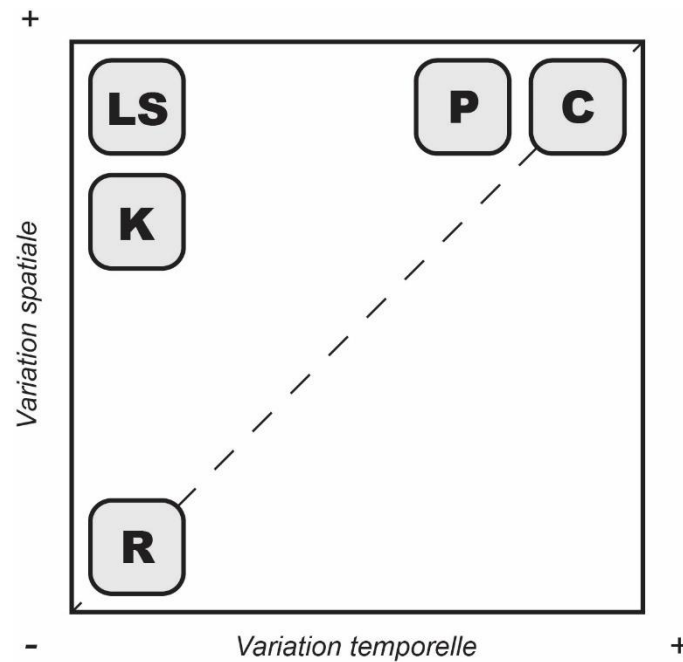


Figure 7.18 : Caractérisation de la variabilité des facteurs de l'équation RUSLE

Limité aux périodes où la vigne est cultivée, le facteur P dispose d'une variabilité temporelle inférieure au facteur C. Nous notons également une meilleure variabilité spatiale du facteur LS par rapport au facteur K. En effet, le premier est calculé à partir d'un MNT à une résolution de 10 m de taille de pixel, tandis que le second résulte de cartes des sols produites au 1/5 000^{ème} (Sigales, 2007) et au 1/250 000^{ème} (Laroche, 2005).

Après avoir exposé les modalités de paramétrage de l'équation RUSLE dans l'optique de documenter l'évolution de la susceptibilité à l'érosion entre le Mésolithique et la période actuelle, nous cherchons à modéliser le transfert sédimentaire jusqu'à l'exutoire en calculant un taux d'exportation sédimentaire.

7.2.3 Modéliser les transferts sédimentaires sur le temps long

Les données d'entrée utilisées pour le paramétrage de l'équation RUSLE conditionnent le calcul du SDR, qui est estimé à sa suite pour estimer les volumes sédimentaires transférés jusqu'à l'exutoire. Nous rappelons en effet que ce taux est basé sur l'indice de connectivité de Borselli *et al.* (2008) et Cavalli *et al.* (2013) construit à partir de variables d'occupation du sol et topographique obtenues respectivement à partir du facteur C de RUSLE et d'un MNT. De fait, l'IC se trouve modifié pour chaque période ciblée par l'intégration du facteur C correspondant et de la rugosité paysagère qu'il synthétise. De plus, les modifications apportées au MNT impliquent de déterminer un nouveau seuil d'accumulation de flux en appliquant l'algorithme *flow accumulation*. Enfin, les valeurs par défaut des paramètres de calibration IC_0 et K_b , ainsi que celle du SDR_{max} ,

ont été conservées à l'identique par rapport au travail de modélisation réalisé sur la période actuelle (cf. chapitre 4§4.2.2.2).

Conclusion

La démarche proposée se fonde sur la reconstitution des dynamiques géomorphologiques et paysagères du bassin versant du Giroux sur le temps long, l'objectif étant de documenter les périodes socio-environnementales au cours desquelles l'organisation anthropique du paysage influence les niveaux de connectivité sédimentaire.

Collectées en différents points de la cascade sédimentaires, les archives sédimentaires permettent de documenter la connectivité dans une dimension à la fois temporelle et spatiale. L'analyse multi-proxy des sédiments eux-mêmes doit permettre de renseigner la contribution des versants aux dépôts accumulés dans le fond de vallée et à l'exutoire. Les charbons contenus dans ces archives servent parallèlement à reconstituer les grandes phases d'anthropisation du paysage et à appréhender à une échelle locale les schémas d'organisation spatiale de ce paysage.

Enfin, le recours à un modèle d'érosion et de transfert sédimentaire permet de compléter temporellement et spatialement les résultats apportés par les archives sédimentaires. Il propose une approche diachronique de l'évolution de la quantité de sédiments produits et exportés depuis un stade pré-anthropisation du bassin versant jusqu'au stade de référence actuel, tout en passant par des moments-clés de l'histoire de l'anthropisation du bassin versant du Giroux. Les données issues du travail de modélisation axé sur la période actuelle (chapitre 6) et de l'analyse des archives sédimentaires (chapitre 8) permettent de déployer la modélisation rétrospective (chapitre 9).

Chapitre 8

Évolution de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux : quel impact de la structure paysagère ?

8.1 Analyse locale des enregistrements sédimentaires.....p310

**8.2 Synthèse des résultats à l'échelle du bassin versant : chronologie et discussion
.....p360**

Introduction

Il est admis maintenant que, malgré un contexte favorable aux transferts de sédiments du fait de l'omniprésence de la vigne dans le paysage, les viticulteurs locaux réussissent aujourd'hui à casser la connectivité de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux. Nous devons ainsi intégrer le constat que les modes d'occupation du sol, pris isolément, ne peuvent expliquer la dynamique érosive, et que la structure paysagère interfère fortement sur la qualité de la connectivité sédimentaire.

Sachant que le bassin versant du Giroux se situe au sein d'un territoire anciennement mis en valeur sur le plan agricole (cf. chapitre 2§2.3.1), nous émettons l'hypothèse que les stratégies actuelles pourraient être héritées d'une longue trajectoire évolutive de gestion de la ressource en sol. La vérification de cette hypothèse de travail suppose l'examen d'archives sédimentaires collectées en différents points de la cascade sédimentaire. À partir de leur description, nous discutons dans quelle mesure les zones de production sédimentaire sont mises efficacement en connexion avec les différents compartiments géomorphologiques du bassin versant du Giroux situés à l'aval. L'objectif sous-jacent est d'identifier d'éventuels blocages, et donc des ruptures de connectivité, dans le transfert des sédiments, puis de voir si une structuration particulière du paysage pourrait en être la cause.

Dans un premier temps, pour chaque séquence obtenue à partir des archives sédimentaires, nous présentons les résultats d'une étude sédimentologique (faciès sédimentaire, stratigraphie, granulométrie, matière organique, carbonate de calcium, susceptibilité magnétique), couplée à des datations absolues et à une expertise anthracologique des charbons de bois lorsque l'anthracocénose est suffisamment riche. Ensuite, nous cherchons à mettre en résonance les résultats à l'échelle du bassin versant en nous appuyant sur un cadre chronologique d'abord relatif, avant d'intégrer à notre réflexion les datations obtenues par la méthode du radiocarbone. Ce travail chronostratigraphique nous permet de déduire différents stades d'évolution de la cascade sédimentaire que nous interprétons en termes de forçages climatiques et anthropiques dans une dernière section.

8.1. Analyse locale des enregistrements sédimentaires

Cette section expose les résultats obtenus à partir de l'analyse multi-proxy des archives sédimentaires. Leur présentation s'effectue site par site et selon une grille de lecture par compartiment géomorphologique du bassin versant : de la zone de production à la zone d'accumulation en passant par la zone de transfert. Nous terminons pour chaque site par une synthèse afin de souligner les discontinuités majeures dans les enregistrements sédimentaires et, aussi, dans les enregistrements anthracologiques pour les sites de coupe.

8.1.1 Zone de production

Pour reconstituer l'évolution géomorphologique de la zone de production et donc des différents moteurs qui amorcent le fonctionnement de la cascade sédimentaire en y injectant des sédiments, il est nécessaire de se focaliser sur la tête de bassin et les versants. Pour cela, nous abordons successivement le site des Grasses Terres, qui traduit le régime sédimentaire spécifique de la tête de bassin, puis les sites de la Voie Romaine et du Pont Latin, qui permettent de caractériser l'état du couplage entre les versants et le fond de vallée.

8.1.1.1 Tête de bassin : les Grasses Terres

Parmi les quatre séquences carottées acquises sur le site des Grasses Terres, nous conservons en guise de référence celle sur laquelle nous avons concentré l'ensemble des datations absolues en raison d'une plus grande diversité des faciès sédimentaires. Les résultats des analyses sédimentologiques et chronostratigraphiques sont rassemblés dans la Figure 8.1.

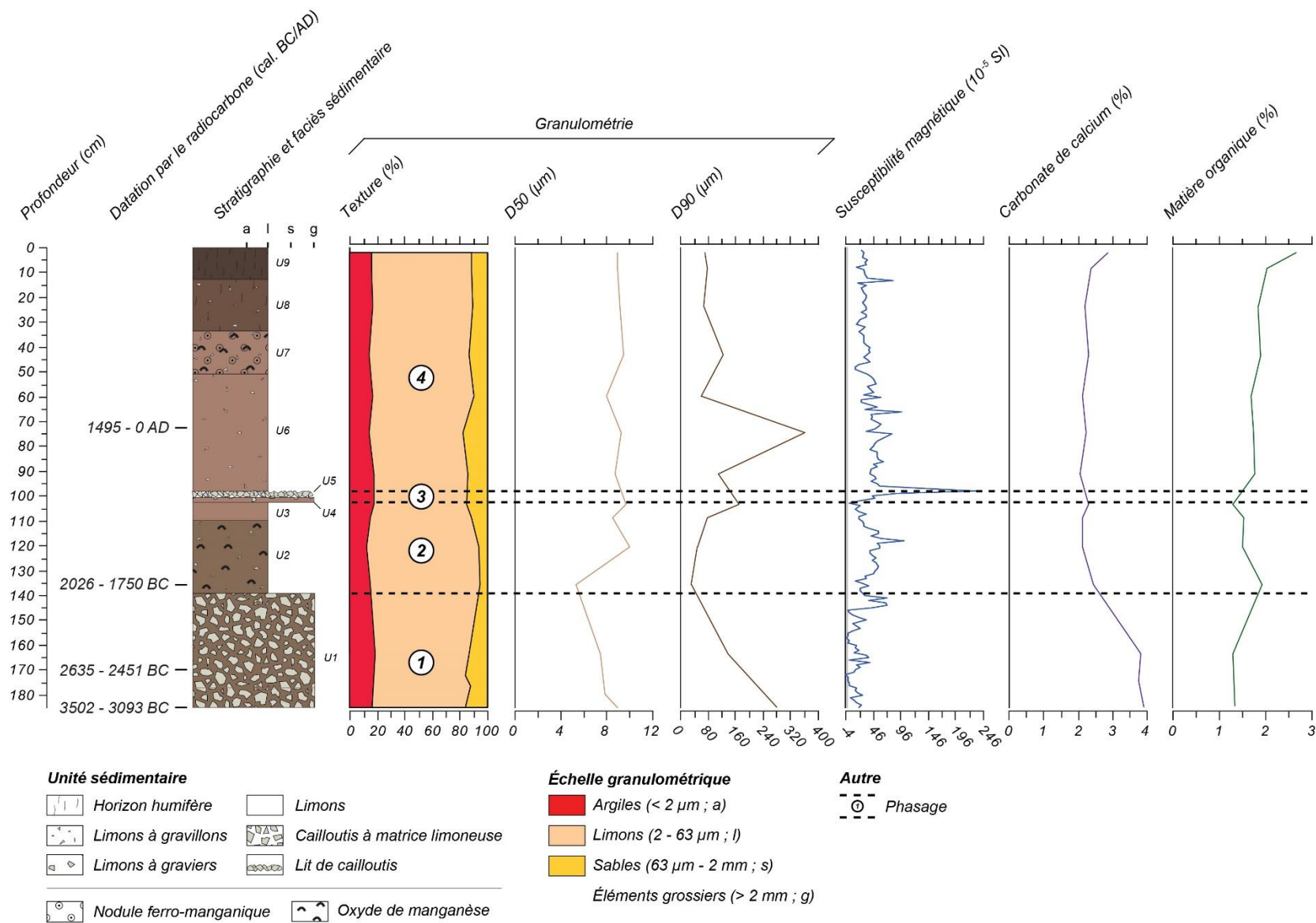


Figure 8.1 : Données sédimentologiques et chronostratigraphiques acquises sur la séquence de référence du site des Grasse Terres

◆ Description de la stratigraphie et des faciès sédimentaires

La séquence de référence du site des Grasses Terres présente 185 cm de sédiments structurés en neuf unités sédimentaires limoneuses, avec pour certaines des passées caillouteuses ou graveleuses :

- U1 (185 - 139 cm) : cailloutis subanguleux de taille pluricentimétrique sans structure apparente et emballés dans une matrice limoneuse brun rougeâtre (5 YR 4/3) avec une légère fraction sableuse perceptible à l'œil nu et issue de l'altération des éléments grossiers. Notons que ce faciès se prolonge jusqu'à 2,38 m de profondeur d'après le carottage le plus profond du site des Grasses Terres ;
- U2 (139 - 109 cm) : limons brun rougeâtre (5 YR 4/3) à gravillons subanguleux épars et avec une teneur élevée en oxydes manganiques;
- U3 (109 - 102,5 cm) : limons homogènes brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) ;
- U4 (102,5 - 101 cm) : limons brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) à graviers anguleux résultant du délitement des cailloutis de l'unité sus-jacente ;
- U5 (101 - 98 cm) : lit constitué de cailloutis subanguleux pluricentimétriques et dépourvu de fond matriciel ;
- U6 (98 - 51 cm) : limons brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) à rares gravillons subanguleux ;
- U7 (51 - 33 cm) : limons brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) à rares gravillons subanguleux et résidus racinaires auxquels s'ajoute la présence de nombreux nodules millimétriques subarrondis de couleur noir qui teintent localement le sédiment et traduisent une dynamique de précipitation ferro-manganique ;
- U8 (33 - 13 cm) : limons brun rougeâtre foncé (2,5 YR 3/3) à rares gravillons subanguleux et colonisés par le lacis racinaire de la strate herbacée surfacique ;
- U9 (13 - 0 cm) : limons rouge très sombre (2,5 YR 2,5/2) constituant le support de la pédogenèse actuelle, d'où la présence d'un matériel organique relativement abondant (racines, radicelles, fragments de bois, etc.).

◆ Analyse granulométrique

Les analyses granulométriques indiquent une texture cohérente tout au long de la séquence et ne montrent pas de tendance claire, hormis le fait que les unités sédimentaires sont essentiellement limoneuses, la part de limons oscillant entre 67 et 81 %. Les indices granulométriques utilisés confirment le caractère fin de la texture quelle que soit la profondeur, avec un D50 de 5 à 10 μm (limons fins à limons moyens) et un D90 de 30 à 363 μm (limons grossiers à sables moyens).

◆ Susceptibilité magnétique volumique

Les valeurs de susceptibilité magnétique (κ) varient depuis la base de la séquence selon trois phases principales.

Une première phase est située entre 185 et 146 cm de profondeur. Les valeurs de susceptibilité magnétique sont majoritairement positives et relativement faibles (médiane : 13×10^{-5} SI). On remarque également quelques intercalations de valeurs négatives.

La deuxième phase, entre 146 et 49 cm de profondeur, enregistre une augmentation des valeurs de κ (médiane : 46×10^{-5} SI). La dispersion de ces dernières est importante (étendue : 232×10^{-5} SI), en raison d'une succession de pics positifs et négatifs correspondant à des variations brusques de la susceptibilité magnétique. Ces pics sont particulièrement bien marqués autour de 100 cm de profondeur avec l'enchaînement d'un pic négatif et d'un pic positif d'une valeur de 2 et 234×10^{-5} SI, respectivement.

La troisième phase s'étend entre 49 cm et le sommet de la carotte. La courbe de susceptibilité magnétique adopte ici un profil de type plateau caractérisé par des valeurs positives et dans l'ensemble légèrement inférieures à la phase précédente (médiane : 30×10^{-5} SI). La dispersion des valeurs s'accroît vers le sommet de la séquence où un pic à 13 cm de profondeur (82×10^{-5} SI) est observé.

◆ Taux de matière organique et de carbonate de calcium

Aucune tendance ne se dégage dans l'évolution du taux de matière organique, les valeurs étant très resserrées : entre 1,5 % pour le niveau le moins riche et 2,5 % pour celui le plus organique.

Le taux de carbonate de calcium se singularise en revanche par une évolution plus contrastée qui peut être décomposée en deux phases principales réparties de part et d'autre d'un seuil fixé à 136 cm de profondeur. En suivant cette démarcation, il ressort que le tiers inférieur de la séquence comprend les plus fortes concentrations de carbonate de calcium qui s'échelonnent entre 2 et 4 %. À l'inverse, les deux tiers supérieurs présentent des valeurs homogènes qui varient de 2 à 2,5 %.

◆ Données chronologiques

Au total, six échantillons ont été datés le long de cette séquence de référence (Tableau 8.1). Les âges mesurés s'étendent du Néolithique final jusqu'à la période

contemporaine, offrant ainsi un cadre chronologique d'environ 5 500 ans (Figure 8.2). Pour ce site, mais aussi pour les sites suivants, notre attention se porte tout d'abord sur les âges qui présentent une cohérence stratigraphique avant de discuter de ceux qui posent un problème.

Code échantillon	Profondeur (cm)	Matériel	Code laboratoire	Âge mesuré (BP)	Âge calibré (cal. BC/AD)
GTR1.8	27	Charbon	Lyon-17354	4 925 ± 30	3 798 - 3 636 BC
GTR1.6	55	Charbon	Lyon-17355	2 220 ± 30	395 - 166 BC
GTR3.6	72,5	Charbon	Poz-135362	140 ± 80	1 495 - 2 000 AD
GTR2.2	136	Charbon	UBA-39217	3 556 ± 26	2 026 - 1 750 BC
GTR1.1b	160	Charbon	UBA-39219	4 006 ± 29	2 635 - 2 451 BC
GTR1.1a	185,5	Charbon	UBA-39218	4 564 ± 33	3 502 - 3 093 BC

Tableau 8.1 : Datations par le radiocarbone obtenues sur la séquence de référence des Grasses Terres

Les âges en gris correspondent aux inversions enregistrées dans le cadre chronostratigraphique de la séquence de référence du site des Grasses Terres.

L'unité la plus profonde correspond à une épaisse nappe caillouteuse à matrice limoneuse (185 à 139 cm, U1) qui se construit au moins depuis le début du Néolithique final compte tenu de l'âge obtenu à sa base (3 502 - 3 093 cal. BC). Vient ensuite un âge à 160 cm de profondeur, situé entre 2 635 et 2 451 cal. BC, qui révèle que cette unité basale à cailloutis continue son aggradation dans le deuxième tiers du Néolithique final. Elle est suppléée par une unité de 46 cm d'épaisseur composée de limons oxydés et enrichis en gravillons subanguleux épars (139 à 110 cm, U2). Un charbon prélevé près de sa base a donné un âge de 2 026 à 1 750 cal. BC, correspondant à l'âge du Bronze ancien. Enfin, le mince lit de cailloutis (101 à 98 cm, U5) est surmonté d'une unité à limons et rares gravillons subanguleux (98 à 51 cm, U6) dont la partie médiane se met en place entre 1 495 et 0 cal. AD, soit au cours de la période moderne à contemporaine.

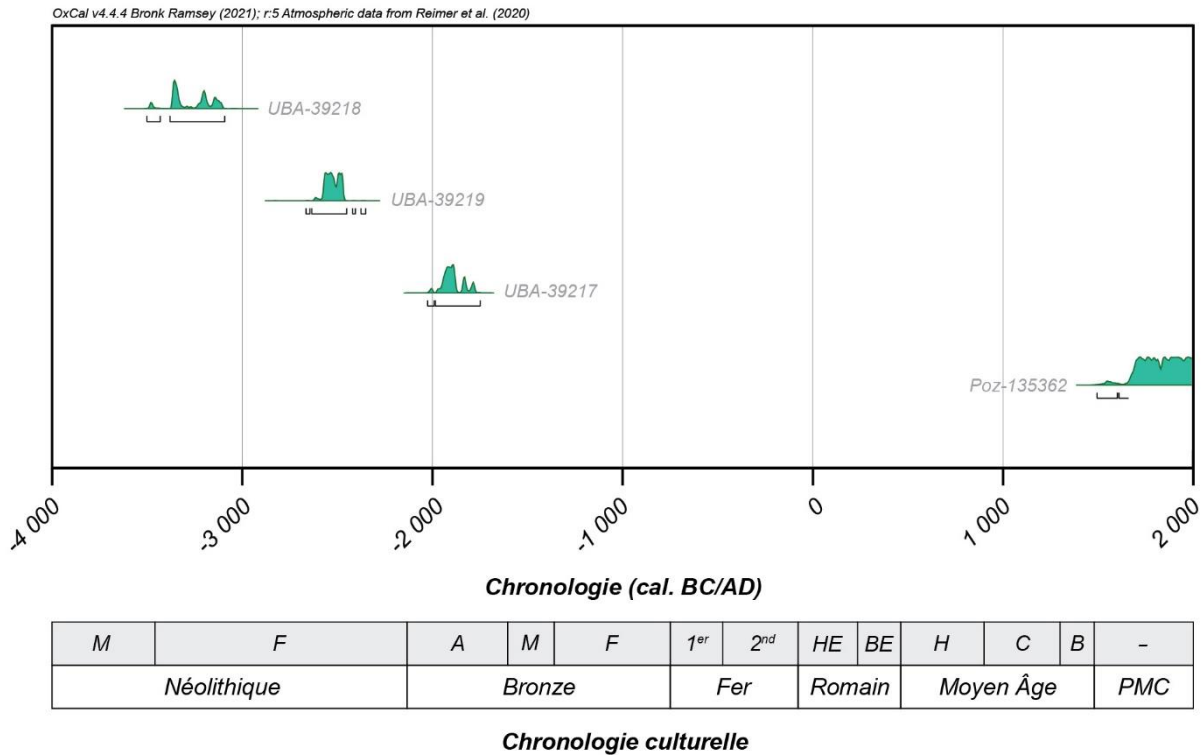


Figure 8.2 : Distribution dans le cadre chronoculturel régional des âges stratigraphiquement cohérents de la séquence de référence des Grasses Terres

Abréviations : A = Ancien ; M = Moyen ; F = Final ; 1 = 1^{er} âge du Fer (Hallstatt) ; 2 = 2nd âge du Fer (La Tène) ; HE = Haut-Empire romain ; BE = Bas-Empire romain ; H = Haut Moyen Âge ; C = Moyen Âge central ; B = Bas Moyen Âge ; PMC = Période moderne et contemporaine

Nous précisons enfin que deux datations à 55 et 27 cm de profondeur ont donné des âges trop anciens (3 798 - 3 636 cal. BC ; 395 - 166 cal. BC) au regard de leur position stratigraphique par rapport aux autres calages chronologiques obtenus. Un déstockage sédimentaire sur versant pendant la période moderne et contemporaine, impliquant un remaniement de charbons anciens jusqu'au fond de vallée, constitue un bon argument pour expliquer la présence de ces âges élevés dans des niveaux récents. Leur support de datation carbonneux suggère toutefois une atteinte par le feu du couvert forestier du bassin versant du Giroux pendant le Néolithique final et le second âge du Fer.

◆ Synthèse

En prenant appui sur l'ensemble des données sédimentologiques et chronostratigraphiques détaillées jusqu'alors, les dynamiques sédimentaires de la tête de bassin sur le temps long peuvent être résumées en quatre grandes phases.

La première phase, située entre 185 et 139 cm de profondeur, débute au moins depuis le Néolithique final et s'interrompt aux alentours de la transition entre le Néolithique final et le Bronze ancien, communément appelée Chalcolithique. Elle

correspond à un dépôt caillouteux adossé à des valeurs faiblement positives voire négatives de susceptibilité magnétique (médiane : 15×10^{-5} SI), probablement induites par la présence notable à l'échelle de la séquence de carbonate de calcium (médiane : 4 %).

Au cours de la deuxième phase (139 à 103 cm), les dépôts sont constitués de matériaux plus fins : 75 % de la granulométrie totale est occupée par des limons en moyenne. Les éléments grossiers sont rares et se limitent à des gravillons. Parallèlement, la teneur en carbonate de calcium recule puis se stabilise vers 2 %, ce qui explique probablement les valeurs de κ plus élevées (médiane : 38×10^{-5} SI) par rapport à la phase précédente. La seule date dont nous disposons pour cette phase nous place au Bronze ancien dans sa moitié inférieure.

Puis, entre 103 et 98 cm, la superposition de deux dépôts grossiers, non datés chronologiquement, matérialise la troisième phase. Compte tenu de la pauvreté du fond matriciel, nous préférons nous contenter de la lecture des faciès sédimentaires et de la stratigraphie.

La dernière phase, entre 98 cm et le sommet de la séquence, est corrélée à une succession de dépôts fins. Cette aggradation limoneuse se met en place, au plus large, depuis au moins la fin du Moyen Âge (1495 - 0 cal. AD) et débute par un pic positif majeur de susceptibilité magnétique (235×10^{-5} SI). Les autres proxys se singularisent par une certaine stabilité.

Après avoir détaillé les résultats des analyses sédimentologiques pour le site des Grasses Terres afin de mettre en évidence l'évolution du fonctionnement géomorphologique de la tête de bassin, notre attention se porte sur les versants qui constituent l'autre source sédimentaire du bassin versant que nous souhaitons investiguer.

8.1.1.2 Continuum versant/fond de vallée : la Voie Romaine et le Pont Latin

Nous considérons les deux sites de coupe comme représentatifs du contexte de versant. La coupe de la Voie Romaine est située à mi-versant, ce qui légitime sa lecture comme tel. La coupe du Pont Latin illustre également ce contexte géomorphologique en raison de son positionnement au pied d'un versant dont elle enregistre directement le fonctionnement.

◆ La Voie Romaine

La coupe de la Voie Romaine dispose d'une puissance de 2,37 m et atteste de la superposition de cinq unités sédimentaires (Figure 8.3). Ces dernières sont décrites dans le même sens que sur le terrain, de bas en haut, à partir de leur faciès sédimentaire, puis de leur contenu anthracologique et enfin de leurs jalons de chronologie absolue.

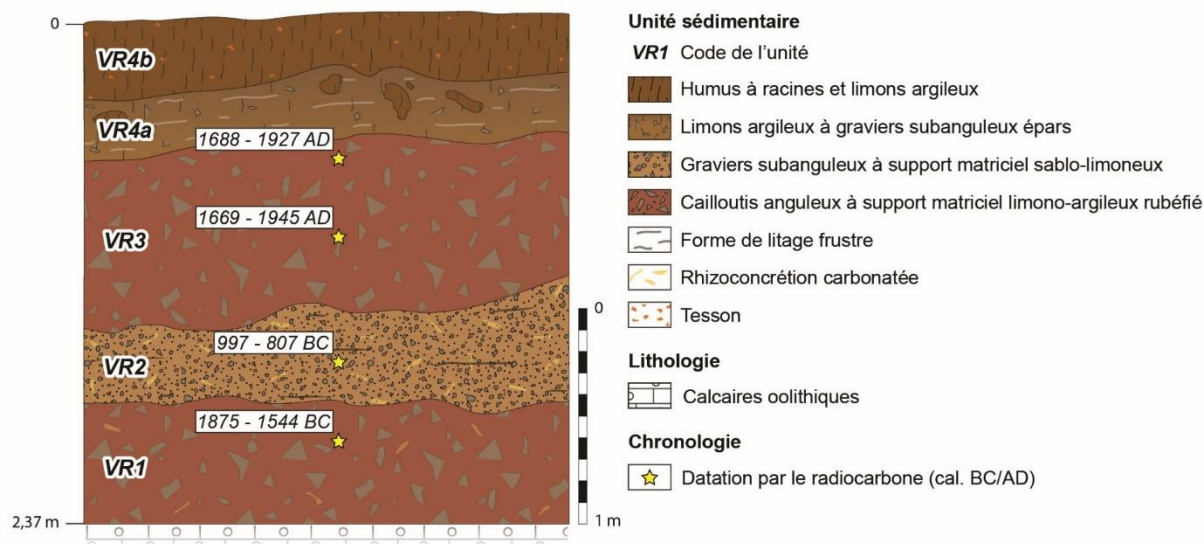


Figure 8.3 : Faciès sédimentaires et stratigraphie de la coupe de la Voie Romaine

Description des faciès sédimentaires et de la stratigraphie

À la base de la coupe de la Voie Romaine, la formation des calcaires oolithiques affleure de manière continue. Ce substrat rocheux est tronqué par un niveau de diamicton à cailloutis (237 à 178 cm, VR1). La charge caillouteuse est enchâssée dans une matrice limono-argileuse ayant subi une importante rubéfaction, lui conférant ainsi une couleur rougeâtre typique (2.5 YR 4/6). Les observations microscopiques réalisées lors de la recherche de supports de datation ont montré que ce diamicton à support matriciel est localement le siège de rhizoconcrétions, structures cylindriques rigides issues de la précipitation des carbonates de calcium à la périphérie du système racinaire des végétaux. Les éléments grossiers correspondent à des cailloutis calcaires anguleux de taille pluricentimétrique sans structure apparente. Autant d'éléments qui plaident en faveur d'une mise en place par des phénomènes de type solifluxion (Bertran, 2004) (Tableau 8.2).

<i>Unité</i>	<i>Texture</i>	<i>Structure</i>	<i>Caractéristiques spécifiques</i>	<i>Couleur</i>	<i>Interprétation</i>
VR4b	<i>Limono-argileuse</i>	<i>Pédogénétique</i>	<i>Céramique fragmentée</i>	<i>Brun foncé (7.5 YR 4/6)</i>	<i>Sol humifère</i>
VR4a	<i>Limono-argileuse avec rares graviers calcaires subanguleux</i>	<i>Litage grossier</i>	<i>Graines (Vitis vinifera), charbons roulés</i>	<i>Brun (5 YR 4/6)</i>	<i>Ruissellement diffus</i>
VR3	<i>Cailloutis calcaires anguleux à support matriciel limono-argileux</i>	<i>Massive</i>	<i>Rubéfaction</i>	<i>Ocre rouge (2.5 YR 4/6)</i>	<i>Coulée de débris cryoclastiques par solifluxion</i>
VR2	<i>Graviers calcaires subanguleux à support matriciel sablo-limoneux</i>	<i>Litage grossier</i>	<i>Rhizoconcrétions abondantes, charbons</i>	<i>Brun jaune (7.5 YR 6/8)</i>	<i>Ruissellement concentré</i>
VR1	<i>Cailloutis calcaires anguleux à support matriciel limono-argileux</i>	<i>Massive</i>	<i>Rubéfaction, rhizoconcrétions</i>	<i>Ocre rouge (2.5 YR 4/6)</i>	<i>Coulée de débris cryoclastiques par solifluxion</i>

Tableau 8.2 : Faciès sédimentaires identifiés sur la coupe de la Voie Romaine

Une nappe graveleuse vient recouvrir cette première unité sur une cinquantaine de centimètres (178 à 134 cm, VR2). Riche en concrétions carbonatées, sa matrice jaunâtre (7.5 YR 6/8) est dominée par les sables avec une petite fraction limoneuse. Des formes ponctuelles de litage frustes suggèrent un transport sédimentaire s'effectuant par ruissellement.

La troisième unité correspond à un nouveau dépôt diamictique constitué de cailloutis calcaires anguleux mesurant jusqu'à 10 cm sur le grand axe. Similaire à l'unité basale du point de vue du faciès sédimentaire, cette formation est cependant plus dilatée verticalement (134 à 55 cm, VR3). Inséré dans une matrice limono-argileuse rubéfiée de couleur rougeâtre (2.5 YR 4/6), le matériel caillouteux manifeste un accroissement de la compétence des processus géomorphologiques, d'où notre hypothèse que cette unité résulte d'une reprise du transport par solifluxion des débris fournis par les corniches calcaires situées en haut de versant.

La partie supérieure de la coupe est organisée en deux unités dominées par une sédimentation fine. La première est associée à un faciès limono-argileux brun (5 YR 4/6) et s'accumule sur une vingtaine de centimètres (55 à 33 cm, VR4a). Composée de motifs de litage grossier, la matrice renferme de rares graviers calcaires subanguleux disposés de manière éparse et sans doute transportés par des processus de ruissellement dont la compétence est modérée par rapport à ceux responsables de la mise en place de l'unité

VR2. La partie médiane de ce dépôt est riche en charbons roulés. Des graines de la sous-espèce *Vitis vinifera* en bon état de conservation sont également observées. La coupe se termine par un dépôt limono-argileux brun foncé (7.5 YR 4/6) qui constitue le support de la pédogenèse actuelle (33 à 0 cm, VR4b). Cette unité sommitale contient quelques éléments d'origine anthropique tels que des fragments de céramique contemporaine.

Assemblages anthracologiques

Au total, 32 charbons ont été identifiés sur la coupe de la Voie Romaine (Tableau 8.3). Les fragments les plus profonds correspondent à la deuxième unité (VR2). Il s'agit de trois taxons arboréens avec principalement du chêne à feuillage caduc (*Quercus* sp.) ainsi que quelques fragments de pomoidée (Maloideae cf. *Sorbus* sp.) et un fragment de pin de type sylvestre (*Pinus t. sylvestris*). L'unité caillouteuse sus-jacente (VR3) s'est avérée pauvre en charbons. Elle ne se compose en effet que d'un seul fragment de vigne (*Vitis* sp.). Plus abondants dans la quatrième unité (VR4a), les charbons ne révèlent en revanche qu'une faible diversité spécifique : 12 des 19 fragments déterminés appartiennent au genre *Vitis*. Même si elles ne représentent qu'une faible proportion de l'anthracocénose contenue dans cette unité, d'autres essences sont recensées : le sureau (*Sambucus* sp.) et le noyer (*Juglans regia*) sont très discrets avec un et deux fragments respectivement, tandis que quelques fragments de Maloideae cf. *Sorbus* sp. viennent compléter l'assemblage.

Unité	<i>Juglans regia</i>	Maloideae cf. <i>Sorbus</i> sp.	<i>Pinus t. sylvestris</i>	<i>Quercus</i> sp.	<i>Sambucus</i> sp.	<i>Vitis</i> sp.	Total
VR4b	Non analysé (sol actuel)						0
VR4a	2	4	0	0	1	12	19
VR3	0	0	0	1	0	1	2
VR2	0	2	1	9	0	0	12
VR1	Absence de charbon						0
Total	2	6	1	10	1	13	33






Formation végétale	
	Chênaie caducifoliée climacique
	Chênaie caducifoliée ouverte
	Mésophile sec
	Ripisylve
	Culture

Tableau 8.3 : Tableau de comptage anthracologiques de la coupe de la Voie Romaine et attribution des taxons à une ou plusieurs formation(s) végétale(s)

Données chronologiques

Sept datations ont été effectuées afin de caler en chronologie absolue la coupe de la Voie Romaine (Tableau 8.4 ; Figure 8.4).

L'âge mesuré à 199 cm de profondeur indique que le premier dépôt diamictique rubéfié (VR1) se met en place au moins depuis le créneau temporel compris entre le milieu du Bronze ancien et le début du Bronze moyen (1 875 - 1 554 cal. BC). Sur cette unité basale repose une nappe graveleuse (VR2) dont le milieu est attribué à la fin du Bronze final (997 - 807 cal. BC). Elle est ravinée par un second dépôt diamictique rubéfié (VR3) qui a livré deux âges rattachés à la période moderne et contemporaine (1 669 - 1 945 cal. AD ; 1 688 - 1 927 cal. AD). Les deux unités supérieures (VR4a et VR4b) n'ont pas fait l'objet de datation afin de minimiser le risque d'échantillonner des charbons trop récents.

Échantillon	Profondeur (cm)	Matériel	Code laboratoire	Âge mesuré (BP)	Âge calibré (cal. BC/AD)
VR3.3	67-69	Charbon	Poz-116727	30 ± 30	1 687 - 1 925 AD
VR3.2	103,5	Charbon	Poz-116728	160 ± 30	1 669 - 1 945 AD
VR3.1	127	Charbon (<i>Vitis sylvestris</i>)	Poz-133905	10 940 ± 60	11 133 - 10 789 BC
VR2.2	163-164	Charbon	Poz-116729	2 735 ± 30	1 001 - 806 BC
VR2.1	177-179	Charbon	Poz-116731	> 50 000	-
VR1.2	199	Charbon	Poz-116730	3 390 ± 30	1 874 - 1 536 BC
VR1.1	228	Charbon	Poz-116773	46 000 ± 3000	-

Tableau 8.4 : Datations par le radiocarbonate obtenues sur la coupe de la Voie Romaine

Les âges en gris ont été écartés du séquençage chronologique de la coupe de la Voie Romaine. L'un d'eux correspond à une inversion dans le cadre chronostratigraphique de la coupe du Pont Latin (VR3.1) et l'origine de son support charbonneux demeure complexe, tandis que les autres sont probablement dérivés de charbon minéral (lignite) (VR1.1 et VR2.1).

Les trois autres dates obtenues sur la coupe de la Voie Romaine sont incohérentes. D'emblée, les deux échantillons vieux d'environ 50 000 ans (VR1.1 et VR2.1) ont été écartés. Nous les interprétons comme des âges dérivés de charbon minéral (lignite), dont l'aspect noir intense luisant peut prêter à confusion lors de l'échantillonnage avec des charbons vitrifiés²⁹. Par ailleurs, la datation de la base du diamicton le plus récent (VR3) a donné un âge trop ancien (11 133 - 10 789 cal. BC) au regard de sa position

²⁹ La vitrification des charbons est une fusion plus ou moins prononcée des caractères anatomiques du bois conduisant à une homogénéisation du tissu ligneux et à une impossibilité de détermination taxonomique lorsque le processus a atteint un degré élevé. Il existe manifestement une grande variété de facteurs à l'origine de ce phénomène, parmi lesquels des conditions spécifiques de combustion ou de taphonomie, voire un état particulier du bois avant son passage au feu (Théry-Parisot, 2001 ; Marguerie *et al.*, 2010).

stratigraphique par rapport aux quatre calages chronologiques cohérents décrits précédemment. L'intérêt de cet âge réside dans la possibilité de préciser sans équivoque la taxonomie du charbon de vigne daté. Lors d'une première publication (Chaize *et al.*, 2021a), nous avons privilégié la vigne cultivée (*Vitis vinifera*) en considérant la localisation du charbon en contexte de versant. Mais, les valeurs de l'âge mesuré, reçues peu après, nous ont amené à revoir notre position. En effet, nous savons que la vigne cultivée est introduite en France par des colons grecs seulement vers 600 cal. BC, au moment de la fondation de Marseille (Boissinot, 2001 ; Bernigaud *et al.*, 2019). Dans ce contexte, il est plus prudent d'associer l'échantillon VR3.1 à la vigne sauvage (*Vitis sylvestris*). Comme il s'agit d'un taxon ripicole, ce charbon semblerait avoir été apporté sur le versant étudié par les pratiques de terroyage documentées par Garcia *et al.* (2018).

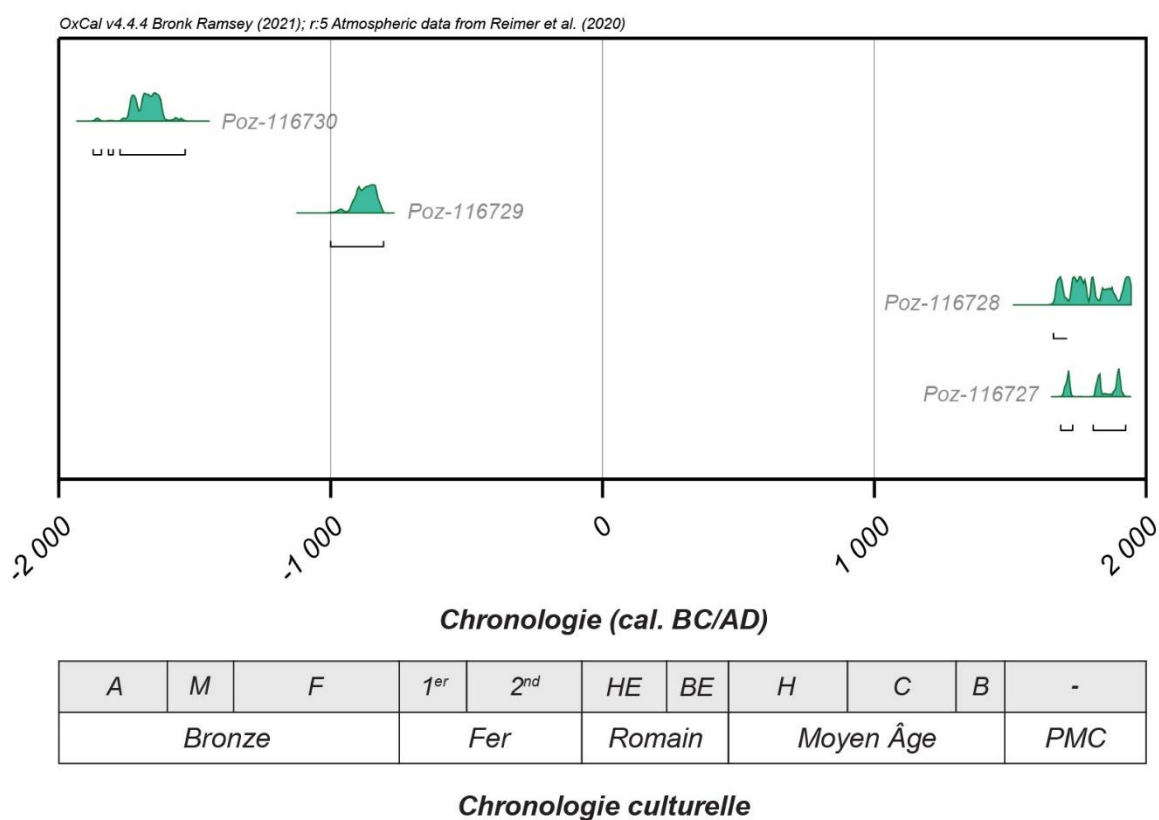


Figure 8.4 : Distribution dans le cadre chronoculturel régional des âges stratigraphiquement cohérents de la coupe de la Voie Romaine

Abréviations : A = Ancien ; M = Moyen ; F = Final ; 1 = 1^{er} âge du Fer (Hallstatt) ; 2 = 2nd âge du Fer (La Tène) ; HE = Haut-Empire romain ; BE = Bas-Empire romain ; H = Haut Moyen Âge ; C = Moyen Âge central ; B = Bas Moyen Âge ; PMC = Période moderne et contemporaine

Synthèse

Les dynamiques colluviales offrent un enregistrement discontinu des dynamiques sédimentaires et paléoenvironnementales. Toutefois, deux phases principales peuvent être mises en évidence (Figure 8.5).

La première phase, déterminée sur la base des unités VR1, VR2 et VR3, débute au plus large au moins depuis le Bronze ancien (1 875 - 1 554 cal. BC) et s'étend jusqu'à la période contemporaine (1 669 - 1 945 cal. AD ; 1 688 - 1 927 cal. AD). Au cours de cette première phase, nous notons une dynamique colluviale caillouteuse (VR1 et VR3), avec une intercalation graveleuse traduisant un processus de moindre compétence géomorphologique dans le transport des sédiments (VR2). Le signal anthracologique enregistré au sein de cette unité apporte une preuve tangible de la présence sur le versant d'une formation forestière ouverte, sans doute de type chênaie caducifoliée, aux alentours de la fin de l'âge du Bronze (997 - 807 cal. BC).

La seconde phase met la lumière sur les deux dépôts dominés par une sédimentation fine (VR4a et VR4b) et contemporains du contexte viticole actuel matérialisé par la présence de nombreux charbons de vigne. Avec l'identification également d'une essence fruitière (*Juglans regia*) et une autre semi-fruitière (*Sambucus* sp.)³⁰, nous émettons l'hypothèse que cet assemblage anthracologique reflète le système de plantation simultanée de vigne et de verger en usage jusqu'à la mécanisation du vignoble dans les années 1960.

³⁰ Le sureau est rarement récolté à des fins alimentaires même si cela peut arriver, d'où le recours à l'adjectif « semi-fruitière ».

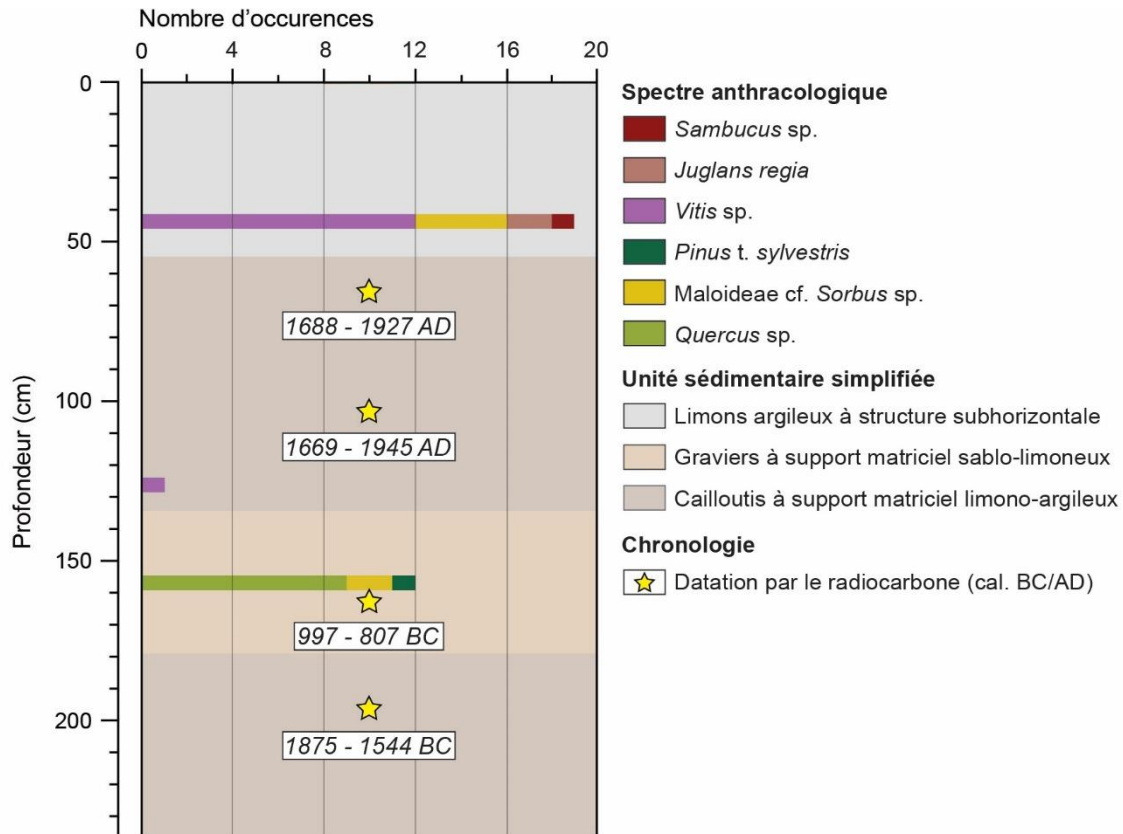


Figure 8.5 : Synthèse des données chronostratigraphiques et anthracologiques de la coupe de la Voie Romaine

◆ Le Pont Latin

La coupe du Pont Latin est divisée en cinq profils, notés de A à E (Figure 8.6). Chaque profil mesure entre 1 et 1,20 m de hauteur. Le substrat n'ayant pas pu être atteint, la coupe que nous avons observée ne correspond qu'à la partie visible des dépôts remplissant le fond de la vallée à cet endroit. Des prospections géoélectriques ont montré qu'environ 80 centimètres de dépôt sédimentaire sont conservés entre la base apparente de la coupe et le substrat (Figure 8.7).

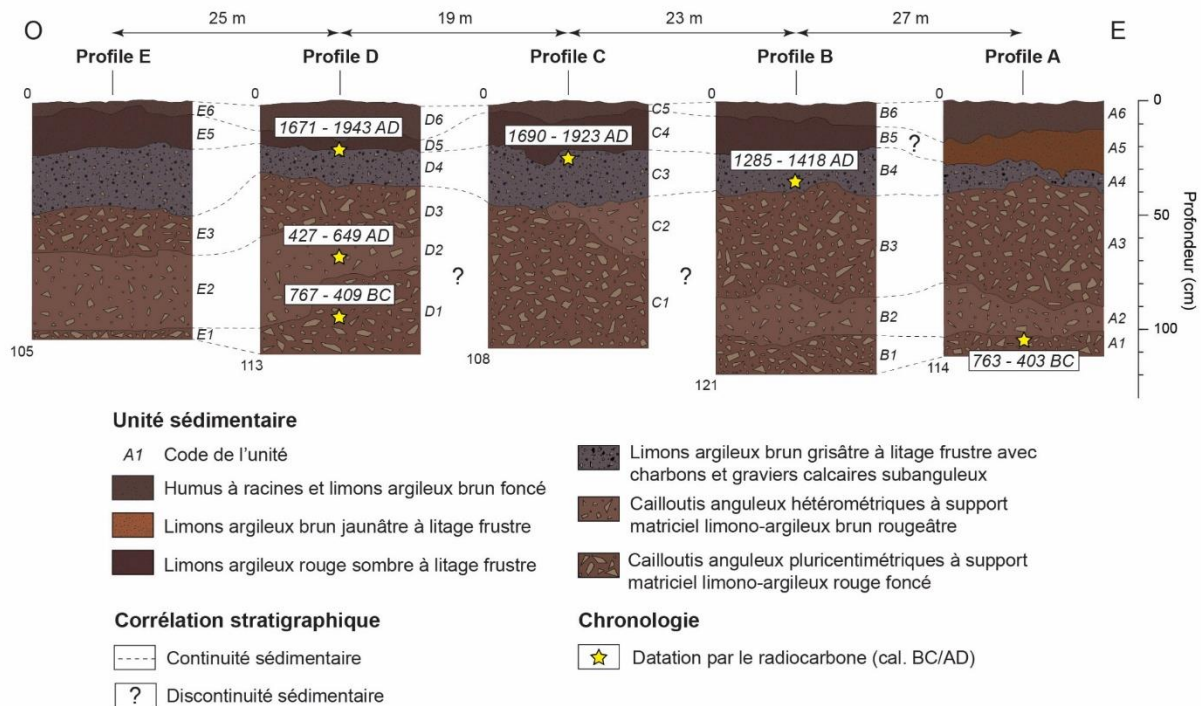


Figure 8.6 : Faciès sédimentaires et stratigraphie de la coupe du Pont Latin

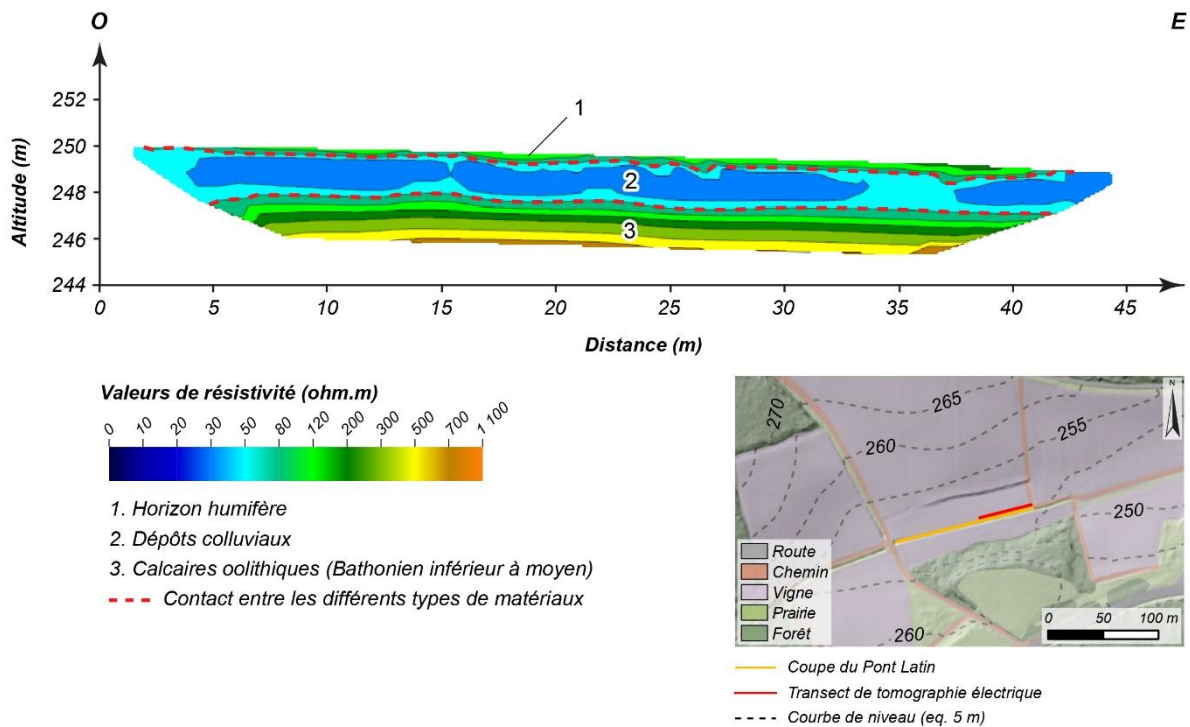


Figure 8.7 : Profil de tomographie électrique de la moitié aval de la coupe du Pont Latin et interprétation des matériaux en fonction des valeurs de résistivité

Comme le profil B apparaît comme étant le plus développé verticalement, il constitue le profil de référence pour la présentation des faciès sédimentaires et des données anthracologiques de la coupe du Pont Latin. Pour les autres profils, nous soulignons les différences significatives par rapport à ce profil de référence.

Description des faciès sédimentaires et de la stratigraphie

Profil B

Le profil B domine le talweg de 1,20 m et peut être décomposé en six unités dont chacune s'est vu attribuer un code de faciès (Tableau 8.5).

<i>Code</i>	<i>Texture</i>	<i>Structure</i>	<i>Couleur</i>	<i>Interprétation</i>
<i>Fs.1</i>	<i>Limono-argileuse</i>	<i>Pédogénétique</i>	<i>Brun foncé (10 YR 3/3)</i>	<i>Sol humifère</i>
<i>Fs.2</i>	<i>Limono-argileuse</i>	<i>Litage grossier</i>	<i>Brun jaunâtre (10 YR 5/8)</i>	<i>Ruissellement diffus</i>
<i>Fs.3</i>	<i>Limono-argileuse</i>	<i>Litage grossier</i>	<i>Rouge sombre (10 R 3/4)</i>	<i>Ruissellement diffus</i>
<i>Fs.4</i>	<i>Limono-argileuse avec rares graviers calcaires subanguleux et infracentimétriques</i>	<i>Litage grossier</i>	<i>Brun grisâtre foncé (10 YR 4/2)</i>	<i>Ruissellement diffus</i>
<i>Fs.5</i>	<i>Cailloutis calcaires anguleux, atteignant 5 à 7 cm sur le grand axe, pris dans une matrice limono- argileuse</i>	<i>Massive</i>	<i>Brun rougeâtre (2.5 YR 4/4)</i>	<i>Coulée de débris cryoclastiques par solifluxion</i>
<i>Fs.6</i>	<i>Cailloutis calcaires anguleux, atteignant 10 à 12 cm sur le grand axe, pris dans une matrice limono- argileuse</i>	<i>Massive</i>	<i>Rouge foncé (2.5 YR 3/6)</i>	<i>Coulée de débris cryoclastiques par solifluxion</i>

Tableau 8.5 : Faciès sédimentaires identifiés sur la coupe du Pont Latin

Le faciès « Fs.2 » est identifié uniquement au sein du profil A décrit ci-après.

Le faciès de la première unité (120 à 107 cm, B1) est celui d'un diamicton à support matriciel, riche en cailloutis calcaires anguleux de taille pluricentimétrique (parfois décimétrique) enveloppés dans une matrice limono-argileuse rouge foncé (2.5 YR 3/6, Fs.6). Cette unité basale cède la place à un autre diamicton à support matriciel qui se développe sur une vingtaine de centimètres (107 à 82 cm, B2), et à l'intérieur duquel apparaissent des graviers et quelques cailloutis calcaires anguleux légèrement plus petits et disparates que dans l'unité précédente. La porosité interstitielle est remplie par une matrice limono-argileuse de couleur brun rougeâtre (2,5 YR 4/4, Fs.5). La troisième unité correspond, là encore, à un dépôt diamictique (82 à 40 cm, B3), constitué de cailloutis calcaires anguleux dont la taille maximale est de 12 cm. Les éléments grossiers sont noyés dans une matrice limono-argileuse rouge foncé (2.5 YR 3/6, Fs.6). Ces trois premières unités sont massives, autrement dit dépourvues de toute structure sédimentaire facilement discernable, et leur limite supérieure est diffuse. Nous interprétons ces dépôts comme le résultat d'une dynamique colluviale, même s'il reste difficile de discriminer la nature du processus géomorphologique à l'œuvre (solifluxion, ruissellement

hyperconcentré, etc.). Dans tous les cas, des processus énergiques sont impliqués et ont probablement remaniés des matériaux cryoclastiques stockés au pied des corniches calcaires.

Un changement dans la granulométrie des sédiments a été décelé dans la partie supérieure de ce profil : trois unités fines à litage rudimentaire se succèdent jusqu'au sommet. De 40 à 22 cm de profondeur (B4), nous distinguons des limons argileux qui constituent un niveau charbonneux, d'où une coloration brun grisâtre foncé (10 YR 4/2, Fs.4). Des clastes calcaires subanguleux et infracentimétriques sont occasionnellement mélangés à la gangue sédimentaire fine. Sur cette unité repose des limons argileux rouge sombre (10 R 3/4, Fs.3) dépourvus de matériel grossier et accumulés verticalement sur une quinzaine de centimètres (22 à 8 cm, B5). La transition avec l'unité sommitale (B6) est progressive sur les 8 cm restants. La stratigraphie décrite jusqu'alors se termine par une coiffe limono-argileuse brun foncé (10 YR 3/3, Fs.1) qui constitue le support de la pédogenèse actuelle et où se rencontre de nombreux tessons vernissés modernes à contemporains. Parmi ces trois dernières unités, B4 et B5 sont interprétées comme des dépôts de ruissellement tamisé où seuls les sédiments les plus fins parviennent jusqu'au fond de vallée.

Quatre autres profils levés sur la coupe du Pont Latin complètent les données acquises sur le profil B.

Profils A, C, D et E

De la même manière que sur le profil de référence, les profils A, C, D et E indiquent l'existence d'au moins deux grandes phases d'accumulation sédimentaire. La première correspond à des unités diamictiques à support matriciel sans agencement particulier. Elle se développe jusqu'à environ 40 cm de profondeur. La seconde phase de dépôt est perceptible en observant la partie supérieure de chacun de ces quatre profils, caractérisée par des niveaux fins et grossièrement lités plus ou moins organiques.

Dans le détail, l'unité limono-argileuse rouge sombre (B5, Fs.3) est remplacée sur le profil A par ce qui semble être une lentille de 16 cm d'épaisseur (A5) dont le matériel se singularise par des limons argileux brun jaunâtre (10 YR 5/8). L'incidence de processus post-dépositionnels sur les sédiments est envisagée pour expliquer une telle coloration.

D'autres écarts au profil de référence peuvent être décrits sur le profil C. Il est le seul avec une organisation sédimentaire strictement grano-décroissante depuis la base jusqu'au sommet, assurant la transition d'un niveau détritique caillouteux vers des

niveaux plus fins. Ce profil est localement raviné dans sa partie médiane par une lentille gravelo-caillouteuse à matrice limono-argileuse brun rougeâtre (2,5 YR 4/4, Fs.5), dans laquelle aucune structure particulière n'a été identifiée (C2). Épaisse de 25 à 10 cm environ, elle disparaît en s'amincissant vers l'ouest. Sa limite inférieure est diffuse, tandis que sa limite supérieure est nette. Cette structure lenticulaire s'est déposée au contact de l'unité associée aux limons argileux brun grisâtre foncée à rares gravillons anguleux (C3, Fs.4), commune à tous les profils. L'absence d'un second niveau diamictique à cailloutis calcaires anguleux pluricentimétriques, colmatés par une matrice limono-argileuse rouge foncé (B3, Fs.6), est un autre élément de variation du profil C par rapport au profil de référence.

Enfin, les profils D et E ne révèlent pas de différence significative vis-à-vis du profil B. Les faciès des unités D1 à D6 et E1 à E6 correspondent rigoureusement aux unités B1 à B6. Cependant, des variations d'épaisseurs notables sont enregistrées entre les unités sédimentaires corrélées. La troncature sur près de 20 cm de la partie ouest de l'unité basale du profil D (D1, Fs.6) par l'unité sus-jacente (D2, Fs.5) constitue un autre point de divergence.

Assemblages anthracologiques

Profil B

Le corpus de données anthracologiques disponibles pour le profil B est constitué de 25 charbons identifiés (Tableau 8.6). L'unité basale (B1) présente la plus faible concentration en charbon : deux fragments de chêne à feuillage caduc (*Quercus* sp.)³¹ ont été mis en évidence. Cette essence se maintient dans l'unité supérieure (B2) en association avec les trois premières occurrences du genre *Vitis*. Malgré la disparition du chêne, le spectre anthracologique de l'unité B3 montre une diversification. Construit à partir d'un corpus de cinq fragments, il enregistre de nouvelles essences comme le cornouiller sanguin (*Cornus sanguinea*) et le saule (*Salix* sp.). La vigne reste représentée mais décroît. Les deux dernières unités (B4 et B5) sont monospécifiques, seule la vigne a été enregistrée. Pourtant, le nombre de charbon reste stable, voire augmente selon l'unité considérée.

³¹ Dans le contexte bioclimatique bourguignon, cette essence peut être rattachée au chêne pubescent (*Quercus pubescent*), mais la présence du chêne sessile (*Quercus petraea*) est également possible.

Profil	Unité	<i>Carpinus betulus</i>	<i>Cornus sanguinea</i>	<i>Corylus avellana</i>	<i>Euonymus europaeus</i>	<i>Fagus sylvatica</i>	<i>Pinus t. sylvestris</i>	<i>Prunus sp.</i>	<i>Quercus sp.</i>	<i>Populus sp. / Salix sp.</i>	<i>Vitis sp.</i>	Total
	A6	Non analysé (sol actuel)										
Profil A	A5	0	0	0	0	0	1	0	0	0	6	7
	A4	0	2	0	1	0	4	0	0	5	2	14
	A3	0	0	0	1	0	0	0	5	1	0	7
	A2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	A1	0	0	1	0	1	0	1	7	0	0	10
	B6	Non analysé (sol actuel)										
Profil B	B5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	9
	B4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	4
	B3	0	1	0	0	0	0	0	0	3	1	5
	B2	0	0	0	0	0	0	0	2	0	3	5
	B1	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	2
	C5	Non analysé (sol actuel)										
Profil C	C4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	17	17
	C3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	10
	C2	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2
	C1	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	5
	D6	Non analysé (sol actuel)										
Profil D	D5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	9
	D4	0	0	0	0	0	2	0	0	0	4	6
	D3	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	4
	D2	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	4
	D1	3	0	2	0	0	0	0	3	0	0	8
	E6	Non analysé (sol actuel)										
Profil E	E5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	15
	E4	0	0	0	0	2	0	0	11	0	0	13
	E3	0	0	0	0	0	2	0	4	5	0	11
	E2	0	0	0	0	1	0	0	2	0	1	4
	E1	1	0	0	0	1	0	0	3	0	0	5
Total		4	3	3	2	5	9	1	41	24	84	176

Formation végétale

 Chênaie caducifoliée climacique	 Mésophile humide	 Ripisylve	 Ubiquiste
 Chênaie caducifoliée ouverte	 Mésophile sec	 Culture	

Tableau 8.6 : Tableau de comptage anthracologique de la coupe du Pont Latin et attribution des taxons à une ou plusieurs formation(s) végétale(s)

Profils A, C, D et E

Les autres profils font émerger des tendances globalement similaires à celles du profil B, aussi bien en termes de taxonomie que de distribution selon la profondeur. Il faut donc davantage insister, à partir des exemples les plus illustratifs, sur des effets de nombre et d'apparition/disparition ponctuelle d'essence.

À l'instar du profil B, les deux dernières unités du profil C se caractérisent par un appauvrissement considérable du spectre anthracologique au profit de la vigne. Or, les unités C3 et C4 cumulent 27 fragments de vigne contre 13 pour les unités correspondantes dans le profil B (B4 et B5). Par ailleurs, les unités basales des profils A, D et E enregistrent une diversité spécifique plus importante que sur le profil B. Par exemple, au sein de l'unité D1, les fragments de chêne sont mêlés à des fragments de noisetier (*Corylus avellana*) et de charme (*Carpinus betulus*). Ces modalités de variation des signaux anthracologiques par rapport à celui du profil de référence peuvent être résumées par la mise en regard des unités A2 et B2. La première montre un nombre et une diversité de charbons identifiés supérieurs à la seconde. Contrairement à l'unité B2, la vigne n'est plus majoritaire et de nouvelles essences apparaissent comme le peuplier/saule (*Populus sp./Salix sp.*)³², le pin de type sylvestre (*Pinus t. sylvestris*)³³, le fusain (*Euonymus europaeus*) et le cornouiller sanguin (*Cornus sanguinea*).

Données chronologiques

Au total, dix charbons ont été datés sur la coupe du Pont Latin : trois dans les profils B et D, deux dans le profil E et un dans chacun des profils A et C (Tableau 8.7) (Figure 8.8). Néanmoins, en considérant seulement les dates retenues, nous constatons que le profil D fournit le meilleur calage chronologique parmi les différents profils de la coupe du Pont Latin.

La phase à colluvionnement grossier (D1, D2 et D3) est datée entre le début du premier âge du Fer et du second (766 - 410 cal. BC) dans sa partie inférieure, et de la transition entre l'Antiquité tardive et la période alto-médiévale (435 - 652 cal. AD) dans sa partie médiane. Nous notons ensuite la présence jusqu'à la surface d'une succession de trois unités constituées de sédiments fins à structuration subhorizontale (D4, D5 et D6). La phase de contact entre les limons argileux brun grisâtre foncé (D4) et les limons

³² Ces deux essences ripicoles peuvent difficilement être discriminées l'une de l'autre en anthracologie et sont regroupées sous le « taxon valise » *Populus sp./Salix sp.*

³³ Bien que les caractères anatomiques du bois de pin ne puissent le certifier, il s'agit de l'espèce à envisager car elle est la seule naturellement présente en Bourgogne.

argileux rouge sombre (D5) semble postérieure à 1 674 cal. AD d'après l'âge obtenu (1 674 - 1 943 cal. AD) sur un charbon de vigne positionné entre 19 et 22 cm de profondeur.

Échantillon	Profondeur (cm)	Matériel	Code laboratoire	Âge mesuré (BP)	Âge calibré (cal. BC/AD)
PLA1	104-108	Charbon (Quercus sp.)	Poz-116719	2 435 ± 35	762 - 401 BC
PLB4	35-40	Charbon (Vitis sp.)	Poz-116720	605 ± 30	1 288 - 1 420 AD
PLB3	59-64	Charbon	Poz-116721	> 52 000	-
PLB2	95-100	Charbon	Poz-116722	> 50 000	-
PLC3	20-25	Charbon (Vitis sp.)	Poz-116723	112,47 ± 0,32	1 691 - 1 920 AD
PLD5	19-22	Charbon (Vitis sp.)	Poz-116725	135 ± 30	1 674 - 1 943 AD
PLD2	67	Charbon (Populus sp./Salix sp.)	Poz-116726	1 495 ± 30	435 - 652 AD
PLD1	96,5	Charbon	UBA-39224	2 456 ± 27	766 - 410 BC
PLE3	58,5	Charbon (Populus sp./Salix sp.)	Lyon-17356	6 975 ± 35	5 985 - 5 732 BC
PLE2	81,5	Charbon	UBA-39222	> 49 728	-

Tableau 8.7 : Datations par le radiocarbone obtenues sur la coupe du Pont Latin

L'un des âges en gris correspond à une inversion dans le cadre chronostratigraphique de la coupe du Pont Latin (PLE3) et l'origine de son support charbonneux semble complexe, tandis que les autres sont probablement dérivés de charbon minéral (lignite) (PLB2, PLB3 et PLE2).

À ces trois dates s'ajoute celle acquise dans le diamicton à support matriciel constituant la base de la stratigraphie du profil A (A1). Elle nous place une nouvelle fois entre le début du premier âge du Fer et du second (762 - 401 cal. BC). Pour le profil B, l'âge de 1 288 - 1420 cal. AD mesuré près de la base des limons argileux brun grisâtre foncé (B4) suggère que cette unité s'est mise en place après le Moyen Âge central. Son prolongement stratigraphique sur le profil C correspond à l'unité C4 dont le sommet est documenté de la période moderne et contemporaine (1 691 - 1 920 cal. AD).

Les âges des échantillons PLB2, PLB3 et PLE2, situés à la limite ou au-delà de la portée pratique du radiocarbone, ont été écartés. Ils sont probablement dérivés de charbon minéral (lignite) dont la présence est fréquente dans les coupes étudiées. Par ailleurs, l'âge le plus ancien (5 985 - 5 732 cal. BC) semble ne pas être en place. Quelques hypothèses peuvent être formulées pour expliquer cela.

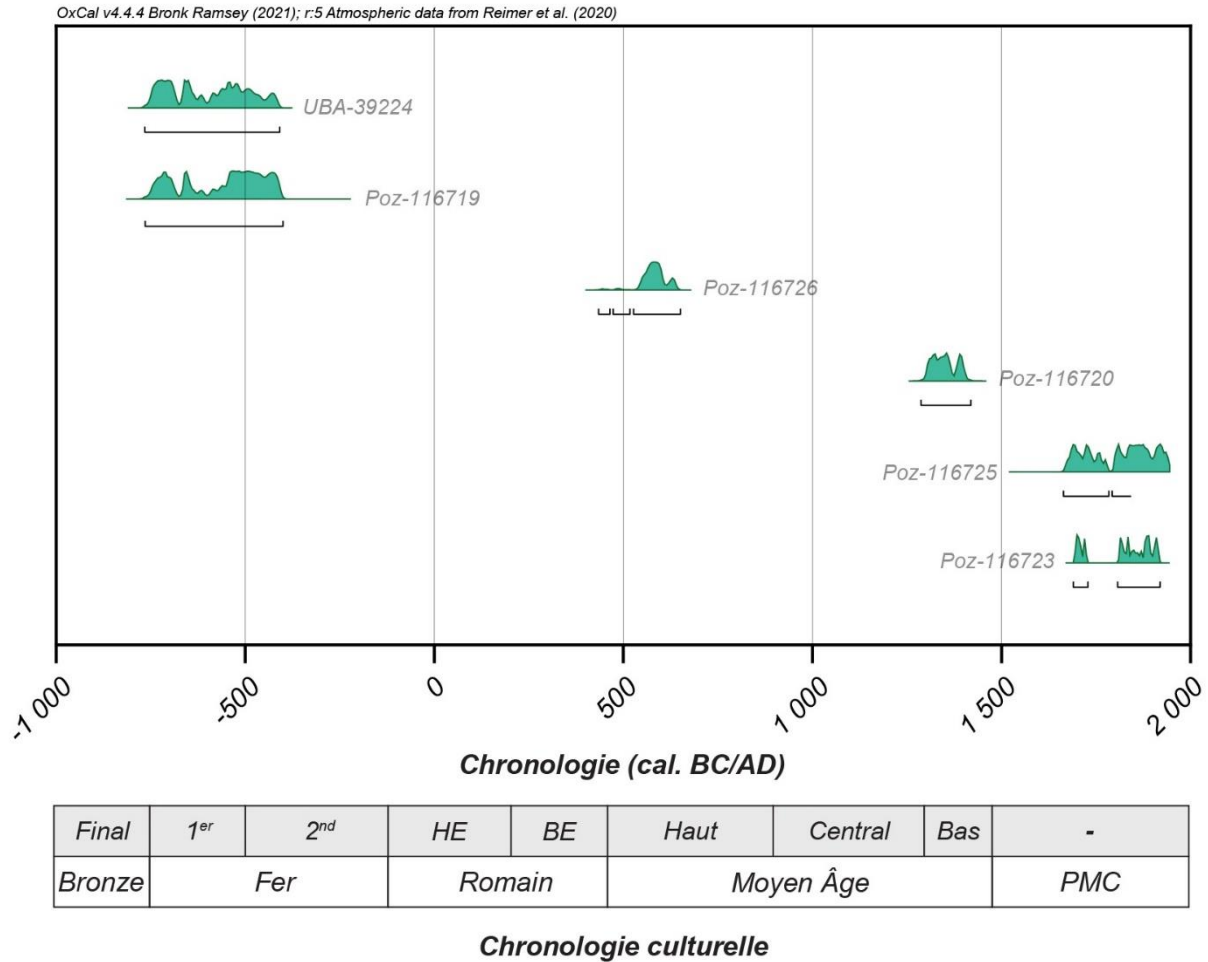


Figure 8.8 : Distribution dans le cadre chronoculturel régional des âges stratigraphiquement cohérents de la séquence du Pont Latin

Abréviations : 1 = 1^{er} âge du Fer (Hallstatt) ; 2 = 2nd âge du Fer (La Tène) ; HE = Haut-Empire romain ; BE = Bas-Empire romain ; PMC = Période moderne et contemporaine

Sachant que la coupe a été levée en fond de vallée et que nous sommes en présence d'un charbon dont le taxon (*Populus sp./Salix sp.*) est inféodé à la ripisylve, nous pouvons suggérer que ce dernier a été produit *in situ*, excluant ainsi la possibilité de son transport par une dynamique colluviale. Cette hypothèse pose cependant problème car elle témoignerait d'une formation de l'unité E3 durant le Mésolithique final. Or, cela paraît trop vieux au regard du contexte chronostratigraphique de la coupe du Pont Latin, supposant davantage un dépôt au cours de la période médiévale. La seconde hypothèse appelle à considérer que le charbon a été déposé par terroyage sur l'un des versants encadrant la coupe du Pont Latin, puis transféré jusqu'au fond de vallée par le biais des dynamiques géomorphologiques. Le terroyage est une pratique récurrente de lutte contre l'érosion des sols viticoles sur la Côte de Bourgogne, prenant la forme d'apports sédimentaires exogènes à la parcelle à recharger (Garcia *et al.*, 2018). En considérant cette

seconde hypothèse, l'âge mesuré ne peut être considéré comme représentatif de la période de mise en place de l'unité dans laquelle a été prélevé le charbon.

Synthèse

Les faciès sédimentaires et le découpage stratigraphique des profils de la coupe du Pont Latin ont mis en lumière deux groupes distincts (Figure 8.9, B).

Depuis la base apparente, deux à trois unités comprenant du matériel caillouteux pris dans une matrice limono-argileuse se superposent. Cette phase à colluvionnement grossier (PL1) se produit au moins depuis le premier âge du Fer (763 - 403 cal. BC ; 767 - 409 cal. BC) et semble se poursuivre à la transition entre l'Antiquité tardive et le haut Moyen Âge (427 - 649 cal. AD) d'après la date obtenue dans sa partie médiane. La suite des profils se caractérise jusqu'à la surface par une succession de trois unités limono-argileuses avec des motifs de litage fruste plus ou moins parallèle à la surface. La mise en place de cette aggradation fine (PL2) paraît s'amorcer avant la fin du Moyen Âge (1 285 - 1 418 cal. AD) et se maintenir au cours de la période moderne et contemporaine (1 690 - 1 923 cal. AD ; 1 671 - 1 943 cal. AD).

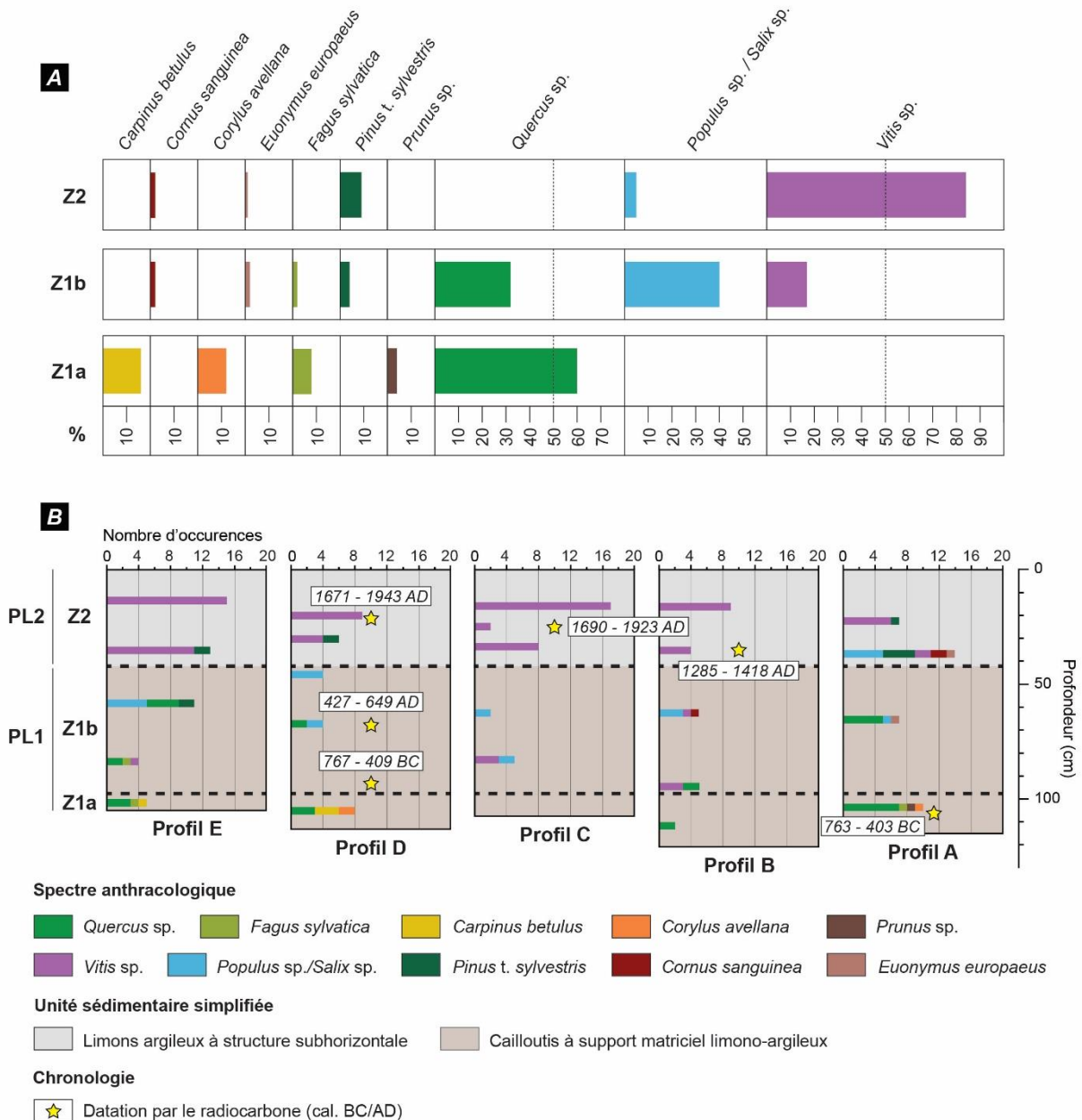


Figure 8.9 : Synthèse des données chronostratigraphiques et anthracologiques de la coupe du Pont Latin. (A) Répartition des fréquences relatives des taxons par phase anthracologique ; (B) Répartition des fréquences absolues des taxons par profil

Du point de vue anthracologique, les tendances taxonomiques dominantes observées entre les profils soulignent l'existence de trois zones depuis la base vers la surface (Figure 8.9, A et B). Les deux premières sont corrélées à la phase de colluvionnement grossier (PL1), d'où certainement la taille infracentimétrique des charbons enfouis. La troisième recoupe en stratigraphie la phase à sédimentation fine (PL2) et contient en général des charbons de dimension supérieure, dont certains font état d'un aspect roulé. Le cornouiller sanguin (*Cornus sanguinea*), peu fréquent et surtout

difficile à discriminer écologiquement, n'est volontairement pas exploité dans le développement suivant.

Dans le détail, la première zone (Z1a) comptabilise 25 fragments répartis entre cinq taxons arboréens qui révèlent un contexte de chênaie caducifoliée ouverte. Le chêne à feuillage caduc (*Quercus* sp.) est l'essence principale avec 60 % des charbons déterminés (Figure 8.9, A). Le charme (*Carpinus betulus*) et le hêtre (*Fagus sylvatica*) sont présents également mais en faibles proportions (respectivement 8 % et 16 %). Le hêtre est un taxon de climat montagnard qui apporte une tonalité froide/humide. Dans cette première phase, les sédiments ont également livré quelques fragments de noisetier (*Corylus avellana*) et un fragment du genre *Prunus*. Ces héliophiles évoquent des zones ouvertes ou de lisières forestières. L'ensemble des taxons énumérés jusqu'alors ne s'accorde pas avec les conditions hydromorphes du fond de vallée où se trouve la coupe du Pont Latin. Les charbons sont donc probablement apportés par les dynamiques géomorphologiques depuis les versants périphériques.

La deuxième zone (Z1b) est plus riche (47 fragments) et plus diversifiée (7 taxons). Elle montre l'importance de la ripisylve relativement à tous les autres écosystèmes. Une essence de sols gorgés d'eau comme le peuplier/saule (*Populus* sp./*Salix* sp.) représente 40 % de l'anthracocénose contenu dans cette phase. L'existence d'une flore ripicole est également suggérée par un fragment de fusain (*Euonymus europaeus*) dans le profil A, même si cette espèce est moins exigeante en eau et plus mésophile. À côté du cortège de la ripisylve, la chênaie est toujours perceptible mais elle perd en diversité : le chêne décidu se maintient et totalise 32 % des fragments identifiés, tandis que le hêtre n'est mentionné qu'à une seule reprise et le charme a disparu. Par ailleurs, des occurrences de vigne (*Vitis* sp.) sont observées dans plusieurs assemblages (profils B, C et D). Elles pourraient tout à fait être associées à sa forme cultivée compte tenu du contexte chronologique (435 - 652 cal. BC), mais comme la vigne peut pousser naturellement dans la ripisylve, en compagnie du saule/peuplier que nous avons fréquemment identifié, nous préférons ne pas trancher. La présence de pin de type sylvestre (*Pinus t. sylvestris*) est également attestée dans le profil E.

La troisième zone anthracologique (Z2) montre pour sa part une richesse en charbons (104 fragments) sans commune mesure avec Z1a et Z1b, mais la diversité spécifique y est très réduite (cinq taxons) avec une dominance absolue du genre *Vitis* (84 % des charbons déterminés). L'abondance soudaine de ce taxon est un argument en faveur d'un paysage ouvert au profit de la culture de la vigne, d'autant plus avec la présence

concomitante d'un taxon de reconquête (*Pinus t. sylvestris*) et la raréfaction des ripicoles, dorénavant limitées à cinq fragments de saule/peuplier et un fragment de fusain.

◆ Évolution géomorphologique et paléoenvironnementale du continuum versant/fond de vallée

Le continuum versant/fond de vallée étudié enregistre plusieurs changements majeurs au sein des signaux géomorphologiques et paléoenvironnementaux reconstitués. Il s'agit d'en dresser les contours en associant les données des coupes de la Voie Romaine avec celles de la coupe du Pont Latin (Figure 8.10), étayées ponctuellement par les résultats des prospections géomorphologiques et de tomographie électrique acquis le long d'une section transversale du bassin versant du Giroux sur laquelle sont situées les deux coupes.

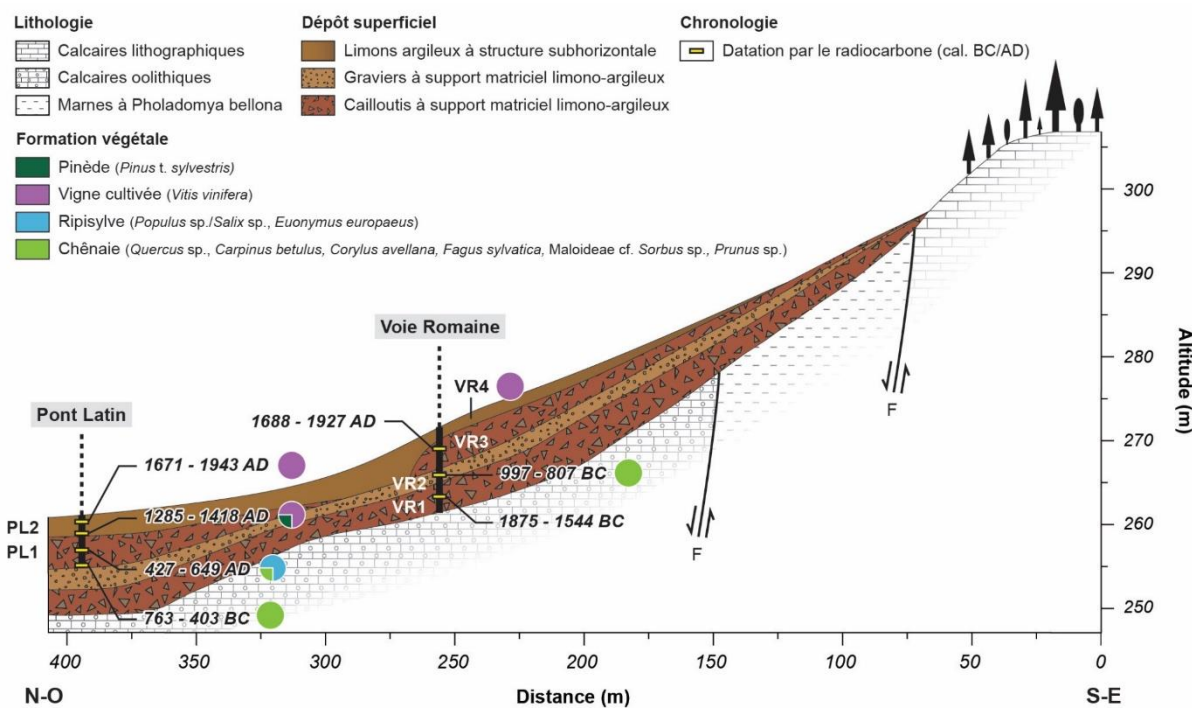


Figure 8.10 : Évolution du remplissage sédimentaire et de la végétation ligneuse le long du continuum versant/fond de vallée documenté par les coupes de la Voie Romaine et du Pont Latin

L'épaisseur des dépôts superficiels est cinq fois plus grande que dans la réalité. Pour une même unité sédimentaire, une seule date est rappelée pour les périodes chronoculturelles avec plusieurs jalons de chronologie absolue. Les diagrammes circulaires représentent la part relative de chaque formation végétale. Celle-ci est donnée à titre indicatif à partir de la lecture des données anthracologiques des deux coupes étudiées.

Entre le début du Bronze ancien et le début du Bronze final (1875 - 1544 cal. BC), le versant est recouvert d'un dépôt de solifluxion enrichi en matériaux cryoclastiques anguleux et pluricentimétriques, issus du démantèlement des affleurements calcaires jurassiques du haut de versant pendant le Pléistocène (VR1) (Figure 8.11). Malgré les

déformations induites par la viticulture, des héritages paysagers d'anciennes dynamiques de solifluxion ont été décrits sur le versant enregistré par la coupe de la Voie Romaine. Des lobes en forme de langue, pouvant mesurer jusqu'à 25 m de largeur, sont mis en évidence dans le bas du versant et associés à une forêt ivre dans laquelle les arbres sont inclinés de façon aléatoire (Figure 8.11). Le matériel sédimentaire de ces masses glissées se compose de fragments calcaires anguleux de taille pluricentimétrique insérés dans une matrice limono-argileuse.

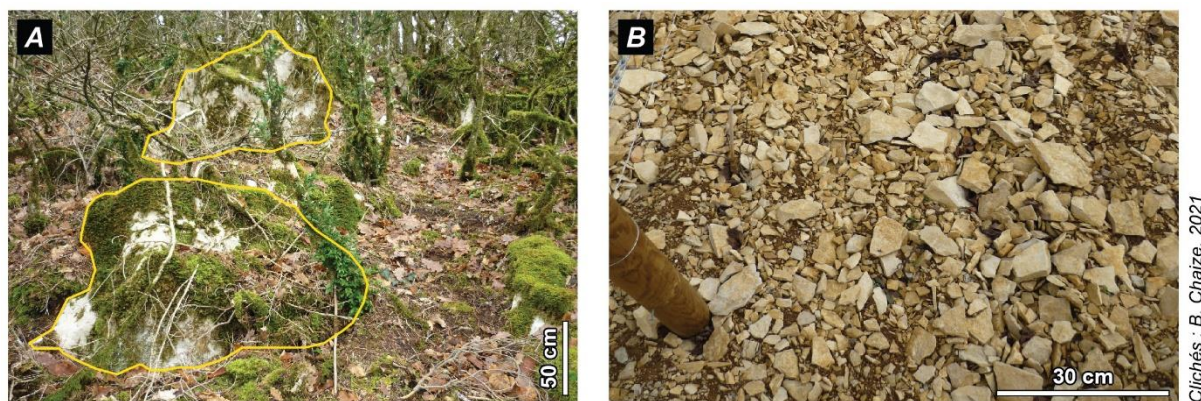


Figure 8.11 : Mis en évidence des sources de matériaux constitutifs des dépôts soliflués de la coupe de la Voie Romaine. (A) Affleurements de calcaires lithographiques dans le haut de versant enforesté ; (B) Éboulis cryoclastiques prenant la forme de cailloutis calcaires anguleux stockés au contact entre la lisière de la forêt et les parcelles viticoles

Un changement de processus géomorphologique est mis en évidence au Bronze final (997 - 807 cal. BC). Seuls des graviers calcaires, relativement bien triés, transitent sur le versant par ruissellement concentré, ce qui permet de rendre compte du léger émoussé observé sur ces derniers (VR2). Les nombreux charbons de chêne à feuillage caduc (*Quercus* sp.) contenus dans cette unité font penser à la présence d'une formation forestière sur le versant, sans doute de type chênaie caducifoliée. L'identification en parallèle d'une héliophile (Maloideae cf. *Sorbus* sp.) et d'un taxon pionnier (*Pinus t. sylvestris*) révèlent probablement des traces d'ouverture, évoquant l'existence de lisières ou de zones moins densément forestières. Le dépôt sédimentaire conservé sous la base apparente de la coupe du Pont Latin montre que la phase de colluvionnement de la coupe de la Voie Romaine, alternant solifluxion (VR1) et ruissellement concentré (VR2), semble affecter l'ensemble du continuum versant/fond de vallée.



Figure 8.12 : Aperçu du front d'un lobe de solifluxion surmonté par une forêt ivre dans le bas du versant de la coupe de la Voie Romaine

Documentée à partir de la coupe du Latin, la troisième phase correspond au premier âge du Fer (767 - 409 cal. BC ; 763 - 403 cal. BC). Des cailloutis calcaires anguleux de taille pluricentimétrique sont transportés jusqu'au fond de vallée par un processus géomorphologique de type solifluxion (PL1). Les données anthracologiques constituent un indice crédible de la présence d'une chênaie caducifoliée mature, diversifiée et ouverte (*Quercus* sp., *Carpinus betulus*, *Corylus avellana*, *Fagus sylvatica*, *Prunus* sp.).

Après un hiatus sédimentaire caractéristique du second âge du Fer et de la période romaine, une quatrième phase est décelée dans le fond de vallée. Le colluvionnement grossier (PL1) reste actif à la transition entre l'Antiquité tardive et le haut Moyen Âge (427 - 649 cal. AD), puis s'interrompt avant la période fini-médiévale (1285 - 1418 cal. AD). Les assemblages anthracologiques sont dominés par les essences typiques de la ripisylve, et ce à la fois par le nombre de fragments identifiés et par leur diversité spécifique (*Populus* sp./*Salix* sp., *Euonymus europaeus*, voire *Vitis* sp.).

Au Moyen Âge central, un seuil est franchi dans le fond de vallée à la fois dans la granulométrie des sédiments accumulés (sédimentation fine ; PL2) et dans les tendances taxonomiques dominantes (généralisation de *Vitis* sp.). Le signal géomorphologique contraste avec les enregistrements de versant où des colluvions grossières continuent de se déposer jusqu'à la période moderne et contemporaine (VR3 : 1669 - 1945 cal. AD ; 1688 - 1927 cal. AD).

La dernière phase, actuelle, montre le rétablissement du continuum sédimentaire entre le versant et le fond de vallée (VR4a ; VR4b ; PL2). Elle est accompagnée d'une accentuation de l'encépagement du versant d'après la forte concentration de charbons de vigne dans l'unité limono-argileuse à structure subhorizontale (VR4a).

Le schéma décrit jusqu'alors reste toutefois difficilement perceptible sur l'ensemble du continuum versant/fond de vallée investigué. Nous interprétons cela comme le résultat des processus d'ablation et de transport sédimentaire qu'implique la viticulture. Les formations superficielles sont progressivement effacées, de telle sorte que leur épaisseur est aujourd'hui résiduelle comme observé sur le versant opposé (Figure 8.13).

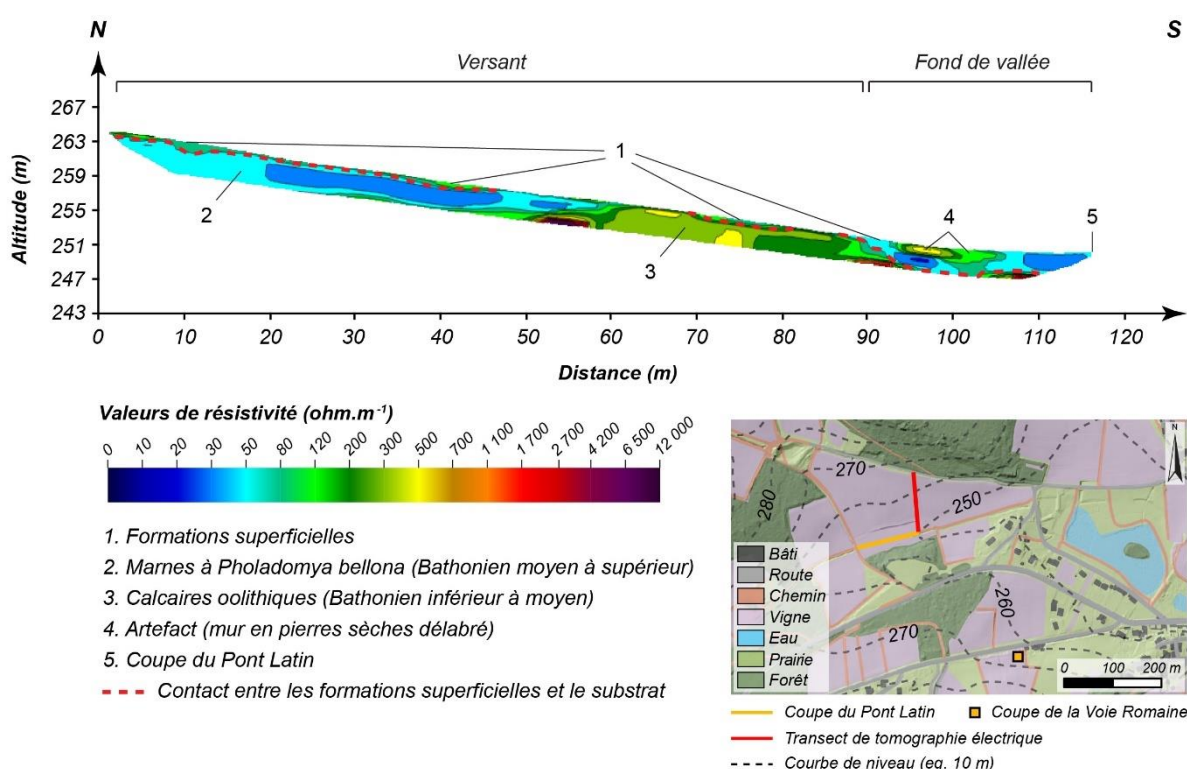


Figure 8.13 : Profils de tomographie électrique sur le bas du versant incisé à son pied par la coupe du Pont Latin et interprétation des matériaux en fonction des valeurs de résistivité

Noter que le substrat rocheux est toujours subaffleurant à affleurant sur le versant.

Au terme de la présentation des données de la zone production du bassin versant, il faut retenir des différences significatives dans le fonctionnement géomorphologique des sources sédimentaires du bassin versant du Giroux. Les versants favorisent une disponibilité en sédiments grossiers jusqu'à un passé très proche avec des dynamiques colluviales relativement énergiques, dont on retrouve les traces dans le paysage et les archives sédimentaires. Elles viennent colmater le fond de vallée jusqu'au Moyen Âge central, période à laquelle un découplage géomorphologique s'établit entre les versants et le fond de vallée.

Au niveau de la tête de bassin, le passage d'une séquence d'aggradation caillouteuse à une séquence d'aggradation limoneuse apparaît plus précocement. En effet, les apports de matériel sédimentaire grossier dans la cascade sédimentaire prennent fin aux alentours du Chalcolithique. La seule exception à ce schéma général correspond à la mise en place postérieure d'un mince lit à cailloutis.

Pour appréhender l'efficacité de la cascade sédimentaire à exporter des sédiments vers l'exutoire, une vision des dynamiques géomorphologiques à l'échelle de la zone de transfert du bassin versant est également nécessaire. Il s'agit de savoir si le cours d'eau dispose de la puissance suffisante pour assurer la prise en charge des sédiments grossiers injectés dans la cascade sédimentaire depuis les versants et la tête de bassin.

8.1.2 Zone de transfert

Les archives sédimentaires correspondent à des carottages réalisés sur trois sites régulièrement distribués dans la zone de transfert. De l'amont vers l'aval, nous distinguons le site de la Mairie, puis celui du Pré Rossignol et enfin le site de la Roline.

8.1.2.1 Site de la Mairie

Le site de la Mairie comprend un seul carottage sur lequel aucun élément organique n'a pu être identifié. Par conséquent, les données sédimentologiques et chronostratigraphiques, illustrées sur la Figure 8.14, ne sont pas replacées dans un cadre chronologique absolu.

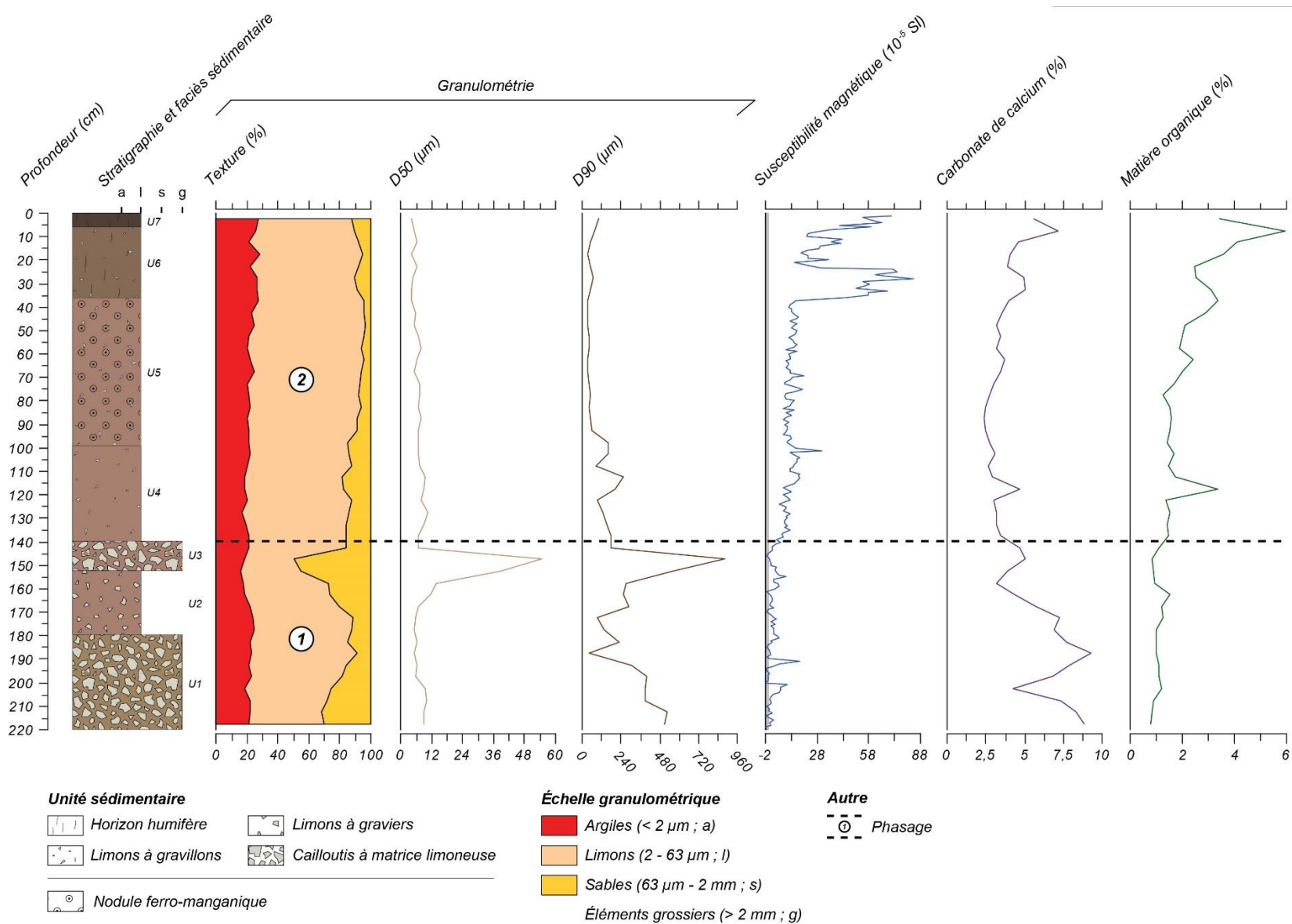


Figure 8.14 : Données sédimentologiques acquises sur la séquence de référence du site de la Mairie

◆ Description des faciès sédimentaire et de la stratigraphie

En portant notre regard sur les discontinuités stratigraphiques entre les différentes générations de dépôts qui forment cette séquence de 220 cm de long, sept unités peuvent être mises en évidence. De bas en haut, nous avons :

- U1 (220 - 179 cm) : cailloutis subanguleux pluricentimétriques sans agencement particulier et enchâssés dans une matrice limoneuse brun jaunâtre (10 YR 5/4);
- U2 (179 - 152 cm) : limons brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) riches en graviers subanguleux dont la taille maximale du grand axe est de 3,5 cm ;
- U3 (152 - 139 cm) : semblable à l'unité basale, ce dépôt est composé de cailloutis subanguleux pluricentimétriques disposés en vrac et noyés dans une matrice limoneuse brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) ;
- U4 (139 - 99 cm) : limons brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) à gravillons épars ;
- U5 (99 - 36 cm) : passée limoneuse brun rougeâtre foncé (2,5 YR 3/3) avec quelques gravillons subanguleux et une forte concentration de nodules ferro-manganiques millimétriques responsable de la coloration du sédiment sous la forme de taches noirâtres ;
- U6 (36 - 6 cm) : limons brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) à gravillons épars traversés par quelques radicules ;
- U7 (6 - 0 cm) : horizon humifère limoneux rouge très sombre (2,5 YR 2,5/2) avec une structure grumeleuse liée à l'activité biologique et à un chevelu racinaire dense.

◆ Analyse granulométrique de la texture

L'analyse de la composition granulométrique de la texture fait émerger deux tendances. La partie inférieure (220 à 93 cm) du dépôt est composée d'une texture plus grossière que la partie supérieure (93 cm à la surface). Le D90, traduisant la compétence de l'agent de transport, varie ainsi de 44 à 887 μm (limons très grossiers à sables grossiers) pour la partie inférieure, et de 30 à 100 μm (limons grossiers à sables très fins) pour la partie supérieure. On observe dans le détail une importante injection de sable entre 145 et 155 cm de profondeur, à tel point que la fraction sableuse devient dominante sur les limons. Le scénario se répète, mais selon une intensité moindre, entre 200 cm et la base de la séquence. De son côté, la fraction argileuse se maintient à un niveau constant : elle représente entre 20 et 25 % des échantillons.

◆ Susceptibilité magnétique volumique

Les résultats mettent en évidence des valeurs de susceptibilité magnétique qui s'échelonnent de -2 à 84×10^{-5} SI. Leur distribution nous permet de distinguer une variation croissante depuis la base de la séquence selon trois phases principales.

La première phase, entre 220 et 146 cm de profondeur, se caractérise par des valeurs de κ oscillant autour de zéro, d'où une médiane à 1×10^{-5} SI. La dispersion des valeurs est plus élevée qu'il n'y paraît à cause d'un pic à 18×10^{-5} S.I qui crée une rupture à 191 cm de profondeur.

La deuxième phase se développe entre 146 et 36 cm de profondeur. Après une brève augmentation à son début, les valeurs de susceptibilité magnétique se stabilisent à environ 12×10^{-5} SI. Ce palier est toutefois interrompu par un pic à 101 cm de profondeur qui atteint 30×10^{-5} SI.

La troisième phase se trouve entre 36 cm de profondeur et le sommet de la séquence. À l'image de la médiane (43×10^{-5} SI), les valeurs de κ sont positives et modérées. Elles se singularisent également par une forte irrégularité, si bien que l'étendue est de 69×10^{-5} SI.

◆ Taux de matière organique et de carbonate de calcium

L'évolution du taux de matière organique montre deux phases distinctes séparées par un pic positif à 3,5 % à 118 cm de profondeur : (i) de 220 à 123 cm, le taux de matière organique évolue peu et ne dépasse pas 1,5 %, alors que (ii) de 123 cm jusqu'au sommet de la carotte, les sédiments sont plus riches en matière organique. En effet, malgré une alternance de petites phases de croissance et décroissance, la tendance est à l'augmentation jusqu'à 8 cm de profondeur où le taux atteint les 6 %.

En observant l'évolution de la courbe des carbonates de calcium, il se dessine un schéma inverse à celui décrit pour la matière organique. Le sédiment le plus carbonaté se trouve entre 220 et 143 cm avec des valeurs régulièrement supérieures à 7 %. Au-dessus de cette profondeur, le taux oscille aux alentours de 3 % avec toutefois un ressaut à proximité de la surface.

◆ Synthèse

En se basant sur une lecture croisée des résultats des analyses sédimentologiques effectuées sur la colonne stratigraphique de la Mairie, nous pouvons proposer un phasage en deux temps.

Une première phase, située entre 220 et 140 cm, présente une sédimentation dans laquelle prédominent les dépôts grossiers. Les valeurs de susceptibilité magnétique sont faiblement positives à négatives. Cette signature diamagnétique est à rapprocher des taux relativement élevés en carbonate de calcium à l'échelle de la séquence.

La seconde phase montre une configuration opposée avec une succession de dépôts limoneux argileux entre 140 cm et la surface. De façon concomitante, la susceptibilité magnétique enregistre une augmentation, particulièrement marquée entre 37 cm et la surface, et un appauvrissement des sédiments en carbonate de calcium est constaté.

8.1.2.2 Site du Pré Rossignol

Dans le choix de la séquence carottée de référence du site du Pré Rossignol, nous avons procédé comme pour le site des Grasses Terres : en privilégiant celle sur laquelle nous avons concentré les datations absolues en raison d'une plus grande diversité dans les faciès sédimentaires. Les résultats des analyses sédimentologiques et chronostratigraphiques de cette séquence sont regroupés au sein de la Figure 8.15.

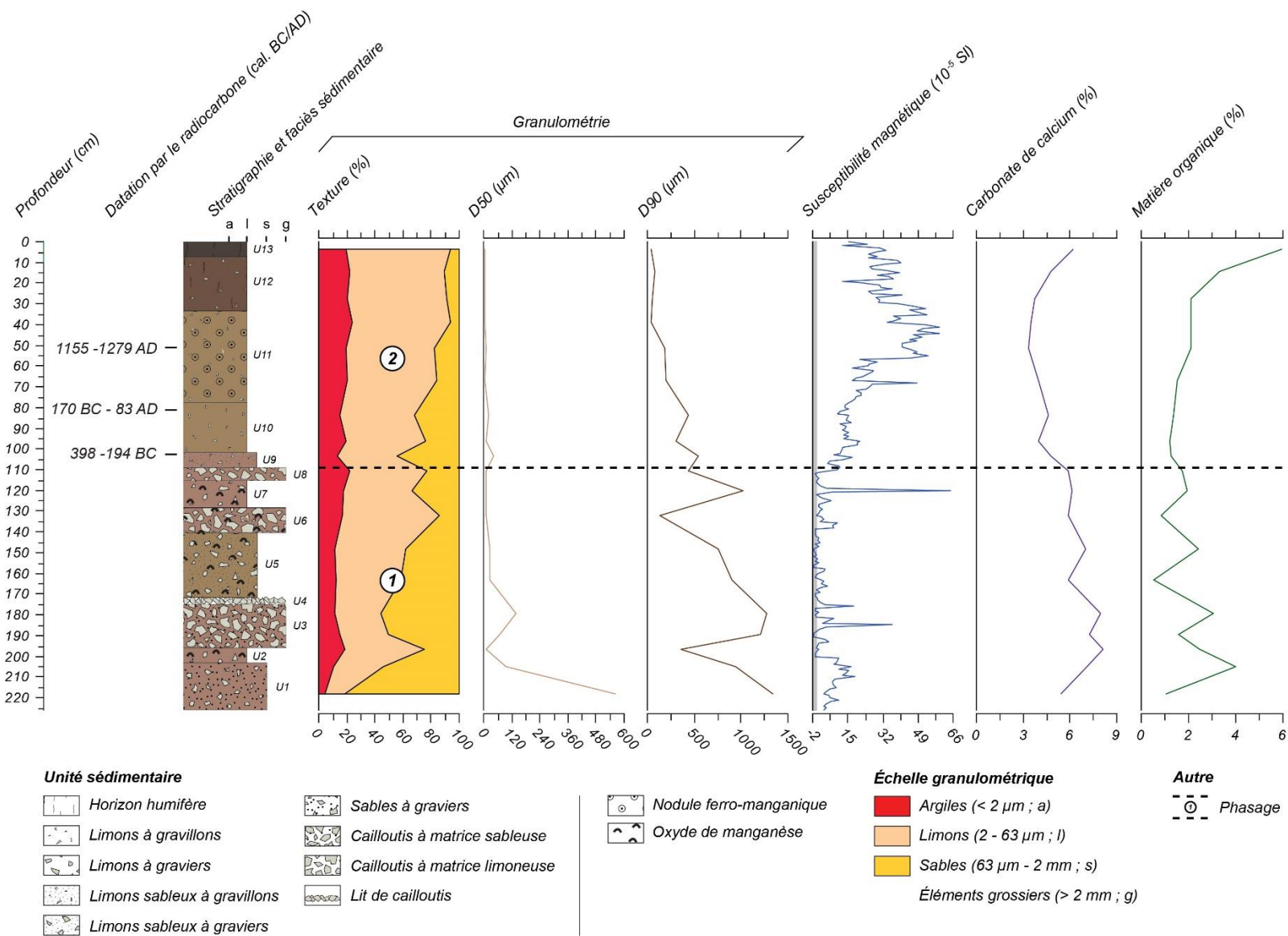


Figure 8.15 : Données sédimentologiques et chronostratigraphiques acquises sur la séquence de référence du site du Pré Rossignol

◆ Description des faciès sédimentaires et de la stratigraphie

La stratigraphie de cette séquence longue de 226 cm montre une succession de treize unités depuis la base :

- U1 (226 - 203 cm) : passée sableuse brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) à graviers subanguleux ;
- U2 (203 - 195 cm) : limons brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) riches en graviers subanguleux et avec de nombreuses tâches noirâtres qui paraissent résulter de l'oxydation du manganèse ;
- U3 (195 - 175 cm) : cailloutis anguleux pluricentimétriques imbriqués dans une matrice sableuse brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) ;
- U4 (175 - 172 cm) : lit de cailloutis et graviers subanguleux sans matrice fine ;
- U5 (172 - 140 cm) : limons sableux brun jaunâtre (10 YR 5/4) avec des graviers subanguleux et des imprégnations ponctuelles par des oxydes de manganèse ;
- U6 (140 - 129 cm) : cailloutis subanguleux pluricentimétriques pris dans une matrice limoneuse brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) localement parsemée de tâches noirâtres aux contours diffus et rattachées à des oxydes de manganèse ;
- U7 (129 - 115 cm) : limons brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) à graviers subanguleux et possédant de nombreuses tâches noirâtres qui paraissent résulter de l'oxydation du manganèse ;
- U8 (115 - 109 cm) : cailloutis subanguleux pluricentimétriques enrobés dans une matrice limoneuse brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) ;
- U9 (109 - 102 cm) : limons sableux brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) à gravillons ;
- U10 (102 - 76 cm) : limons brun jaunâtre (10 YR 5/4) à gravillons subanguleux ;
- U11 (76 - 33 cm) : limons brun jaunâtre (10 YR 5/4) à gravillons subanguleux qui se distinguent de l'unité sédimentaire précédente par sa concentration en micro-concrétions ferro-manganiques ainsi que par la dispersion de quelques résidus racinaires dans le sédiment ;
- U12 (33 - 7 cm) : limons brun rougeâtre foncé (2,5 YR 3/3) à gravillons subanguleux caractérisés par une densification du lacis racinaire ;
- U13 (7 - 0 cm) : humus limoneux rouge très sombre (2,5 YR 2,5/2) riche en racines sur lequel se développe la prairie actuelle.

◆ **Analyse granulométrique**

Dans l'ensemble, la texture s'affine depuis la base jusqu'au sommet de la séquence. En effet, les dépôts s'enrichissent progressivement en argiles et surtout en limons, tandis que les sables enregistrent une diminution continue jusqu'à 39 cm où ils se stabilisent aux alentours de 10 %. Au-delà de cette tendance générale, il convient de préciser à une échelle plus fine que les échantillons sont majoritairement sableux entre la base de la séquence et 180 cm, hormis à 197 cm où la fraction limoneuse devient dominante. Pour le reste de la séquence, en dehors d'une injection sableuse notable à 104 cm, les limons sont omniprésents comparativement aux sables et argiles.

◆ **Susceptibilité magnétique volumique**

À l'instar des carottages des Grasses Terres et de la Mairie, la distribution des données de susceptibilité magnétique décrit à nouveau une évolution en trois temps.

La première phase, de 226 à 201 cm de profondeur, enregistre uniquement des valeurs positives basses (maximum : 17×10^{-5} SI). Plus précisément, nous pouvons remarquer que cette phase débute par un groupement de valeurs comprises entre 3 et 10×10^{-5} SI, puis évolue vers un second groupement de valeurs plus élevées qui oscillent entre 9 et 17×10^{-5} SI.

La deuxième phase se développe entre 111 et 200 cm. Elle correspond à des valeurs de κ faiblement positives, voire négatives dans certains cas (médiane : 1×10^{-5} SI). Des déviations majeures à ce schéma apparaissent cependant lors de trois pics positifs : 34×10^{-5} SI à 185 cm, 17×10^{-5} SI à 176 cm et 61×10^{-5} SI à 120 cm.

La troisième phase dessine une augmentation des valeurs de κ depuis 110 cm de profondeur jusqu'à la surface. Elle se compose de valeurs positives élevées (médiane : 24×10^{-5} SI). L'inflexion de la courbe à 56 cm de profondeur montre un effet de seuil dans cette tendance générale à l'augmentation. Les valeurs ont également la particularité d'évoluer selon un rythme saccadé au cours de cette phase (étendue : 51×10^{-5} SI), notamment dans sa moitié supérieure.

◆ **Taux de matière organique et de carbonate de calcium**

L'évolution du taux de matière organique laisse apparaître une rupture majeure à 104 cm de profondeur. En dessous, l'évolution se fait en dents de scie, alternant des phases de croissance et de décroissance. En revanche, nous apercevons une progression quasi

continue des valeurs dans le mètre supérieur de la séquence, passant de 1 à 6 % dans l'horizon humifère.

À l'instar de la matière organique, la courbe des carbonates de calcium évolue selon deux configurations distinctes. Elle débute par un palier de valeurs relativement hautes jusqu'à 111 cm de profondeur (médiane : 6,5 %), suivi par un autre palier formé de valeurs d'un niveau inférieur (médiane : 4 %). Avec un taux de 6 %, l'unité sédimentaire sommitale témoigne d'une concentration en carbonate de calcium nettement plus prononcée que dans le reste de cette seconde phase.

◆ Données chronologiques

Les quatre jalons chronologiques obtenus pour cette séquence englobent une période de 1 200 ans comprise entre le début du second âge du Fer et le Haut-Empire romain (Tableau 8.8 ; Figure 8.16).

Code échantillon	Profondeur (cm)	Matériel	Code laboratoire	Âge mesuré (BP)	Âge calibré (cal. BC/AD)
ROS2.11	50,5	Charbon (Acer sp.)	Lyon-17350	830 ± 30	1 155 - 1 279 AD
ROS1.10	80,5	Charbon (Evonymus europaeus)	Lyon-17351	2 035 ± 30	170 BC - 83 AD
ROS2.9	102,5	Charbon (Quercus sp.)	Lyon-17352	2 245 ± 30	398 - 194 BC
ROS2.1	218,5	Charbon (Prunus avium)	Lyon-17353	1 480 ± 30	533 - 655 AD

Tableau 8.8 : Datations par le radiocarbone obtenues sur la séquence de référence du site du Pré Rossignol

L'âge en gris a été écarté du séquençage chronologique. Il correspond à une inversion enregistrée dans le cadre chronostratigraphique de la séquence de référence du site du Pré Rossignol.

La rupture granulométrique décrite précédemment semble se produire au second âge du Fer d'après l'âge obtenu (398 - 194 cal. BC) dans l'unité sableuse gravillonnante (109 à 102 cm, U5). Ensuite, un charbon prélevé à 80,5 cm de profondeur montre que l'unité limoneuse sus-jacente (102 à 77 cm, U4) se met en place quelque part entre la fin du second âge du Fer et le Haut-Empire romain (170 cal. BC - 83 cal. AD). Au-dessus, l'unité limoneuse à gravillons subanguleux et concrétions ferro-manganiques (77 à 34 cm, U3) a livré un âge qui nous positionne au Moyen Âge central (1 155 - 1 279 cal. AD).

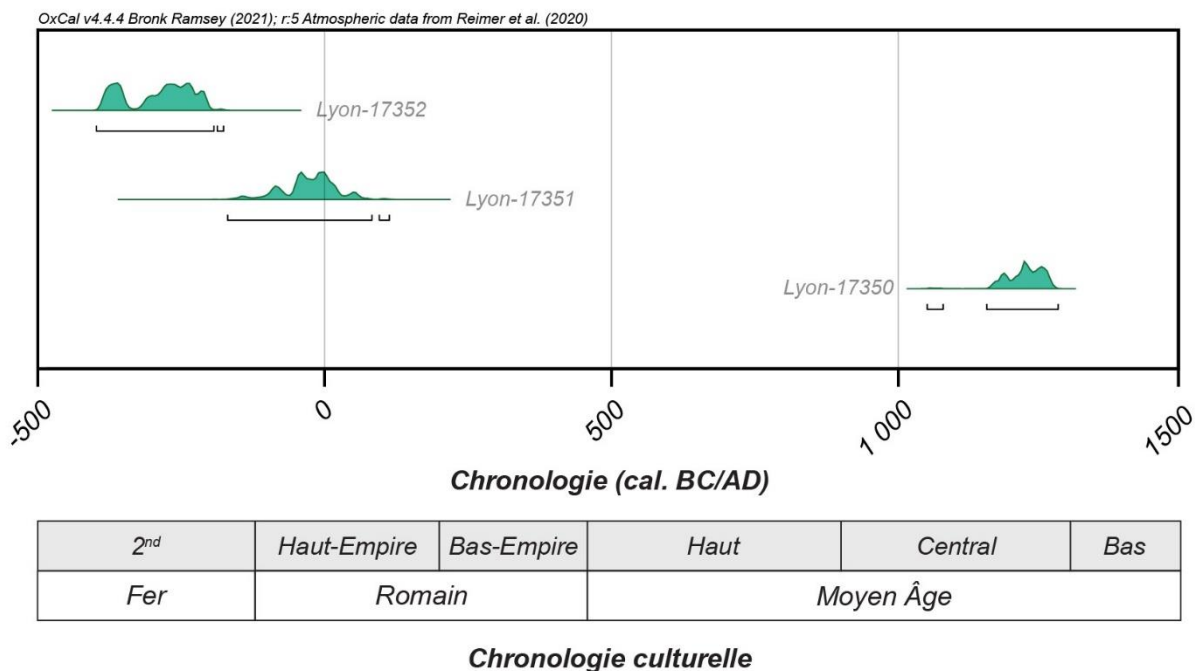


Figure 8.16 : Distribution dans le cadre chronoculturel régional des âges stratigraphiquement cohérents de la séquence du Pré Rossignol

Abréviation : 2 = 2nd âge du Fer (La Tène)

La datation de l'unité basale a donné un âge trop récent (533 - 655 cal. AD) au regard de sa position stratigraphique par rapport aux autres calages chronologiques obtenus. Sa position en bout de séquence laisse supposer une contamination sédimentaire intervenue lors du carottage. Même si cet âge ne peut être utilisé pour l'établissement d'un cadre chronologique, son support de datation carbonneux semble témoigner d'une dégradation du couvert ligneux local au début du haut Moyen Âge par des feux probablement imputables aux activités anthropiques. Le taxon *Prunus* de type *avium* est d'ailleurs un indicateur de zones ouvertes ou de lisières.

◆ Synthèse

Les corrélations entre les proxys étudiés sur la séquence de référence du site du Pré Rossignol permettent de distinguer deux grandes phases.

Une sédimentation grossière se développe dans la moitié inférieure de la séquence et serait postérieure à la fin du second âge du Fer (398 - 194 cal. BC). Après un dépôt sableux à base, elle enregistre une alternance de dépôts limoneux avec une charge graveleuse non négligeable et de dépôts caillouteux. Les valeurs de κ sont faiblement positives à négatives (médiane : 2×10^{-5} SI), même si quelques pics positifs peuvent être signalés. Sans doute le fort taux de taux de carbonate de calcium à l'échelle de la séquence (médiane : 7 %) favorise-t-il ce comportement diamagnétique des sédiments.

La deuxième phase, comprise entre 109 cm et la surface, débute aux alentours de la fin du second âge du Fer et s'étend jusqu'à la période actuelle. Elle met en lumière une aggradation fine caractérisée par une surreprésentation des limons. Les valeurs de k enregistrent une augmentation (médiane : 24×10^{-5} SI) par rapport à la phase précédente. La baisse de la teneur en carbonate de calcium dans le même temps (médiane : 4 %) pourrait en être la cause.

8.1.2.3 Site de la Roline

Le site de la Roline se compose de trois séquences carottées dont la qualité des contacts stratigraphiques et le nombre de faciès sédimentaires sont proches. Dans ce cas, nous avons opté en guise de séquence de référence pour la seule qui a livré des éléments datables. La Figure 8.17 propose une vue d'ensemble des résultats des analyses sédimentologiques et des jalons de chronologie absolue de cette séquence de référence, ainsi qu'un phasage établi à partir des corrélations entre les différents proxys utilisés.

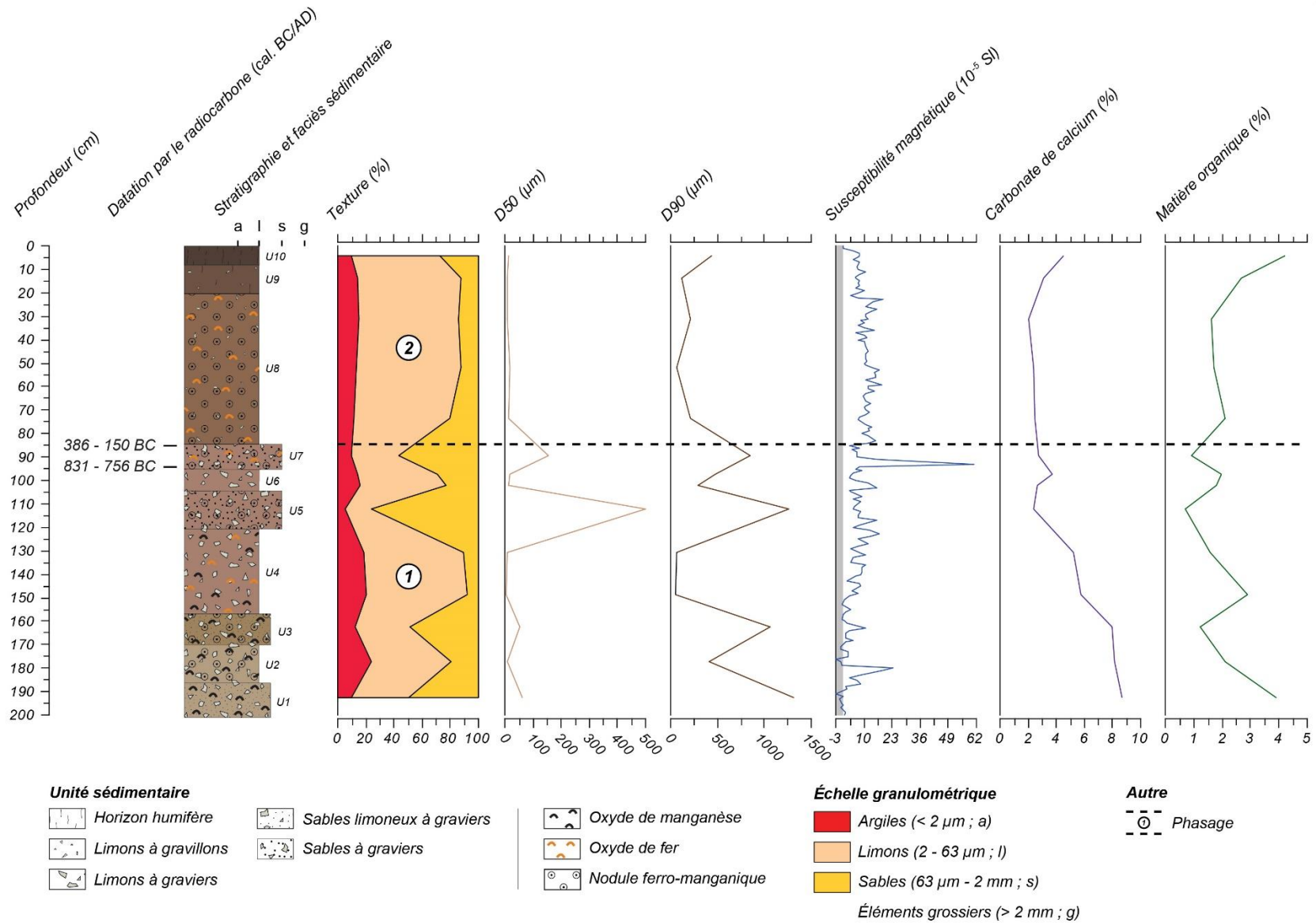


Figure 8.17 : Données sédimentologiques et chronostratigraphiques acquises sur la séquence de référence du site de la Rolin

◆ Description des faciès sédimentaires et de la stratigraphie

La séquence de référence du site de la Roline forme une accumulation sédimentaire de 200 cm de profondeur et permet d'observer dix unités distinctes :

- U1 (200 - 187 cm) : sables limoneux brun jaunâtre clair (2,5 Y 6/3) comprenant des graviers subanguleux dont la taille maximale du grand axe est de 3 cm et partiellement recouvert d'un mince enduit bleu-noir d'oxydes manganiques ;
- U2 (187 - 171 cm) : raréfaction des sables au profit de limons brun jaunâtre clair (2,5 Y 6/3) contenant des graviers subanguleux et des nodules ferro-manganiques millimétriques à l'origine de traces noirâtres parsemées dans le sédiment ;
- U3 (171 - 157 cm) : sables limoneux brun jaunâtre (10 YR 5/4) à graviers subanguleux qui diffèrent de l'unité basale par sa concentration en nodules ferro-manganiques millimétriques ;
- U4 (157 - 121 cm) : limons brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) à graviers subanguleux avec quelques petites inclusions rouilles et noirâtres provoquées par l'oxydation du fer et du manganèse ;
- U5 (121 - 104 cm) : sables brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) à graviers subanguleux et nodules ferro-manganiques millimétriques ;
- U6 (104 - 95 cm) : limons brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) à graviers subanguleux (2,5 YR 5/4)
- U7 (95 - 84 cm) : sables brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) à graviers subanguleux et nodules ferro-manganiques millimétriques ;
- U8 (84 - 21 cm) : limons brun rougeâtre (5YR 4/3) avec teneur élevée en oxyde de fer, rares gravillons subanguleux et nombreux points noirs millimétriques correspondant à des concrétions ferro-manganiques ;
- U9 (21 - 8 cm) : limons brun rougeâtre foncé (2,5 YR 3/3) avec de rares gravillons subanguleux ainsi que des traces de racine et de bioturbation ;
- U10 (8 - 0 cm) : humus limoneux rouge très sombre (2,5 YR 2,5/2) riche en racines sur lequel se développe la prairie actuelle.

◆ Analyse granulométrique

Dans les deux tiers inférieurs de la séquence, la texture est plus grossière tant par sa granulométrie d'ensemble (D50) que par la compétence de l'agent de transport qu'elle suggère (D90). Au-delà de 74 cm de profondeur, la texture s'affine et apparaît dominée par les limons à plus de 60 %.

◆ Susceptibilité magnétique volumique

La séquence présente une signature magnétique faible et homogène sur toute sa longueur (médiane : 7×10^{-5} SI). Nous notons cependant une légère tendance à l'augmentation de la base vers le sommet. Deux pics sont enregistrés à 93 et 180 cm de profondeur, respectivement à 56 et 21×10^{-5} SI.

◆ Taux de matière organique et de carbonate de calcium

Les plus fortes concentrations en matière organique sont observées aux extrémités de la séquence. Avec des valeurs aux alentours de 4 %, elles contrastent avec le reste de la séquence dans lequel varie de 0,5 à 2,5 % pour une médiane de 1,5 %. De son côté, l'évolution de la courbe des carbonates de calcium présente un caractère biphasé. Les taux les plus élevés se concentrent entre 200 et 131 cm (médiane : 8 %), tandis que la partie supérieure de la séquence (131 cm à la surface) regroupe les taux les plus faibles (médiane : 2,5 %).

◆ Données chronologiques

Les deux échantillons datés sur cette séquence ont volontairement ciblé l'unité sableuse à gravillons (95 à 84 cm, U4) en raison de sa position à l'interface entre les sédiments fins limoneux supérieurs et les dépôts plus grossiers inférieurs. La mise en place de la partie basale de cette unité se produit à la fin de l'âge du Bronze (831 - 756 cal. BC), tandis que l'âge obtenu à son sommet révèle que la rupture granulométrique intervient au cours du second âge du Fer (386 - 150 cal. BC) (Tableau 8.9 ; Figure 8.18).

Code échantillon	Profondeur (cm)	Matériel	Code laboratoire	Âge mesuré (BP)	Âge calibré (cal. BC/AD)
ROL2.8	85	Charbon	UBA-39220	2 197 ± 24	386 - 150 BC
ROL3.8	94	Charbon	UBA-39221	2 607 ± 25	831 - 756 BC

Tableau 8.9 : Datations par le radiocarbone obtenues sur la séquence de référence du site de la Roline

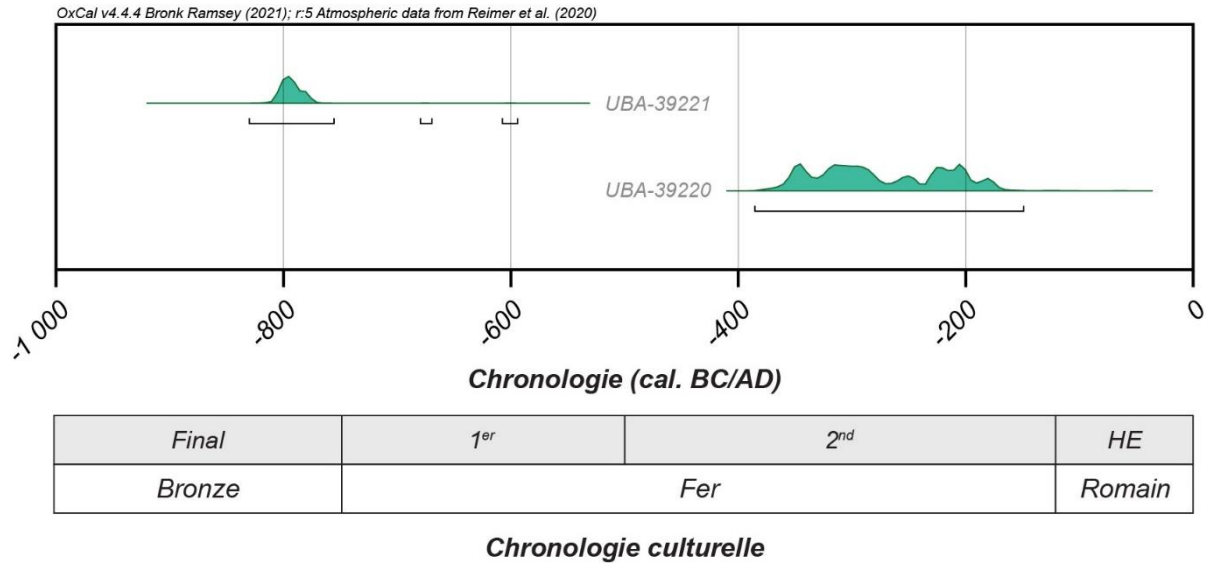


Figure 8.18 : Distribution dans le cadre chronoculturel régional des âges stratigraphiquement cohérents de la séquence de la Roline

Abréviations : 1 = 1^{er} âge du Fer (Hallstatt) ; 2 = 2nd âge du Fer (La Tène) ; HE = Haut-Empire romain

◆ Synthèse

À partir des données acquises sur la séquence de référence de la Roline, deux phases peuvent être définies.

Antérieure à la période romaine d'après le jalon de chronologie absolue à sa base (386 - 150 cal. BC), la première phase est comprise entre 200 et 86 cm. Elle se différencie du reste de la séquence par ses faciès plus grossiers régulièrement enrichis en graviers. Elle se singularise également par une teneur relativement importante en carbonate de calcium (médiane : 6 %) et par des valeurs de susceptibilité magnétique faiblement positives à négatives (médiane : 4×10^{-5} SI), avec toutefois un pic positif de susceptibilité magnétique à la fin de cette phase.

La seconde phase, située entre 86 cm et la surface, correspond à la mise en place d'une sédimentation fine au cours des deux derniers millénaires. Elle enregistre une succession de dépôts limoneux affectés par une diminution de la teneur en carbonates de calcium (médiane : 3 %) et une légère hausse de la susceptibilité magnétique (médiane : 10×10^{-5} SI).

En faisant la synthèse des résultats pour les trois sites de la zone de transfert, deux types d'évolution géomorphologique sont répertoriés : (i) une séquence d'aggradation grossière adossée à des teneurs élevées en carbonate de calcium et à de faibles valeurs de

susceptibilité magnétique, suivie par (ii) une séquence d'aggradation fine moins carbonatée et durant laquelle les valeurs de susceptibilité enregistrent une hausse plus ou moins prononcée selon les sites. Dans deux sites sur trois, la bascule s'opère aux alentours du début de notre ère et se matérialise par un pic positif de susceptibilité magnétique. Il s'agit à présent de voir si une telle configuration apparaît au sein de la zone d'accumulation.

8.1.3 Zone d'accumulation

La zone d'accumulation du bassin versant du Giroux se résume au site des Vauxloins sur lequel deux carottages ont été réalisés. Alors que la profondeur n'a pas été un critère invoqué jusqu'alors pour déterminer la séquence de référence d'un site, nous y avons recours ici en raison du caractère exceptionnellement dilaté, à l'échelle de notre corpus d'archives sédimentaires, d'une des deux séquences acquises qui présente plus de 4 m de linéaire sédimentaire. À cet argument s'ajoute l'absence d'éléments datables sur la séquence la moins profonde. La Figure 8.19 rassemble les données sédimentologiques et chronologiques compilées sur cette séquence de référence.

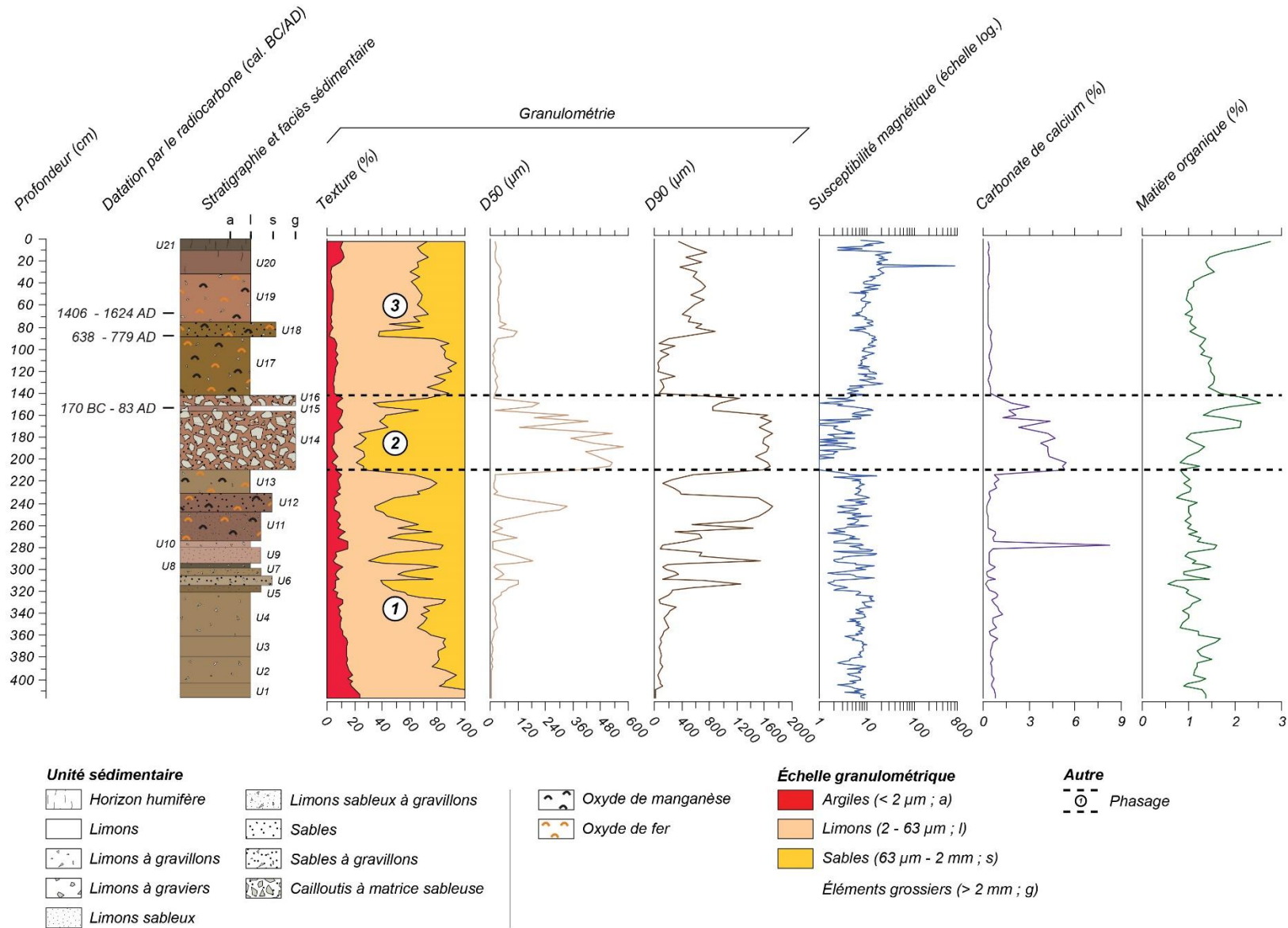


Figure 8.19 : Données sédimentologiques et chronostratigraphiques acquises sur la séquence de référence du site des Vauxloins

◆ Description des faciès sédimentaires et de la stratigraphie

La séquence de référence du site des Vauxloins correspond à un enregistrement sédimentaire de 418 cm de profondeur et subdivisé en 21 unités :

- U1 (418 - 403 cm) : niveau limoneux brun jaunâtre (10 YR 5/4) homogène ;
- U2 (403 - 379 cm) : limons brun jaunâtre (10 YR 5/4) à rares gravillons subanguleux ;
- U3 (379 - 362 cm) : niveau limoneux brun jaunâtre (10 YR 5/4) homogène ;
- U4 (362 - 321 cm) : limons brun jaunâtre (10 YR 5/4) à rares gravillons subanguleux ;
- U5 (321 - 315 cm) : niveau limono-sableux brun sombre (10 YR 4/3) homogène ;
- U6 (315 - 307 cm) : sables brun jaunâtre clair (2,5 Y 6/3) quartzeux à gravillons subanguleux épars ;
- U7 (307 - 299 cm) : limons sableux brun jaunâtre (10 YR 5/4) à gravillons subanguleux épars ;
- U8 (299 - 294 cm) : limons brun grisâtre sombre (10 YR 3/2) à gravillons subanguleux épars ;
- U9 (294 - 280 cm) : niveau limono-sableux brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) homogène ;
- U10 (280 - 274 cm) : limons brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) à gravillons subanguleux épars ;
- U11 (274 - 247 cm) : limons sableux gris rougeâtre foncé (10 R 4/4) avec des gravillons subanguleux épars, des concrétions ferro-manganiques millimétriques et d'intenses traces de couleur rouille et noirâtre traduisant un phénomène d'oxydation du fer et du manganèse ;
- U12 (247 - 231 cm) : sables gris rougeâtre foncé (10 R 4/4) imprégnés de taches rouilles et noirâtres dues à l'oxydation du fer et du manganèse ;
- U13 (231 - 209 cm) : limons brun jaunâtre (10 YR 5/4) à gravillons subanguleux épars et avec quelques taches/trainées rouilles et noirâtres liées à la présence d'oxydes de fer et de manganèse ;
- U14 (209 - 157 cm) : épaisse nappe de cailloutis subanguleux pluricentimétriques enveloppés dans une matrice sableuse brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) dont le délitement des éléments grossiers contribue à son alimentation ;
- U15 (157 - 152 cm) : intercalation limoneuse brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) dotée d'une charge graveleuse ;

- U16 (152 - 142 cm) : éléments grossiers hétérométriques, avec toutefois une prévalence des cailloutis anguleux pluricentimétriques, enchâssés dans une matrice sableuse brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) peu abondante ;
- U17 (142 - 88 cm) : limons brun jaunâtre foncé (10 YR 4/6) parsemés de gravillons subanguleux épars et de taches rouilles ou noirâtres, conséquence de l'oxydation du fer et du manganèse ;
- U18 (88 - 74 cm) : sables brun jaunâtre foncé (10 YR 4/6) à gravillons subanguleux épars et avec des taches rouilles d'oxydes de fer enserrant des taches noirâtres longiformes d'oxydes de manganèse ;
- U19 (74 - 32 cm) : limons brun rougeâtre (2,5 YR 5/4) avec des gravillons subanguleux épars et des petites tâches rouilles ou noirâtres disparates témoignant d'une oxydation du sédiment ;
- U20 (32 - 10 cm) : limons brun rougeâtre foncé (2,5 YR 3/3) fortement bioturbés ;
- U21 (10 - 0 cm) : humus limoneux rouge très sombre (2,5 YR 2,5/2) riche en racines sur lequel se développe la prairie actuelle.

◆ **Analyse granulométrique**

Les unités sédimentaires comprises entre 418 et 328 cm, puis entre 145 et 91 cm correspondent aux dépôts les plus fins enregistrés sur cette séquence. La proportion de sable est réduite, variant de 0 à 35 % avec une médiane à 17 %. Le D90 se situe entre 13 et 314 μm (limons moyens à sables moyens), ce qui laisse supposer une faible compétence de l'agent de transport.

À l'opposé, un regain d'énergie du cours d'eau est observé entre 325 et 149 cm, puis entre 91 et 75 cm. Nous voyons en effet croître la proportion de sables : entre 16 et 80 % avec une médiane à 54 %. En outre, le D90 évolue désormais de 86 à 1715 μm (sables très fins à sables très grossiers), annonçant ainsi un plus fort hydrodynamisme des modalités de transport des sédiments.

Enfin, les 75 cm supérieurs de la séquence décrivent une situation intermédiaire (GR5) : les limons dominant à plus de 55 % et la fraction sableuse est stabilisée entre 30 et 40 %.

◆ **Susceptibilité magnétique volumique**

Les valeurs de susceptibilité magnétique dessinent un palier de valeurs légèrement positives (médiane : 7×10^{-5} SI) sur l'intégralité du linéaire sédimentaire. Un peu de

variabilité est apportée par une plage de valeurs nulles entre 196 et 210 cm et un pic positif de grande ampleur (723×10^{-5} SI) à 24 cm.

◆ Taux de matière organique et de carbonate de calcium

Les valeurs du taux de matière organique mesuré tout au long de la séquence sont faibles (médiane : 1 %) et proches les unes des autres, ce qui ne permet pas de souligner de réelles tendances.

En revanche, un phasage peut être proposé à partir de la lecture de la courbe d'évolution des carbonates de calcium. Une première phase, entre 418 et 214 cm, apparaît défavorable à l'accumulation de cette substance minérale (médiane : 0,5 %). La dispersion des valeurs est cependant importante à cause d'un pic positif à 278 cm. Il s'ensuit une accentuation du taux entre 214 et 145 cm (médiane : 4,5 %), avant de retrouver jusqu'au sommet de la séquence une longue phase de valeurs faibles dont les variations sont minimales (médiane : 0,5 %).

◆ Données chronologiques

Les quatre datations effectuées par la méthode du radiocarbone fournissent au plus large un cadre chronologique d'environ 2 200 ans, réparti entre la fin du second âge du Fer et la période contemporaine (Tableau 8.10 ; Figure 8.20).

Code échantillon	Profondeur (cm)	Matériel	Code laboratoire	Âge mesuré (BP)	Âge calibré (cal. BC/AD)
VXL1.19	67	Charbon	Poz-133911	440 ± 30	1 406 - 1 624 AD
VXL1.18	88	Charbon	Poz-133906	1 335 ± 30	638 - 779 AD
VXL1.15	153	Charbon	Poz-133907	2 035 ± 30	170 BC - 83 AD
VXL1.6	313,5	Graines (Brassicaceae)	Poz-133910	103,71 ± 3,9	1 631 - 0 AD

Tableau 8.10 : Datations par le radiocarbone obtenues sur la séquence de référence des Vauxloins

L'âge en gris correspond à une inversion enregistrée dans le cadre chronostratigraphique de la séquence de référence du site du Pré Rossignol.

La phase de dépôt limoneux à graviers subanguleux (157 à 150 cm, U7), intercalée entre les deux nappes caillouteuses, semble se mettre en place entre la fin du second âge du Fer et le Haut-Empire romain (170 cal. BC - 83 cal. AD). Ensuite, un charbon prélevé à 88 cm de profondeur à la base d'une unité sableuse à gravillons (88 à 73 cm, U4) a donné un âge compris entre 638 et 779 cal. AD qui nous place dans le deuxième tiers du haut Moyen Âge. Le dernier âge obtenu positionne la partie inférieure de l'unité limoneuse à

gravillons subanguleux (75 à 30 cm, U3) à la période fini-médiévale et moderne (1 406 - 1 624 cal. AD).

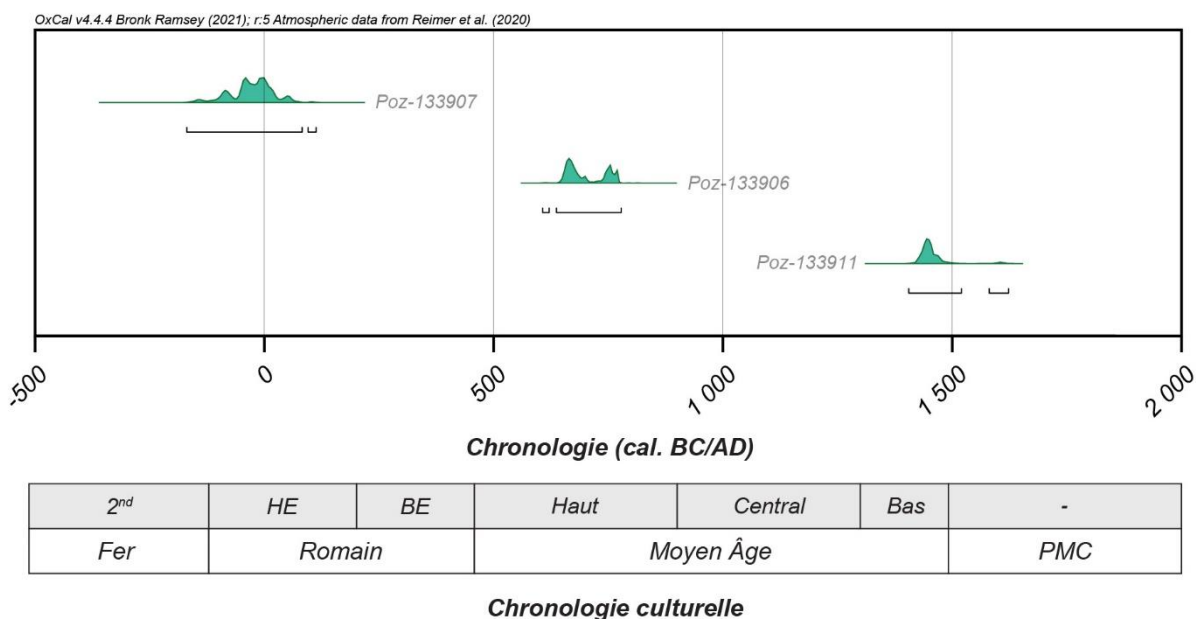


Figure 8.20 : Distribution dans le cadre chronoculturel régional des âges stratigraphiquement cohérents de la séquence des Vauxloins

Abréviations : 2 = 2nd âge du Fer (La Tène) ; HE = Haut-Empire romain ; BE = Bas-Empire romain ; PMC = Période moderne et contemporaine

L'âge très récent (1631 - 0 cal. AD) de l'échantillon VXL1.6, situé à 313,5 cm de profondeur, a été écarté. Compte tenu de sa position à l'extrémité inférieure de la troisième carotte qui compose cette séquence, une contamination sédimentaire par des matériaux organiques actuels au cours de la remontée du carottier est envisagée pour expliquer cet âge plus jeune qu'attendu.

◆ Synthèse

Une approche croisée des différents résultats acquis sur la séquence de référence du site des Vauxloins met en lumière deux phases dont le matériau constitutif est fin (limons et sables) entrecoupées par une phase plus énergétique dominée par des dépôts caillouteux.

La première phase se développe entre 418 et 209 cm. On observe d'abord une succession de dépôts limoneux puis, vers le haut de cette phase, des dépôts limoneux alternent avec des dépôts sableux. Parmi les autres variables discriminantes pour distinguer les différentes phases, la teneur en carbonate de calcium apparaît ici résiduelle (médiane : 0,5 %), hormis un pic positif à plus de 8 % à 278 cm.

La deuxième phase, située entre 209 et 141 cm, se termine aux alentours du changement d'ère. Elle est caractérisée sur le plan géomorphologique par une abondante charge caillouteuse. Ce changement dans la granulométrie des sédiments coïncide avec une augmentation marquée de la teneur en carbonates de calcium (médiane : 4 %).

La troisième phase correspond à une nouvelle séquence d'aggradation fine calée chronologiquement lors des deux derniers millénaires. En effet, des dépôts limoneux se succèdent entre 141 cm et la surface, avec toutefois le développement d'une intercalation sableuse au cours de la période médiévale. La teneur en carbonate de calcium retrouve un ordre de grandeur similaire à celui de la première phase.

Après avoir examiné de façon unitaire les zones de production, de transfert et d'accumulation, il reste difficile d'appréhender le fonctionnement de la cascade sédimentaire dans son ensemble. Est-elle efficace pour exporter les sédiments fournis par les sources sédimentaires ? Aussi une approche à l'échelle du bassin versant est-elle nécessaire.

8.2. Synthèse des résultats à l'échelle du bassin versant : chronologie et discussion

Cette section propose un changement d'échelle, pour passer du comportement individuel de chaque compartiment géomorphologique du bassin versant à l'appréhension du comportement global de la cascade sédimentaire. Le recours à une chronostratigraphie relative des dépôts à l'échelle du bassin versant bornée par des datations absolues, est alors requis. L'objectif est de reconstituer les stades au cours desquels les signaux sédimentaires des compartiments géomorphologiques du bassin versant entrent en phase ou, *a contrario*, se désynchronisent. Il s'agit ensuite de discuter les facteurs qui ont fait varier l'efficacité des transferts de sédiments au sein de la cascade sédimentaire en nous appuyant notamment sur les données anthracologiques produites.

8.2.1 Cinq stades d'évolution principaux de la cascade sédimentaire depuis le Néolithique final

À travers les synthèses proposées précédemment, nous percevons que les résultats obtenus pour les différents dépôts étudiés montrent de nombreuses similitudes en termes

de faciès, de stratigraphie, de teneur en carbonate de calcium et de susceptibilité magnétique (Figure 8.21). Celles-ci sont les clés pour établir une chronostratigraphie relative que nous replaçons dans un cadre chronoculturel à l'aide des datations absolues. Sur la base de ce travail, cinq grands stades d'évolution dans le fonctionnement de la cascade sédimentaire peuvent être mis en évidence (Figure 8.22).

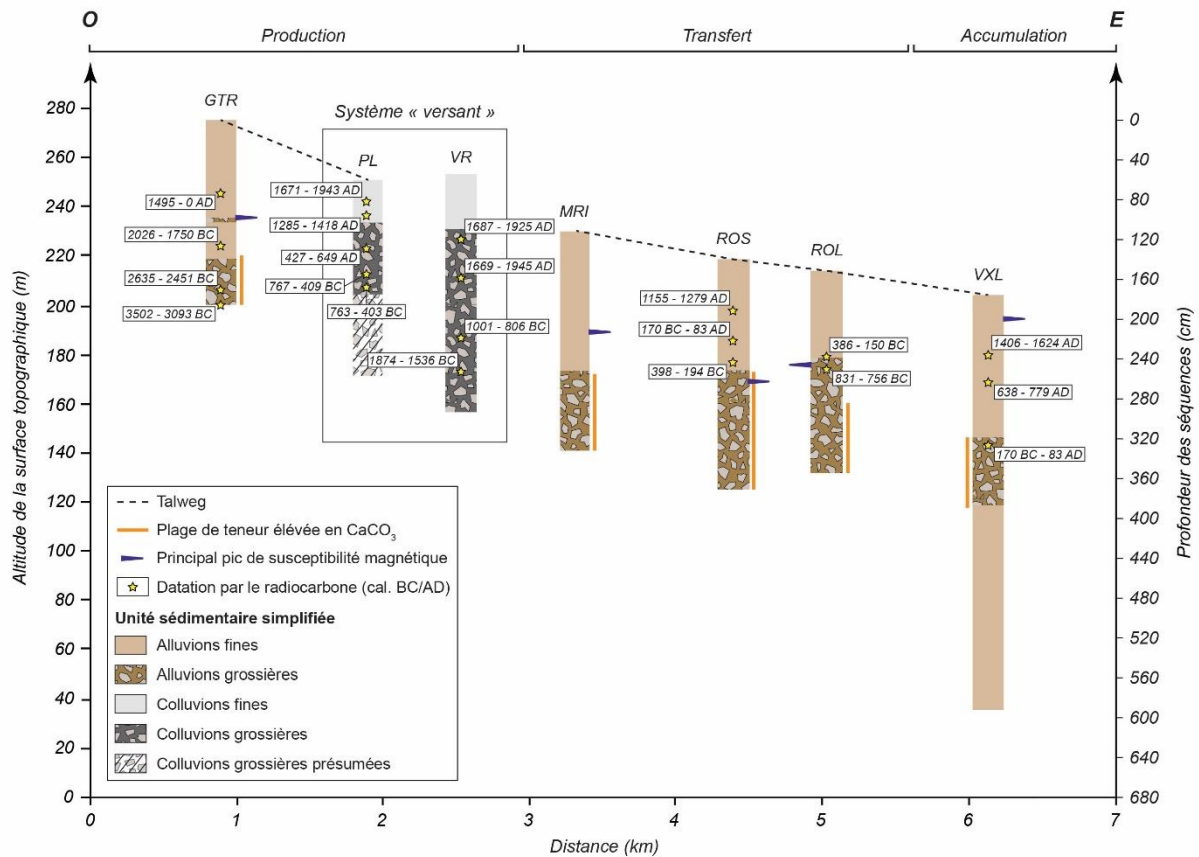


Figure 8.21 : Analyse comparée des séquences sédimentaires simplifiées du bassin versant du Giroux

Abréviations : GTR = Grasses Terres ; PL = Pont Latin ; VR = Voie Romaine ; MRI = Mairie ; ROS = Pré Rossignol ; ROL = Roline ; VXL = Vauxloins

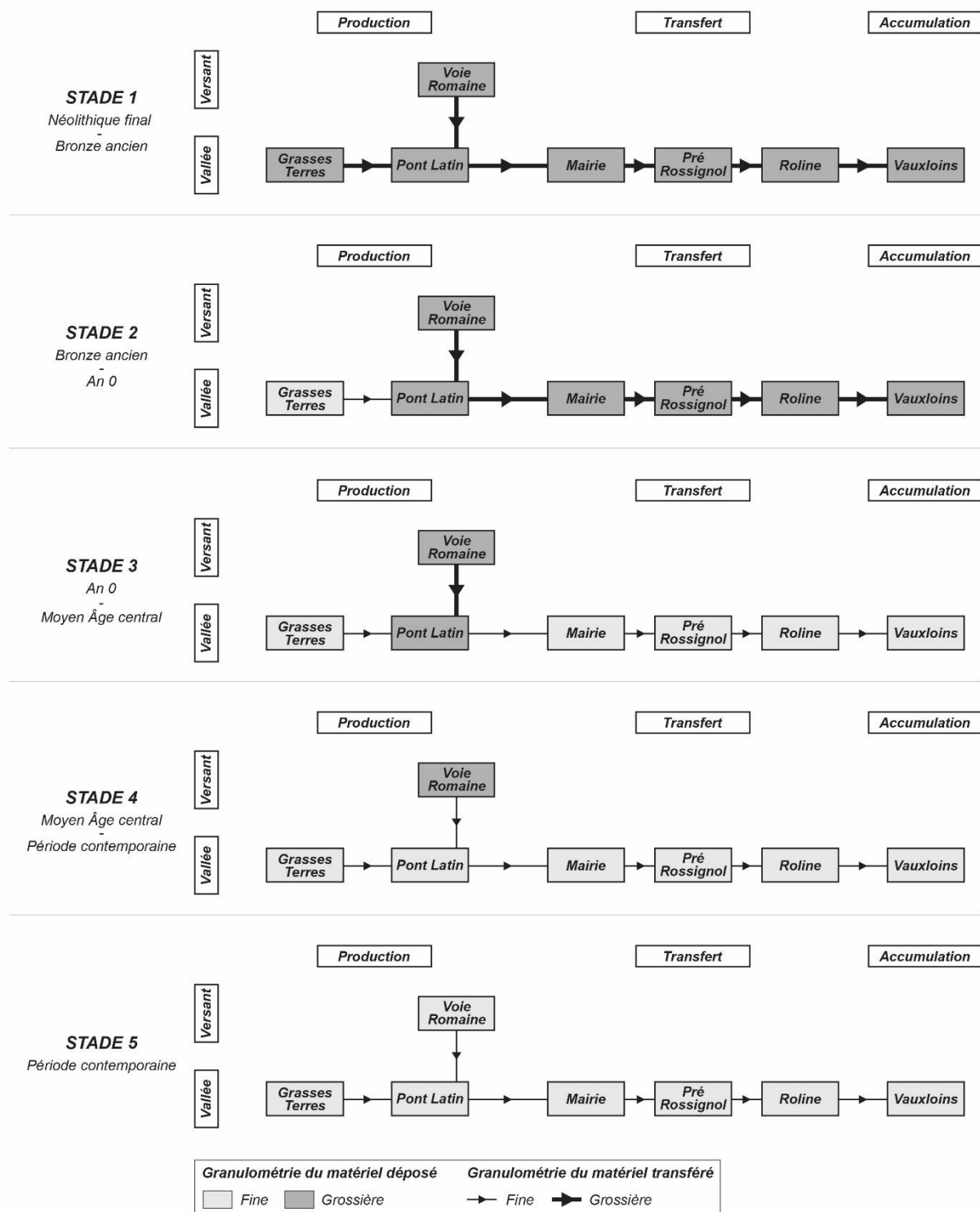


Figure 8.22 : Schéma du fonctionnement de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux au cours des cinq stades d'évolution identifiés entre le Néolithique final et la période actuelle

Au cours du premier stade, l'ensemble des séquences de la zone de production enregistre des dépôts grossiers adossés à une forte concentration en carbonate de calcium et de faibles valeurs de susceptibilité magnétique (κ). Un schéma similaire est mis en évidence dans la partie inférieure des séquences de la zone de transfert et au centre de

celle des Vauxloins, représentative de la zone d'accumulation. Cette homogénéité des signaux sédimentaires entre tous les sites est perceptible au moins depuis le Néolithique final et s'interrompt avant le Bronze ancien.

Le deuxième stade démarre en effet un peu avant le Bronze ancien, à un moment où la granulométrie des dépôts devient fine dans la tête de bassin (Grasses Terres). Parallèlement, la concentration en carbonate de calcium diminue et les valeurs de κ montrent une légère augmentation. Cette configuration reste cependant limitée dans l'espace : les autres sites de la zone de production mais également ceux des zones de transfert et d'accumulation continuent à enregistrer une sédimentation à caractère grossier. Un pic positif de susceptibilité magnétique, daté du premier millénaire avant J.-C. et situé non loin de la fin de cette phase, constitue un niveau repère au sein de la zone de transfert en général, et au niveau du Pré Rossignol et de la Roline en particulier. À l'échelle du bassin versant, cette deuxième phase peut être observée jusqu'aux alentours du changement d'ère.

Dans le troisième stade, les versants directement connectés au fond de vallée sont toujours caractérisés sur le plan géomorphologique par une abondante charge grossière dans les matériaux déposés. En revanche, les modalités de sédimentation ont changé dans les zones de transfert et d'accumulation de sorte que les dépôts fins peu carbonatés avec des valeurs de κ modérées deviennent la norme, au même titre que dans la tête de bassin. Le signal géomorphologique de cette dernière demeure inchangé par rapport à la phase précédente, à l'exception d'une fine séquence d'aggradation grossière corrélée à un pic positif de susceptibilité magnétique. Une nouvelle étape dans le fonctionnement de la cascade sédimentaire s'enclenche un peu avant la période fini-médiévale, mettant ainsi un terme à cette troisième phase.

Une accentuation de la contraction spatiale des dépôts grossiers dans le quatrième stade aboutit à un signal géomorphologique homogène dans l'ensemble du fond de vallée. En effet, les tronçons présentant une contiguïté spatiale avec les versants, à l'image du Pont Latin, enregistrent à leur tour une sédimentation fine. Pourtant, dans le même temps, des dynamiques colluviales grossières sont documentées sur les versants et perdurent jusqu'à une période récente.

Le cinquième stade, contemporain, montre que plus aucune partie de la cascade sédimentaire n'est épargnée par les dépôts fins. Il est vrai que les versants enregistrent

désormais des faciès limono-argileux et partagent ainsi les mêmes caractéristiques granulométriques que le fond de vallée.

En résumé, cinq principaux stades d'évolution de la cascade sédimentaire ont été mis en évidence en croisant des éléments de chronologie relative et absolue. Lors du stade 1, tous les signaux géomorphologiques du bassin versant entrent en résonance à travers la mise en place d'une sédimentation grossière. Les stades 2, 3 et 4 correspondent à une contraction spatiale des dépôts grossiers qui, progressivement, se retranchent sur les versants et ne semblent plus en mesure d'influencer le fond de vallée. Le stade 5 souligne une configuration strictement opposée à celle du stade initial : le bassin versant n'enregistre plus que des dépôts fins, y compris sur les versants.

8.2.2 Discussion sur l'origine des stades d'évolution de la cascade sédimentaire

Après avoir établi une chronostratigraphie à l'échelle du bassin versant des différents dépôts étudiés, nous proposons des interprétations quant aux facteurs de contrôle de chacun des stades d'évolution de la cascade sédimentaire identifiés. D'éventuels rapprochements avec des changements dans la structure paysagère peuvent-ils être mis en évidence ? Ce travail prend appui sur les données anthracologiques produites et intègre les données paléoenvironnementales régionales.

8.2.2.1 Stade 1 : un bassin versant efficace sous contrôle climatique

Sur la période comprise entre le Néolithique final et le Bronze ancien, le bassin versant se révèle efficace pour exporter jusqu'à la zone d'accumulation les sédiments grossiers déposés dans le fond de vallée par les sources sédimentaires. Le processus géomorphologique à l'œuvre pour transporter de tels sédiments jusqu'au fond de vallée s'apparentent à des coulées de solifluxion. Ce type de transport sédimentaire semble généralisé en Bourgogne à cette période (Rat, 1953 ; Chaline, 1976 ; Leneuf & Puisségur, 1976). Il pourrait avoir été favorisé par plusieurs phases de péjoration climatique (3650 - 3200 ; 2850 - 2800 ; 2150 - 1950 cal. BC), bien renseignées à l'échelle régionale avec un abaissement du niveau d'eau dans les milieux lacustres jurassiens (Magny, 2004). Celles-ci ont probablement augmenté la teneur en eau des sols, leur conférant ainsi une susceptibilité accrue au phénomène de solifluxion. Elles ont également pu donner la puissance spécifique suffisante au Giroux pour évacuer cette charge sédimentaire grossière vers l'aval.

Par ailleurs, les traces d'activités anthropiques existent sur cette période mais restent ténues dans la moyenne vallée de la Saône et sur le site archéologique de Chassey-le-Camp, localisé à quelques kilomètres au nord-ouest du bassin versant du Giroux. Les analyses polliniques révèlent un couvert forestier dense au sein duquel se développent des activités agropastorales de faible ampleur. Nous émettons ainsi l'hypothèse que le fonctionnement de la cascade sédimentaire entre le Néolithique final et le Bronze ancien répond avant tout à un forçage d'origine climatique.

8.2.2.2 *Stade 2 : la configuration topographique du bassin versant comme clé d'explication de l'émergence d'une baisse de la connectivité sédimentaire*

À partir du Bronze ancien et jusqu'aux alentours du changement d'ère, il n'y a que sur l'axe transversal reliant les coupes de la Voie Romaine et du Pont Latin que l'injection de colluvions grossières dans la cascade sédimentaire est identifiée (Figure 8.23). Le contact direct versant/fond de vallée, sans aucune zone tampon, favorise les connexions. Le site des Grasses Terres, moins directement connecté aux versants, n'enregistre plus le dépôt de sédiments grossiers. Un découplage géomorphologique doit également se produire entre le cours d'eau et la production sédimentaire grossière de la partie de la tête de bassin situé en amont des Grasses Terres. Cependant, la contribution de la tête de bassin à la cascade sédimentaire n'est pas nulle. Un nettoyage des fines par ruissellement semble avoir lieu d'après la granulométrie des sédiments accumulés aux Grasses Terres.

Les sédiments fournis par les versants bien connectés sont ensuite remobilisés par le Giroux comme le laisse supposer le dépôt d'alluvions grossières dans les zones de transfert et d'accumulation.

Comme indiqué ci-dessus, la variabilité du signal géomorphologique entre la tête de bassin et les versants semble principalement causée par des différences de contexte topographique entre ces deux sources sédimentaires. En revanche, nous privilégions des arguments en faveur de forçages d'origine climatique et anthropique plus ou moins imbriqués pour expliquer le maintien d'un train de sédiments grossiers entre les versants bien connectés au fond de vallée et la zone d'accumulation.

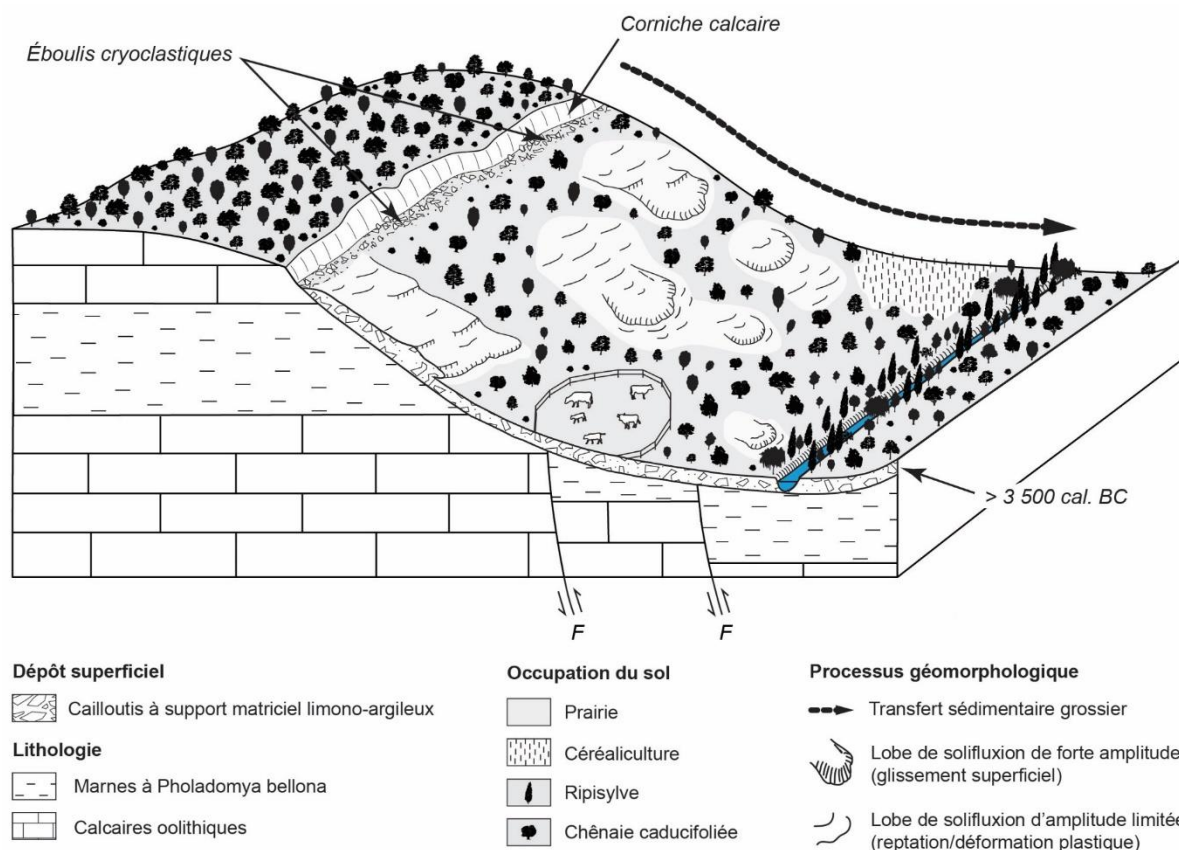


Figure 8.23 : Dynamiques géomorphologiques et agencements paysagers au stade 2 (Bronze ancien à l'an 0) sur le continuum versant/fond de vallée documenté par les coupes de la Voie Romaine et du Pont Latin

Les archives sédimentaires lacustres dans le Jura ont documenté trois phases de péjoration climatique au cours des deux derniers millénaires avant J.-C. (2150 - 1950 ; 1500 - 1100 ; 750 - 350 cal. BC) (Magny, 2004). À l'image du stade 1, elles ont probablement créé un contexte favorable à l'initiation de coulées de solifluxion sur les versants en saturant les sols. De façon concomitante, elles ont pu augmenter la densité des écoulements du cours d'eau et donc sa compétence, permettant ainsi de prendre en charge les matériaux cryoclastiques grossiers déposés par les dynamiques de versant.

L'influence anthropique sur l'agencement de la cascade sédimentaire doit également être considérée. Les données anthracologiques produites montrent que le Bronze final et le premier âge du Fer sont des périodes au cours desquelles le couvert forestier s'éclaircit, sans doute en lien avec l'expansion des activités agropastorales. Les essences rattachées au cortège de la chênaie caducifoliée sont régulièrement identifiées (*Quercus* sp., *Carpinus betulus*, *Fagus sylvatica*) et, en plus, associées à des taxons héliophiles et pionniers (*Corylus avellana*, *Maloideae* cf. *Sorbus* sp., *Pinus t. sylvestris*, *Prunus* sp.). La diminution de l'emprise racinaire des arbres sur les versants est alors

perçue comme un facteur d'instabilité des sols qui, combiné à une humidité édaphique excessive, peut aboutir à des phénomènes de solifluxion (Avenard, 1989).

8.2.2.3 Stade 3 : apparition d'une rupture de charge entre les dynamiques colluviales et fluviales dans un contexte d'anthropisation accrue

Aux alentours du changement d'ère, les versants directement connectés au fond de vallée alimentent encore la cascade sédimentaire en colluvions caillouteuses, mais le Giroux n'est plus en mesure de les remanier. En effet, les zones de transfert et d'accumulation sont marquées par une interruption de la sédimentation grossière. Le cours d'eau opère une prise en charge sélective, de sorte que seule la fraction fine du matériel sédimentaire apporté par les versants est transmise vers l'aval. Un engraissement de sédiments grossiers se développe alors au pied des versants jusqu'au Moyen Âge central.

Cette perte de compétence du Giroux laisse supposer des conditions climatiques relativement clémentes. L'optimum climatique romain, dont les auteurs ne sont pas unanimes sur son cadre chronologique d'influence³⁴, et le petit optimum médiéval situé aux environs de 1 000 cal. AD (Magny, 1993 ; Brochier *et al.*, 2007), en sont des bons exemples. De plus, comme énoncé par Berger (2012), les deux phases plus humides recensées au cours du premier millénaire de notre ère (450 - 650 cal. AD ; 700 - 850 cal. AD) sont de moindre ampleur par rapport à celles évoquées précédemment. Par conséquent, elles sont inefficaces pour redonner au cours d'eau la compétence nécessaire à l'évacuation des remblaiements colluviaux de pied de versant.

Les données anthracologiques dont nous disposons pour cette période sont centrées sur la transition entre le Bas-Empire Romain et la période alto-médiévale. Les signaux anthropiques qu'elles délivrent sont de deux ordres. Tout d'abord, la majorité des taxons identifiés se rattache au cortège de la ripisylve (*Populus* sp./*Salix* sp., *Euonymus europaeus*, voire *Vitis* sp.). Il faut probablement y voir une exploitation et/ou un entretien du fond de vallée pour faciliter l'accès au cours d'eau. Cette hypothèse s'inspire de l'usage du feu pour nettoyer les berges dans la moyenne vallée du Rhône au cours de la période romaine et du Moyen Âge (Delhon, 2005). Après ce premier signal anthropique local, il

³⁴ La période décrite comme l'optimum climatique romain s'étend selon les auteurs de la deuxième moitié du II^e siècle av. J.-C. à la fin du II^e siècle ap. J.-C. (Nederbragt & Thurow, 2001), ou de la deuxième moitié du III^e siècle av. J.-C. à la deuxième moitié du V^e siècle ap. J.-C. (Hass, 1996 ; Desprat *et al.*, 2003), voire du V^e siècle av. J.-C. au V^e siècle ap. J.-C. (Reale & Dirmeyer, 2000).

convient de ne pas occulter une emprise humaine croissante sur les versants documentée par les charbons de chêne à feuillage caduc (*Quercus* sp.) qui sont quantitativement toujours bien représentés dans les assemblages anthracologiques.

En complément à l'interprétation des spectres anthracologiques, les vestiges archéologiques de la région de Mercurey peuvent être mis en avant. Leur richesse à la période romaine permet d'imaginer un essor démographique au cours de celle-ci (cf. Chapitre 2§2.3.1).

Dans ce contexte, il apparaît que le maintien d'un colluvionnement grossier sur les versants entre le changement d'ère et le Moyen Âge central répond davantage à un forçage anthropique, impliquant une perte de stabilité des sols suite à la dégradation du couvert forestier. Une signature locale de l'instabilité structurelle des versants, liée aux forts gradients de pente et à des affleurements de roches plus ou moins cohérentes dans les hauts de versant, n'est également pas à exclure.

8.2.2.4 Stade 4 : une déconnexion géomorphologique partielle des versants directement connectés au fond de vallée

Les règles de fonctionnement de la cascade sédimentaire qui prévalaient lors du stade 3 sont modifiées à partir du Moyen Âge central. Les dynamiques colluviales grossières ne parviennent plus jusqu'au fond de vallée, même lorsqu'il existe une connexion directe avec les versants (Figure 8.24). Une séquence d'aggradation fine se développe dans le fond de vallée, quel que soit le site considéré. Cette configuration perdure jusqu'à la période contemporaine.

Ce stade 4 est partiellement synchrone de la péjoration climatique du Petit Âge Glaciaire dont les premiers effets sont reconnus à l'échelle de l'Europe à partir du XIV^e siècle ap. J.-C., grâce à l'étude détaillée des archives paléoenvironnementales et historiques (Le Roy Ladurie, 2004 ; Holzhauser *et al.*, 2005). Cette oscillation climatique froide et humide, documentée jusqu'au XIX^e siècle ap. J.-C., est réputée pour stimuler les dynamiques sédimentaires de versant (Notebaert *et al.*, 2014 ; Dendievel, 2017), qui plus est en contexte d'emprise viticole croissante comme suggéré par la recrudescence de *Vitis* sp. dans les assemblages anthracologiques. Ainsi, le fonctionnement géomorphologique des versants est conforme au contexte climatique morphogène, tandis que celui du fond de vallée fait apparaître un calme sédimentaire relatif.

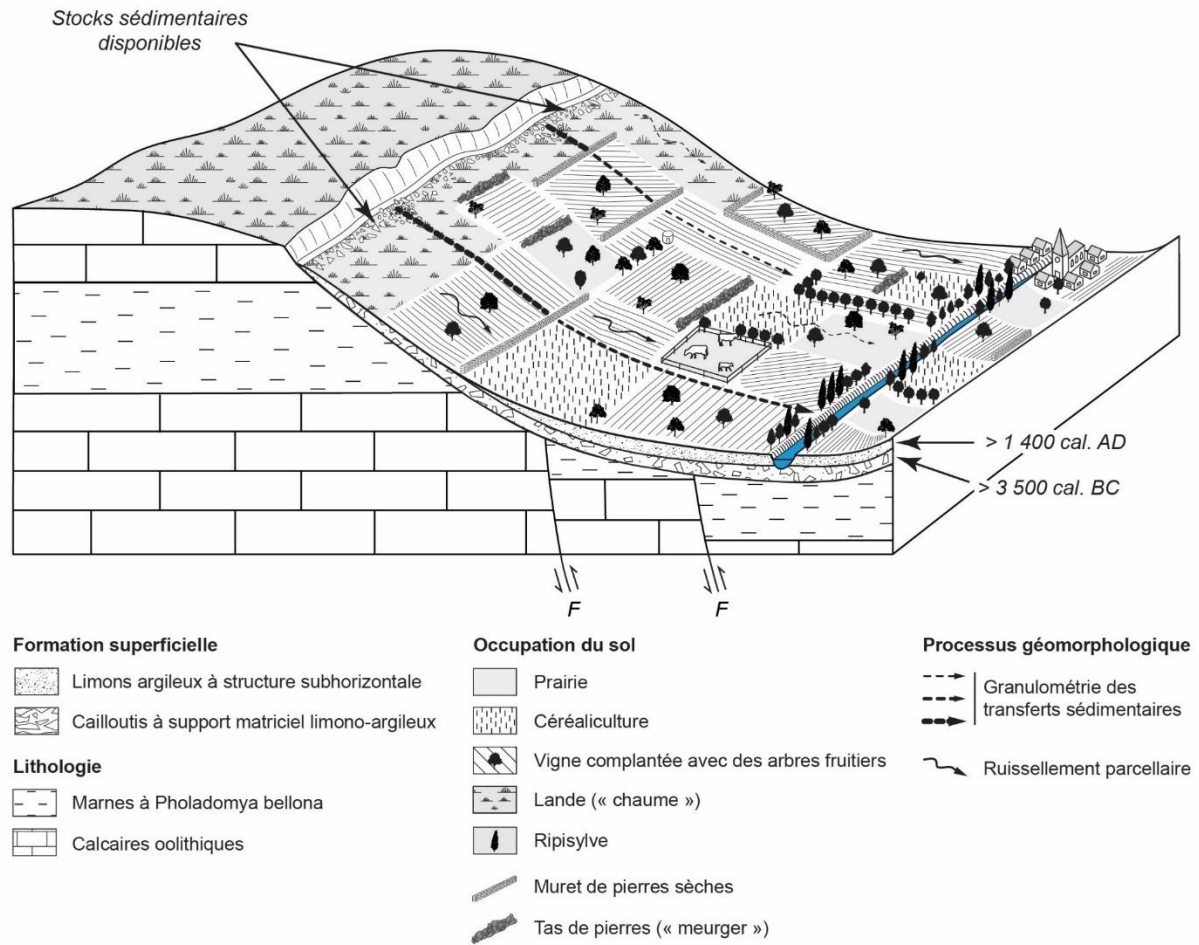


Figure 8.24 : Dynamiques géomorphologiques et agencements paysagers au stade 4 (Moyen Âge central à la période contemporaine) sur le continuum versant/fond de vallée documentés par les coupes de la Voie Romaine et du Pont Latin

Cette désynchronisation est interprétée comme le résultat de la structuration du paysage viticole. En effet, à partir de l'époque féodale (900 - 1 100 cal. AD), des murs de pierres sèches et des structures d'épierrement non appareillées, appelées « meurgers » dans le langage local, sont érigés sur certaines limites parcellaires suite à l'extension du vignoble sur les versants (Garcia, 2011a, 2014). Ces aménagements agricoles, dont le but premier est de délimiter l'emprise des clos viticoles, augmentent en même temps la rugosité des versants lorsqu'ils sont orientés perpendiculairement à la pente. Compte tenu de leur perméabilité, ils jouent le rôle de tamis en piégeant les sédiments grossiers tout en laissant passer les eaux de ruissellement chargées en éléments plus fins (limons et argiles majoritairement). Ce phénomène a déjà été observé sur la Côte de Bourgogne (Brenot *et al.*, 2008 ; Garcia *et al.*, 2018 ; Quiquerez *et al.*, 2018), mais également dans le sud de la France (Jorda & Provansal, 1990).

En conclusion, le fond de vallée enregistre une sédimentation tamisée par ces infrastructures, tandis que les versants restent affectés par une sédimentation grossière

en équilibre avec les conditions climatiques. L'emprise spatiale grandissante de la vigne semble donc associée à une attention particulière de la population locale pour en atténuer le potentiel érosif, notamment par une diminution artificielle de la connectivité sédimentaire entre les versants et le fond de vallée.

Cette discussion a souligné les causes des variations de l'agencement de la cascade sédimentaire depuis le Néolithique final (Figure 8.25). Lors du stade 1, des conditions climatiques plus humides semblent être le principal élément déclencheur des transferts de sédiments grossiers qui animent la cascade sédimentaire. Même s'il est probable que de telles conditions climatiques jouent encore un rôle prépondérant au stade 2, nous émettons l'hypothèse que le découplage géomorphologique entre la production sédimentaire grossière de la tête de bassin et le cours d'eau s'explique par la configuration topographique de cette partie du bassin versant. Pour les stades suivants, le fonctionnement de la cascade sédimentaire peut être interprété comme le résultat d'une combinaison de facteurs d'origine climatique et anthropique. Dans le stade 4, plusieurs indices plaident en faveur de la structuration du paysage viticole par des infrastructures empierrées pour comprendre la déconnexion géomorphologique partielle qui s'opère entre les versants et le fond de vallée.

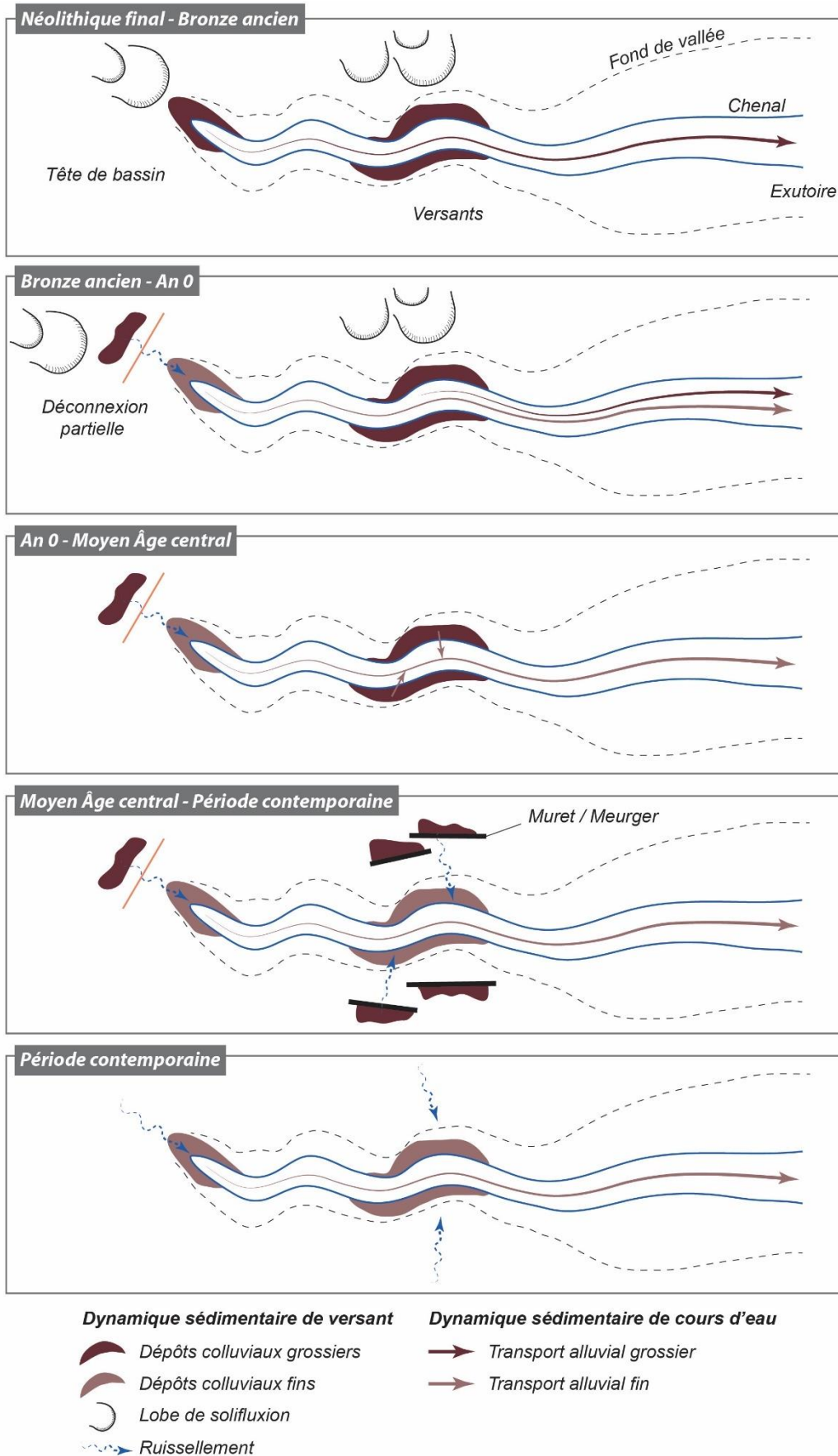


Figure 8.25 : Synthèse de l'évolution du fonctionnement de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux au cours des cinq derniers millénaires

Conclusion

Ce chapitre a permis de mettre en évidence cinq stades d'évolution dans le fonctionnement de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux entre le Néolithique final et la période contemporaine. Après un stade initial au cours duquel la connectivité de la cascade sédimentaire est optimale, il apparaît une contraction spatiale progressive du transfert de sédiments grossiers. Celui-ci se retranche progressivement sur les versants avant de disparaître totalement à la période contemporaine où seuls des sédiments fins transitent dans la cascade sédimentaire.

À partir des données anthracologiques produites, nous avons également montré l'absence de relation entre l'augmentation de la pression anthropique sur le paysage et l'intensité des signaux érosifs. En effet, contrairement aux transferts de sédiments grossiers, nous assistons à une extension spatiale des activités anthropiques. À partir du Moyen Âge central, la structure paysagère participe vraisemblablement à cette désynchronisation. Le fond de vallée n'enregistre plus les dynamiques colluviales grossières à cause de la structuration du vignoble par des aménagements agricoles suite à l'implantation de la culture de la vigne sur les versants.

En fin de compte, l'étude multi-proxy des archives sédimentaires du bassin versant du Giroux a donné une vision qualitative de l'évolution de la connectivité de sa cascade sédimentaire sur le temps long. Le recours à un travail de modélisation permet de proposer en complément une lecture quantitative de cette évolution et de discuter avec une finesse accrue les facteurs de contrôle qui la sous-tendent.

Chapitre 9

Modélisation diachronique du fonctionnement géomorphologique du bassin versant du Giroux

<i>9.1 Modélisation des facteurs de contrôle de l'érosion des sols sur le temps long.....</i>	<i>p375</i>
<i>9.2 Évolution de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux.....</i>	<i>p395</i>
<i>9.3 Évolution des transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux</i>	<i>p400</i>
<i>9.4 Quel poids de la structure paysagère dans l'évolution de la cascade sédimentaire ?</i>	<i>p405</i>
<i>9.5 Discussion de la qualité et de l'intérêt du modèle dans une perspective diachronique</i>	<i>p408</i>

Introduction

Au travers de l'étude d'archives sédimentaires, plusieurs changements dans le fonctionnement géomorphologique du bassin versant du Giroux ont pu être documentés entre le Néolithique et la période actuelle. Sur la base des données anthracologiques produites et des cadres chronologiques obtenus, nous avons pu les interpréter à la lumière des forçages climatiques et anthropiques. L'application du modèle InVEST SDR dans une démarche diachronique va permettre de vérifier ces interprétations en les comparant au potentiel de transfert sédimentaire qu'offre le bassin versant. Nous considérons différents scénarios d'occupation du sol, caractéristiques pour la plupart des périodes socio-environnementales identifiées lors de l'étude des archives sédimentaires, tout en prenant en compte la variabilité climatique.

Premièrement, nous estimons les facteurs C et P de l'équation RUSLE pour chacune des grandes étapes de l'anthropisation du bassin versant. De là, nous proposons de retracer l'évolution de la susceptibilité de l'érosion du bassin versant du Giroux sur un temps long englobant un état initial antérieur à la viticulture et l'ensemble de l'histoire évolutive du vignoble. Nous en déduisons ensuite les transferts sédimentaires à l'exutoire par le calcul d'un taux d'exportation sédimentaire. Nous terminons par une discussion sur la qualité des estimations du modèle et sur l'intérêt de l'articulation des approches par chronostratigraphie et modélisation pour la reconstitution des trajectoires des socio-écosystèmes.

9.1. Modélisation des facteurs de contrôle de l'érosion des sols sur le temps long

Dans ce travail de modélisation diachronique, les facteurs de l'équation RUSLE nécessitent une calibration particulière (cf. chapitre 7§7.2), adaptée à la qualité des données (notamment leur résolution) et dont nous présentons les principes d'ajustement. Le facteur K (érodibilité du sol) est supposé constant au cours du temps, tout comme le facteur LS (topographie). Le facteur R est considéré comme constant selon trois scénarios, représentant chacun un niveau haut, modéré ou faible d'érosivité des pluies. La combinaison de ces trois scénarios dessine une courbe enveloppe des plages de valeurs possibles. Enfin, les facteurs C et P présentent une différence significative par rapport aux autres facteurs puisqu'ils varient temporellement. Nous présentons ci-dessous leur

évolution. La reconstitution des modes d'occupation du sol pour les différentes périodes sélectionnées constitue un préliminaire au calcul des facteurs C et P. L'un des objectifs est alors de produire une cartographie diachronique des modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux.

9.1.1 Évolution du facteur C en fonction des modes d'occupation du sol reconstitués

Il s'agit de présenter les modes d'occupation du sol reconstitués pour chaque période et les estimations du facteur C qui en découlent. Pour chaque mode d'occupation du sol, nous attribuons le facteur C moyen correspondant qui a été déterminé pour la période actuelle à partir de mesures de télédétection (terres arables) et d'une synthèse bibliographique (terres non arables). Cette présentation conjointe nous permet d'apprécier l'influence des modes d'occupation du sol sur le niveau du facteur C comme l'illustre la Figure 9.1.

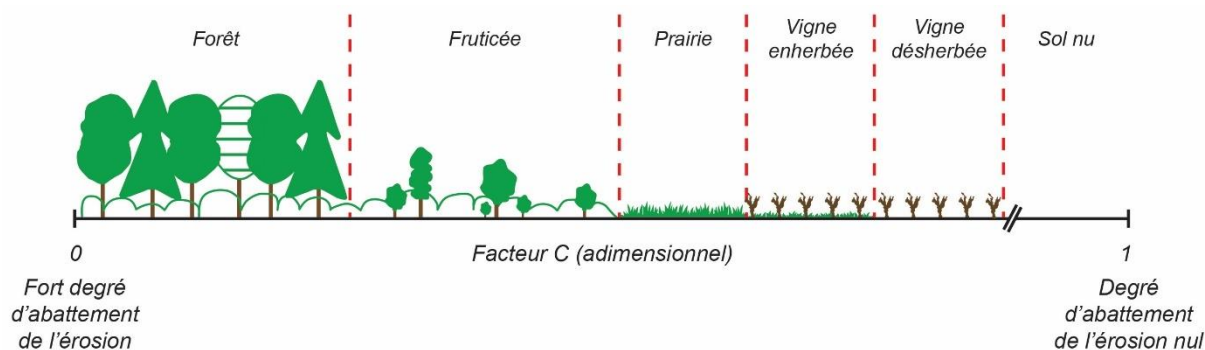


Figure 9.1 : Support pour l'interprétation des résultats du facteur C

Nous développons d'abord le cas des périodes anciennes dont les résultats sont issus d'une agrégation des descriptions paysagères de la littérature scientifique et des interprétations de données anthracologiques au sein des unités géomorphologiques du bassin versant du Giroux. L'attention est portée ensuite aux quatre dates de la période contemporaine pour lesquelles les modes d'occupation du sol sont reconstitués à partir d'un travail de digitalisation de plusieurs documents planimétriques.

9.1.1.1 Du Mésolithique au Moyen Âge : une valorisation progressive des versants ?

Nous nous attachons ici à définir les clés de répartition des modes d'occupation du sol par type d'unité géomorphologique pour le Mésolithique, le premier âge du Fer, le Haut-Empire romain et le Moyen Âge central. Cela se traduit visuellement par une

représentation cartographique des modes d'occupation du sol en part relative (Figure 9.2), d'où le choix des hachures dont l'épaisseur est proportionnelle à la surface occupée par chaque mode d'occupation du sol présent au sein de l'unité géomorphologique en question. Les modes d'occupation du sol ainsi reconstitués nous permettent d'estimer un facteur C moyen pour chacune des unités et des périodes (Figure 9.3).

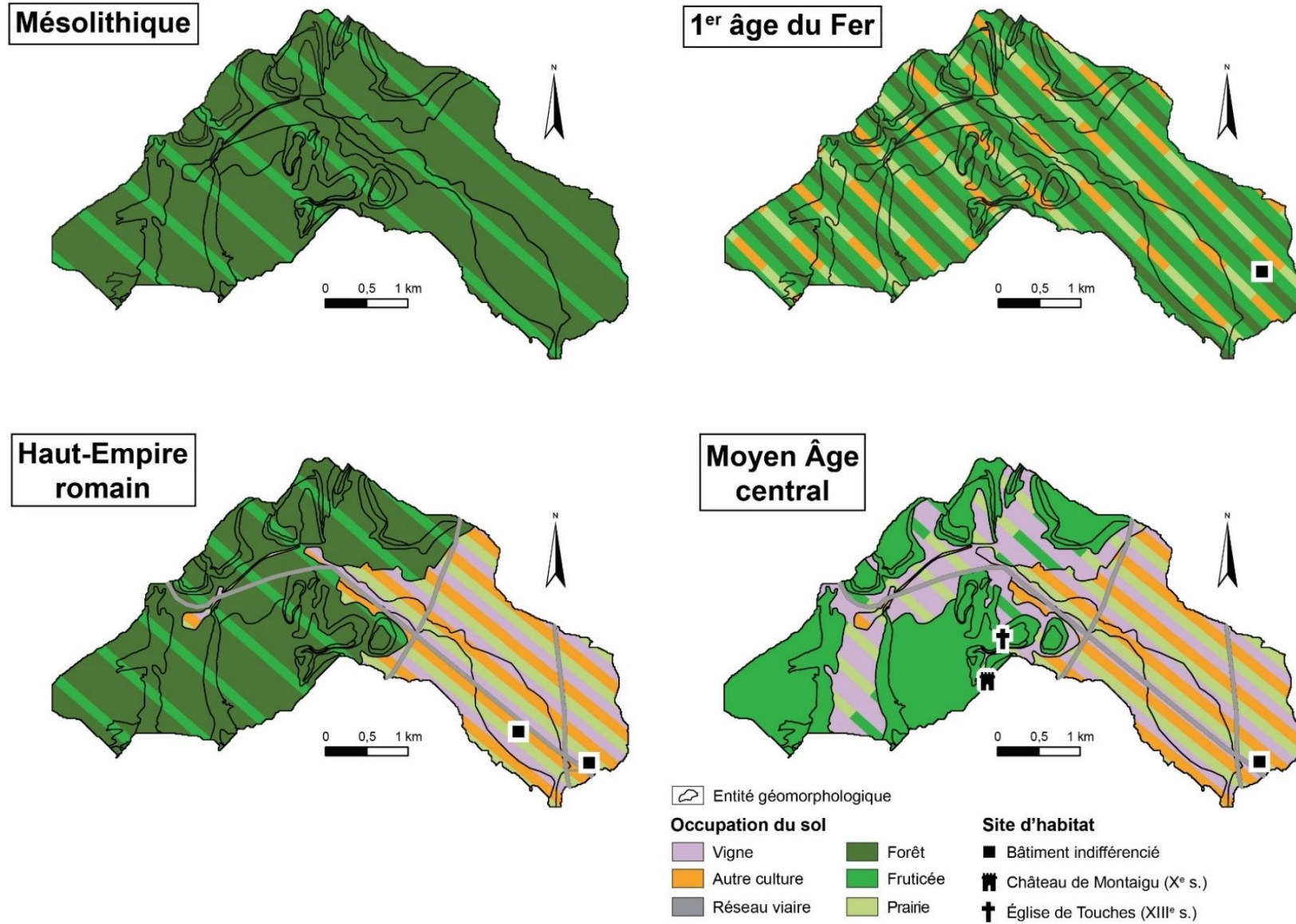


Figure 9.2 : Cartographie des modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et le Moyen Âge

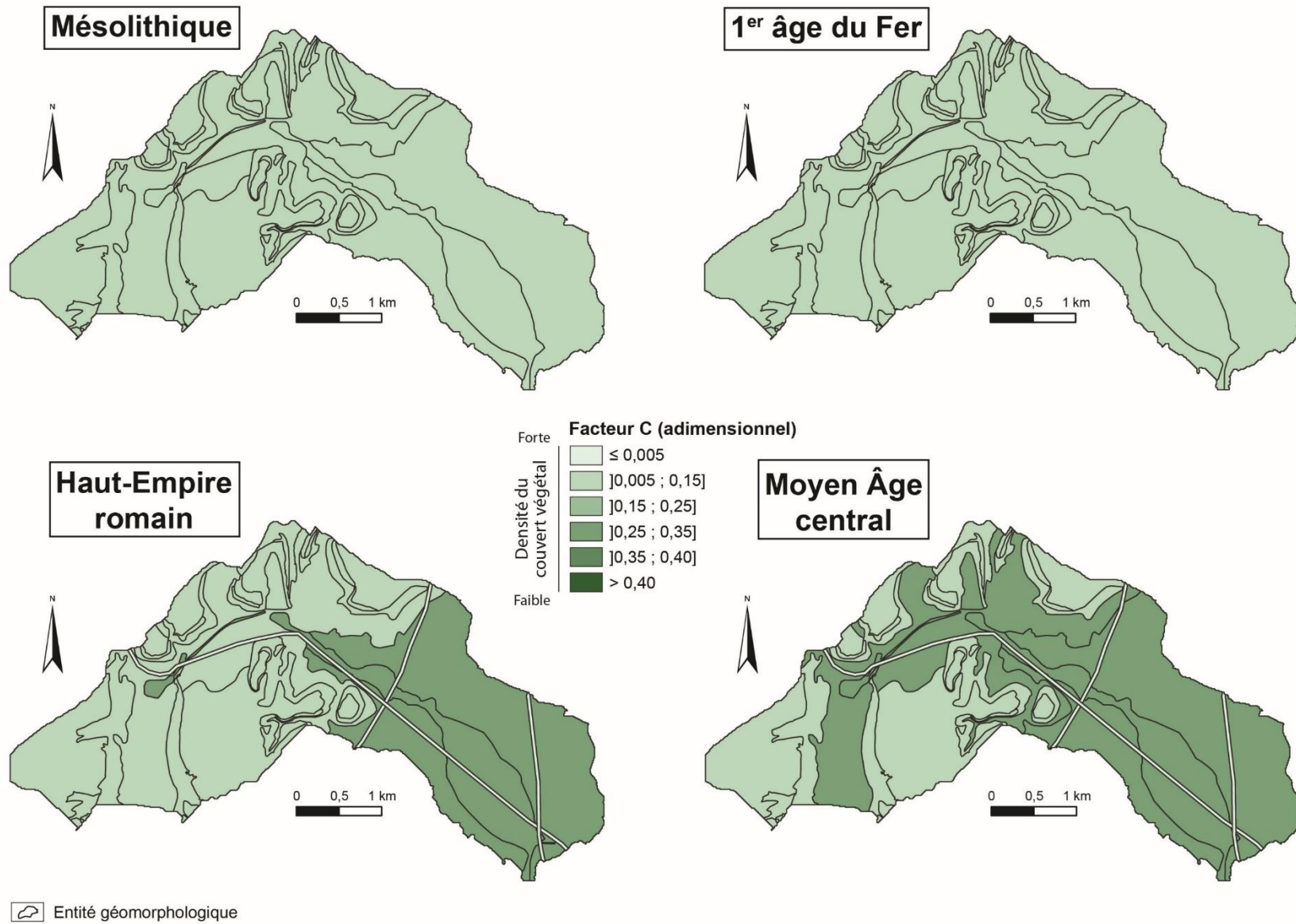


Figure 9.3 : Distribution spatiale du facteur C dans le bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et le Moyen Âge

◆ **Mésolithique (5 500 - 9 700 cal. BC) : stade pré-anthropisation**

Dans la mesure où les premiers signes de culture apparaissent aux alentours de 4 900 cal. BC dans la moyenne vallée de la Saône, nous considérons le Mésolithique comme le stade pré-anthropisation du bassin versant du Giroux. À cette période, la suprématie du couvert forestier constitue le trait commun à toutes les unités géomorphologiques. Cependant, avec l'objectif de prendre en compte la dimension pluristratifiée et le cycle sylvigénétique d'une forêt non anthropisée, nous considérons que 20 % de leur surface est recouverte de fruticée.

Cette formation forestière climacique et omniprésente à l'échelle du bassin versant pourrait être assimilée à la chênaie caducifoliée signalée par les données anthracologiques et probablement en voie de développement depuis la transition Tardiglaciaire/Holocène. Elle implique une valeur moyenne de C très faible pour le Mésolithique (0,001). À titre de comparaison, cette valeur avait été estimée à 0,193 pour la période actuelle (cf. chapitre 6§6.1.4).

◆ **Premier âge du Fer (500 - 750 cal. BC) : dégradation du couvert forestier au profit des activités agropastorales**

Les données anthracologiques produites ont montré la présence de noisetier (*Corylus avellana*) et de pin de type sylvestre (*Pinus t. sylvestris*) sur les versants au premier âge du Fer. Le développement de ces essences n'est pas compatible avec un couvert forestier trop dense. Il faut donc envisager que certaines zones ont été défrichées pour les besoins agropastoraux.

En complément, nous nous fondons sur des études qui font émerger deux règles principales d'organisation du paysage :

- Les populations protohistoriques se caractérisent par des stratégies d'habitat polynucléaire (Feugère & Mauné, 1995 ; Bagan, 2012 ; Berger *et al.*, 2022), ce qui concorde avec la localisation topographique hétérogène des sites archéologiques de la région de Mercurey pour l'âge du Fer (Figure 9.4) ;
- Les zones à vocation agropastorale se trouvent à proximité des établissements humains (Audouze & Buchsenschutz, 1989 ; Peeters, 2007 ; Dubouloz *et al.*, 2017).

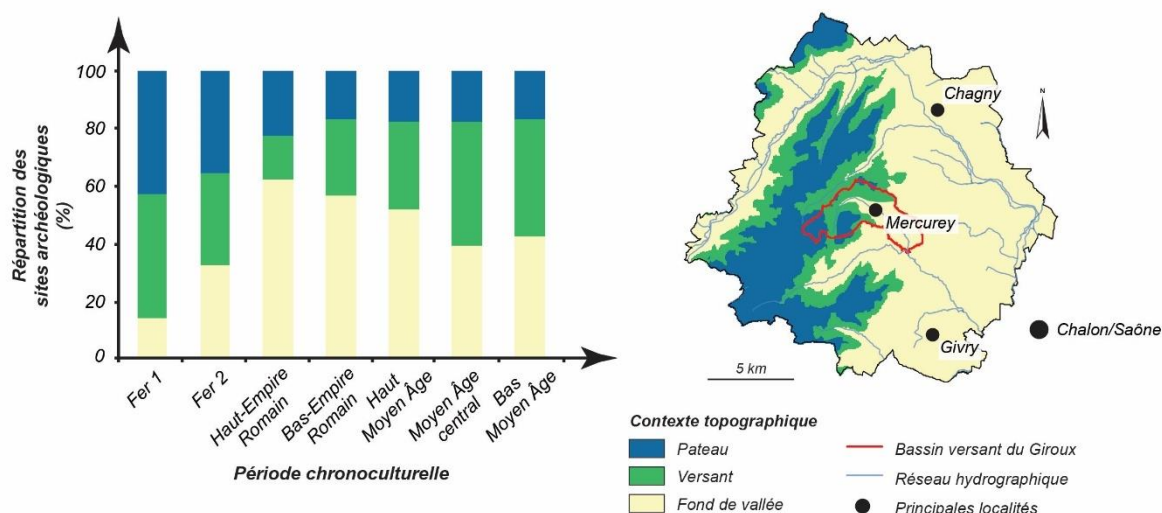


Figure 9.4 : Répartition topographique des sites archéologiques de la région de Mercurey relatifs à l'âge du Fer, la période romaine et le Moyen Âge (données : SRA Bourgogne-Franche-Comté, base de données Patriarche, juillet 2020 ; Carte archéologique de la Gaule, Saône-et-Loire - Rebourg, 1994)

À l'aune de ces deux règles, nous considérons que l'ensemble des unités géomorphologiques sont partiellement couvertes par des champs et pâtures. Nous soutenons ainsi l'hypothèse d'un scénario où la forêt et la fruticée représentent chacune, de façon équilibrée, un tiers de l'occupation du sol, tandis que les cultures et les prairies se partagent le tiers restant. La seule exception à ce modèle général correspond aux corniches en raison de leur gradient de pente qui s'échelonne entre 25 et 45 °, rendant toute forme de mise en valeur très difficile. Dans ce cas, le postulat le plus simple est de conserver la logique de répartition héritée du Mésolithique.

En réponse à l'anthropisation du paysage et au remplacement d'une partie du couvert forestier par des modes d'occupation du sol moins protecteurs pour les sols, le facteur C moyen s'élève à 0,090 pour le premier âge du Fer (facteur C actuel = 0,193).

◆ **Haut-Empire romain (120 cal. BC - 300 cal. AD) : resserrement des activités anthropiques dans le fond de vallée**

Les plus anciens indices sur l'origine du vignoble bourguignon remontent au Haut-Empire romain (I^{er}-II^e s. ap. J.-C.) (Garcia *et al.*, 2010). À cette période, plusieurs implantations topographiques du vignoble sont envisagées. Tout en formulant leurs préférences – généralement un coteau bien ensoleillé et découvert –, les agronomes romains envisagent toutes les possibilités, que le terrain soit sur un versant (*acclivitas*) ou dans une plaine (*campus*) dont les tendances peuvent être parfois marécageuses (*palus*) (Boissinot, 2001). Néanmoins, les découvertes archéologiques en Bourgogne plaident en faveur des deux derniers cas (Garcia *et al.*, 2010, 2017b), de telle sorte que nous y voyons

une concentration de l'ensemble des activités agropastorales au profit de la plaine alluviale et des pentes douces périphériques. La répartition topographique des sites archéologiques de la région de Mercurey fournit un argument supplémentaire à cette organisation paysagère : les sites se trouvent majoritairement dans le fond de vallée pour la période romaine (Figure 9.4). Nous traduisons cela par une répartition à part égale entre la prairie, la vigne et les autres cultures dans les unités géomorphologiques correspondantes (plaine alluviale et pentes douces).

Pour les autres unités géomorphologiques, nous avons recours à la traduction proposée par Garcia *et al.* (2011) du panégyrique de la cité d'*Augustodunum* (Autun) adressé à l'empereur Constantin en 312 ap. J.-C. Un court passage peut laisser imaginer le paysage dans le *Pagus Arebrignus*, correspondant aux actuelles Côte de Beaune et Côte de Nuits, d'une manière suffisamment précise que nous pouvons compléter la cartographie de l'occupation du sol pour le Haut-Empire romain : « *Bien plus ce fameux pagus Arebrignus lui-même est bien vainement jaloué puisqu'on n'y voit de cultures de vignes qu'en une seule situation ; en arrière, en effet, ce ne sont que lieux impraticables de forêts et de grottes, sûres tanières de bêtes sauvages* » (p. 106-107). Selon un raisonnement par analogie spatiale, cet extrait pourrait suggérer un caractère forestier pour les autres unités géomorphologiques du bassin versant du Giroux. Les analyses d'archives sédimentaires réalisées par Garcia *et al.* (2008) corroborent cette hypothèse : un calme sédimentaire à la période romaine sur la Côte de Bourgogne, matérialisé par un véritable hiatus, pourrait souligner le rôle du couvert forestier comme écran protecteur des sols face aux processus érosifs. Finalement, il convient là encore de retenir le scénario paysager du Mésolithique.

L'émergence de la viticulture sous la forme de parcelles considérées comme semi-enherbées (cf. chapitre 7 §7.2.2.3), concomitante d'un retour marqué du couvert forestier sur les versants et les zones de plateau, aboutit à une augmentation modérée du facteur C moyen (0,110) au Haut-Empire romain (facteur C actuel = 0,193).

◆ **Moyen Âge central (900 - 1 300 cal. AD) : implantation de la vigne sur les versants**

Un peu plus tard, au début du VI^e siècle, Grégoire de Tours décrit autour de Dijon ce que Garcia (2011a) assimile aux prémices de la culture de la vigne sur les versants : « *J'ignore pourquoi ce lieu n'a pas le nom de ville : il a dans son territoire des sources abondantes ; du côté de l'Occident sont des montagnes très fertiles, couvertes de vignes, qui fournissent aux habitants un si noble Falerne qu'ils dédaignent le vin de Chalon [...].* » (in

Garcia, 2011). La loi des Burgondes, promulguée au même moment (501 - 502 cal. BC), va dans le même sens (Dubreucq, 2001). Ses divers articles montrent la volonté prégnante de développement du vignoble. Cela se concrétise par l'expansion de la viticulture sur les versants à la transition entre l'Antiquité et le Haut-Moyen Âge, puis surtout à l'époque féodale sous l'impulsion des ordres monastiques de Cîteaux et de Cluny, et parfois des domaines seigneuriaux (Garcia, 2011a, 2014). Nous observons d'ailleurs une augmentation significative de la fréquence des sites archéologiques de la région de Mercurey sur les versants au Moyen Âge (Figure 9.4). Il est intéressant de rapprocher ces sources textuelles de l'apparition de nombreuses occurrences de vigne dans les assemblages anthracologiques du bassin versant du Giroux rattachés au Moyen Âge central.

Cependant, Garcia (2014) souligne combien le paysage sur les versants est complexe à cette période : à côté des parcelles de vigne toujours plus nombreuses, se trouvent également des pâtures et des friches. Nous percevons cela comme une grille de lecture permettant d'affecter aux versants deux tiers de vigne et un tiers partagé entre la prairie et la fruticée. Ce scénario n'est pas applicable aux pentes fortes caractéristiques des hauts de versant qui ont une fonction particulière dans le système viticole bourguignon. Elles constituent une réserve de terre utilisée occasionnellement par les vigneron pour remblayer les parcelles viticoles sous-jacentes en déficit (Bazin, 1992b). Bien qu'elles soient défrichées, ces pentes restent non mises en valeur sur le plan agropastoral, ce qui a entraîné leur colonisation spontanée par une formation végétale que nous pouvons assimiler à de la fruticée (*ibid.*).

Il apparaît ensuite que la chaume est considérée, tout au long du Moyen Âge, comme la configuration-type sur les replats topographiques sommitaux de la Côte de Bourgogne (Girardin, 1902 ; Bazin, 1992b). Ces espaces bien souvent revêtus de sols bruns squelettiques (rendisols et rendosols), difficilement exploitables d'un point de vue agricole, sont défrichés au cours de la période médiévale puis mis en pâture. Cette charge pastorale favorise le maintien d'un faciès de lande, appelé « chaume » dans le langage local. Avec l'objectif de reproduire ce schéma, nous énonçons une règle simple : la surface des plateaux et de leurs rebords ainsi que celle des revers des buttes sont entièrement recouvertes par de la fruticée.

Cet aperçu du paysage au Moyen Âge central sur la Côte de Bourgogne est complété par Bazin (2003). L'auteur mentionne un arrêt du Parlement de Bourgogne du 10 janvier 1660 interdisant « toute plantation de vignes dans les terres à blé », les autorisant

« *seulement sur les collines* » (p. 26). Cela permet d'attester d'un certain maintien du système de polyculture-élevage dans la plaine alluviale et sur les pentes douces depuis le Haut-Empire Romain.

Pour finir, au cours du Moyen Âge central, l'expansion des pâturages et surtout de la viticulture au détriment du couvert forestier se ressent sur le facteur C, largement supérieur aux périodes antérieures étudiées puisque nous obtenons une valeur de 0,180 (facteur C actuel = 0,193).

9.1.1.2 De 1828 à nos jours : les étapes clés de l'histoire contemporaine du vignoble

L'objectif est désormais de documenter les modes d'occupation du sol pour les quatre dates contemporaines étudiées (Figure 9.5) et d'en déduire les effets sur la susceptibilité à l'érosion des sols, exprimés ici à travers le facteur C (Figure 9.6).

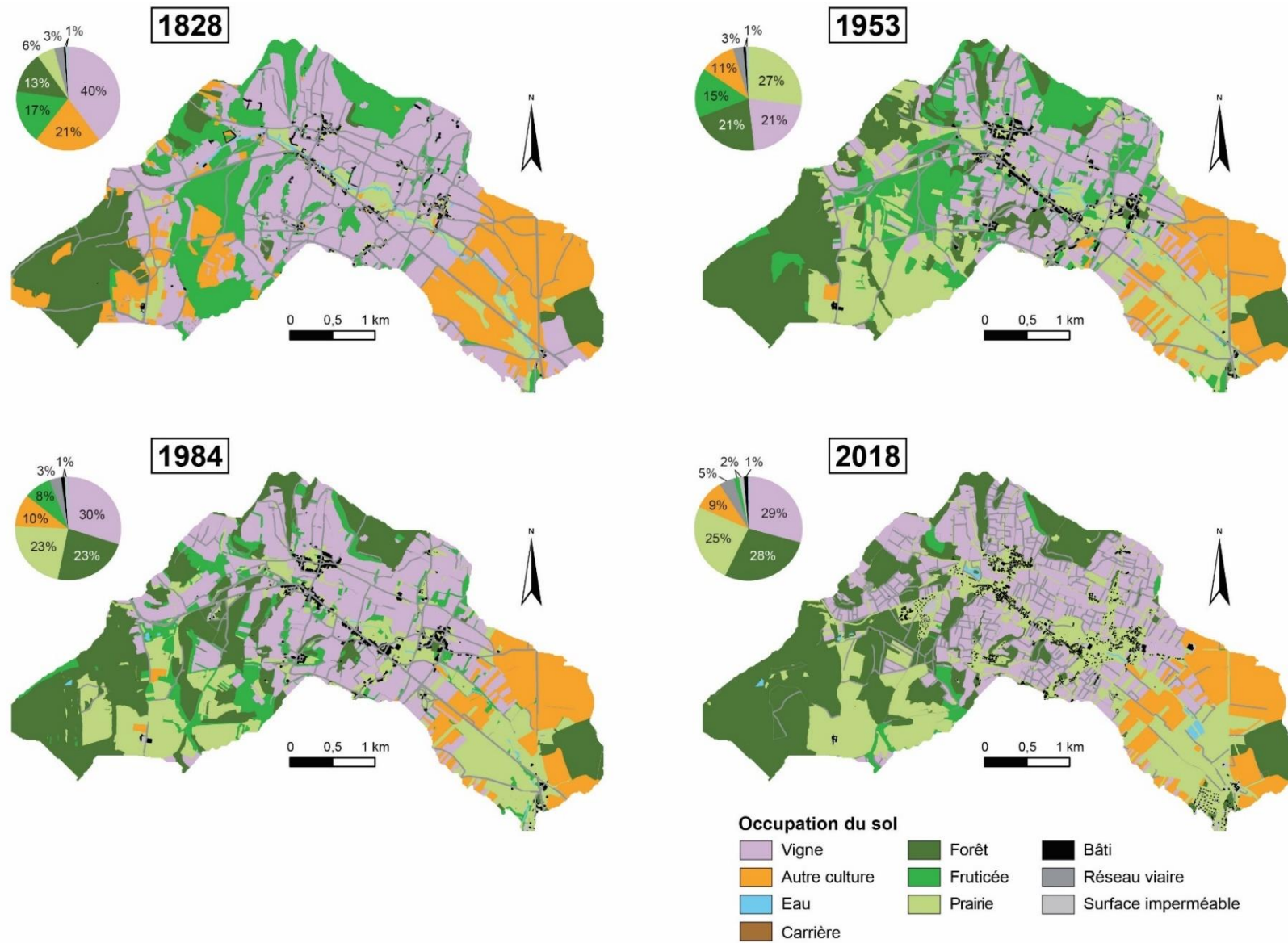


Figure 9.5 : Cartographie des modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux entre 1828 et 2018

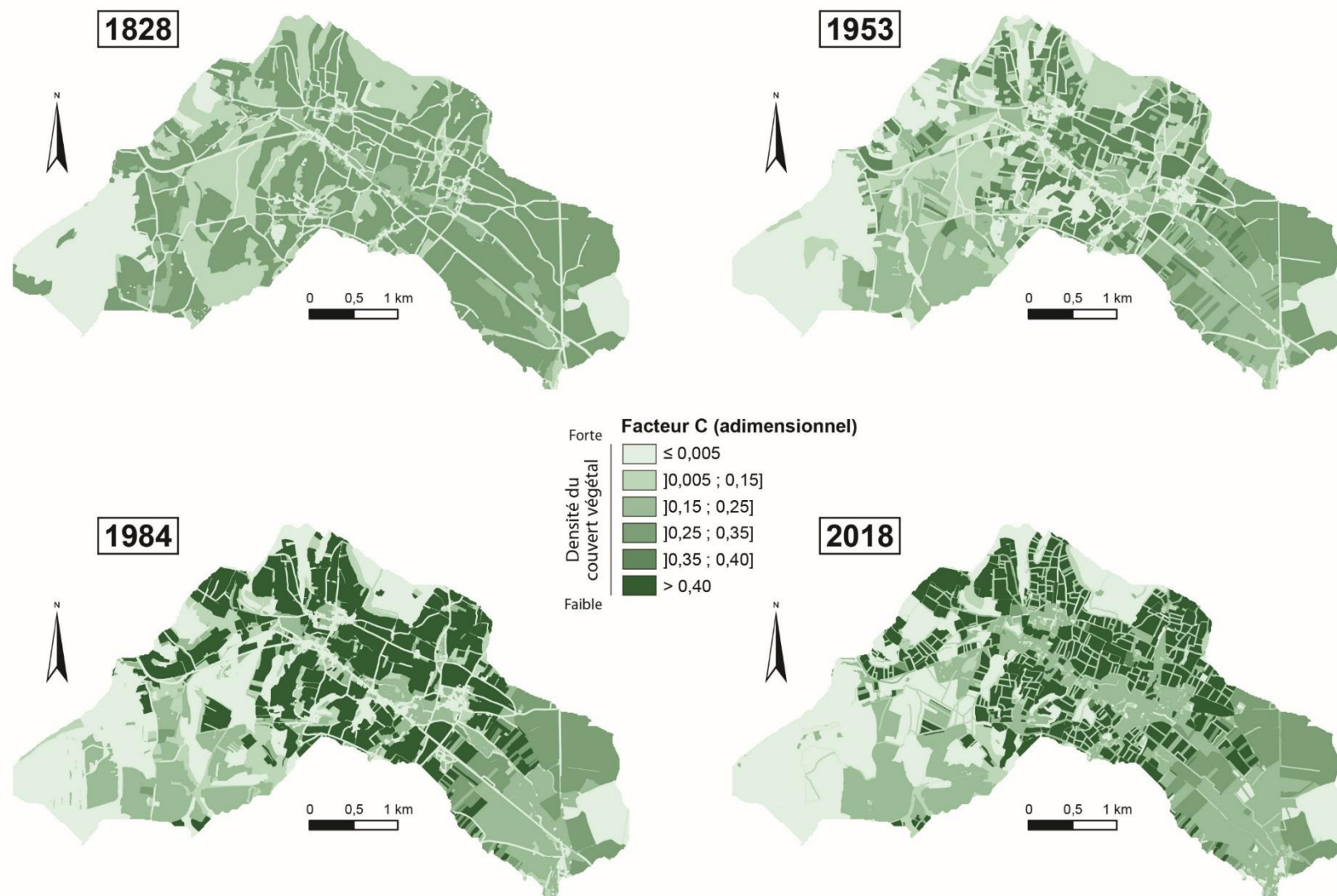


Figure 9.6 : Distribution spatiale du facteur C dans le bassin versant du Giroux entre 1828 et 2018

Noter la forte variation des valeurs du facteur C au sein du vignoble entre 1953 et 1984, correspondant au franchissement d'un seuil dans les techniques culturales : le passage de la vigne semi-enherbée à désherbée en relation avec le développement des produits phytosanitaires.

◆ **1828 : âge d'or de l'emprise de la viticulture dans le paysage**

En 1828, le paysage est dominé par la culture de la vigne (40 %). La vigne est située sur l'ensemble des versants, y compris sur la partie la plus raide au pied des corniches. Cette forte emprise paysagère de la vigne est en accord avec l'évolution historique de la superficie viticole en France en général et en Bourgogne en particulier, qui atteint son maximum au XIX^e siècle (Laurent, 1957 ; Lachiver, 1988 ; Legouy, 2006, 2014). Les prairies semblent avoir été affectées par l'extension de la vigne. Elles sont résiduelles à l'échelle du bassin versant (6 %) et principalement localisées dans le fond de vallée le long du Giroux. Seuls les plateaux et leurs corniches semblent épargnés par la diffusion de la viticulture. Ces zones montrent une continuité remarquable depuis le Moyen Âge en matière d'occupation du sol. Elles sont pour la plupart maintenues en chaume, d'où la présence de près d'un cinquième de fruticée (17 %) en 1828. La forêt, quant à elle, a regagné du terrain (13 %) par rapport au scénario paysager établi pour le Moyen Âge. On peut noter enfin que les autres cultures sont bien développées (21 %) et occupent préférentiellement les sols humides de la tête de bassin et de la plaine alluviale impropres à la culture de la vigne. Cette configuration paysagère se traduit par un facteur C moyen à l'échelle du bassin versant de 0,180 (facteur C = 0,193).

◆ **1953 : vignoble enrichi d'après-guerre**

Les crises successives du phylloxéra (fin du XIX^e siècle), du mildiou (début du XX^e siècle), de nombreux sinistres climatiques (grêle en 1927 et 1928, gelée en 1930 et 1932) et les deux guerres mondiales qui ont tué nombre de vigneron, ont provoqué l'effondrement du système viticole local. La vigne n'est plus le mode d'occupation du sol dominant en 1953. Nous observons quatre principaux modes d'occupation du sol dans le bassin versant du Giroux : les prairies (27 %), les forêts (21 %), les vignes (21 %) et les fruticées (15 %). Les forêts et les fruticées sont majoritairement situées sur les plateaux et leurs corniches, tandis que les prairies et les vignes sont souvent associées aux versants. Dans le détail, les vignes sont davantage répandues sur les versants situés à proximité des zones bâties et, à l'inverse, les prairies sont étendues dans les zones plus reculées que sont la tête de bassin et l'exutoire. Les discussions menées avec les viticulteurs locaux, visant à compléter les données qualitatives sur l'histoire contemporaine du vignoble, ont précisé que cette observation était classique en Bourgogne à cette période car la vigne nécessitait un travail manuel plus fréquent que la prairie (et l'élevage associé). D'un point de vue quantitatif, la diminution du facteur C (0,160) souligne bien le recul de la vigne au

profit de modes d'occupation du sol avec un couvert végétal plus protecteur (facteur C actuel = 0,193).

Si nous nous focalisons à une échelle plus fine sur le sous-bassin versant des Vaux, le paysage met en évidence des modes d'occupation du sol contrastés : 42 % de la superficie est recouverte par de la vigne, 35 % par de la fruticée et 21 % par de la forêt (Figure 9.7). Comme observé à l'échelle du bassin versant, la forêt est réservée aux plateaux et à leurs corniches. Plus intéressant est l'assemblage complexe de parcelles de vignes et de fruticées sur les versants, renforcé par la présence de nombreux arbres (isolés ou alignés) dans les parcelles viticoles. Nos discussions ont montré que les vigneron plantaient de tels arbres. Ils privilégiaient des espèces fruitières afin de bénéficier d'une source de revenu supplémentaire : le pommier (*Prunus domestica*), l'amandier (*Prunus dulcis*), le prunier (*Malus domestica*) et le noyer (*Juglans regia*), par exemple.

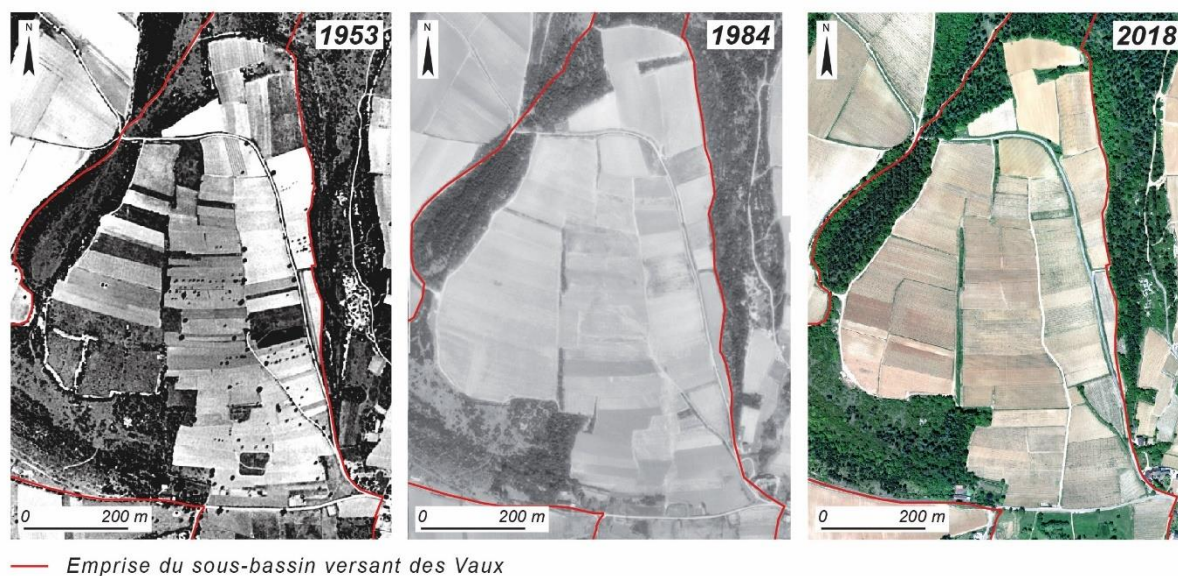


Figure 9.7 : Évolution des modes d'occupation du sol sur le sous-bassin versant des Vaux entre 1953 et 2018 à partir des images aériennes de l'IGN

◆ **1984 : paysage de monoculture viticole lié à l'intensification agricole post-Seconde Guerre mondiale**

En 1984, le paysage du bassin versant du Giroux a considérablement changé : la vigne a gagné en superficie, de sorte qu'elle redevient le mode d'occupation du sol dominant à l'échelle du bassin versant (30 %). Parallèlement, les prairies et les fruticées se sont réduites (23 % et 8 %, respectivement), tandis que les forêts ont augmenté à la suite de la valorisation de certains plateaux par des plantations de pin laricio (*Pinus nigra* subsp. *laricio*) et de pin noir (*Pinus nigra* subsp. *nigra*) décidées par les pouvoirs locaux à

la fin des années 1950. Par ailleurs, cela n'est pas figuré sur la carte mais il est important de noter que nous basculons ici sur une vigne très majoritairement désherbée.

Le sous-bassin versant des Vaux est représentatif de cette évolution (Figure 9.7). Son paysage est devenu homogène et caractérisé par l'omniprésence de la vigne (60 %). Alors que les zones de fruticée ont disparu sur les versants, le couvert forestier se densifie sur les lambeaux de plateaux calcaires qui encadrent ce sous-bassin versant. Ces données illustrent l'intensification de la viticulture de la seconde moitié du XX^e siècle et sont directement reflétées dans la valeur moyenne du facteur C calculée à l'échelle du bassin versant (0,195). Il s'agit de la valeur maximale obtenue en comparaison avec les sept autres périodes étudiées, dépassant même la valeur de 0,193 estimée lors de la modélisation de la susceptibilité à l'érosion dans le cadre de l'approche actualiste de ce travail.

◆ **2018 : référentiel paysager actuel dominé par la culture de la vigne**

Des années 1980 à nos jours, la vigne reste le mode d'occupation du sol dominant (29 %) mais sa superficie enregistre une légère diminution, notamment dans la partie ouest du vignoble, où les sols sont considérés de moindre qualité. Par exemple, dans le sous-bassin versant des Vaux, où 40 % de sa superficie viticole est classée sous la fine appellation de premier cru, le nombre de parcelles plantées en vigne est resté stable (Figure 9.7). Parallèlement, de nombreuses zones de fruticées ont été converties en forêt ou en prairie, dont les superficies correspondent respectivement à 28 et 25 % de l'ensemble de la zone d'étude. Comme pour le XX^e siècle, les cultures autres que la vigne se concentrent à l'aval du bassin versant, autrement dit là où la topographie est la plus adoucie. D'une ampleur mineure, les variations des modes d'occupation du sol sur les trois dernières décennies aboutissent à une légère diminution du facteur C moyen en 2018 (0,190) par rapport à 1984. Cette valeur est cohérente avec celle obtenue pour la même date à partir du travail de modélisation axé sur la période actuelle (0,193) (cf. chapitre 6§6.1.4).

En conclusion, nous avons mis en évidence une tendance à l'augmentation du facteur C depuis le Mésolithique, ponctuée toutefois par un recul marqué en 1953 après avoir atteint son maximum en 1828 (Figure 9.8). En plus d'influencer le niveau de susceptibilité à l'érosion du bassin versant, les modes d'occupation du sol reconstitués disposent d'une organisation en mosaïque dont les impacts sur les transferts sédimentaires seront à discuter.

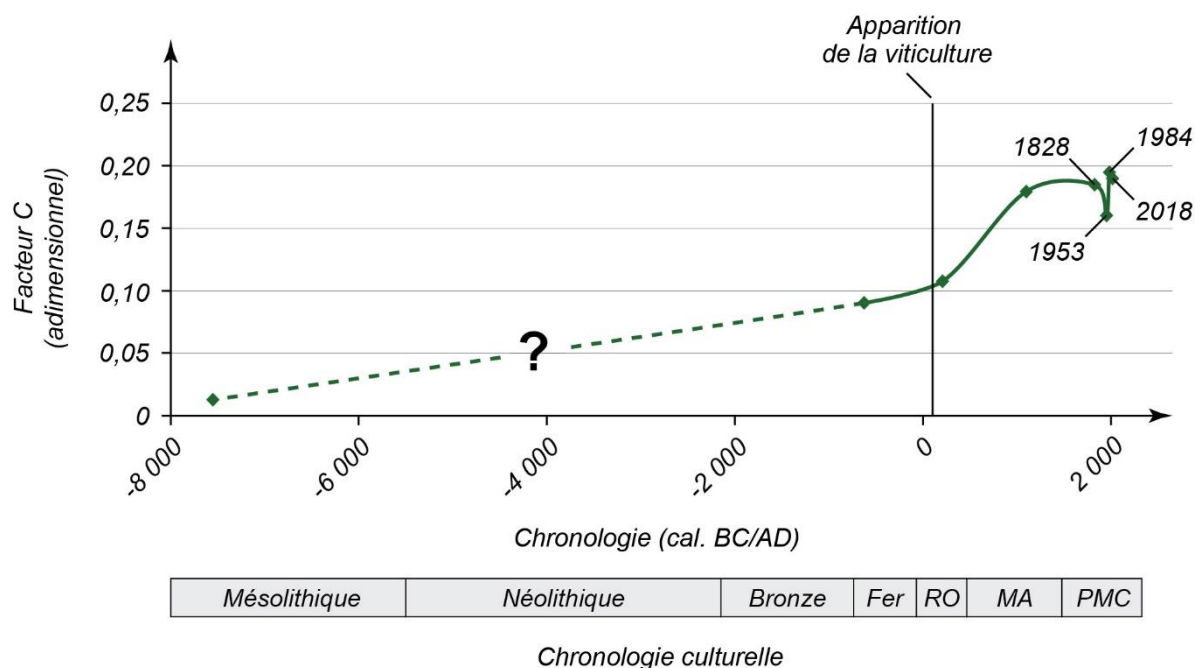


Figure 9.8 : Évolution du facteur C du bassin versant du Giroux depuis un stade pré-anthropisation jusqu'à la période actuelle

Abréviations : RO = Période romaine ; MA = Moyen Âge ; PMC = Période moderne et contemporaine

9.1.2 Évolution du facteur P représentant les changements intervenus dans les modalités de culture de la vigne

La section précédente s'est concentrée sur les modes d'occupation du sol dans leur ensemble. Il s'agit à présent de se focaliser sur la vigne. Le choix a été fait de corrélérer l'évolution de ce facteur, illustrée sur les figures 9.10, 9.11 et 9.12, à l'histoire de l'orientation des rangs de vigne par rapport à la pente et à celle des lieux de culture de la vigne (plaine alluviale, versant, etc.). En effet, la pente constitue un facteur de pondération que nous avons souhaité intégrer dans la détermination de l'efficacité de l'orientation des rangs de culture à diminuer le potentiel érosif des parcelles viticoles. Pour rappel, le facteur P varie de 0, pour les techniques culturales les plus efficaces en termes de gestion de la ressource en sol, à 1 sur les terres cultivées dépourvues de mesures anti-érosives ou sur celles non mises en valeur sur le plan agricole (Figure 9.9). L'enherbement total ou partiel des parcelles viticoles n'est pas intégré dans le facteur P car il relève du facteur C.

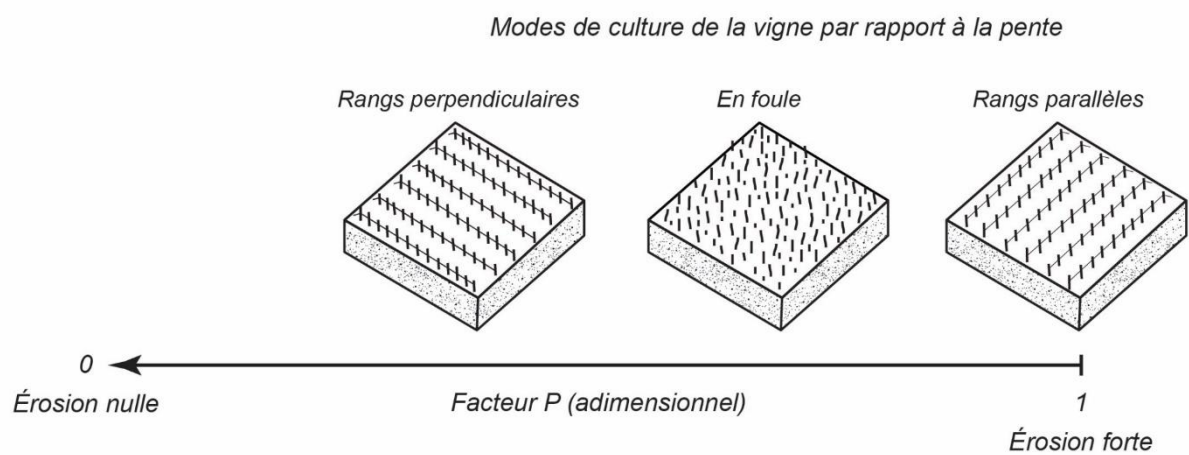


Figure 9.9 : Support pour l'interprétation des résultats du facteur P

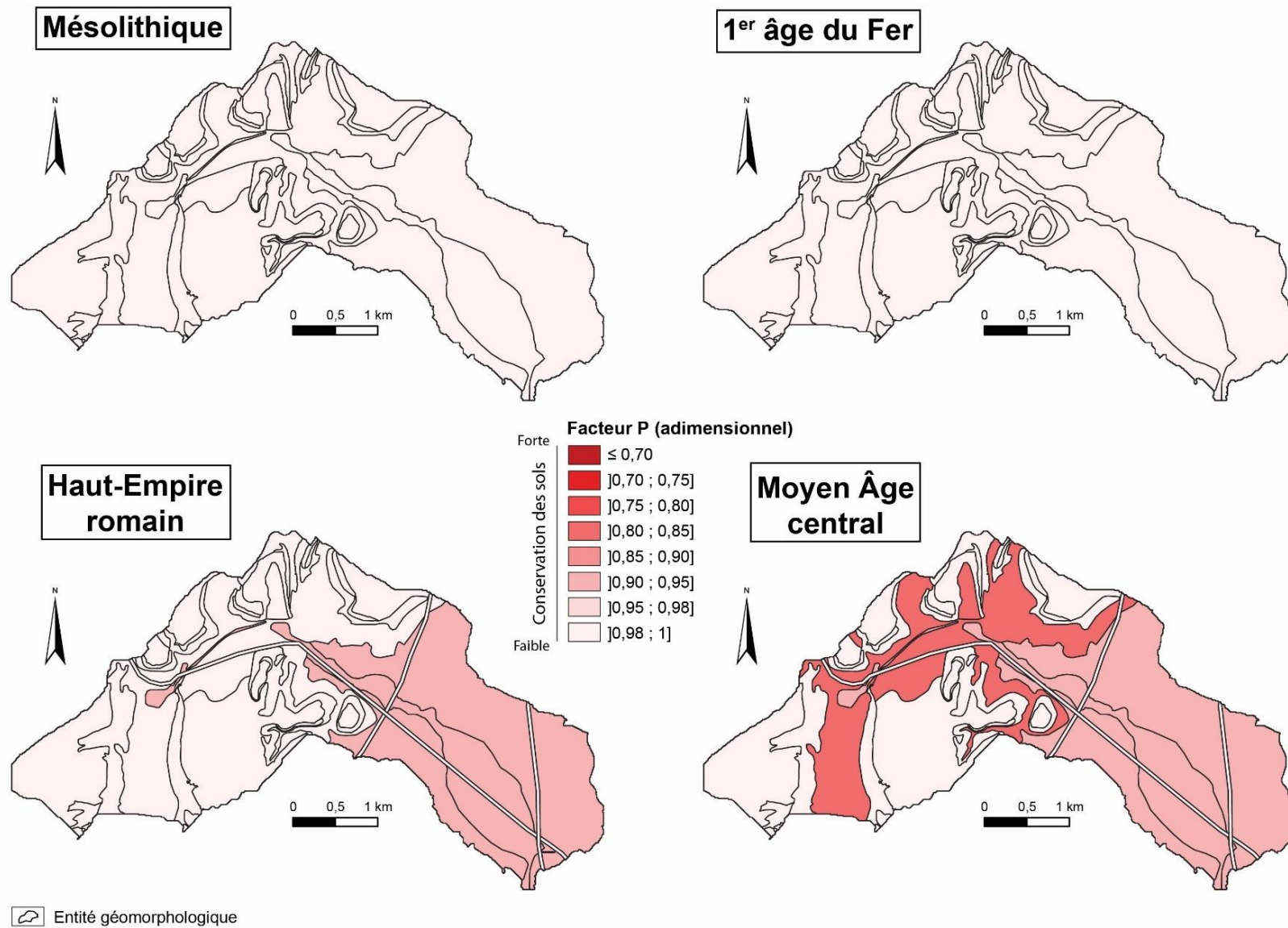


Figure 9.10 : Cartographie du facteur P au sein de la zone viticole du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et le Moyen Âge

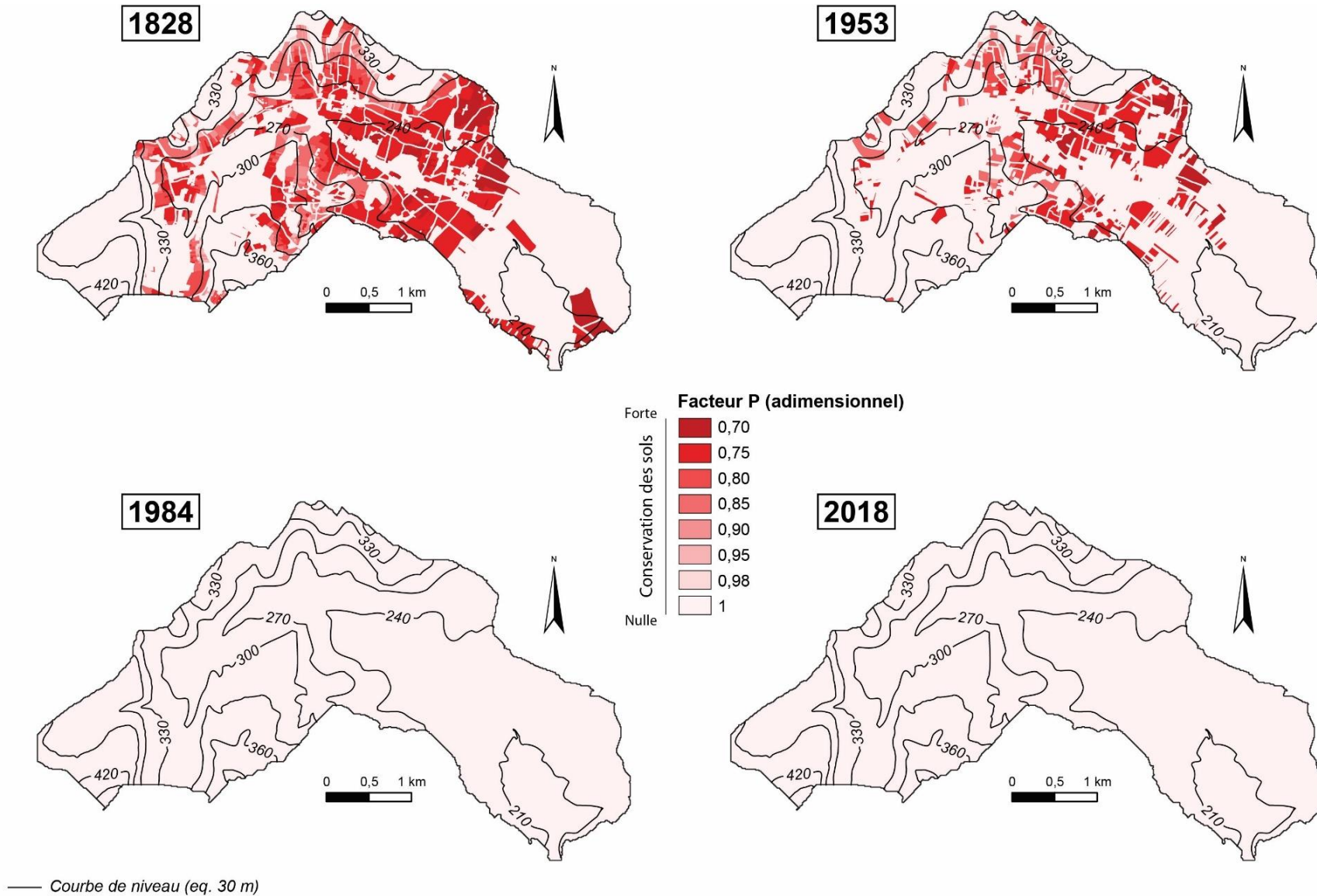


Figure 9.11 : Cartographie du facteur P au sein de la zone viticole du bassin versant du Giroux entre 1828 et 2018

Pour le Mésolithique et le premier âge du Fer, l'absence de vigne cultivée dans le bassin versant du Giroux nous amène à considérer le facteur P comme sans influence sur les estimations de l'équation RUSLE, d'où une valeur de 1.

Le « temps zéro » dans l'application du facteur P correspond au Haut-Empire romain, période à laquelle nous estimons que la viticulture apparaît dans le bassin versant. Cette plante spéculative est alors cultivée en foule dans le fond de vallée où elle est associée à des pâturages et des céréales. L'intégration de ces paramètres relatifs à la culture de la vigne aboutit à une diminution du facteur P moyen (0,96).

La progression de la vigne en foule sur les pentes modérées au Moyen Âge central aboutit à une prise en compte du facteur P sur celles-ci, soit une diminution du facteur par rapport au Haut-Empire romain. Le facteur P moyen à l'échelle du bassin versant s'abaisse ainsi à 0,93.

En 1828, le facteur P moyen atteint son niveau le plus bas (0,91) en raison de l'omniprésence de la vigne en foule à cette date. Cette valeur moyenne ne reflète pas la grande hétérogénéité spatiale qui existe entre la plaine alluviale et le reste du bassin versant. La faiblesse des valeurs dans la plaine alluviale (0,70 à 0,75) est mise en relation avec la présence d'une vigne en foule sur des pentes faibles à nulles. Cette combinaison de facteurs confère aux sols viticoles de la plaine alluviale une protection relativement importante contre l'érosion des sols. Sur les versants, la vigne en foule s'avère moins efficace pour limiter l'érosion des sols du fait de la présence de gradients de pente plus importants. Il en résulte un relèvement des valeurs de P (0,90 à 0,95).

En 1953, le recul de la vigne au profit d'autres modes d'occupation du sol ne faisant pas l'objet de mesures anti-érosives ($P = 1$), a pour conséquence une augmentation du facteur P moyen du bassin versant du Giroux (0,95).

Enfin, comme le vignoble est mécanisé en 1984 et 2018 et donc travaillé dans le sens de la pente, toutes les parcelles viticoles se voient attribuer un facteur P de 1, au même titre que celles des autres modes d'occupation du sol.

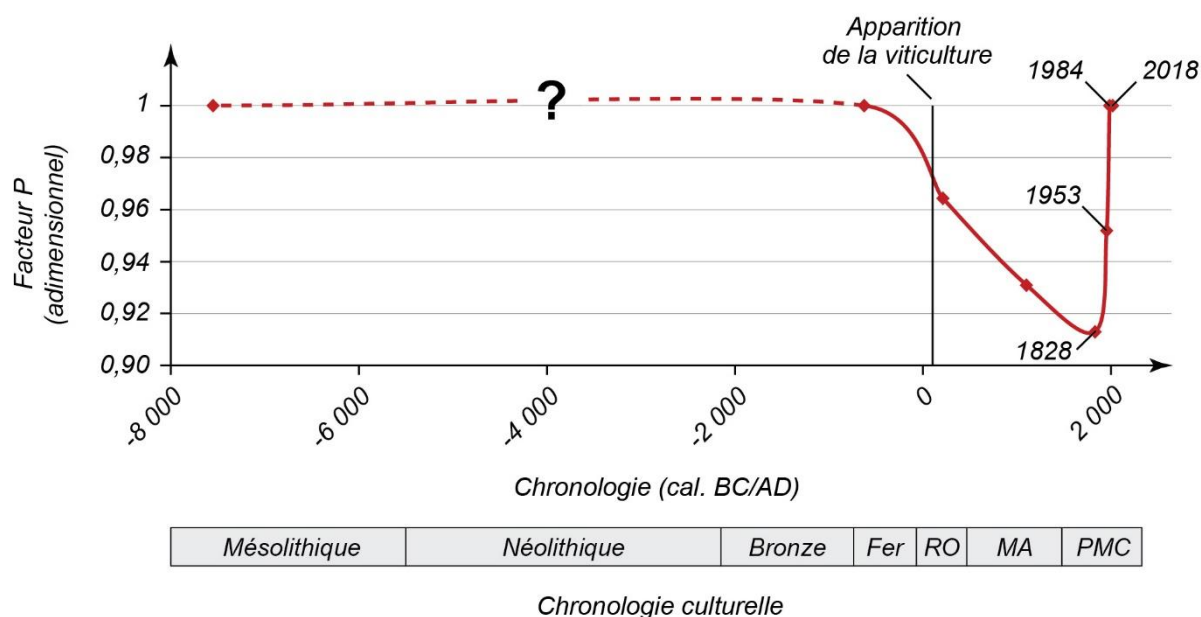


Figure 9.12 : Évolution du facteur P du bassin versant du Giroux depuis un stade pré-anthropisation jusqu'à la période actuelle

Abréviations : RO = Période romaine ; MA = Moyen Âge ; PMC = Période moderne et contemporaine

Noter que la variabilité temporelle du facteur P est subordonnée à la présence de la vigne dans le bassin versant du Giroux

Après avoir présenté l'évolution des facteurs C et P, il s'agit de les associer aux autres facteurs de l'équation RUSLE que nous avons considérés comme constants et qui caractérisent le contexte topographique (facteur LS), climatique (facteur R) et pédologique (facteur K) du bassin versant du Giroux. L'objectif est ainsi de mesurer l'évolution de la susceptibilité à l'érosion de cet impluvium.

9.2. Évolution de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux

Cette section expose les résultats de la modélisation diachronique et spatialisée de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux obtenue à partir de l'équation RUSLE. Nous proposons un commentaire des motifs spatiaux qui apparaissent pour chaque date et période étudiée, tout en estimant pour chacune d'entre elles un ordre de grandeur des pertes en sol. L'attention est portée aux résultats qui découlent du scénario d'érosivité des pluies médian (Q2), considéré comme un bon compromis entre les deux scénarios extrêmes (Q1 et Q3) (Figure 9.13). Les productions cartographiques qui en découlent sont présentées dans les figures 9.14 et 9.15.

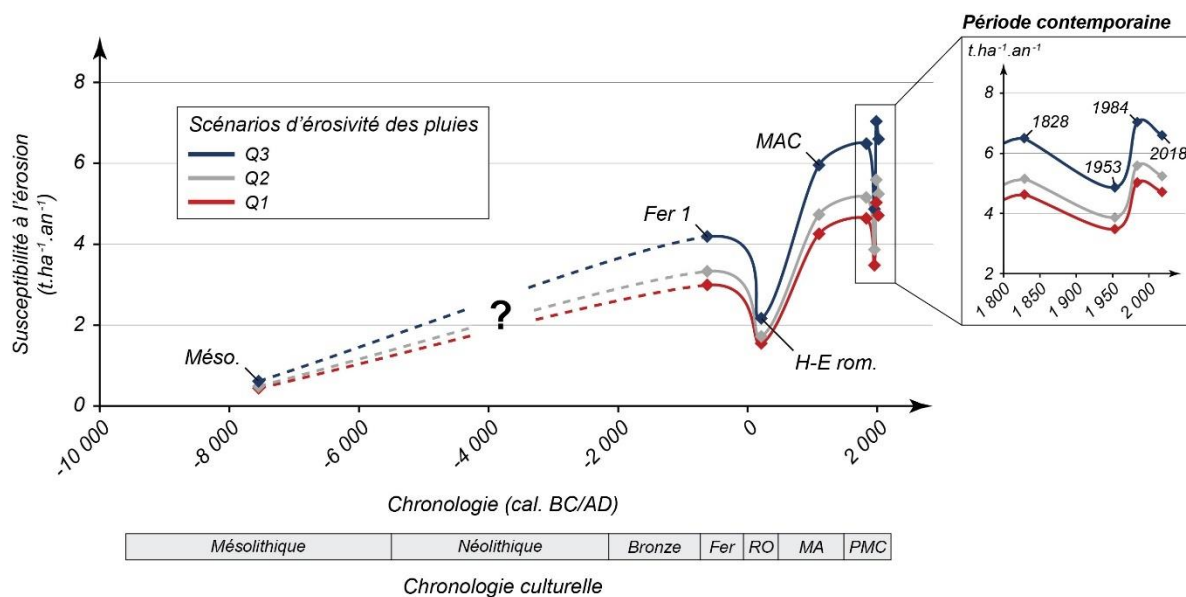


Figure 9.13 : Évolution plurimillénaire de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux en fonction de trois scénarios d'érosivité des pluies

Abréviations : RO = Période romaine ; MA = Moyen Âge ; PMC = Période moderne et contemporaine

Les niveaux de susceptibilité à l'érosion sont au minimum au Mésolithique (moyenne : $0,49 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$; total : 680 t.an^{-1}) et sont principalement dépendants de la topographie, de telle sorte que les valeurs les plus élevées s'observent sur les zones avec les plus forts gradients de pente, où elles peuvent atteindre entre 10 et $14 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$. En guise de point de référence, il convient de rappeler que le bassin versant enregistre une susceptibilité à l'érosion de $5,5 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ pour la période actuelle (cf. chapitre 6§6.2.1).

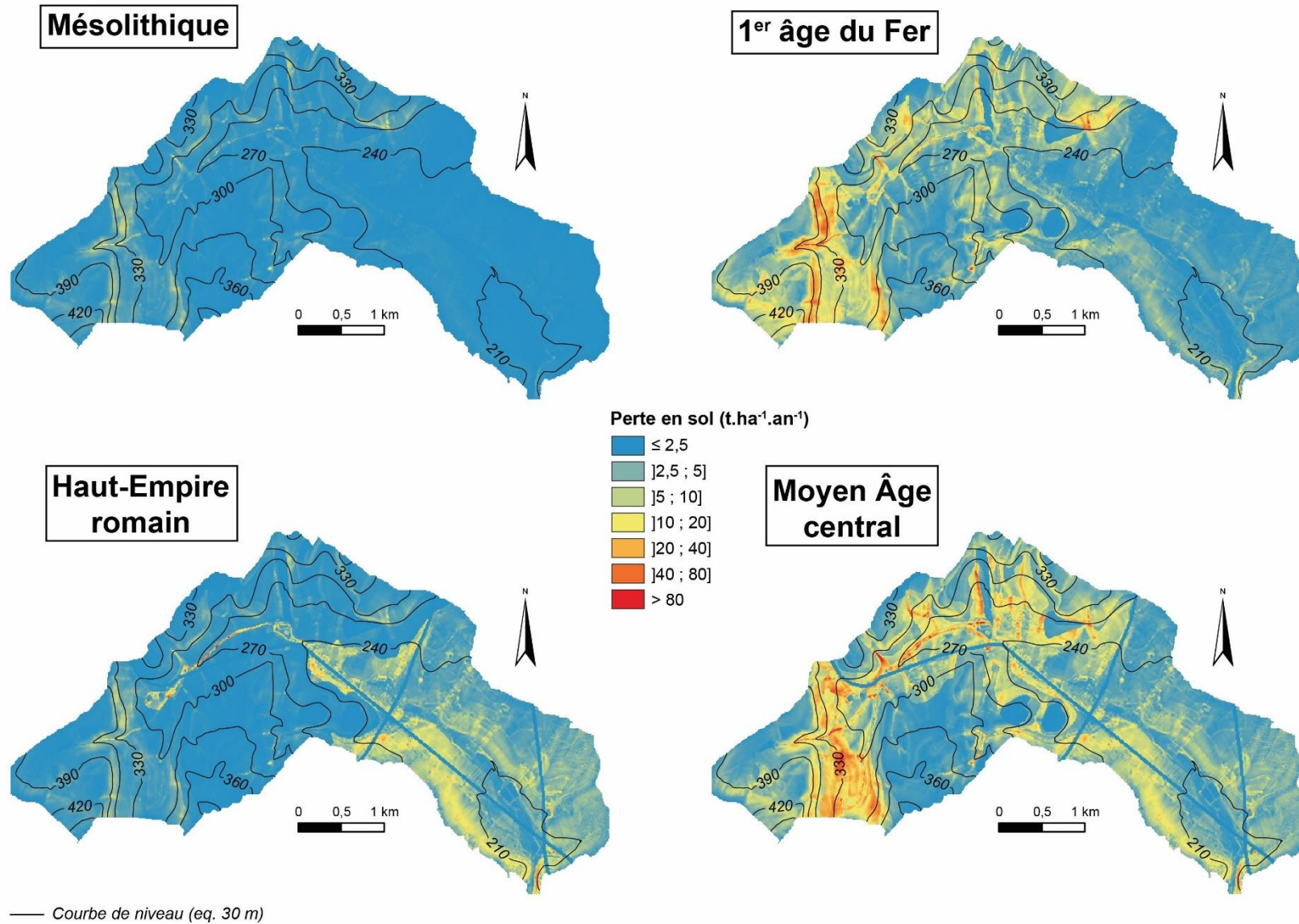


Figure 9.14 : Cartographie de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et le Moyen Âge

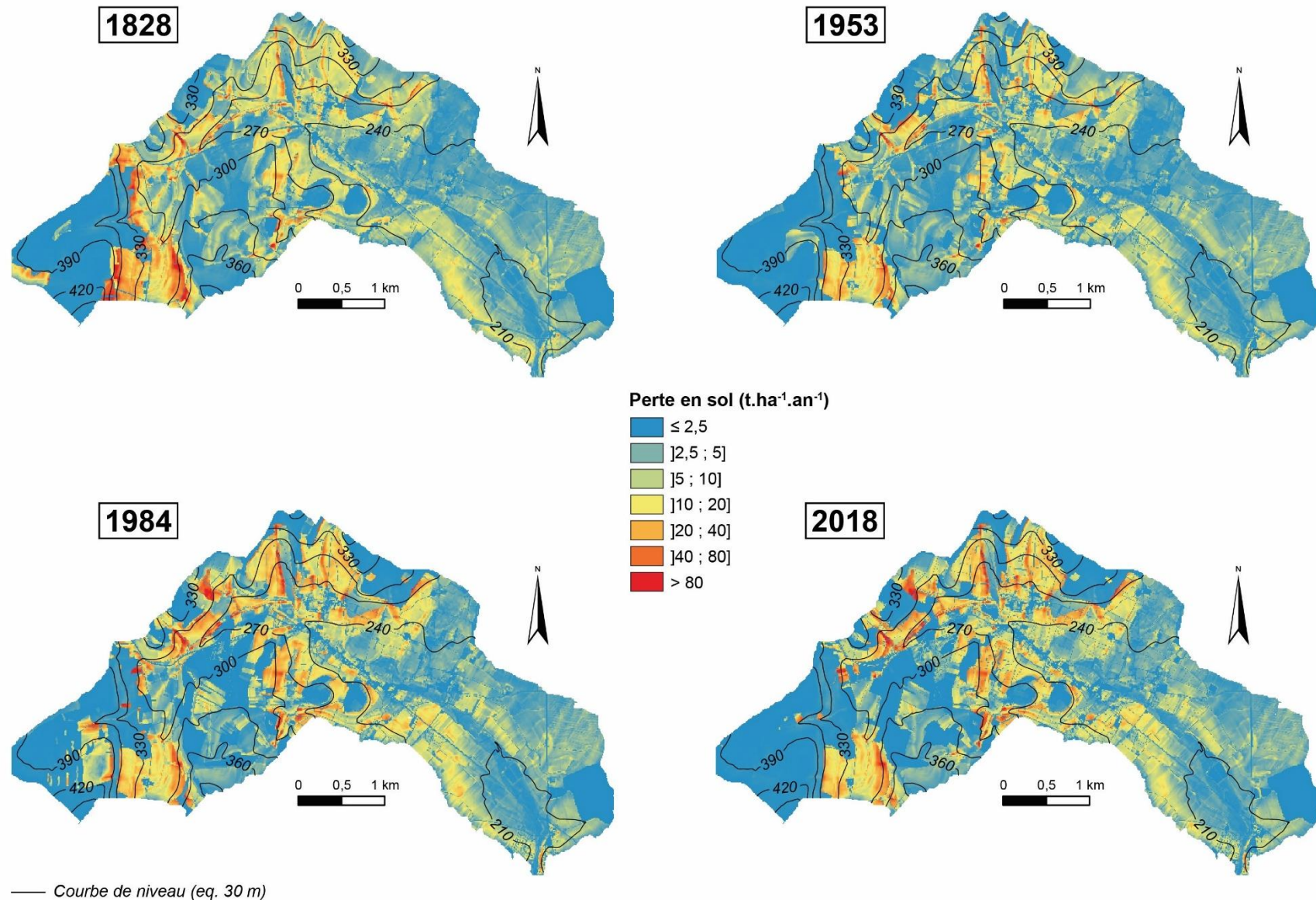


Figure 9.15 : Cartographie de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux entre 1828 et 2018

Au premier âge du Fer, le bassin versant peut potentiellement fournir $3,33 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$, ce qui représente un total de $4\,650 \text{ t}\cdot\text{an}^{-1}$ et une hausse de 580 % par rapport au Mésolithique. La traduction cartographique de ces paramètres statistiques généraux met en évidence l'apparition de zones avec un potentiel d'ablation relativement élevé, notamment dans les deux tiers amont du bassin versant. Les pentes fortes dans les hauts de versant restent la principale zone de production sédimentaire avec des valeurs comprises entre 40 et $80 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$.

En comparaison avec le premier âge du Fer, la susceptibilité à l'érosion du bassin versant diminue de 48 % au Haut-Empire romain (moyenne : $1,72 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$; total : $2\,408 \text{ t}\cdot\text{an}^{-1}$). Elle se limite à la plaine alluviale et aux pentes douces périphériques où les valeurs atteignent au maximum $20 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$. Outre cette configuration spatiale, nous soulignons que la réduction des pertes en sol est considérable dans les hauts de versant (0 à $5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$).

Au Moyen Âge central, l'exacerbation marquée de la susceptibilité à l'érosion (moyenne : $4,73 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$; total : $6\,618 \text{ t}\cdot\text{an}^{-1}$) affecte principalement les versants. Dans la plaine alluviale et sur les pentes modérées adjacentes, les valeurs restent stables (0 à $20 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$). Les plateaux et les revers de buttes conservent quant à eux un faible pouvoir de production sédimentaire (moins de $2,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$).

En 1828, le bassin versant enregistre une susceptibilité à l'érosion de l'ordre de $5,16 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ (total : $7\,210 \text{ t}\cdot\text{an}^{-1}$). Cette augmentation de 9 % par rapport à la période antérieure est principalement due à une hausse des valeurs dans les zones escarpées des parties supérieures des versants et sur les pentes modérées de la tête de bassin.

Une diminution de la susceptibilité à l'érosion de 29 % est enregistrée au milieu du XX^e siècle ($3,67 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$; total : $5\,409 \text{ t}\cdot\text{an}^{-1}$) par rapport à 1828. Les versants constituent l'exemple le plus illustratif de ce recul.

En 1984, la production sédimentaire du bassin versant est estimée en moyenne à $5,59 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ pour un total de $7\,819 \text{ t}\cdot\text{an}^{-1}$, soit environ un tiers de plus qu'en 1953. Des valeurs régulièrement supérieures à $80 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ sont observées sur les versants. La valeur moyenne estimée pour la vigne ($18,06 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) a augmenté de 138 % en comparaison avec celle de 1953.

Enfin, dans le cadre de ce travail de modélisation diachronique, la susceptibilité à l'érosion est estimée pour la période actuelle à $5,24 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ (total : $7\,331 \text{ t}\cdot\text{an}^{-1}$). Cette valeur est concordante avec ce que nous observons pour 2018 au chapitre 6. Nous

enregistrons une diminution de 7 % par rapport à 1984. Celle-ci est principalement due à un recul de 24 % du potentiel érosif des plateaux et des revers de buttes. Par ailleurs, les valeurs varient de 10 à 368 t.ha⁻¹.an⁻¹ sur les versants et de 0 à 5 t.ha⁻¹.an⁻¹ dans la plaine alluviale.

En résumé, malgré une emprise agricole continue depuis le premier âge du Fer, la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux n'enregistre pas une évolution linéaire (Tableau 9.1). Le Haut-Empire romain ou encore la première moitié du XX^e siècle correspondent à des périodes lors desquelles la production sédimentaire potentielle constitue des minima dans la tendance générale à l'augmentation. Nous avons montré par ailleurs que le potentiel érosif du bassin versant a augmenté de 978 % entre le Mésolithique et la période actuelle. Il s'agit à présent de se demander à présent dans quelle mesure une évolution similaire peut-elle être observée dans la modélisation des transferts sédimentaires à l'exutoire.

<i>Date / Période</i>	<i>Taux d'érosion (t.an⁻¹)</i>	<i>Taux d'érosion spécifique (t.ha⁻¹.an⁻¹)</i>	<i>Taux de variation entre la période considérée et 2018 (%)</i>
<i>Mésolithique</i>	680	0,49	+ 978
<i>Premier âge du Fer</i>	4 650	3,33	+ 58
<i>Haut-Empire romain</i>	2 408	1,72	+ 204
<i>Moyen Âge central</i>	6 618	4,73	+ 11
1828	7 210	5,16	+ 2
1953	5 409	3,67	+ 36
1984	7 819	5,59	- 6
2018	7 331	5,24	

Tableau 9.1 : Synthèse de l'évolution de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et la période actuelle

9.3. Évolution des transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux

Nous nous intéressons ici à la part de la production sédimentaire potentielle estimée par l'équation RUSLE qui est exportée jusqu'à l'exutoire. Celle-ci est estimée à partir de l'indice de connectivité (IC) (Annexe XII) grâce auquel est calculé un taux d'exportation sédimentaire (SDR) (Annexe XIII). De la même façon qu'avec l'équation RUSLE, la modélisation des transferts sédimentaires à l'exutoire repose sur trois

scénarios d'érosivité des pluies différents qui dessinent une courbe enveloppe correspondant à la plage de valeurs possibles (Figure 9.16). Une lecture spatialisée des transferts sédimentaires est proposée sur la base des résultats issus du scénario médian (Q2) de l'érosivité des pluies (Figure 9.17 et Figure 9.18).

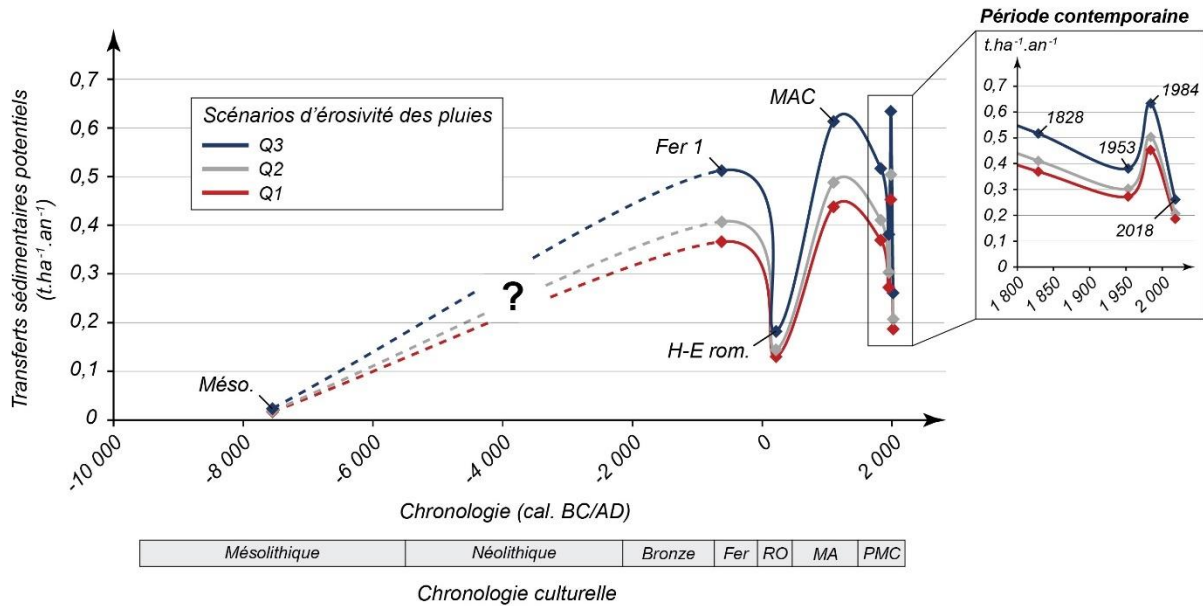


Figure 9.16 : Évolution plurimillénaire des transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux en fonction de trois scénarios d'érosivité des pluies

Abréviations : RO = Période romaine ; MA = Moyen Âge ; PMC = Période moderne et contemporaine

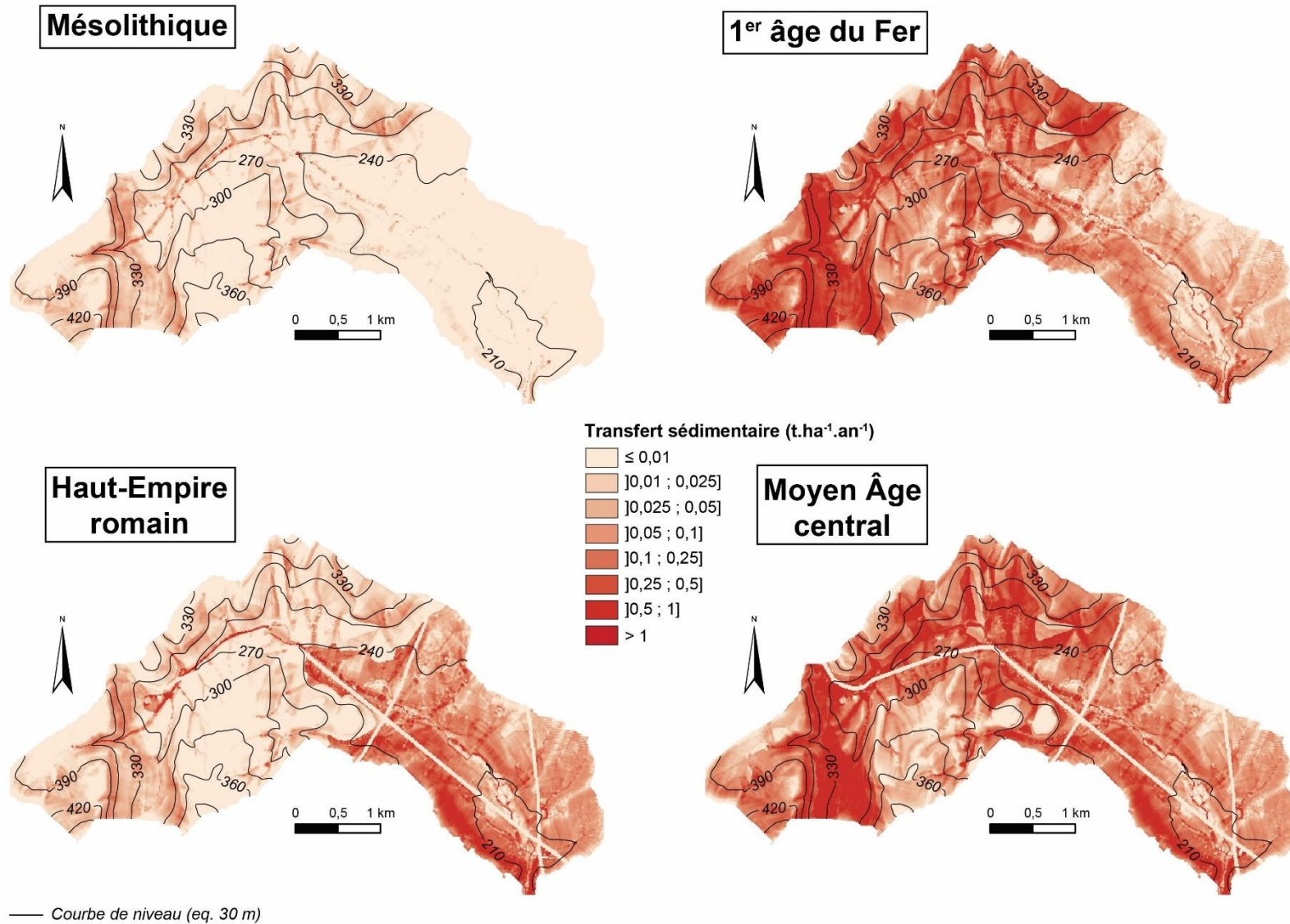


Figure 9.17 : Cartographie des zones contributives aux transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et le Moyen Âge

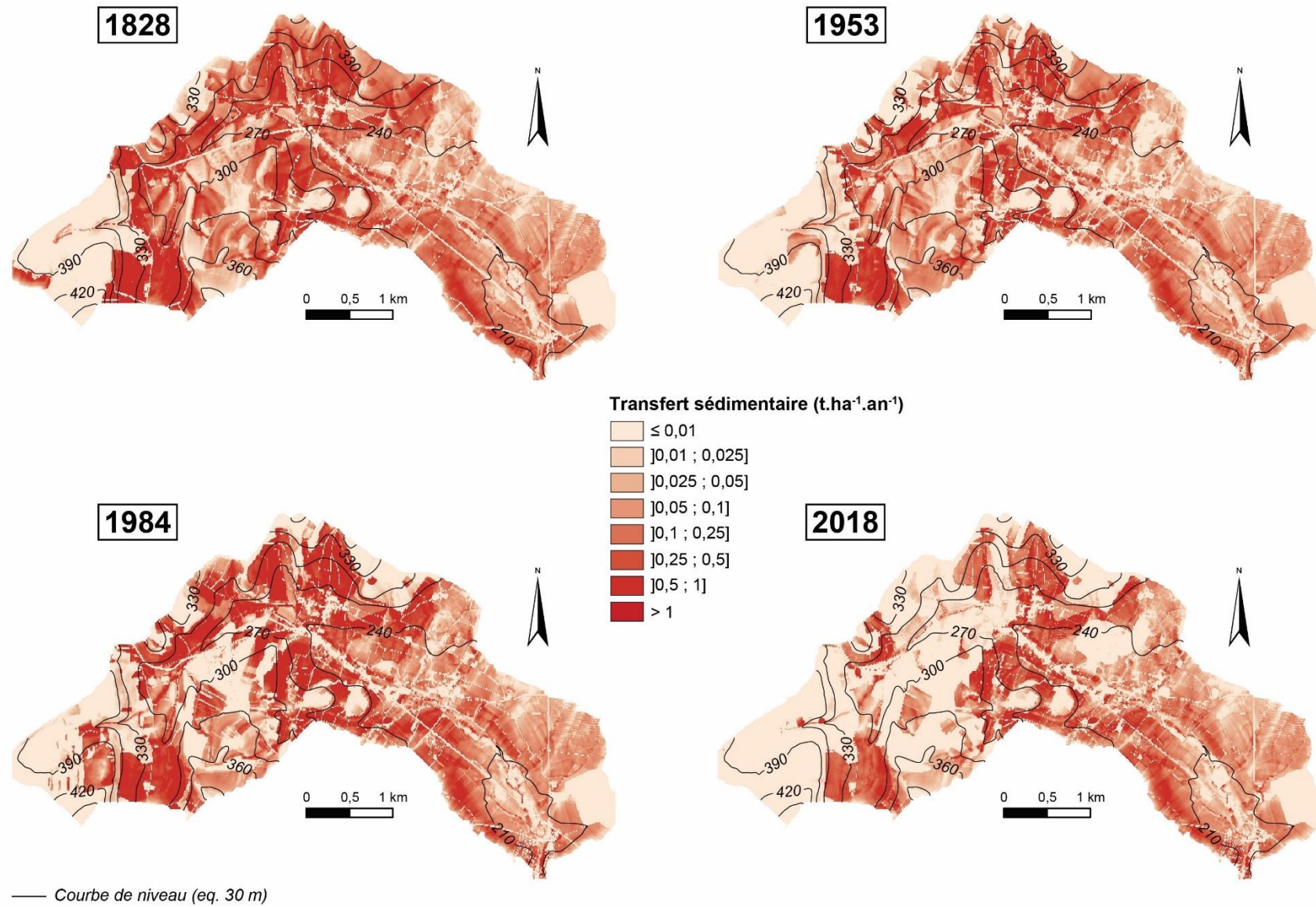


Figure 9.18 : Cartographie des zones contributives aux transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux entre 1828 et 2018

Au Mésolithique, les transferts sédimentaires sont estimés à $0,02 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ (total : 26 t.an^{-1}). Les zones sources d'apport sédimentaire à l'exutoire correspondent aux zones de forte pente singularisées par les vitesses d'érosion les plus élevées. Elles contribuent entre 0 et $0,25 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ au transfert sédimentaire total. Par opposition, les secteurs de bas de versant et proches du chenal sont caractérisés par une contribution relativement limitée. À titre de comparaison, un taux de transfert sédimentaire spécifique de $0,11 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ a été modélisé pour la période actuelle.

Au premier âge du Fer, le modèle documente une hausse des transferts sédimentaires de plus de 2 000 % par rapport au Mésolithique (moyenne : de $0,41 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$; total : 570 t.an^{-1}). Même si les zones qui s'organisent en une cascade sédimentaire efficace sont mieux distribuées spatialement, nous notons là encore une prévalence des zones de forte pente, notamment dans la tête de bassin où les valeurs dépassent régulièrement les $1 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$.

En comparaison avec le premier âge du Fer, les transferts sédimentaires sont divisés par près de trois au Haut-Empire romain (moyenne : $0,15 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$; total : 682 t.an^{-1}). Les principales zones contributives sont localisées dans la plaine alluviale et sur les pentes douces périphériques. À l'inverse, les versants exportent peu de sédiments.

Les transferts sédimentaires repartent à la hausse au Moyen Âge central ($0,49 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$, total : 682 t.an^{-1}), à tel point qu'il s'agit du maximum secondaire parmi les différentes dates et périodes étudiées. Cette augmentation correspond à une meilleure efficacité des versants à évacuer les sédiments.

Les transferts sédimentaires perdent en intensité en 1828 (moyenne : $0,41 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$; total : 574 t.an^{-1}) et retrouvent un niveau comparable à celui enregistré pour le premier âge du Fer. Cependant, la production sédimentaire reste d'une ampleur suffisamment élevée sur les versants viticoles pour que ces derniers restent les principaux pourvoyeurs à la charge sédimentaire exportée à l'exutoire.

La diminution des transferts sédimentaires s'accroît en 1953 (moyenne : $0,30 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$; total : 424 t.an^{-1}). Malgré cela, les versants apparaissent là encore fortement contributeurs au transfert total estimé à l'exutoire. Par opposition, les plateaux et revers de butte se singularisent par une contribution limitée.

À l'instar de la susceptibilité à l'érosion, les transferts sédimentaires sont à leur maximum en 1984 ($0,50 \text{ t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$; total : 705 t.an^{-1}). Le bassin versant est caractérisé par un couplage important entre les versants viticoles et le cours d'eau.

Pour la période actuelle, le modèle estime des transferts sédimentaires de faible ampleur eu égard à la dimension du vignoble (21 t.ha⁻¹.an⁻¹, total : 290 t.an⁻¹). Nous observons une diminution de 60 % par rapport à 1984. Ce taux de transfert coïncide avec une augmentation de 1 000 % par rapport au Mésolithique.

Cette section a montré que certaines périodes se caractérisent certes par une importante disponibilité en sédiments d'après les estimations de l'équation RUSLE, mais qu'une grande partie de ces sédiments ne parvient pas nécessairement jusqu'à l'exutoire (Tableau 9.2). La période actuelle, par exemple, est celle avec la plus forte production sédimentaire potentielle. Cependant, elle ne peut exporter jusqu'à l'exutoire qu'une infime part de celle-ci, d'où un taux d'exportation sédimentaire de 4 %. Un cas de figure proche peut être souligné pour 1828. Cette désynchronisation entre production et exportation sédimentaire peut s'expliquer par l'organisation de la mosaïque paysagère et les techniques culturales en vigueur à chaque période. Il s'agit d'éléments que nous avons implémentés dans le modèle et sur lesquels nous pouvons proposer un regard plus attentif.

<i>Date / Période</i>	<i>SDR (%)</i>	<i>Taux de transfert (t.an⁻¹)</i>	<i>Taux de transfert spécifique (t.ha⁻¹.an⁻¹)</i>	<i>Taux de variation entre la période considérée et 2018 (%)</i>
<i>Mésolithique</i>	4	26	0,02	+ 1 000
<i>Premier âge du Fer</i>	12	570	0,41	- 49
<i>Haut-Empire romain</i>	8	203	0,15	+ 40
<i>Moyen Âge central</i>	10	682	0,49	- 57
1828	7	574	0,41	- 49
1953	8	424	0,30	- 30
1984	9	705	0,50	- 58
2018	4	290	0,21	

Tableau 9.2 : Synthèse de l'évolution des transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et la période actuelle

9.4. Quel poids de la structure paysagère dans l'évolution de la cascade sédimentaire ?

Les résultats présentés jusqu'alors montrent que la société locale compose avec les problèmes liés à l'érosion des sols depuis longtemps, mais que ceux-ci n'entretiennent pas une relation linéaire avec la superficie des surfaces cultivées. Pour chaque période socio-environnementale étudiée, l'examen de la structure paysagère (facteurs C et P), replacée dans le contexte topographique (facteur LS), permet d'éclairer la non-linéarité, et donc la complexité, de la réponse des signaux érosifs à la mise en valeur agricole du paysage.

L'objectif est de mettre en évidence le(s) levier(s) sur lequel la population locale a joué au cours du temps, de manière volontaire ou non, pour casser la connectivité sédimentaire entre les versants et l'exutoire.

Le Mésolithique constitue un cas à part étant donné l'absence de pression anthropique. La présence d'un couvert forestier (C faible) sur l'ensemble du bassin versant confère au paysage un faible potentiel érosif et une forte rugosité de surface. La production et l'exportation sédimentaire sont dépendantes de la seule variable topographique et correspondent aux zones où le facteur LS est élevé.

À l'âge du Fer, le facteur C augmente en lien avec le recul du couvert forestier au profit d'activités agropastorales qui s'étendent parfois sur des zones où le LS est élevé compte tenu des stratégies d'habitat polynucléaires des populations protohistoriques. Cette configuration paysagère se traduit par une hausse des taux d'érosion et de transfert par rapport au Mésolithique.

L'apparition de la viticulture au Haut-Empire Romain n'entraîne pas pour autant une augmentation de la susceptibilité à l'érosion et des transferts sédimentaires. Malgré un facteur C élevé, la vigne est localisée dans des zones où les facteurs LS et P sont faibles. En effet, le mode de plantation en foule est particulièrement efficace sur les degrés de pente peu élevés qui caractérisent la plaine alluviale et les pentes douces, sur lesquelles se concentrent les activités anthropiques. D'autre part, le retour d'un couvert forestier (facteur C élevé) sur les versants constitue une entrave à la production et à l'exportation sédimentaire.

Au Moyen Âge central, les viticulteurs locaux implantent la vigne (facteur C élevé) sur les versants (facteur LS élevé). En conséquence, l'efficacité du mode de plantation en foule dans la limitation de la susceptibilité à l'érosion se trouve réduite (facteur P élevé). Une telle configuration se concrétise par une exacerbation de la susceptibilité à l'érosion et des transferts sédimentaires.

En 1828, la vigne devient le mode d'occupation du sol dominant dans le bassin versant, à tel point qu'elle recouvre les hauts de versant qui étaient jusqu'alors épargnés. Cette extension du vignoble implique des problèmes liés à l'érosion dont avaient conscience les viticulteurs locaux. Ils ont en effet développé une stratégie pour réduire la susceptibilité à l'érosion et les transferts sédimentaires en développant au sein du vignoble des zones de friche (teppes) caractérisées par des valeurs de C plus faibles. Les bilans d'érosion attestent de l'efficacité de cette stratégie de gestion de la ressource en sol. Ils

mettent en évidence une susceptibilité à l'érosion et des transferts sédimentaires qui sont respectivement 8 % et 22 % en deçà de celles mesurées en 1984, date à laquelle le vignoble a perdu environ un quart de sa superficie par rapport à 1828.

L'année 1953 coïncide avec une période de calme géomorphologique aussi bien sur le plan de la production que de l'exportation sédimentaire. Cette situation est à mettre en relation avec l'état d'enfrichement du vignoble au lendemain de la Seconde Guerre mondiale. Nous assistons à un recul de la vigne (facteur C élevé) sur les versants (facteur LS élevé) au profit de modes d'occupation du sol (prairie et fruticée) caractérisés par des valeurs de C plus faibles. Cette configuration paysagère limite, d'une part, la capacité des versants à fournir des sédiments et, d'autre part, l'efficacité des sédiments érodés à rejoindre l'exutoire en raison de la démultiplication des zones de piégeage intermédiaires.

En 1984, avec une intensification de la viticulture sur les versants, la valeur moyenne du facteur LS pour les parcelles viticoles a augmenté de manière significative pour atteindre 7,53 en raison de l'allongement de leur taille (composante L du facteur LS) et de leur présence sur des zones avec de fort gradient de pente (composante S du facteur LS). Dans le même temps, le facteur C de la vigne passe de 0,35 (vigne semi-enherbée) à 0,41 (vigne dés herbée) et le facteur P de 0,95 à 1 du fait des rangs de vigne désormais alignés dans le sens de la pente.

Des années 1980 jusqu'à nos jours, la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux enregistre une faible diminution et reste à un niveau élevé. La perte en superficie viticole est de faible ampleur (- 3 % de vigne entre 1984 et 2018) (facteur C élevé). Dans le même temps, les transferts sédimentaires sont en net recul. Cette situation paradoxale s'explique par la prise en compte des pièges à sédiments anthropiques installés à la fin des années 1980. Nous avons alors appliqué les taux de piégeage (T_p) des pièges à sédiments anthropiques (cf. chapitre 6§6.4.1). En comparaison avec 1984, il apparaît que plusieurs sous-bassins versants viticoles, notamment dans la partie amont du bassin versant du Giroux, sont déconnectés de la cascade sédimentaire par ces aménagements. Malgré une forte susceptibilité à l'érosion liée à leur caractère viticole, ils ne parviennent plus à alimenter l'exutoire en sédiments. D'un point de vue quantitatif, les pièges à sédiments anthropiques réduisent de moitié la quantité de sédiments exportés à l'exutoire. Les principales zones contributives se limitent aux sous-bassins versants viticoles qui disposent à leur exutoire des pièges à sédiments les moins efficaces.

La confrontation de nos résultats en termes de production et d'exportation sédimentaire avec l'évolution des modes d'occupation du sol nous a permis de discuter de la synchronie entre la mise en culture du paysage et l'augmentation du signal érosif. Pour chaque période, nous avons pu mettre en lumière les facteurs agissant sur le contrôle de la susceptibilité à l'érosion des sols et des transferts sédimentaires à l'exutoire. À la période romaine, le facteur LS limite l'érosion du fait de plantations de vigne uniquement dans la plaine. Au Moyen Âge central, les facteurs C, P et LS ne permettent pas de contrôler l'érosion des sols. En effet, les savoirs agronomiques des moines cisterciens les poussent à cultiver la vigne sur les versants afin de produire un vin de meilleure qualité. Cela se fait au détriment de la préservation de la ressource en sol. En 1828, la mise en défens d'une partie des parcelles de vigne sous la forme de teppes correspond à une stratégie de gestion de la ressource en sol prise en compte par le facteur C. De la même façon, l'enfrichement post-Seconde Guerre mondiale limite l'érosion en 1953 et s'exprime encore dans le facteur C. En 1984, tous les facteurs se combinent pour une production et des transferts sédimentaires à leur maximum. En effet, la vigne est plantée dans le sens de la pente (facteur P), elle est désherbée (facteur C) et la totalité des versants est couverte de vigne (facteur LS). Du point de vue de l'agencement des facteurs LS, C et P, une situation similaire est mise en évidence en 2018. Cependant, les bassins décanteurs mis en place à la fin des années 1980 piègent les sédiments et réduisent ainsi les transferts sédimentaires à l'exutoire de moitié.

Nous tenons cependant à souligner que la méthode d'agrégation des modes d'occupation du sol par unité géomorphologique employée pour les quatre périodes les plus anciennes ne permet d'appréhender qu'un paysage simplifié dans lequel ne sont pas formalisés les agencements complexes des modes d'occupation du sol.

9.5. Discussion de la qualité et de l'intérêt du modèle dans une perspective diachronique

En conclusion de ce chapitre, nous analysons la qualité des estimations du modèle au regard des différentes méthodologies employées pour la reconstitution des modes d'occupation du sol en construisant une marge d'erreur. Nous mettons ensuite en perspective ces résultats modélisés avec nos résultats issus des observations de terrain afin de proposer une histoire complète des processus d'érosion dans le bassin versant du

Giroux sur le temps long. Enfin, nous proposons une réflexion finale sur l'intérêt d'une modélisation diachronique.

9.5.1 **Évaluation de la qualité des estimations du modèle**

La qualité des estimations du modèle est liée aux données d'occupation du sol. En effet, celles-ci sont à la base des facteurs C et P de l'équation RUSLE qui sont les deux seuls facteurs à varier spatialement et temporellement.

Pour les quatre périodes socio-environnementales les plus anciennes, la reconstitution des modes d'occupation du sol par unité géomorphologique rend difficile une comparaison directe avec les quatre dates de la période contemporaine qui s'appuient sur une reconstitution fine des modes d'occupation du sol par digitalisation. Nous avons ainsi souhaité estimer la marge d'erreur de la méthode d'agrégation des modes d'occupation du sol par unité géomorphologique. La simplification de la résolution spatiale des données d'occupation du sol exerce-t-elle une influence sur le niveau moyen de la susceptibilité à l'érosion et des transferts sédimentaires à l'exutoire ?

Pour répondre à cette question, nous avons produit une cartographie des modes d'occupation du sol actuels du bassin versant du Giroux par agrégation des données *Corine Land Cover* dans les unités géomorphologiques correspondantes (Figure 9.19). Avec leur faible résolution spatiale (1/100 000^{ème}), les données *Corine Land Cover* offrent la possibilité de faire l'analogie avec les descriptions paysagères de la littérature scientifique et les données anthracologiques que nous avons utilisées jusqu'alors pour reconstituer les modes d'occupation du sol des périodes socio-environnementales antérieures au XIX^e siècle. Dans ce travail, chaque pixel obtient un facteur C pondéré par la part de chaque mode d'occupation du sol présent dans l'unité géomorphologique où se situe le pixel. Nous pouvons ainsi directement comparer les résultats des deux méthodes.

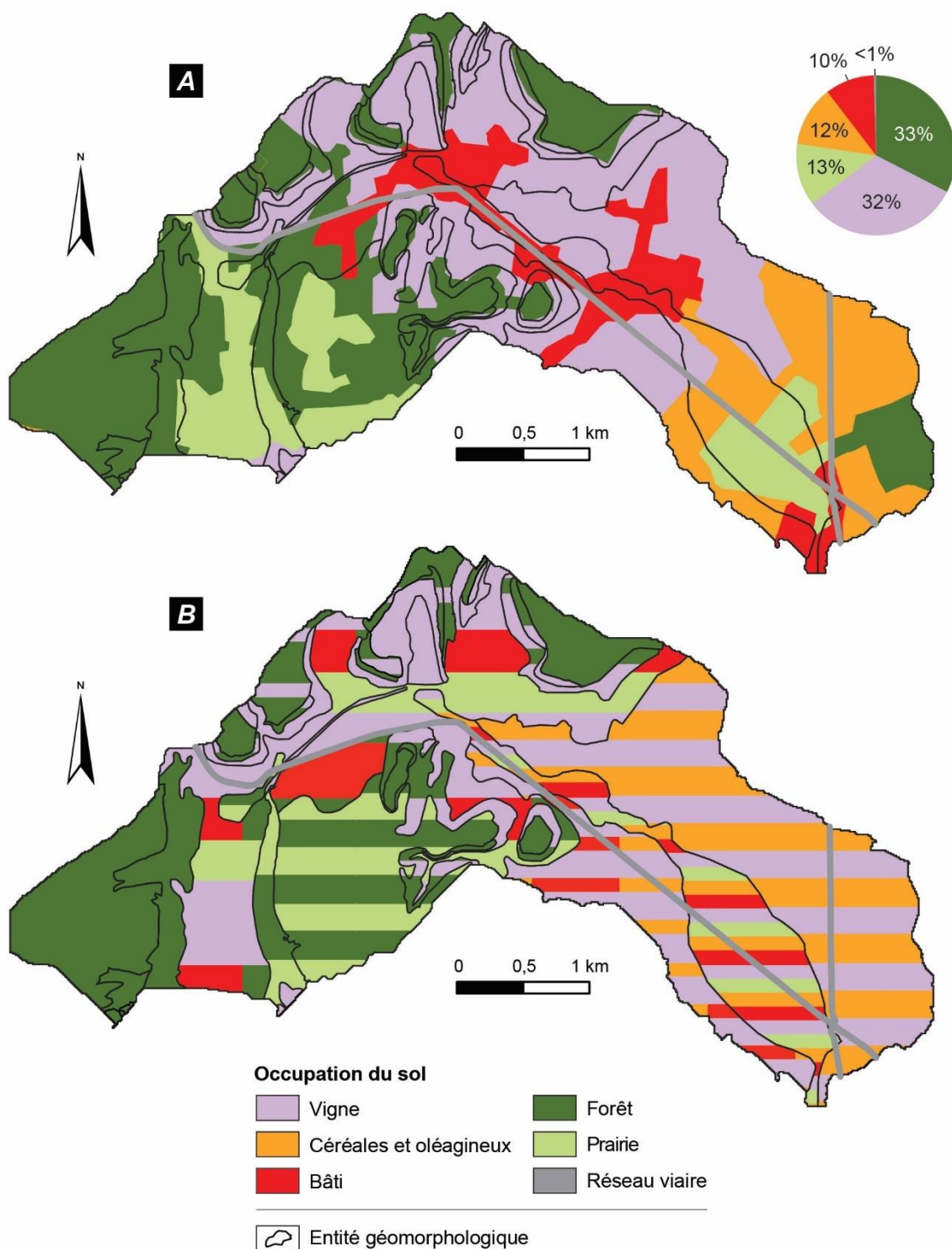


Figure 9.19 : Données Corine Land Cover agrégées dans les unités géomorphologiques du bassin versant du Giroux. (A) Superposition des données Corine Land Cover et des unités géomorphologiques ; (B) Simplification des données Corine Land Cover en fonction de la part relative occupée dans chaque unité géomorphologique

Les résultats indiquent que la méthode par unité géomorphologique entraîne une surestimation de 6 % du taux moyen de susceptibilité à l'érosion. Nous en déduisons que les deux méthodes sont finalement très similaires dans la quantification de la production sédimentaire potentielle à l'échelle du bassin versant.

Une surestimation de 46 % est constatée pour le taux moyen de transfert sédimentaire à l'exutoire. Cet écart plus important est à mettre en relation avec la simplification de l'organisation paysagère qu'implique la méthode par unité géomorphologique. Si cette simplification n'a pas d'effet sur le niveau de susceptibilité à l'érosion, elle affecte en revanche le niveau des transferts sédimentaires à l'exutoire. Contrairement à la modélisation de la susceptibilité à l'érosion qui se concentre sur le processus statique d'ablation sédimentaire, la modélisation des transferts sédimentaires cible le processus dynamique de transport sédimentaire. Or, la complexité du paysage, et donc la rugosité de surface, exerce un rôle prépondérant sur ce dernier. Cela explique que l'indice de connectivité, à partir duquel sont estimés les transferts sédimentaires à l'exutoire dans le modèle utilisé, intègre un facteur de rugosité (C_{th}) déduit de l'organisation spatiale des modes d'occupation du sol (cf. chapitre 4§4.2.2.2).

Après avoir exposé les résultats et discuté leurs limites, nous proposons de voir s'il existe des similitudes entre les résultats modélisés d'une part et les signaux géomorphologiques reconstitués à partir de l'examen des archives sédimentaires d'autre part.

9.5.2 Comparaison des signaux géomorphologiques modélisés et observés

La comparaison entre les résultats modélisés et les résultats des archives sédimentaires n'est pas possible pour le Mésolithique dans la mesure où les archives sédimentaires n'ont pas permis de documenter cette période. En revanche, nous proposons pour les autres périodes de faire une synthèse de nos résultats sur les facteurs de la susceptibilité à l'érosion et des transferts sédimentaires à l'exutoire sur le temps long. La mise en parallèle des résultats modélisés et des résultats issus des archives sédimentaires doit nous permettre d'interpréter au mieux les signaux géomorphologiques mis en évidence.

Au premier âge du Fer, les transferts sédimentaires modélisés sont modérés à l'échelle des différentes dates et périodes étudiées. L'examen des archives sédimentaires pourrait suggérer un fonctionnement géomorphologique semblable avec des dynamiques de versant et des processus fluviaux suffisamment compétents pour que les stocks de sédiments grossiers formés au Pléistocène soient injectés dans la cascade sédimentaire puis transmis sans entrave jusqu'à l'exutoire, soit une bonne connectivité au sein du bassin versant.

Au Haut-Empire romain, malgré des données archéologiques qui semblent signaler une période d'occupation humaine majeure dans la région de Mercurey, les transferts sédimentaires à l'exutoire sont faibles. Le calme géomorphologique relatif documenté par le modèle s'observe partiellement dans les archives sédimentaires. Ces dernières montrent certes que les versants directement connectés au fond de vallée produisent des colluvions caillouteuses qui sont injectées dans la cascade sédimentaire, mais également que le Giroux n'a plus l'aptitude suffisante pour les remanier.

Au Moyen Âge central, le modèle met en évidence une exacerbation des transferts sédimentaires. Or, les archives sédimentaires révèlent une déconnexion partielle entre les dynamiques sédimentaires de versant et le fond de vallée. Cette différence observée entre les deux supports méthodologiques peut être interprétée comme le développement de pratiques anti-érosives précoces. En effet, elle suggère l'efficacité des stratégies de gestion de la ressource en sol mises en place avec l'installation de murs de pierres sèches (« meurgers »). Ces infrastructures agricoles ne sont pas prises en compte par le modèle InVEST SDR car leur localisation, leur densité, leur orientation, voire leur qualité, ne sont pas connues et ne permettent ainsi pas leur modélisation, contrairement à ce qui a pu être fait dans d'autres travaux centrés sur la période actuelle (Angima *et al.*, 2003 ; Gebremichael *et al.*, 2005 ; Munro *et al.*, 2008 ; Panagos *et al.*, 2015d). La forte susceptibilité à l'érosion et les transferts élevés modélisés sont ainsi à tempérer si on prend en compte l'action des murs qui participent à la réduction de la longueur des parcelles (facteur LS). Il est admis également qu'elles agissent sur les transferts sédimentaires en créant des zones de piégeage intermédiaire entre les versants et le fond de vallée, notamment pour les sédiments grossiers. Ici, les archives sédimentaires nous permettent de compléter l'interprétation de notre modèle.

Les murs étant toujours présents dans le vignoble en 1828, la relation entre les archives sédimentaire et le modèle est similaire à celle du Moyen Âge, et cela malgré la présence de teppes qui viennent renforcer la rugosité paysagère et que nous avons intégrées dans le modèle.

En 1953, les signaux géomorphologiques observés et modélisés concordent : les archives sédimentaires enregistrent toujours une sédimentation fine et, en parallèle, le modèle montre un net recul de la quantité de sédiments exportés à l'exutoire du fait de l'augmentation de la rugosité paysagère en lien avec l'enfrichement du vignoble pendant la Seconde Guerre mondiale et le maintien du réseau des murs.

En 1984, les taux de transfert sédimentaire sont élevés. L'extension spatiale de la vigne dans le bassin versant (facteur C), notamment dans des zones de forte pente (facteur LS), est le principal facteur explicatif. Les archives sédimentaires ne permettent pas d'enregistrer le dynamisme géomorphologique traduit par le modèle pour cette date.

Enfin, en 2018, les transferts modélisés sont faibles du fait de la prise en compte dans le modèle du rôle des pièges à sédiments anthropiques. Parallèlement, les archives sédimentaires semblent aller dans le même sens avec le dépôt de sédiments fins dans leur partie sommitale.

Période / Date	Facteurs érosifs					Susceptibilité à l'érosion	Transfert sédimentaire à l'exutoire	Granulométrie des dépôts			Population	Structure paysagère
	R	K	LS	C	P			Tête de bassin	Versant	Exutoire		
Mésolithique	/	/	+	--	/	--	--	/	/	/	/	1
1 ^{er} âge du Fer	/	/	+	+	/	+	+					1
Haut-Empire romain	/	/	+	+	-	-	-					1
Moyen Âge central	/	/	+	+	-	+	+					Murs et meurgers
1828	/	/	+	+	-	+	-				618	Murs et meurgers, teppes
1953	/	/	+	-	-	-	-				464	Murs et meurgers, enfrichement
1984	/	/	++	++	+	+	+				1 328	Allongement de la taille des parcelles, démantèlement des murs et meurgers
2018	/	/	-	++	+	+	--				1 212	Réseau de collecte et de pièges à sédiments

Facteurs érosifs

-- Entrave
 ++ Favorise

Processus érosifs

-- Faible
 + Fort

Granulométrie des dépôts

Dépôt fin
 Dépôt grossier

Population

1 Estimation qualitative à partir des données archéologiques de la région de Mercurey
 2 Recensement démographique de la commune de Mercurey
 Base de données CASSINI du laboratoire de démographie historique de l'EHESS jusqu'en 1984 ; INSEE pour 2018

Faible
 Fort

1 Estimation qualitative à partir des données archéologiques de la région de Mercurey
 2 Recensement démographique de la commune de Mercurey
 Base de données CASSINI du laboratoire de démographie historique de l'EHESS jusqu'en 1984 ; INSEE pour 2018

Tableau 9.3 : Synthèse des résultats du travail de modélisation diachronique et comparaison avec les signaux géomorphologiques enregistrés dans les archives sédimentaires du bassin versant du Giroux

9.5.3 Retour d'expérience sur la modélisation

Le recours à la modélisation, sur la base d'un modèle spatialement explicite, suppose un certain nombre de choix dans la calibration ou plus largement dans les modalités d'intégration des données. Cette méthode permet toutefois de comprendre comment les stratégies d'agencement du vignoble s'enchaînent au cours du temps. De façon concrète, elle a des vertus heuristiques en permettant d'inventorier l'ensemble des processus et des pratiques anthropiques à l'œuvre, puis d'en inférer des signaux érosifs. Dans le cas présent, nous confirmons l'hypothèse que la structure paysagère influence le fonctionnement érosif et peut révéler des modes de gestion des bassins versants en général, et de gestion de la ressource en sol en particulier. Elle est en effet susceptible d'entraver les écoulements hydro-sédimentaires. Or, l'organisation paysagère peut refléter ce à quoi dans leur environnement les sociétés attribuent une valeur, ce à quoi elles portent une attention particulière. En d'autres termes, le paysage peut être le reflet des stratégies empiriques qui sont déployées, et qui évoluent au fil du temps en fonction du contexte historique, culturel, et plus largement des enjeux environnementaux et de la façon dont ceux-ci étaient appréhendés.

Les configurations spatiales du paysage reconstituées, et leur intégration dans un modèle d'érosion et de transfert sédimentaire, montrent qu'elles sont relativement efficaces pour prévenir les pertes en sol et les transferts sédimentaires, ou en tout cas une volonté d'atténuation des processus érosifs. D'une manière plus générale, le bassin versant est de façon récurrente structuré sous forme d'un patchwork, au sein duquel les activités caractérisées par les valeurs du facteur C les plus élevées tendent à être localisées dans les zones où le facteur LS est faible ou modéré. En complément, la technique du marcottage de la vigne (vigne en foule), généralisée avant la mécanisation du vignoble dans la seconde moitié du XX^e siècle, créait une surface de sol rugueuse liée à un patron de distribution des plants de vigne chaotique, entravant l'organisation des processus de ruissellement. Tout l'intérêt de la modélisation, au-delà des valeurs d'érosion estimées, est alors de quantifier un indicateur permettant une comparaison dans le temps, et ainsi de discuter des combinaisons de pratiques à l'origine des évolutions reconstituées. En effet, l'érosion étant un processus multifactoriel, une difficulté réside souvent dans l'identification et la hiérarchisation des facteurs qui la sous-tendent.

Les démarches de modélisation, en complément d'une connaissance et d'une mesure *in situ* des processus érosifs, ont permis d'identifier avec davantage de finesse

l'ensemble des éléments qui composent la structure paysagère et, partant, de prendre en compte de façon aussi exhaustive que possible les effets de stratégies empiriques qui peuvent exister dans un bassin versant agricole. Plusieurs études tendent ainsi à réhausser l'importance des stratégies vernaculaires dans la gestion de la ressource en sol (Magnien, 2002 ; Bakker *et al.*, 2008 ; Dotterweich, 2013 ; Renard *et al.*, 2013 ; Cossart *et al.*, 2020). Si la préservation de cette dernière ne demeure que partielle, notamment sur la période actuelle, elle reflète toutefois le souci de la ressource qu'ont les agriculteurs. Celle-ci est à considérer dans les stratégies d'adaptation à mettre en œuvre.

Conclusion

Ce chapitre a permis de proposer une lecture spatialisée de la susceptibilité à l'érosion et des transferts sédimentaires du bassin versant du Giroux pour différentes périodes de l'Holocène récent ainsi que pour un stade pré-anthropisation servant de référentiel pour discuter les impacts de l'anthropisation sur les dynamiques érosives. Nous avons pu montrer que la susceptibilité à l'érosion et les transferts sédimentaires ont augmenté d'un facteur dix entre le Mésolithique et la période actuelle. Cependant, cette augmentation n'a pas été linéaire et nous avons pu identifier des périodes de pic et à l'inverse des périodes de moindre fourniture et transport sédimentaire. Le rôle de la structure paysagère a été mis en avant dans sa capacité à freiner l'érosion, que ce soit du fait de l'histoire du paysage (la gestion de l'érosion des sols n'est pas pensée par les populations mais les plantations de vigne sont concentrées dans la plaine par exemple) ou bien de stratégies volontaires de gestion de la ressource en sol (mise en place de friche dans les parcelles de vigne ou de meurgers).

D'un point de vue méthodologique, ce chapitre a montré qu'il était possible de modéliser, de l'Holocène récent à nos jours, la production et la cascade sédimentaires d'un bassin versant en combinant différentes sources de données. Notre travail de modélisation diachronique apparaît comme cohérent pour ce qui est de l'estimation de la production sédimentaire, même si la distribution spatiale doit être regardée avec prudence. L'impossibilité de retranscrire l'organisation de la mosaïque paysagère avec précision pour les périodes les plus anciennes, alors même que celle-ci occupe un rôle central dans le modèle utilisé pour estimer la connectivité et donc les transferts sédimentaires, constitue la limite principale de notre travail. Cependant, la reconstitution des modes d'occupation du sol passés a permis d'émettre des hypothèses sur les effets de l'anthropisation sur l'érosion et sur les différents facteurs de contrôle identifiables. Elle nous a permis de dépasser l'hypothèse d'une relation linéaire entre pression anthropique et susceptibilité à l'érosion des sols. Enfin, la modélisation à l'échelle locale des dynamiques érosives à partir d'une reconstitution fine des modes d'occupation du sol favorise une analyse détaillée du fonctionnement d'un bassin versant sur le temps long.

Conclusion de la troisième partie

L'approche rétrospective a permis d'appréhender l'impact de la structure paysagère sur les transferts sédimentaires passés. Par l'examen d'archives sédimentaires, nous avons pu reconstituer cinq stades d'évolution principaux dans le fonctionnement de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux entre le Néolithique final et la période contemporaine. Nous avons mis en évidence le passage progressif d'un stade initial où transitent uniquement des sédiments grossiers entre les sources sédimentaires et l'exutoire, à un stade final où les dynamiques géomorphologiques de versant comme celles du cours d'eau ne remanient plus que du matériel sédimentaire fin. Au Moyen Âge central, il est intéressant de noter que les matériaux accumulés dans le fond de vallée témoignent d'un calme sédimentaire relatif qui est synchrone avec la structuration du paysage viticole accompagnant l'implantation de la vigne sur les versants.

Dans un deuxième temps, ce travail a montré la possibilité de calibrer un modèle aux conditions socio-environnementales passées à partir de référentiels actuels et d'une cartographie diachronique des modes d'occupation du sol. Le modèle intègre également l'évolution des techniques culturales associées à la culture de la vigne. Il en ressort une évolution spatio-temporelle de la susceptibilité à l'érosion et des transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux. Nous en avons déduit pour différentes périodes le(s) levier(s) sur le(s)quel(s) la population locale a joué, volontairement ou non, pour lutter contre l'érosion des sols.

Conclusion générale

Ce travail avait pour objectif de tester l'hypothèse selon laquelle l'évolution des signaux sédimentaires du bassin versant du Giroux peut aussi bien refléter une pression anthropique que des stratégies de lutte contre l'érosion des sols, imprimées dans la structure paysagère associant les techniques culturales et l'organisation spatiale des modes d'occupation du sol. L'originalité de ce travail est de mettre à profit la permanence du vignoble pour englober une longue évolution, jalonnée de phases au cours desquelles les pratiques et les usages anthropiques varient. Ce travail de compréhension sur la longue durée du fonctionnement géomorphologique du bassin versant du Giroux, ce depuis un état de référence antérieur à la mise en place du vignoble jusqu'à l'actuel, a nécessité la construction d'une démarche *ad hoc*. (i) Tester, sur la période actuelle, la possibilité que l'organisation anthropique puisse influencer la connectivité entre les versants et l'exutoire. (ii) Cette hypothèse confirmée, dans quelle mesure change-t-elle le prisme avec lequel nous interprétons l'évolution spatio-temporelle de la structure paysagère et l'impact de cette évolution sur celle des transferts sédimentaires tout au long de l'histoire du vignoble. (iii) Finalement, existe-t-il une synchronie et une proportionnalité entre érosion et anthropisation.

Principaux résultats

Une connectivité sédimentaire limitée par l'organisation anthropique du paysage

Un suivi en continu des MES à l'aide d'une station de mesure hydro-sédimentaire, a montré que la cascade sédimentaire est peu efficace pour transporter les sédiments depuis les versants jusqu'à l'exutoire, et cela malgré une forte emprise viticole qui confère des conditions largement favorables à l'exportation des sédiments érodés dans les parcelles.

Tout d'abord, le volume de sédiments exportés annuellement par le bassin versant instrumenté est comparable, voire parfois inférieur, à ceux qui peuvent être observés dans des contextes agricoles connus pour être moins morphogènes que la viticulture. Nous avons également souligné un fonctionnement saccadé des transferts sédimentaires en suspension dans le cours d'eau. Ces derniers se caractérisent en effet par une forte dépendance aux épisodes de crue. Ils se déroulent par conséquent sur un intervalle de temps très court à l'échelle annuelle. Le rythme des transferts de MES du Giroux s'inscrit donc en continuité avec les études menées depuis plusieurs années sur d'autres cours d'eau de faible énergie. Enfin, l'interprétation des relations [MES] - débit liquide au cours des

crues a permis d'observer une très faible contribution des versants à la charge solide de ces événements hydrologiques.

Grâce à un travail de modélisation, nous avons pu révéler que la structure paysagère viticole actuelle du bassin versant constitue l'élément d'explication majeur à cette faible efficacité de la cascade sédimentaire. En effet, la dynamique purement topographique des transferts sédimentaires entre les versants et l'exutoire est désorganisée par des réseaux de linéaires tels que des routes et des chemins. Une partie de ces infrastructures converge vers des pièges à sédiments anthropiques qui, d'après nos estimations, interceptent 60 % des transferts sédimentaires avant qu'ils n'atteignent le cours d'eau. En définitive, l'ensemble des ouvrages hydrauliques mis en place depuis la décennie 1980 peut être considéré comme efficace pour atténuer les pertes en sol à l'échelle du bassin versant. Ce premier résultat, en plus d'offrir une estimation du pourcentage d'interception des flux sédimentaires, permet de confirmer la double hypothèse selon laquelle (i) le fonctionnement de la cascade sédimentaire reste un problème de connectivité, et que (ii) les pratiques anthropiques peuvent aboutir à une diminution de la connectivité et donc de l'aptitude d'un bassin versant cultivé à exporter des sédiments.

Une approche paléoenvironnementale et modélisatrice spatialisée

Pour documenter l'évolution spatio-temporelle de la structure paysagère et l'impact de cette évolution sur celle des transferts sédimentaires, nous avons procédé à l'examen d'archives sédimentaires. Leur acquisition a reposé sur la volonté d'investiguer des continuums transversaux (versant/fond de vallée) et longitudinaux (zone de production/zone de transfert/zone d'accumulation) afin de renseigner les qualités de connexion sédimentaire et d'en déduire les effets de la structure paysagère. Dans cette optique, une étude sédimentologique, chronostratigraphique et anthracologique a permis de reconstituer les signaux géomorphologiques et paysagers passés.

Une dimension diachronique a ensuite été apportée à ce travail en calibrant le modèle utilisé dans l'actuel aux conditions socio-environnementales de différentes périodes comprises entre le Mésolithique et la période actuelle. En plus de s'appuyer sur des référentiels actuels, ce calibrage a nécessité de reconstituer les modes d'occupation du sol du bassin versant à des périodes pour lesquelles nous ne disposons pas de sources planimétriques. La calibration d'un modèle spatialisé, reposant notamment sur l'équation universelle des pertes en sol révisée (RUSLE), a permis de documenter les effets des agencements spatiaux de la structure paysagère sur le fonctionnement géomorphologique

du bassin versant. En permettant l'agrégation par unité géomorphologique des descriptions paysagères issues de la littérature scientifique et des interprétations des données anthracologiques produites dans cette thèse, la modélisation permet ainsi d'effectuer une synthèse de l'évolution de l'ensemble des facteurs qui sous-tendent les mécanismes érosifs. L'évolution des techniques culturales au cours de la période étudiée ou encore les modalités d'enherbement des parcelles viticoles et l'orientation des rangs de vigne par rapport à la pente sont autant de paramètres pris en compte.

La modélisation à partir de données multi-sources a permis de lever la difficulté inhérente à la modélisation de dynamiques sédimentaires et paysagères passées, à savoir la disponibilité des données synthétisant les facteurs érosifs. De son côté, l'examen des archives sédimentaires a montré que des découplages s'étaient opérés progressivement depuis le Néolithique entre les différents compartiments de la cascade sédimentaire, notamment au gré de la structuration du paysage viticole. Un découplage longitudinal intervient entre l'Antiquité et le Moyen Âge, suivi d'un découplage latéral (entre les versants et le cours d'eau) au Moyen Âge.

Une relation non linéaire entre mise en culture des territoires et transferts sédimentaires

L'ensemble des données collectées permet de nuancer certaines études menées à des échelles plus vastes qui tendent à une lecture univoque où les signaux érosifs sont maximaux pendant les périodes de mise en culture des territoires (Bork & Lang, 2003 ; van der Leeuw, 2005). Ce travail à une échelle locale montre en effet une relation complexe entre l'anthropisation du paysage et les réponses sédimentaires qui en découlent.

Les résultats de la modélisation soulignent à la fois la diversité des stratégies anti-érosives, et permettent de montrer leur évolution au cours du temps. Particulièrement perceptible à la période antique, la recherche d'une adéquation de l'utilisation des terres avec les paramètres biophysiques (en particulier la pente) s'observe également dans une moindre mesure jusqu'au milieu du XX^e siècle. L'organisation du paysage sous la forme d'un patchwork correspond à une deuxième stratégie qui se matérialise notamment à l'échelon intra-parcellaire : à l'intérieur des parcelles cadastrales du début du XIX^e siècle des zones de calme érosif sont mises en défens. En complément, à l'échelon inter-parcellaire, des zones de prairie ont été développées dans des endroits spécifiques pour agir comme des zones tampons dans les transferts d'eau et de sédiments. De telles configurations spatiales du paysage créent une rugosité entravant à la fois la genèse et la

diffusion du ruissellement érosif, et sont efficaces pour prévenir les pertes de sol à l'échelle du bassin versant. Plus récemment, depuis la décennie 1980, l'application de solutions techniques (fossés, routes incurvées, bassins décanteurs, etc.) permet de casser la connectivité sur les hauts de versant, pour mieux capter les sédiments dès lors qu'ils s'approchent du fond de vallée.

Cette finesse d'interprétation, permise par la modalisation spatiale, conforte l'hypothèse d'une prise en compte des problèmes d'érosion des sols dans le bassin versant du Giroux. Malgré une forme d'oubli entre les décennies 1950 et 1980 en lien avec l'intensification agricole qui se met en place au sortir de la Seconde Guerre mondiale, cette prise de conscience est effective de façon précoce et témoigne de la longue tradition de prévention empirique de l'érosion des sols sur la Côte de Bourgogne (Garcia *et al.*, 2018).

Perspectives de recherche

Pérenniser le suivi stationnel des transferts sédimentaires en suspension

La faible efficacité de la cascade sédimentaire actuelle sur le transfert des sédiments entre les versants et le cours d'eau mérite d'être encore discutée, notamment en prolongeant la période d'instrumentation du cours d'eau. L'objectif serait alors de mieux évaluer la variabilité interannuelle des transferts de MES et des dynamiques qui y sont associées. Dans ce contexte, la pérennisation de la station de mesure hydro-sédimentaire apparaît comme une étape nécessaire, notamment à l'échelle d'une période d'au moins 10 à 15 ans. Cette durée correspond à un cycle de variation de l'épaisseur du sol dans les parcelles viticoles sous l'action successivement de leur compaction, de leur pavage et de leur remblayage (Fressard *et al.*, 2022). Au cours de ce cycle, la disponibilité en sédiments mobilisables par les dynamiques érosives varie. Il s'agit ainsi de vérifier si le fonctionnement actuel de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux documenté dans cette étude est homogène à l'échelle de ce cycle ou si, *a contrario*, il montre une certaine variabilité. Par exemple, nous pouvons supposer que l'hydrosystème enregistre un pic des transferts de MES au moment du remblayage des parcelles, suivi d'un tarissement progressif jusqu'à l'amorce du cycle suivant.

Il s'avérerait aussi important de s'interroger sur le rôle des événements hydrométéorologiques de basse fréquence et de forte magnitude dans le fonctionnement de la cascade sédimentaire. En effet, ils entraînent le dépassement des capacités de rétention des pièges à sédiments anthropiques et restent mal connus à ce jour car aucun

événement de ce type (crues décennales, centennales, etc.) n'a pu être observé sur la durée de cette thèse.

Travailler en contexte archéologique

Une autre des perspectives envisagées serait de s'interroger de manière plus détaillée sur le lien entre les occupations humaines, les aménagements agricoles et les signaux géomorphologiques renseignés par les archives sédimentaires et le travail de modélisation diachronique. Pour cela, il serait intéressant de redéployer ces deux approches méthodologiques dans un contexte agricole mieux documenté du point de vue archéologique. À ce titre, les vignobles du sud de la France et, plus généralement, ceux du pourtour méditerranéen sont des fenêtres d'étude pertinentes au regard de l'ancienneté de leur mise en vigne, de leur aménagement précoce pour lutter contre l'érosion des sols (terrasses de culture) et de la richesse des données archéologique qui les caractérise, liée notamment à leur romanisation précoce.

Du rétrospectif au prospectif

Enfin, en 2019, le GIEC a publié un rapport spécial sur le changement climatique et l'utilisation des sols dans lequel il indique comme très probable une augmentation de la fréquence des événements de fortes précipitations au cours du XXI^e siècle. La menace qui pèse sur la ressource en sol nécessite un changement profond du système agricole mondial pour maintenir les circuits alimentaires. Pour cela, une nouvelle branche de la recherche scientifique apparaît aujourd'hui en attestant que l'efficacité des anciennes stratégies agricoles populaires a souvent été sous-estimée (Vandermeer, 2009). La thèse développée ici confirme que ces stratégies passées peuvent fournir des informations utiles pour concevoir une agriculture plus adaptée aux conditions environnementales en cours et à venir. Un tel cadre théorique est d'ailleurs déjà bien développé en agroécologie (Renard *et al.*, 2013), où il est apparu pertinent pour gérer les paysages agricoles et engendrer des bénéfices pour la production, la biodiversité et les populations locales. En suivant les travaux pionniers mobilisant le concept d'ethnogéomorphologie, sans doute y a-t-il une voie similaire pour la géomorphologie, permettant de renouveler ses questionnements et ses apports scientifiques.

Annexes

Annexe I : Méthode de la somme aoristique pour déterminer la probabilité de présence d'un site archéologique

Les sites archéologiques identifiés à partir de l'inventaire national informatisé (base de données Patriarche) et des documents publiés (articles de revue, rapports de fouille, *Carte archéologique de la Gaule*) présentent souvent une chronologie mal délimitée dont la précision moyenne est de 900 ans. Cette imprécision temporelle a été traitée statistiquement à l'aide d'une somme aoristique. Il s'agit d'une méthode probabiliste, développée en criminologie par Ratcliffe (2000) et reprise depuis en archéologie (Johnson, 2004 ; Crema *et al.*, 2010 ; Crema, 2012 ; Dendievel, 2017). Cette méthode consiste à attribuer une probabilité de présence à chaque site, calculée selon la formule suivante :

$$p = \frac{t}{c}$$

Avec :

- ***p*** : probabilité de présence d'un site archéologique
- ***t*** : pas de temps choisi exprimé en années
- ***c*** : intervalle chronologique d'un site exprimé en années

Dans le cadre de notre analyse, la période comprise entre le Néolithique et le Moyen Âge a été discrétisée selon un pas de temps de 200 ans afin d'optimiser la finesse de la représentation graphique (Dendievel, 2017).

Sur la Figure 2.23, dans le cas d'un site rattaché au Néolithique final (3 000 - 2 250 cal. BC), « *c* » est égal à 750 ans. L'indice « *p* » de ce site est alors estimé par la division suivante : $200 / 750 = 0,29$ (soit 29 % de probabilité). Cette valeur doit être ensuite reportée pour chaque pas de temps compris dans la chronologie de ce site, à l'exception de ceux qui ne sont recouverts que partiellement en raison du choix de discrétisation effectué initialement. Tel est le cas pour notre exemple où le pas de temps allant de 2 400 à 2 200 cal. BC n'est recouvert qu'aux trois quarts. L'indice « *p* » doit être alors ajusté en lui appliquant un facteur de correction qui correspond au résultat du rapport entre le nombre d'années réellement recouvertes par l'intervalle chronologique du site au sein de ce pas de temps et la durée totale de ce dernier, soit ici $150 / 200 = 0,75$. Une fois que chaque site a été traité suivant cette méthode, les indices « *p* » sont additionnés tous les 200 ans afin de créer un histogramme où les pics reflètent les probables périodes d'occupation humaine.

Annexe II : Méthode de correction des dérives de la sonde de turbidité

La dérive des mesures de turbidité est corrigée en ramenant la valeur de la dernière mesure de turbidité avant la dérive à la valeur mesurée juste après la dérive (Figure A-1, Figure A-2). Considérant que la dérive de la sonde de turbidité est linéaire, la méthode proposée par Lefrançois (2007) s'appuie sur le calcul d'une dérive par unité de temps selon la formule suivante :

$$d = \frac{y}{x}$$

Avec :

- **d** : Dérive par unité de temps (NTU.min-1)
- **y** : Dérive maximale de la sonde de turbidité (NTU)
- **x** : Durée de la dérive (min)

La dérive par unité de temps ainsi calculée est ensuite multipliée par l'intervalle de temps écoulé depuis le début de la dérive, puis le résultat est soustrait à chaque valeur de mesure de turbidité incohérente :

$$T_1 = t_1 - (d \times x_1)$$

Avec :

- **T₁** : Valeur de turbidité corrigée (NTU)
- **t₁** : Valeur de turbidité avec dérive (NTU)
- **d** : Dérive par unité de temps (NTU.min-1)
- **x₁** : Intervalle de temps écoulé depuis le début de la dérive (min)

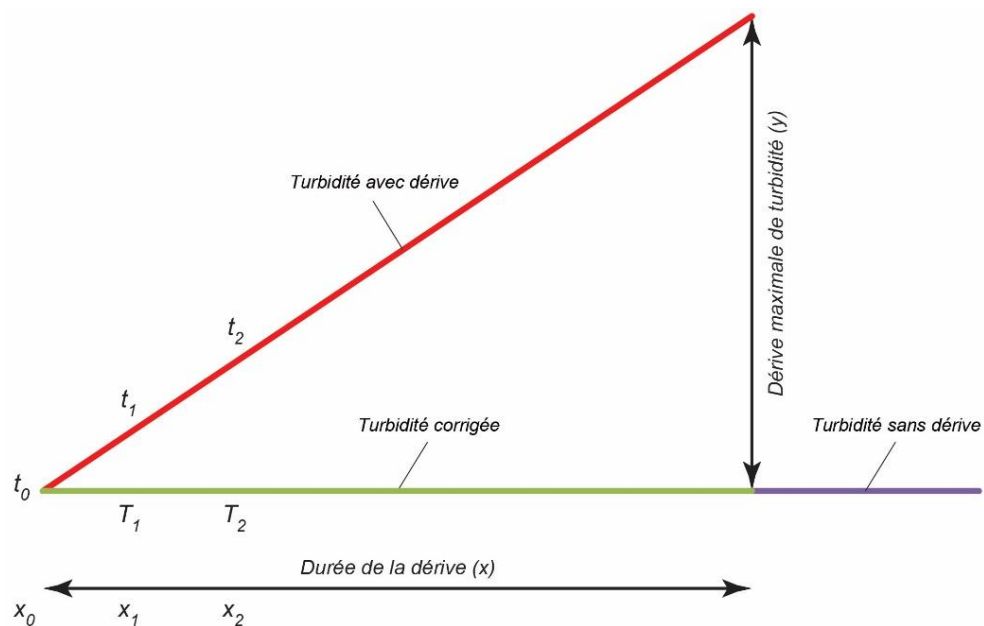


Figure A-1 : Méthode de correction d'une dérive de la sonde de turbidité (modifié d'après Lefrançois, 2007)

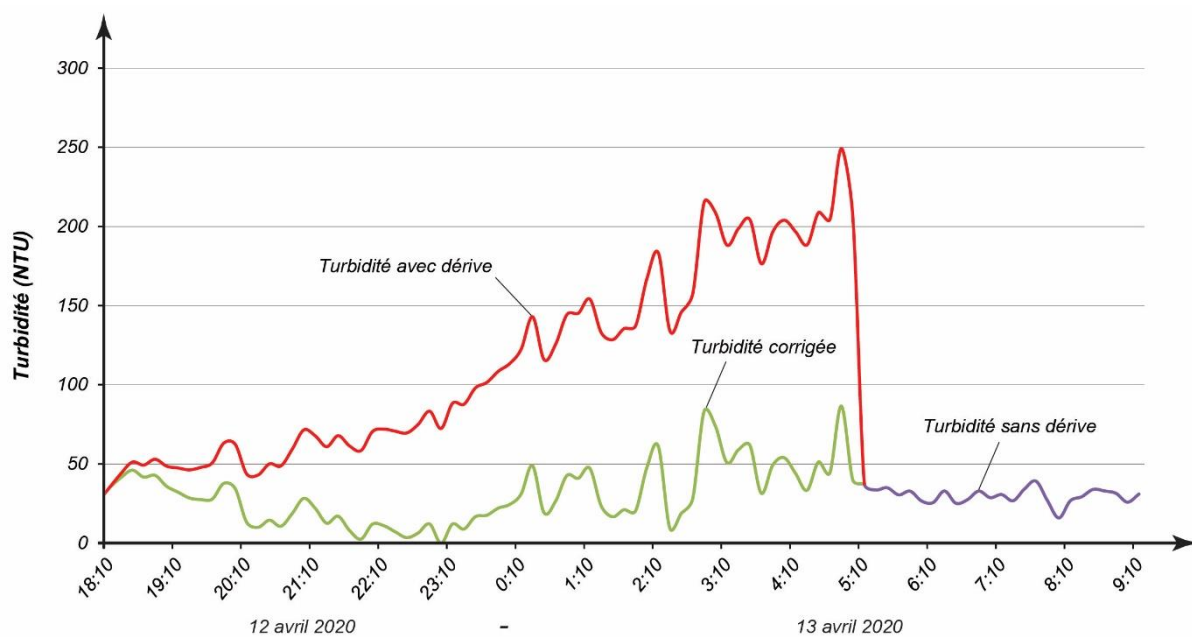


Figure A-2 : Exemple de correction d'une dérive des données de turbidité enregistrées par la station de mesure hydro-sédimentaire du Giroux en avril 2020

Annexe III : Mesure des concentrations en MES de prélèvements d'eau

Pour la mesure de concentration en MES des échantillons d'eau prélevés dans le cours d'eau en vue de calibrer la sonde de turbidité, les filtres circulaires utilisés sont en fibres de verre et disposent d'une maille de 1,2 μm qui permet de retenir la fraction solide des sédiments. La filtration se décompose en différentes étapes suivant la norme NF EN 872 (AFNOR, 2005) (Figure A-3). Dans un premier temps, les filtres sont lavés pour éliminer leurs constituants solubles. Cette opération consiste à filtrer 250 ml d'eau déminéralisée à l'aide d'une pompe à vide, puis à placer les filtres dans une étuve entre 1 et 16 heures à 105 °C. Après refroidissement à température ambiante dans un dessiccateur, les filtres sont pesés à 1.10^{-3} g près. Chaque échantillon est ensuite homogénéisé par agitation manuelle, puis transféré dans une éprouvette graduée pour vérifier avant filtration son volume. Une fois la filtration terminée, le filtre ainsi que son filtrat sont mis à l'étuve entre 1 et 16 heures à 105 °C, puis refroidis à température ambiante en dessiccateur et pesés à 1.10^{-3} g près. La matière organique n'est pas détruite préalablement à la filtration car elle est considérée comme éliminée par calcination lors du passage à l'étuve.

Conformément aux préconisations de Navratil *et al.* (2011), lorsque la charge sédimentaire transportée en suspension d'un échantillon prélevé est trop importante pour être filtrée dans un temps raisonnable, l'échantillon est mis à décanter pendant une journée. Le surnageant est alors collecté, agité, puis, après mesure du volume dans une éprouvette graduée, filtré selon la procédure détaillée précédemment. Placé sur une coupelle dont la masse est préalablement mesurée, le dépôt décanté est placé à l'étuve pendant 24 heures à 105 °C et pesé après refroidissement et dessiccation.

a Préparation du filtre

Lavage par filtration
de 250 ml d'eau
deminéralisée



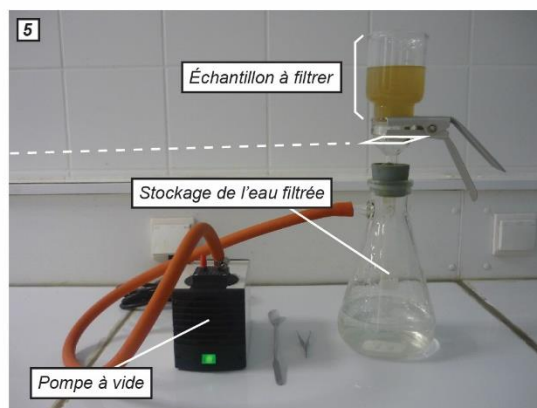
Séchage en étuve à 105°C
entre 1h et 16h



Pesée à 1.10^{-3} g
après refroidissement
et dessiccation

b Filtration de l'échantillon

Mesure du volume
de l'échantillon
à filtrer



Module de filtration

c Traitement du filtre et du filtrat

Séchage en étuve à 105°C
entre 1h et 16h



Pesée à 1.10^{-3} g
après refroidissement
et dessiccation

d Calcul de la concentration en MES

Figure A-3 : Protocole de dosage de la concentration en MES

Annexe IV : Méthode des sections centrales pour le calcul du débit liquide

La méthode des sections centrales a été utilisée pour la mesure des débits liquides du Giroux à l'aide d'un moulinet hydrométrique. Elle impose de diviser la section mouillée en sous-sections sur la base de verticales de mesure. L'aire d'une sous-section mouillée s'étend de la moitié de la distance à la verticale précédente à la moitié de la distance à la verticale suivante, et de la profondeur de la verticale sur le plan de la hauteur (Figure A-4). Comme la première sous-section mouillée n'est précédée par aucune verticale, sa largeur correspond à la moitié de la distance entre le bord d'eau de départ et la première verticale. De même, comme la dernière sous-section mouillée n'est suivie par aucune verticale, sa largeur devient la moitié de la distance entre la dernière verticale et le bord d'eau de fin.

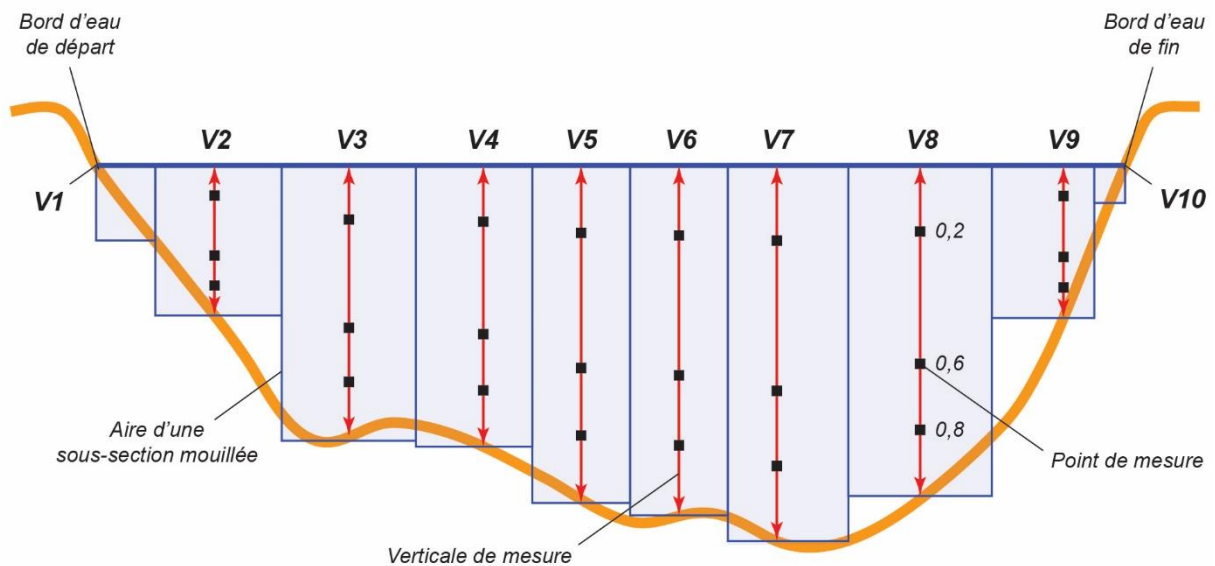


Figure A-4 : Méthode des sections centrales pour le calcul des débits liquides (modifié d'après Perzyna, 2016)

Annexe V : Historique de la mise en place de l'équation RUSLE

L'équation RUSLE est le résultat d'une amélioration de l'équation universelle de perte en sol (USLE). Même si Wischmeier & Smith (1965, 1978) sont généralement cités comme étant à l'origine de l'USLE, cette équation est en réalité la concrétisation de plus de 20 ans de recherche (Alewell *et al.*, 2019). En s'intéressant aux effets de la longueur et de l'inclinaison de la pente, Zingg développe en 1940 la première équation permettant d'estimer une production sédimentaire potentielle. L'année suivante, Smith (1941) y ajoute des paramètres liés à la densité du couvert végétal et aux mesures de conservation des sols. Quelques années plus tard, Browning *et al.* (1947) et Musgrave (1947) apportent leur contribution en concevant les premières formes des facteurs d'érodibilité des sols et d'érosivité des précipitations. À la lumière de ces travaux, Smith & Whitt proposent en 1948 une équation dite « rationnelle » d'estimation de l'érosion des sols (Renard *et al.*, 1991). Tout au long des années 1950, la compréhension de l'érosivité des précipitations s'améliore à l'initiative de Wischmeier (1959, 1960).

L'USLE est publiée en 1965 par Wischmeier & Smith. Ces derniers s'appuient sur les travaux précédents en les consolidant à partir de l'analyse statistique de données collectées chaque année depuis 1954 sur plus de 10 000 parcelles expérimentales réparties à travers les États-Unis. Pour définir l'USLE, Wischmeier & Smith retiennent comme référence une parcelle en jachère travaillée dans le sens de pente et disposée sur une pente homogène de 9 % et de 22,13 m de long.

Même si elle est calibrée initialement pour les sols cultivés, l'USLE a été rapidement ajustée pour étendre son champ d'application à d'autres surfaces. Au début des années 1970, une première extension de l'USLE a été réalisée afin de calculer le facteur C pour les surfaces enforestées et prairiales (Spaeth *et al.*, 2003). Les efforts se révèlent cependant inefficaces car les valeurs estimées par l'équation ajustée sont éloignées des valeurs mesurées in situ (Simanton *et al.*, 1980 ; Hart, 1984 ; Johnson *et al.*, 1984). Cette limite de l'USLE a suscité un intérêt croissant de l'USDA et de la communauté des chercheurs en science du sol pour mettre à jour cette équation.

En réponse, l'USLE a été perfectionnée et informatisée pour devenir la *Revised Universal Soil Loss Equation* (RUSLE) au cours des années 1990 (Renard *et al.*, 1991 ; Renard *et al.*, 1997). Cette dernière reprend la même formule que l'USLE, mais avec des améliorations apportées à l'estimation de nombreux facteurs. RUSLE peut par exemple

gérer un plus grand nombre de techniques culturales (P), de formes de pentes (LS) et de modes d'occupation du sol.

Annexe VI : Fonctions de pédostranfert employées pour l'estimation des paramètres du facteur K (érodibilité du sol) non documentés dans les bases de données utilisées

Estimation de la teneur en sable très fin d'un sol

Sur le plan de la texture des sols, les données disponibles se limitent aux trois principales classes granulométriques (argile, limon, sable) sans distinction de sous-classes. Or, la teneur en sable très fin (0,05 - 0,1 mm ; USDA : Schoeneberger, *et al.*, 2012) est nécessaire au calcul du facteur K, à tel point qu'une tentative de simplification a montré que son omission peut entraîner une erreur importante dans l'évaluation de l'érodibilité des sols (Auerswald *et al.*, 2014). Une revue de la littérature a permis de dégager trois règles de pédotransfert permettant d'estimer la part de sable fin dans un échantillon : les modèles RUSLE2 (USDA, 2013), ESDAC (Panagos *et al.*, 2014) et la théorie de Shirazi-Boersma (Shirazi *et al.*, 1988, 2001). Pour chacune d'entre elles, une estimation reposant sur la teneur en sable total (0,05 - 2 mm ; USDA : Schoeneberger, *et al.*, 2012) est proposée pour chaque classe du triangle des textures établie selon la classification de l'USDA.

Corral-Pazos-de-Provens *et al.* (2018) ont mené une étude comparative au terme de laquelle le modèle ESDAC apparaît valable sur une large gamme de sols. Sa région d'acceptation dans le triangle des textures de l'USDA correspond aux sols contenant entre 10 % et 30 % de limon, et aux zones des classes L (limon) et SIL (limon fin) avec une fraction argileuse comprise entre 8 % et 18 %, à condition que la fraction limoneuse n'excède pas 80 %. Les auteurs soulignent également que le modèle RUSLE2 et la théorie de Shirazi-Boersma présentent une forte ressemblance et sont recommandés pour les classes SIL (limon fin), SI (limon très fin), SICL (limons argileux fins), la zone la plus limoneuse de la classe SICL (limon argileux fin) et également la zone la moins sableuse de la classe SIC (argile limoneuse) (Figure A-5). Dans le cadre de notre travail, chacune des méthodes a été utilisée en fonction de son degré de validité pour les classes texturales cibles.

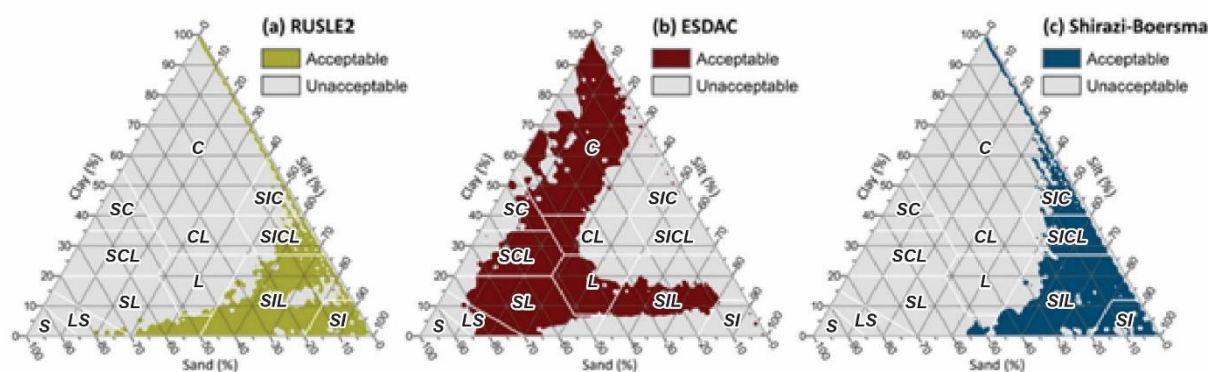


Figure A-5 : Régions d'acceptation au sein du triangle des textures de l'USDA pour les méthodes d'estimation de la teneur en sable très fin d'un sol (Corral-Pazos-de-Provens *et al.*, 2018)

Classes texturales (USDA) : (C) Argile ; (SIC) Argile limoneuse ; (SC) Argile sableuse ; (L) Limon ; (CL) Limon argileux ; (SL) Limon sableux ; (SIL) Limon fin ; (SI) Limon très fin ; (SCL) Limon argilo-sableux ; (SICL) Limon argileux fin ; (S) Sable ; (LS) Sable limoneux

Lors de l'élaboration de la carte du facteur K de l'Union européenne, Panagos *et al.* (2014) développent le modèle ESDAC en considérant que la fraction de sable très fin représente 20 % de la fraction sableuse totale, d'où :

$$v = \frac{1}{5} \times d$$

Avec :

- v : Teneur en sable très fin (%)
- d : Teneur en sable total (%)

Leur raisonnement repose sur le postulat que la fraction de sable très fin constitue l'une des cinq sous-fractions des sables dans la classification granulométrique de l'USDA (Schoeneberger, *et al.*, 2012) : très grossière (2 - 1 mm), grossière (1 - 0,5 mm), moyenne (0,50 - 0,25), fine (0,25 - 0,10 mm) et très fine (0,05 - 0,10 mm).

De son côté, le modèle RUSLE2 estime la teneur en sable très fin à partir de l'équation suivante :

$$v = (0,74 - 0,62 \times d) \times d$$

Cette équation a été établie par une analyse de régression de la base de données sur les sols du *National Resources Conservation Service* (NRCS).

Enfin, Shirazi *et al.* (1998, 2001) soutiennent que la distribution cumulative des tailles de particules pour la fraction fine d'un échantillon de sol peut être résumée par trois segments de la fonction de distribution de la loi log-normale : une pour la fraction

argileuse, une autre pour la fraction limoneuse et une troisième pour la fraction sableuse. Selon cette théorie, la teneur en sable très fin peut être résumée par l'équation suivante :

$$v = \Phi [0,698810 + 0,812098 \times \Phi^{-1}(1-d)] / -1 + d$$

Avec :

- Φ : Fonction de distribution de la loi normale centrée réduite
- Φ^{-1} : Inverse de la fonction de distribution de la loi normale centrée réduite

Estimation de l'indice de structure d'un sol

La structure d'un sol porte sur les modalités d'assemblage des particules individuelles de sable, limon et d'argile sous la forme d'agrégats. Au même titre que la pierrosité de surface ou que la matière organique, ce paramètre influence la capacité d'infiltration d'un sol. Les indices de structure des sols du bassin versant du Giroux ont été estimés par croisement des données disponibles sur la texture des sols avec la classification de Giordano *et al.* (2004), basée sur le triangle des textures établi selon la nomenclature de l'USDA (Figure A-6). Nous rejoignons en cela Bagarello *et al.* (2012). La texture d'un sol est en effet connue pour être un facteur de contrôle important de sa structure.

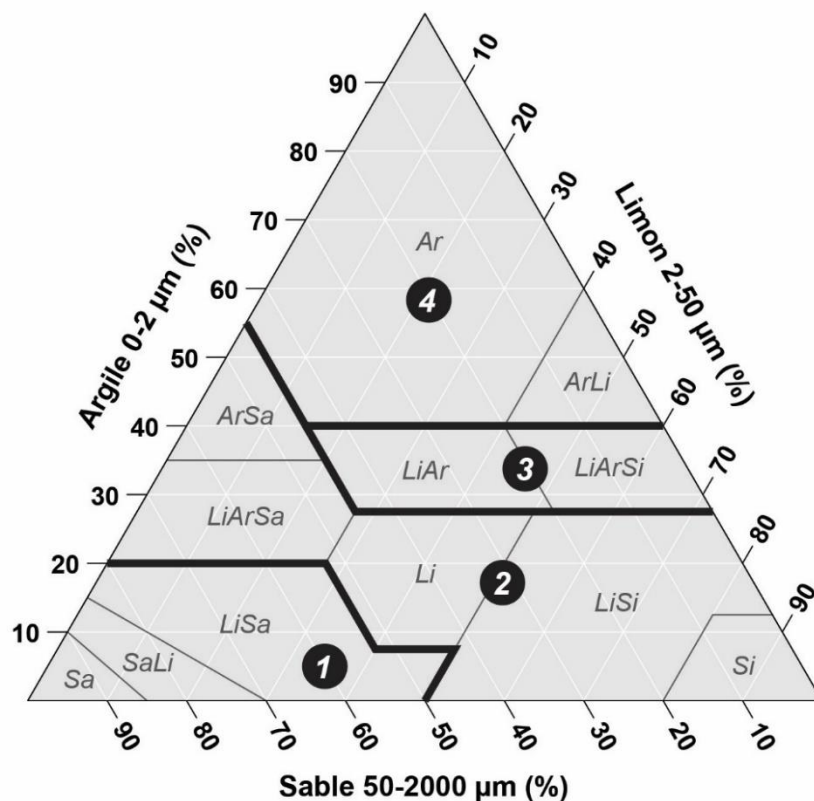


Figure A-6 : Utilisation des données de texture pour l'estimation des indices de structure (s) intégrés dans le calcul du facteur K (modifié d'après Giordano et al., 2004)

Type de structure : (1) Granulaire très fine ; (2) Granulaire fine ; (3) Granulaire moyenne à grossière ; (4) Blocs, lamellaire, massive

Taille des agrégats de sol (mm) (Panağos et al., 2014) : (1) 1 - 2 ; (2) 2 - 5 ; (3) 5 - 10 ; (4) > 10

Classes texturales (USDA) : (Ar) Argile ; (ArLi) Argile limoneuse ; (ArSa) Argile sableuse ; (Li) Limon ; (LiAr) Limon argileux ; (LiSa) Limon sableux ; (LiSi) Limon fin ; (Si) Limon très fin ; (LiArSa) Limon argilo-sableux ; (LiArSi) Limon argileux fin ; (Sa) Sable ; (SaLi) Sable limoneux

Les sols à structure granulaire (1, 2 et 3) sont formés de particules regroupées en petits agrégats aux contours arrondis à subarrondis. Particulièrement drainant, ce type de structure est caractéristique des sols où la fraction sableuse est importante. La taille des agrégats tend à s'accroître lorsque la fraction sableuse diminue au profit des fractions limoneuse et argileuse. Les sols à structure en blocs (4) disposent de gros agrégats en forme de cubes angulaires à subangulaires. La circulation de l'eau y est ralentie. Les sols à structure lamellaire (4) contiennent des particules agrégées en fines couches superposées horizontalement. Les sols à structure massive (4) ne présentent pas d'agrégats et leurs particules paraissent cimenter en un seul ensemble en raison de leur forte cohésion. Ce type de structure s'observe couramment dans les sols à texture très fine dominée par les argiles. Les structures lamellaire et massive sont particulièrement défavorables à la pénétration verticale de l'eau.

Estimation de l'indice de perméabilité d'un sol

L'indice de perméabilité d'un sol se déduit de son niveau de conductivité hydraulique saturée. Ce paramètre représente la conductivité hydraulique d'un sol lorsque sa réserve utile est saturée. Il s'agit de la condition où le sol démontre la plus grande perméabilité à l'eau (Duan *et al.*, 2012 ; Fedler & Borrelli, 2001).

La conductivité hydraulique saturée est considérée comme l'un des paramètres physiques du sol les plus difficiles à mesurer que ce soit sur le terrain ou en laboratoire (Banton *et al.*, 1991 ; Rawls *et al.*, 1982 ; Saxton & Rawls, 2006), expliquant certainement pourquoi elle n'apparaît pas dans les données dont nous disposons pour les sols du bassin versant du Giroux. Nous avons alors eu recours au modèle de Campbell (1985) qui permet de déterminer la conductivité hydraulique d'un sol à partir de sa teneur en limons et en argiles, de telle sorte que :

$$K_s = C \times \exp[-0,025 - 3,63 \times (\% \text{ limon}) - 6,9 \times (\% \text{ argile})]$$

Avec :

- K_s : Conductivité hydraulique saturée du sol (mm.h⁻¹)
- % **limon** et % **argile** : Teneur en limons et en argiles du sol (%)
- C : Constante égale à 144 d'après Hall *et al.* (1977) et Smettem et Bristow (1999)

Sur la base d'un travail de validation avec des valeurs mesurées sur le terrain, Gootman *et al.* (2020) mettent en exergue que les modèles basés sur la granulométrie des sédiments (Campbell, 1985 ; Puckett *et al.*, 1985 ; Saxton *et al.*, 1986 ; Smettem & Bristow, 1999) fournissent des estimations précises de la conductivité hydraulique saturée d'un sol. Les modèles de Campbell (1985) et de Saxton *et al.* (1986) apparaissent cependant comme les plus performants.

Par ailleurs, la perméabilité d'un sol est fonction de la teneur en sédiments grossiers (> 2 mm) en subsurface (Wischmeier & Smith, 1978 ; Panagos *et al.*, 2014). Cette fraction sédimentaire enfouie sur plusieurs centimètres sous la surface du sol est responsable d'une réduction des espaces interstitiels présents entre les agrégats. Elle affecte donc la conductivité hydraulique saturée et peut potentiellement aboutir à un changement de classe de perméabilité. Les données étant disponibles pour l'ensemble des sols du bassin versant du Giroux, l'influence de cette fraction sédimentaire sur la conductivité hydraulique saturée et sur l'érodibilité des sols peut être calculée à l'aide de l'équation proposée par Brakensiek *et al.* (1986) :

$$K_b = K_s \times \left(1 - \left(\frac{R_w}{100} \right) \right)$$

Avec :

- K_b : Conductivité hydraulique saturée du sol prenant en compte l'influence de la teneur en sédiments grossiers (> 2 mm) en subsurface (mm.h⁻¹)

- K_s : Conductivité hydraulique saturée de la fraction fine du sol (< 2 mm) mesurée avec le modèle de Campbell (mm.h^{-1})
- R_w : Sédiments grossiers supérieurs à 2 mm (%)

La dernière étape consiste à utiliser les valeurs de conductivité hydraulique saturée ainsi obtenues pour attribuer à chaque type de sol du bassin versant du Giroux un indice de perméabilité déduit de la nomenclature proposée par Panagos *et al.* (2014) (Tableau A-1).

<i>Indice de perméabilité (p)</i>	<i>Conductivité hydraulique saturée (mm.h^{-1})</i>	<i>Texture (USDA)</i>
1	> 61	Sable (Sa)
2	20,3 - 61	Sable limoneux (SaLi), Limon sableux (LiSa)
3	5,1 - 20,3	Limon (Li), Limon fin (LiSi), Limon très fin (Si)
4	2 - 5,1	Limon argilo-sableux (LiArSa), Limon argileux (LiAr)
5	1 - 2	Limon argileux fin (LiArSi), Argile sableuse (ArSa)
6	< 1	Argile limoneuse (ArLi), Argile (Ar)

Tableau A-1 : Caractéristiques pédologiques considérées pour la discrimination des indices de perméabilité (p) intégrés dans le calcul du facteur K (Panagos *et al.*, 2014)

Annexe VII : Évolution méthodologique pour la mesure du facteur LS

Initialement, la composante L (longueur de la pente) du facteur LS est considérée comme le rapport entre les pertes en sol engendrées par les caractéristiques topographiques de la parcelle étudiée et celles d'une parcelle de référence d'une longueur de 22,13 m avec une pente de 9 % (Wischmeier & Smith, 1978), d'où :

$$L = \left(\frac{\lambda}{22,13} \right)^m$$

Avec :

- λ : Longueur de la pente (m)
- m : Coefficient égal à 0,5 pour les pentes supérieures à 5 %, 0,4 pour les pentes entre 3 % - 4 %, 0,3 pour les pentes entre 1 % - 3 % et 0,2 pour les pentes inférieures à 1 %

Pour l'estimation de la composante S (déclivité de la pente) du facteur LS, Renard *et al.* (1997) adoptent la conclusion de McCool *et al.* (1987) selon laquelle les pertes en sol s'accroissent à partir de 9 % de pente. On a alors :

$$S = 10,8 \cdot \sin \theta + 0,03 \text{ [si l'inclinaison de la pente} < 9\%]$$

$$S = 16,8 \cdot \sin \theta - 0,5 \text{ [si l'inclinaison de la pente} \geq 9\%]$$

Avec :

- θ : Gradient de la pente (°)

Cependant, pour progresser dans l'étude de l'érosion des sols, il est apparu déterminant de dépasser le cadre de l'investigation de la parcelle expérimentale à la topographie uniforme et d'initier un transfert d'échelle vers le bassin versant. Ainsi, plusieurs auteurs ont développé des méthodes intégrées au SIG pour déterminer la distribution spatiale du facteur LS à partir de modèles numériques de terrain. L'équation de Desmet et Govers (1996), sur laquelle ce travail s'appuie, est considérée aujourd'hui comme la plus appropriée pour calculer le facteur LS, notamment en contexte agricole (Panagos *et al.* 2015). Les détails de cette équation sont présentés dans le manuscrit (cf. chapitre 4§4.2.2.1).

Annexe VIII : Protocole de préparation des échantillons pour la granulométrie laser

Les analyses granulométriques reposent sur la mesure de la taille des particules contenues dans un échantillon considéré comme représentatif de l'ensemble de l'unité sédimentaire dans lequel il a été prélevé. Avant leur passage dans un granulomètre laser, les échantillons ont fait l'objet d'un traitement particulier répondant au protocole décrit par Salomon (2013).

La préparation des échantillons débute par des prélèvements à température ambiante de 2 à 3 g de sédiments fins, en ciblant une fraction inférieure au seuil de détection du granulomètre laser ($< 1,6$ mm). Après avoir déposé et humidifié les sédiments dans des béchers en pyrex afin d'obtenir une boue homogène, l'ensemble est placé dans un bain de sable à 80°C pour faciliter les réactions chimiques. Une fois la température atteinte, les sédiments sont attaqués au peroxyde d'hydrogène, communément appelé eau oxygénée (H_2O_2), afin de détruire la matière organique. Les attaques sont répétées jusqu'à ce que l'échantillon ne réagisse plus. Leur nombre dépend de la teneur en matière organique des sédiments. Une fois la matière organique détruite, les échantillons sont séchés dans le bain de sable chauffé.

L'étape suivante consiste à éliminer les ions flocculants CA^{2+} qui lient les sédiments fins entre eux. Les tubes à centrifuger sont remplis avec 40 ml de chlorure de potassium (KCl) à 0,1 mol puis placés sur un agitateur rotatif pendant 10 minutes afin de mélanger les sédiments avec le défloculant ajouté. Au terme de l'agitation, les échantillons sont laissés à reposer 10 minutes puis centrifugés 10 minutes à 3 500 tours/minutes afin de dissocier la solution des sédiments. Certains échantillons à la texture particulièrement fine ont nécessité entre 20 et 50 minutes de centrifugation. Le surnageant est ensuite vidé et les tubes à nouveau remplis avec du KCl de concentration 0,02 mol. Les opérations précédentes sont reproduites à l'identique puis le surnageant est testé à l'oxalate d'ammonium ($\text{C}_2\text{H}_8\text{N}_2\text{O}_4$). Si le test est positif, un précipité blanc se forme et indique que la défloculation est incomplète. Dans ce cas, les opérations avec du KCl à 0,02 mol sont répétées. Si le test est négatif, les échantillons sont rincés à l'eau distillée afin d'éliminer le chlore amené lors de cette étape de défloculation. Présent sous forme résiduelle après avoir vidé le surnageant, le chlore peut altérer la dispersion des sédiments.

Les tubes à centrifuger sont remplis de 40 ml d'eau distillée à 40°C , agités 10 minutes et centrifugés 10 minutes à 3 500 tours/minutes. Les échantillons ayant une

texture particulièrement fine ont été centrifugés entre 20 et 50 minutes afin que les sédiments viennent colmater le fond des tubes et pouvoir ainsi vider le surnageant sans perdre de sédiments. Après un second rinçage, le surnageant est testé au nitrate d'argent (AgNO_3). Si le test est positif, un précipité blanc apparaît et un nouveau rinçage à l'eau distillée tiède doit être réalisé. Si le test est négatif, le surnageant est vidé afin de pouvoir procéder à la dispersion des sédiments en remplissant les tubes avec 40 ml d'hexamétaphosphate de sodium ($(\text{NaPO}_3)_6$) à 0,55 %. Ces derniers sont agités pendant quatre heures avant le passage au granulomètre laser. La taille des particules a été mesurée au moyen d'un granulomètre laser *Malvern Mastersizer Hydro 2000* sur une gamme de 0,02 μm à 2 mm. Toutefois, un tamisage à 1,6 mm a été effectué au préalable pour ne pas risquer d'endommager l'appareil.

Pour chaque classe granulométrique, les résultats livrés sont exprimés en pourcentage du nombre total de particules mesurées par le granulomètre. Les classes sont déterminées grâce à la nomenclature établie par Blott & Pye (2001) d'après Udden (1914) et Wentworth (1922) (Tableau A-2). La classe inférieure à 2 μm correspond à celle des argiles, puis les limons entre 2 et 63 μm , et enfin les sables entre 63 μm à 2 mm. Au-delà de 2 mm commence la catégorie des éléments grossiers dans laquelle Blott & Pye (2001) distinguent successivement les graviers (2 à 64 mm), les cailloux (64 à 256 mm) et les pierres (> 256 mm).

À partir des résultats bruts livrés par le granulomètre laser, nous calculons des indices granulométriques (D50 et D99) à l'aide du programme *Gradistat* (version 9.1) (*ibid.*). Une attention particulière est également accordée aux parts relatives des argiles, limons et sables d'un échantillon. Ces dernières sont utilisées pour construire un graphique des fréquences cumulées traduisant l'évolution de chacune de ces classes granulométriques le long des séquences sédimentaires.

<i>Fraction</i>	<i>Classe granulométrique</i>	<i>Taille (mm)</i>
	<i>Argiles</i>	$\leq 0,002$
<i>Fine</i>	<i>Limons très fins</i>]0,002 ; 0,004]
	<i>Limons fins</i>]0,004 ; 0,008]
	<i>Limons moyens</i>]0,008 ; 0,016]
	<i>Limons grossiers</i>]0,016 ; 0,031]
	<i>Limons très grossiers</i>]0,031 ; 0,063]
	<i>Sables très fins</i>]0,063 ; 0,125]
	<i>Sables fins</i>]0,125 ; 0,25]
	<i>Sables moyens</i>]0,25 ; 0,5]
	<i>Sables grossiers</i>]0,5 ; 1]
	<i>Sables très grossiers</i>]1 ; 2]
<i>Grossière</i>	<i>Graviers</i>]2 ; 64]
	<i>Cailloux</i>]64 ; 256]
	<i>Pierres</i>	> 256

Tableau A-2 : Classification granulométrique utilisée (Blott & Pye, 2001)

Annexe IX : Protocole pour le dosage de la matière organique et du carbonate de calcium

En considérant le protocole d'Heiri *et al.* (2001), 6 g de sédiment sont prélevés à température ambiante pour chaque échantillon, puis séchés à 50 °C dans une étuve pendant 16 h. Les échantillons sont ensuite broyés, puis 3 g de sédiment sont collectés et déposés dans des creusets en céramique ou en alumine, préalablement pesés à vide sur une balance de précision. La masse totale du creuset et de l'échantillon sec (M_1) est également notée.

Une fois les échantillons préparés, ils sont placés une première fois dans un four à moufle pendant cinq heures à 550 °C pour détruire la matière organique sans altérer les sédiments, puis une seconde fois pendant deux heures à 950 °C pour éliminer les carbonates de calcium. Après chaque cuisson, les échantillons sont laissés à refroidir jusqu'à température ambiante dans le four à moufle puis pesés. La première pesée permet de déterminer la masse de la matière organique détruite lors de la cuisson à 550 °C en calculant la différence de masse entre l'échantillon avant (M_1) et après (M_2) cuisson :

$$MO = M_1 - M_2$$

Avec :

- **MO** : Teneur en matière organique de l'échantillon (g)

- M_1 : Masse de l'échantillon avant cuisson à 550 °C (g)
- M_2 : Masse de l'échantillon après cuisson à 550 °C (g)

La seconde pesée donne la masse des carbonates de calcium perdue lors de la cuisson à 950°C en retranchant la masse de l'échantillon après cuisson à 950°C (M_3) à sa masse après cuisson à 550°C (M_2) :

$$CaCO_3 = M_2 - M_3$$

Avec :

- $CaCO_3$: Teneur en carbonates de calcium de l'échantillon (g)
- M_2 : Masse de l'échantillon après cuisson à 550°C (g)
- M_3 : Masse de l'échantillon après cuisson à 950°C (g)

Annexe X : Protocole de mesure de la susceptibilité magnétique volumique

La susceptibilité magnétique volumique, notée κ , a été mesurée directement sur les carottes avant leur échantillonnage pour les autres analyses sédimentologiques. La surface du sédiment est préalablement nettoyée à l'aide d'un couteau, éloignée de toute source métallique, puis recouverte d'un film plastique afin d'éviter toute contamination sédimentaire lors du déplacement de la sonde le long de la carotte. Les mesures sont réalisées à l'aide d'un susceptibilimètre *Bartington MS2* muni d'une sonde portative *MS2E*. Elles sont répétées à trois reprises selon un pas d'échantillonnage centimétrique, puis moyennées dans le but d'atténuer la possible variabilité du signal magnétique mesuré. Toutes les cinq mesures, la sonde est calibrée sur un échantillon étalon pour s'assurer de l'absence de dérive. Les valeurs mesurées ont pour unité le Système International (SI) et sont exprimées en $\times 10^{-5}$ SI conformément à la résolution du susceptibilimètre utilisé.

Annexe XI : De l'échantillonnage des charbons de bois sur le terrain à leur identification taxonomique en laboratoire

Un échantillon de huit litres de sédiment est prélevé au centre de chaque unité sédimentaire. Certains charbons affleurant sont collectés *in situ* en prenant soin de noter leur position. Il s'ensuit une phase de défloculation pendant 48 h dans un bain d'eau chaude auquel est ajoutée une solution d'hexamétaphosphate de sodium (($NaPO_3$)₆) à 0,55 %. Cette phase est suivie d'un tamisage des échantillons à 2 mm et 500 μ m. Situés en dessous de la taille minimale requise pour l'identification taxonomique, les charbons

inférieurs à 500 μm ne sont pas conservés. Une fois tamisés, les charbons sont collectés sous une loupe binoculaire après les avoir dissociés des autres résidus organiques et éléments minéraux contenus dans les refus de tamis, puis ils sont mis à sécher à l'air libre loin de fortes sources de chaleur afin d'éviter que leurs structures anatomiques ne s'altèrent. Les charbons analysés sont de petite taille (de l'ordre du millimètre, parfois infra-millimétriques).

Pour la phase de détermination, chaque charbon, préalablement fracturé à la main afin d'obtenir des coupes fraîches, idéalement selon les trois plans ligneux (transversal, longitudinal-tangentiel, longitudinal-radial), est déterminé au niveau taxonomique le plus fin possible (généralement à l'espèce ou au genre) par observation des structures anatomiques sous un microscope optique à lumière réfléchie. Ces dernières sont comparées à celles décrites et illustrées dans des atlas d'anatomie du bois (Schweingruber, 1990 ; Vernet *et al.*, 2001) ainsi qu'à celles de bois carbonisés d'une collection de référence³⁵. En pratique, les charbons sont souvent trop petits pour être fracturés selon les trois plans ligneux. Ils sont donc tout d'abord observés à faible grossissement afin d'être orientés dans un sens où la fracture sera possible et où le plan ainsi rafraîchi portera les informations les plus lisibles. En parallèle, certains critères anatomiques sont d'ores et déjà notés (nombre et disposition des vaisseaux, largeur des rayons ligneux, etc.), en prévision d'une possible perte d'informations lors de la fracture.

³⁵ Anthracothèque de l'UMR 7264 CNRS - CEPAM.

Annexe XII : Évolution de l'indice de connectivité (IC) au cours de l'Holocène

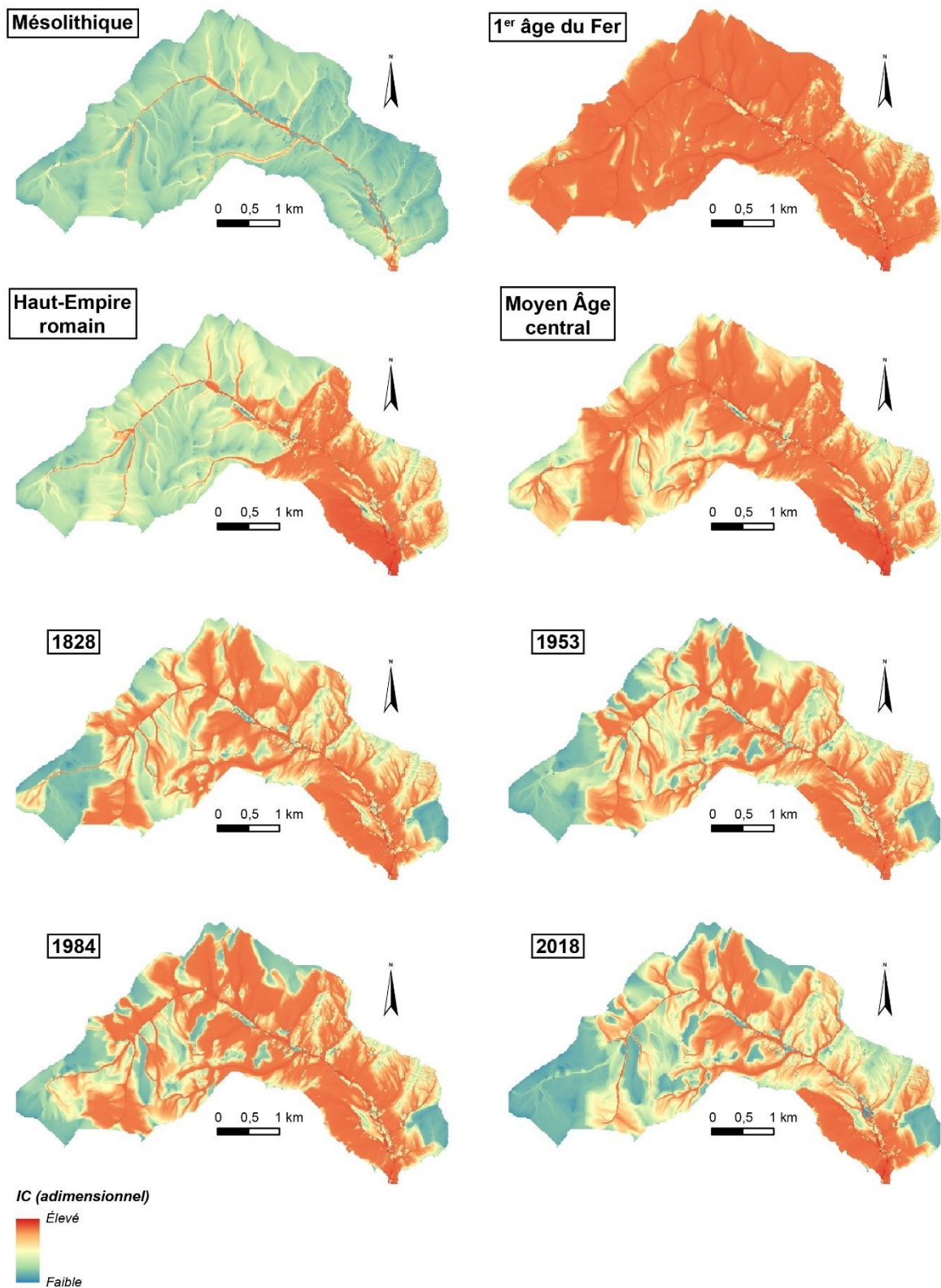


Figure A-7 : Distribution spatiale de l'indice de connectivité du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et la période actuelle.

Annexe XIII : Évolution du taux d'exportation sédimentaire (SDR) au cours de l'Holocène

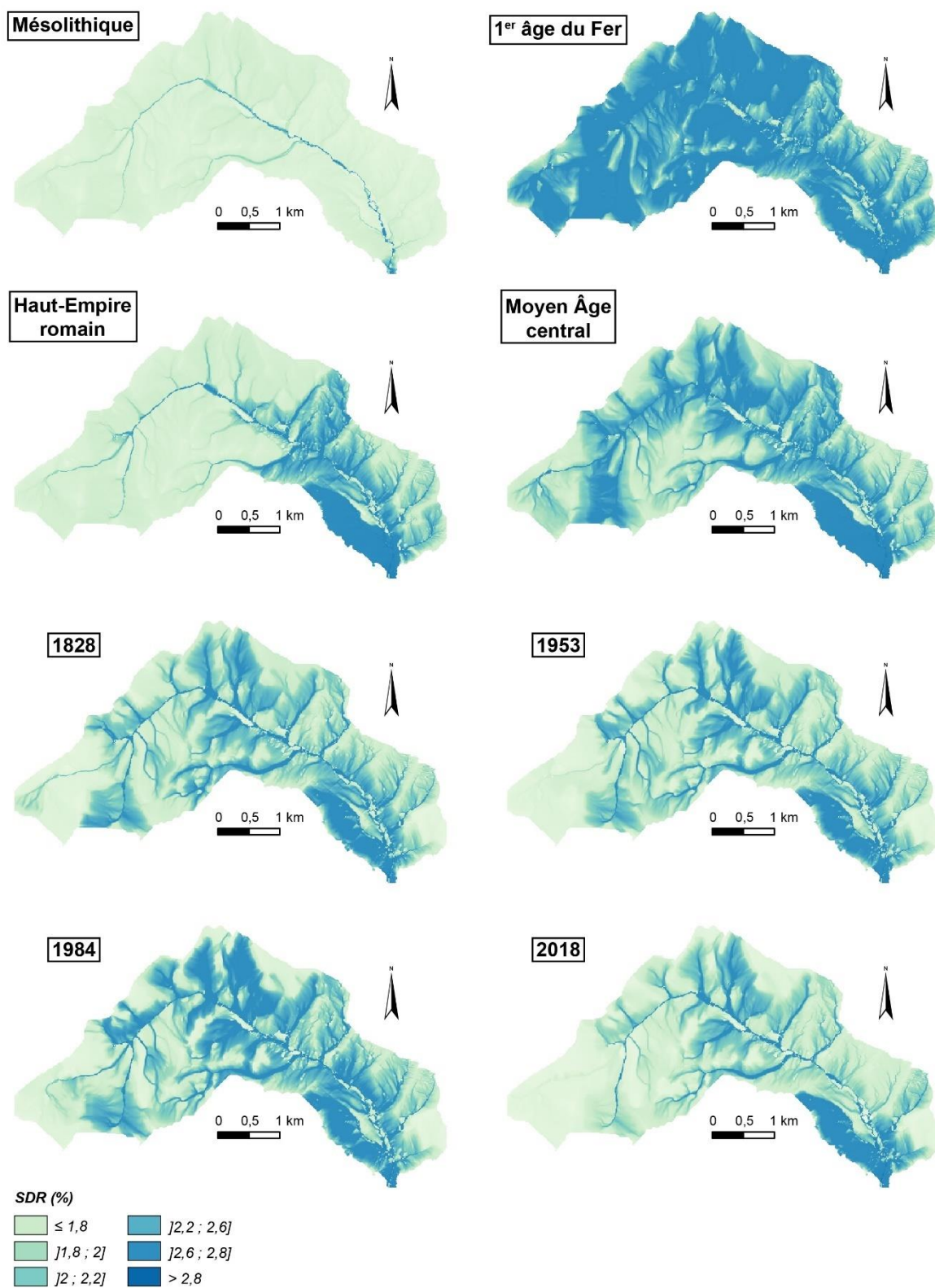


Figure A-8 : Distribution spatiale du taux d'exportation sédimentaire du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et la période actuelle

Références bibliographiques

A

- ABRAHAMSON, A. D. & PARSONS, A. J., (1991), Resistance to Overland Flow on Desert Pavement and Its Implications for Sediment Transport Modeling, *Water Resources Research*, vol. 27, n°8, p. 1827-1836.
- AGAPIOY, A., HADJIMITSIS, D. G., PAPOYSA, C., ALEXAKIS, D. D. & PAPADAVY, G., (2011), The Importance of Accounting for Atmospheric Effects in the Application of NDVI and Interpretation of Satellite Imagery Supporting Archaeological Research: The Case Studies of Palaepaphos and Nea Paphos Sites in Cyprus, *Remote Sensing*, vol. 3, n°12, p. 2605-2629.
- ALEWELL, C., BORRELLI, P., MEUSBURGER, K. & PANAGOS, P., (2019), Using the USLE: Chances, challenges and limitations of soil erosion modelling, *International Soil and Water Conservation Research*, vol. 7, n°3, p. 203-225.
- ALMAGRO, A., THOMÉ, T. C., BARBOSA COLMAN, C., BAHIA PEREIRA, R., MARCATO JUNIOR, J., DULCE, B. B. R. & OLIVEIRA, P. T. S., (2019), Improving cover and management factor (C-factor) estimation using remote sensing approaches for tropical regions, *International Soil and Water Conservation Research*, vol. 7, n°4, p. 325-334.
- ALONSO UGAGLIA, A., (2011), *Une approche évolutionniste de la réduction des pesticides en viticulture* (Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 4).
- AMOURETTI, M.-C., (1988), La viticulture antique : contraintes et choix techniques, *Revue des Études Anciennes*, vol. 90, n°1-2, p. 5-17.
- ANACHE, J. A. A., WENDLAND, E. C., OLIVEIRA, P. T. S., FLANAGAN, D. C. & NEARING, M. A., (2017), Runoff and soil erosion plot-scale studies under natural rainfall: A meta-analysis of the Brazilian experience, *Catena*, vol. 152, p. 29-39.
- ANGIMA, S. D., STOTT, D. E., O'NEILL, M. K., ONG, C. K. & WEESIES, G. A., (2003), Soil erosion prediction using RUSLE for central Kenyan highland conditions, *Agriculture, Ecosystems & Environment*, vol. 97, n°1-3, p. 295-308.
- ANTOINE, P., (1997), Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pléiglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France), *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, n°1, p. 93-106.
- ANTONELLI, C., EYROLLE, F., ROLLAND, B., PROVANSAL, M. & SABATIER, F., (2008), Suspended sediment and ¹³⁷Cs fluxes during the exceptional December 2003 flood in the Rhone River, southeast France, *Geomorphology*, vol. 95, n°3-4, p. 350-360.
- ARGANT, J. & BOURGUIGNON, J., (2008), Mottes médiévales et paléoenvironnement : exemple de l'étude palynologique du fossé de la motte de Molaise (Hully, Saône-et-Loire)., *In : Actes des journées de castellologie de Bourgogne 1999-2007*, p. 165-172.

- ARGANT, J. & BOURGUIGNON, J., (2010), Datations 14C-AMS et chronologie du fossé de la plate-forme de Molaise (Huilly, Saône-et-Loire), *In : Actes des journées de castellologie de Bourgogne 2008-2009*, p. 267-270.
- ARGANT, J., BRAVARD, J., BOURGUIGNON, J. & BEAL, J., (2011), Nouvelles données sur les changements paléoenvironnementaux de la plaine alluviale de la Saône depuis le Tardiglaciaire : palynologie, géomorphologie, *Quaternaire*, vol. 22, n°3, p. 235-260.
- ARGANT, J. & LIMONDIN-LOZOUET, N., (2005), Paléoenvironnement du site néolithique de Chassey : analyses palynologique et malacologique, *In : Le camp de Chassey (Chassey-le-Camp, Saône-et-Loire) - Les niveaux néolithiques du rempart de « la Redoute »*, ARTEHIS Éditions, Dijon, p. 333-343.
- ARMAND-CALLIAT, L., (1937), *Le Chalonnais gallo-romain. Répertoire des découvertes archéologiques faites dans l'arrondissement de Chalon*, Société d'histoire et d'archéologie, Chalon-sur-Saône, 296 p.
- ARMAND-CALLIAT, L., (1944), Les fouilles de Marloux (Saône-el-Loire) en 1943, *Gallia*, vol. 2, p. 25-41.
- ARMAND-CALLIAT, L., (1962), Poignard en cuivre et objets métalliques de l'âge du Bronze, trouvés en Chalonnais, *Revue archéologique de l'Est*, vol. 13, p. 289-298.
- ARNOLD, J. G., SRINIVASAN, R., MUTTIAH, R. S. & WILLIAMS, J. R., (1998), Large area hydrologic modeling and assessment. Part I: Model development, *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, vol. 34, n°1, p. 73-89.
- ASSELMAN, N. E. M., (1999), Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the River Rhine, *Hydrological Processes*, vol. 13, n°10, p. 1437-1450.
- AUDOUBE, F. & BUCHSENSCHUTZ, O., (1989), *Villes, villages et campagnes de l'Europe celtique*, Éditions Hachette, Paris, 365 p.
- AUERSWALD, K., FIENER, P., MARTIN, W. & ELHAUS, D., (2014), Use and misuse of the K factor equation in soil erosion modeling: An alternative equation for determining USLE nomograph soil erodibility values, *Catena*, vol. 118, p. 220-225.
- AURENCHÉ, O., (2012), Introduction. Le possible et le plausible, *In : Vous avez dit ethnoarchéologie? Choix d'articles (1972-2007)*, LyonMaison de l'Orient et de la Méditerranée, vol. 47, p. 13-18.
- AUROUSSEAU, P., GASCUEL-ODOUX, C., SQUIVIDANT, H., TREPOS, R., TORTRAT, F. & CORDIER, M.-O., (2009), A plot drainage network as a conceptual tool for the spatial representation of surface flow pathways in agricultural catchments, *Computers & Geosciences*, vol. 35, n°2, p. 276-288.
- AUZET, A.-V., (1987), L'érosion des sols cultivés en France sous l'action du ruissellement, *Annales de géographie*, vol. 96, n°537, p. 529-556.
- AUZET, A.-V., BOIFFIN, J., PAPY, F., LUDWIG, B. & MAUCORPS, J., (1993), Rill erosion as a function of the characteristics of cultivated catchments in the north of France, *Catena*, vol. 20, n°1-2, p. 41-62.

AVENARD, J.-M., (1989), Sensibilité aux mouvements en masse (solifluxion), *Cahiers ORSTOM*, vol. 25, n°1-2, p. 119-129.

B

BAGAGIOLO, G., BIDDOCCU, M., RABINO, D. & CAVALLO, E., (2018), Effects of rows arrangement, soil management, and rainfall characteristics on water and soil losses in Italian sloping vineyards, *Environmental Research*, vol. 166, p. 690-704.

BAGAN, G., (2012), Espace bâti ou espace occupé? Le cas des agglomérations protohistoriques du Languedoc et du Roussillon, *In* : C. BELARTE et R. PLANAMALLART (éd.), *Le paysage périurbain en Méditerranée occidentale pendant la Protohistoire et l'Antiquité*, Institut Catalan d'Archéologie Classique, Tarragone, p. 255-282.

BAGARELLO, V., DI STEFANO, C., FERRO, V., GIORDANO, G., IOVINO, M. & PAMPALONE, V., (2012), Estimating the USLE Soil Erodibility Factor in Sicily, South Italy, *Applied Engineering in Agriculture*, vol. 28, n°2, p. 199-206.

BAKKER, M. M., GOVERS, G., VAN DOORN, A., QUETIER, F., CHOUVARDAS, D. & ROUNSEVELL, M., (2008), The response of soil erosion and sediment export to land-use change in four areas of Europe: The importance of landscape pattern, *Geomorphology*, vol. 98, n°3-4, p. 213-226.

BAL, M., ALLÉE, P. & LIARD, M., (2015), The origins of a *Nardus stricta* grassland through soil charcoal analyses: Reconstructing the history of a mountain cultural landscape (Mont Lozère, France) since the Neolithic, *Quaternary International*, vol. 366, n°1, p. 3-14.

BALLIF, J. L., (1989), Érosion dans le vignoble champenois : influence des techniques culturales (France), *Cahiers ORSTOM*, vol. 25, n°1-2, p. 151-156.

BANTON, O., COTE, D. & TRUDELLE, M., (1991), Détermination au champ de la conductivité hydraulique saturée à l'aide de l'infiltromètre à charge constante de Côté: théorie et approximations mathématiques, *Canadian Journal of Soil Science*, vol. 71, n°1, p. 119-126.

BAUD, D., (2009), Méthodologie pour l'analyse des dynamiques paysagères à partir d'archives cadastrales (XVIIIe et XIXe siècles). L'étude de cas d'un village savoyard : Sardières, *Norais*, n°213, p. 21-40.

BAZIN, J.-F., (1992a), La Bourgogne et son environnement, *Géographes associés*, n°10, p. 89-90.

BAZIN, J.-F., (1992b), *Montrachet*, Éditions Chronique, Paris, 190 p.

BAZIN, J.-F., (2003), *Histoire du vin de Bourgogne*, Éditions Gisserot, Paris, 124 p.

BEAUCHAMP, A., (2018), *Impact des aménagements hydrauliques sur les systèmes fluviaux bas-normands depuis 2000 ans : approche géomorphologique et géoarchéologique* (Thèse de doctorat, Université de Caen Normandie).

- BEAULANT, R., (2018), Un terroir pour trois. L'évolution des rapports politiques et sociaux entre le duc de Bourgogne, la mairie de Dijon et les vigneronns aux XIV^{ème}-XV^{ème} siècles, *Crescentis: Revue internationale d'histoire de la vigne et du vin*, n°1, p. 140-158.
- BELL, M. L., (1982), The effects of land-use and climate on valley sedimentation, *In* : A. F. HARDING (éd.), *Climatic Change in Later Prehistory*, Edinburgh University Press, Édimbourg, p. 127-142.
- BELLOCCHI, G. & DIODATO, N., (2014), Storm-Erosivity Model for Addressing Hydrological Effectiveness in France, *In* : N. DIODATO et G. BELLOCCHI (éd.), *Storminess and Environmental Change: Climate Forcing and Responses in the Mediterranean Region*, Springer, Dordrechtvol. 39, p. 131-147.
- BENCHETRIT, M., (1954), L'érosion anthropogène : couverture végétale et conséquences du mode d'exploitation du sol., *L'Information Géographique*, vol. 18, n°3, p. 100-108.
- BENECH, C., (2000), *Interprétation conjointe de cartographies magnétique et électromagnétique des propriétés magnétiques des sols anthropisés* (Thèse de doctorat, Université de Paris 6).
- BENNETT, G. & WIT, P. DE, (2001), *The Development and Application of Ecological Networks. A Review of Proposals, Plans and Programmes*, AIDEnvironment, Amsterdam, 132 p.
- BERGER, J.-F., (2003), La « dégradation des sols » à l'Holocène dans la moyenne vallée du Rhône : contextes morpho-climatique, paléobotanique et culturel, *In* : *Archéologie et systèmes socio-environnementaux. Études multiscales sur la vallée du Rhône dans le programme ARCHEOMEDES*, CNRS Éditions, Paris, p. 43-167.
- BERGER, J.-F., (2012), *Des climats et des hommes*, La Découverte, Paris, 496 p.
- BERGER, J.-F., ABBE, J.-L., BLANCHEMANCHE, P. & LE ROY, L., (2022), *Autour de l'étang de Montady. Espace, environnement et mise en valeur du milieu humide en Languedoc*, Service régional de l'archéologie de la DRAC Occitanie, Montpellier/Toulouse, 96 p.
- BERGER, J.-F., SHENNAN, S., WOODBRIDGE, J., PALMISANO, A., MAZIER, F., NUNINGER, L., ... ROBERTS, C. N., (2019), Holocene land cover and population dynamics in Southern France, *The Holocene*, vol. 29, n°5, p. 776-798.
- BERNIGAUD, N., BONDEAU, A. & GUIOT, J., (2019), Réchauffement climatique et développement de la viticulture en Gaule romaine : l'apport de la modélisation spatiale et agrosystémique, *In* : *Fluctuations climatiques et vignobles du Néolithique à l'Actuel : Impacts, résilience et perspectives*, Vougeot, p. 51-65.
- BERTRAN, P., (2004), *Dépôts de pente continentaux: dynamique et faciès*, Association française pour l'étude du quaternaire, Paris.
- BHANDARI, K. P., ARYAL, J. & DARNSAWASDI, R., (2015), A geospatial approach to assessing soil erosion in a watershed by integrating socio-economic determinants and the RUSLE model, *Natural Hazards*, vol. 75, n°1, p. 321-342.
- BIDDOCCU, M., GUZMÁN, G., CAPELLO, G., THIELKE, T., STRAUSS, P., WINTER, S., ... GÓMEZ, J. A., (2020), Evaluation of soil erosion risk and identification of soil cover and

- management factor (C) for RUSLE in European vineyards with different soil management, *International Soil and Water Conservation Research*, vol. 8, n°4, p. 337-353.
- BIDDOCCU, M., OPSI, F. & CAVALLO, E., (2014), Relationship between runoff and soil losses with rainfall characteristics and long-term soil management practices in a hilly vineyard (Piedmont, NW Italy), *Soil Science and Plant Nutrition*, vol. 60, n°1, p. 92-99.
- BIDET, N., (1759), *Traité sur la nature et sur la culture de la vigne, sur le vin, la façon de le faire et la manière de le bien gouverner, à l'usage des différens vignobles du Royaume de France*, Savoye, Paris, 534 p.
- BILL, J., (1973), *Die Glockenbecherkultur und die frühe Bronzezeit im französischen Rhonebecken und ihre Beziehungen zur Südwestschweiz*, Société suisse de Préhistoire et d'Archéologie, Bâle, 111 p.
- BINFORD, M. W., BRENNER, M., WHITMORE, T. J., HIGUERA-GUNDY, A., DEEVEY, E. S. & LEYDEN, B., (1987), Ecosystems, paleoecology and human disturbance in subtropical and tropical america, *Quaternary Science Reviews*, vol. 6, n°2, p. 115-128.
- BIZZI, S., TANGI, M., SCHMITT, R. J. P., PITLICK, J., PIÉGAY, H. & CASTELLETTI, A. F., (2021), Sediment transport at the network scale and its link to channel morphology in the braided Vjosa River system, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 46, n°14, p. 2946-2962.
- BLOND, N., (2019), *Dynamiques sédimentaires holocènes et terrasses agricoles dans les montagnes du Tigray oriental (Ethiopie): évolutions, trajectoires et fonctionnement d'un paysage palimpseste depuis 8 500 ans* (Thèse de doctorat, Université de Lyon 2).
- BLOTT, S. J. & PYE, K., (2001), GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 26, n°11, p. 1237-1248.
- BOARDMAN, J., (2010), A short history of muddy floods, *Land Degradation & Development*, vol. 21, n°4, p. 303-309.
- BOARDMAN, J. & FAVIS-MORTLOCK, D. T., (1993), Climate change and soil erosion in Britain, *The Geographical Journal*, vol. 159, n°2, p. 179-183.
- BOCHER, E., (2005), *Impacts des activités humaines sur le parcours des écoulements de surface dans un bassin versant bocager: essai de modélisation spatiale* (Thèse de doctorat, Université de Rennes 2).
- BOIFFIN, J. & MONNIER, G., (1986), Infiltration rate as affected by soil surface crusting caused by rainfall, *In : F. CALLEBAUT, D. GABRIELS et M. DE BOODT (éd.), Proceedings of the Symposium held in Gant, Belgium, 1985*, Flanders research centre for soil erosion and soil conservation, Gand.
- BOIFFIN, J., PAPY, F. & EIMBERCK, M., (1988), Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. I. - Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion, *Agronomie*, vol. 8, n°8, p. 663-673.

- BOISSINOT, P., (2001), Archéologie des vignobles antiques du sud de la Gaule, *In* : J.-P. BRUN et F. LAUBENHEIMER (éd.), *La viticulture en Gaule*, CNRS Éditions, Paris, p. 45-68.
- BOISSINOT, P., ROGER, K., BERGER, J.-F. & JUNG, C., (2003), L'ensemble viticole des Girardes (Lapalud, Vaucluse), *In* : *Actualité de la recherche en histoire et archéologie agraires*, Presses Universitaires Franche-Comté, Besançonvol. Annales Littéraires; 764, p. 225-238.
- BORK, H.-R. & LANG, A., (2003), Quantification of past soil erosion and land use / land cover changes in Germany, *In* : A. LANG, R. DIKAU et K. HENNRICH (éd.), *Long term hillslope and fluvial system modelling - Concepts and case studies from the Rhine river catchment*, Berlin Springer, p. 231-239.
- BORRELLI, P., ALEWELL, C., ALVAREZ, P., ANACHE, J. A. A., BAARTMAN, J., BALLABIO, C., ... PANAGOS, P., (2021), Soil erosion modelling: A global review and statistical analysis, *Science of The Total Environment*, vol. 780, p. 1-18.
- BORRELLI, P., MÄRKER, M., PANAGOS, P. & SCHÜTT, B., (2014), Modeling soil erosion and river sediment yield for an intermountain drainage basin of the Central Apennines, Italy, *Catena*, vol. 114, p. 45-58.
- BORRELLI, P., MEUSBURGER, K., BALLABIO, C., PANAGOS, P. & ALEWELL, C., (2018), Object-oriented soil erosion modelling: A possible paradigm shift from potential to actual risk assessments in agricultural environments, *Land Degradation & Development*, vol. 29, n°4, p. 1270-1281.
- BORSELLI, L., CASSI, P. & TORRI, D., (2008), Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment, *Catena*, vol. 75, n°3, p. 268-277.
- BOTTA, G. F., TOLON-BECERRA, A., TOURN, M., LASTRA-BRAVO, X. & RIVERO, D., (2012), Agricultural traffic: Motion resistance and soil compaction in relation to tractor design and different soil conditions, *Soil and Tillage Research*, vol. 120, p. 92-98.
- BOUBY, L. & MARINVAL, P., (2001), La vigne et les débuts de la viticulture en France : apports de l'archéobotanique : La viticulture en Gaule, *In* : *Gallia*, CNRS Éditions, Parisvol. 58, p. 13-28.
- BRACKEN, L. J., TURNBULL, L., WAINWRIGHT, J. & BOGAART, P., (2015), Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 40, n°2, p. 177-188.
- BRACKENSIEK, D. L., RAWLS, W. J. & STEPHENSON, G. R., (1986), Determining the Saturated Hydraulic Conductivity of a Soil Containing Rock Fragments, *Soil Science Society of America Journal*, vol. 50, n°3, p. 834-835.
- BRASINGTON, J. & RICHARDS, K., (2000), Turbidity and suspended sediment dynamics in smallcatchments in the Nepal Middle Hills, *Hydrological Processes*, vol. 14, p. 2559-2574.
- BRAVARD, J.-P., (2002), Les paléoenvironnements fluviaux et lacustres depuis 15000 ans. Conclusions méthodologiques et perspectives, *In* : J.-P. BRAVARD et M. MAGNY

- (éd.), *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*, Éditions Errance, Paris, p. 303-312.
- BRAVARD, J.-P. & PETIT, F., (2000), *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*, Armand Colin, Paris, 221 p.
- BRENOT, J., (2007), *Quantification de la dynamique sédimentaire en contexte anthropisé. L'érosion des versants viticoles de Côte-d'Or* (Thèse de doctorat), Université de Bourgogne.
- BRENOT, J., QUIQUEREZ, A., PETIT, C. & GARCIA, J.-P., (2008), Erosion rates and sediment budgets in vineyards at 1-m resolution based on stock unearthing (Burgundy, France), *Geomorphology*, vol. 100, p. 345-355.
- BREVIK, E. C. & HARTEMINK, A. E., (2010), Early soil knowledge and the birth and development of soil science, *Catena*, vol. 83, n°1, p. 23-33.
- BRIERLEY, G., FRYIRS, K. & JAIN, V., (2006), Landscape connectivity: The geographic basis of geomorphic applications, *Area*, vol. 38, n°2, p. 165-174.
- BRISSET, E., GUITER, F., MIRAMONT, C., TROUSSIER, T., SABATIER, P., POHER, Y., ... ANTHONY, E. J., (2017), The overlooked human influence in historic and prehistoric floods in the European Alps, *Geology*, vol. 45, n°4, p. 347-350.
- BROCHIER, J.-L., BOREL, J.-L. & DRUART, J.-C., (2007), Les variations paléoenvironnementales de 1000 avant à 1000 après J.C. et la question des « optima » climatiques de l'Antiquité tardive et du Moyen Âge sur le piémont des Alpes du nord à Colletière, lac de Paladru, France, *Quaternaire*, vol. 18, n°3, p. 253-270.
- BRONK RAMSEY, C., (2021), OxCal 4.4 Manual.
- BROWN, C. B., (1943), Discussion of Sedimentation in reservoirs, by J. Witzig, *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, vol. 69, p. 1493-1500.
- BROWN, L. C. & FOSTER, G. R., (1987), Storm erosivity using idealized intensity distributions, *Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers (ASABE)*, vol. 30, p. 379-386.
- BROWN, T., MEADOWS, I., TURNER, S. & MATTINGLY, D., (2001), Roman vineyards in Britain: Stratigraphic and palynological data from Wollaston in the Nene Valley, England, *Antiquity*, vol. 75, p. 745-757.
- BROWNING, G. M., PARISH, C. L. & GLASS, J. A., (1947), A method for determining the use and limitation of rotation and conservation practices in control of soil erosion in Iowa, *American Society of Agronomy Journal*, vol. 39, p. 65-73.
- BRUN, J.-P. & LAUBENHEIMER, F., (2001), *La viticulture en Gaule*, CNRS Éditions, Paris, 376 p.
- BRYCHTA, J., PODHRÁZSKÁ, J. & ŠŤASTNÁ, M., (2022), Review of methods of spatio-temporal evaluation of rainfall erosivity and their correct application, *Catena*, vol. 217, p. 1-9.

BURTON, R. J. F., (2004), Seeing Through the 'Good Farmer's' Eyes: Towards Developing an Understanding of the Social Symbolic Value of 'Productivist' Behaviour, *Sociologia Ruralis*, vol. 44, n°2, p. 195-215.

BUTAËYE, D., (2001), *Hydrodynamique et transferts de matières dans le bassin versant de la Druance (Normandie, France)* (Thèse de doctorat, Université de Caen Normandie).

C

CALSAMIGLIA, A., LUCAS-BORJA, M. E., FORTESA, J., GARCÍA-COMENDADOR, J. & ESTRANY, J., (2017), Changes in Soil Quality and Hydrological Connectivity Caused by the Abandonment of Terraces in a Mediterranean Burned Catchment, *Forests*, vol. 8, n°9, p. 333.

CAMPBELL, C. G., LAYCAK, D. T., HOPPES, W., TRAN, N. T. & SHI, F. G., (2004), High concentration suspended sediment measurements using a continuous fiber optic in-stream transmissometer, *Journal of Hydrology*, vol. 311, n°1-4, p. 244-253.

CAMPBELL, G. S., (1985), *Soil Physics With Basic Transport Models for Soil - Plant Systems*, Elsevier Science, New York, 166 p.

CARCAILLET, C. & THINON, M., (1996), Pedoanthracological contribution to the study of the evolution of the upper treeline in the Maurienne valley (North French Alps): methodology and preliminary data, *Review of Palaeobotany and Palynology*, vol. 91, n°1-4, p. 399-416.

CARCAUD, N., (2016), L'hydrosystème et le changement : étude de cas dans le bassin de la Loire, *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, n°67, p. 209-222.

CARLUER, N., (1998), *Vers une modélisation hydrologique adaptée à l'évaluation des pollutions diffuses : prise en compte du réseau anthropique. Adaptation au bassin versant de Naizin (Morbihan)* (Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie Paris 6).

CARLUER, N. & MARSILY, G. DE, (2004), Assessment and modelling of the influence of man-made networks on the hydrology of a small watershed: implications for fast flow components, water quality and landscape management, *Journal of Hydrology*, vol. 285, p. 76-95.

CARNELLI, A. L., THEURILLAT, J.-P., THINON, M., VADI, G. & TALON, B., (2004), Past uppermost tree limit in the Central European Alps (Switzerland) based on soil and soil charcoal, *The Holocene*, vol. 14, n°3, p. 393-405.

CASIDA, J. E. & QUISTAD, G. B., (1998), Golden age of insecticide research: past, present, or future?, *Annual Review of Entomology*, vol. 43, p. 1-16.

CAVALLI, M., TREVISANI, S., COMITI, F. & MARCHI, L., (2013), Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments, *Geomorphology*, vol. 188, p. 31-41.

- CEMAGREF, (1985), *Étude hydrologique et hydraulique des bassins versants de la commune de Mercurey*, Centre national du machinisme agricole du génie rural, des eaux et des forêts, Lyon, 177 p.
- CERDÀ, A., (2001), Effects of rock fragment cover on soil infiltration, interrill runoff and erosion, *European Journal of Soil Science*, vol. 52, n°1, p. 59-68.
- CERDÀ, A., GIMÉNEZ-MORERA, A. & BODÍ, M. B., (2009), Soil and water losses from new citrus orchards growing on sloped soils in the western Mediterranean basin, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 34, p. 1822-1830.
- CERDAN, O., GOVERS, G., LE BISSONNAIS, Y., OOST, K., POESEN, J., SABY, N., ... DOSTÁL, T., (2010), Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data, *Geomorphology*, vol. 122, n°1-2, p. 167-177.
- CERDAN, O., LE BISSONNAIS, Y., COUTURIER, A., BOURENNANE, H. & SOUCHÈRE, V., (2002a), Rill erosion on cultivated hillslopes during two extreme rainfall events in Normandy, France, *Soil and Tillage Research*, vol. 67, p. 99-108.
- CERDAN, O., SOUCHÈRE, V., LECOMTE, V., COUTURIER, A. & LE BISSONNAIS, Y., (2002b), Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff model: Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management, *Catena*, vol. 46, p. 189-205.
- CERVEAU, M.-P., (2000), Les égarements de la région viticole bourguignonne ou les tribulations d'un bateau ivre, *Annales de Géographie*, vol. 109, n°614/615, p. 444-458.
- CHABIN, J.-P., (1995), Terroirs et vins du vignoble bourguignon : la côte viticole en Côte-d'Or, *Cahiers Nantais*, n°41-53, .
- CHABIN, J.-P., (2004), L'excellence aux limites... ou le paradoxe des vignobles septentrionaux français d'après l'exemple côte-d'orien, *Revue Géographique de l'Est*, vol. 44, n°1-2, p. 9-16.
- CHAIZE, B., COSSART, É., CHRISTOL, A. & FRESSARD, M., (2021a), Évolution géomorphologique d'un terroir viticole (Mercurey, Bourgogne, France) de l'âge du Bronze à la période contemporaine, In : *Biodiversités, environnements et sociétés depuis la Préhistoire : nouveaux marqueurs et approches intégrées*, Éditions APDCA, Nice, p. 41-53.
- CHAIZE, B., COSSART, É., CHRISTOL, A. & FRESSARD, M., (2021b), Geomorphological system and landscape coevolution in Mercurey (Burgundy, France): hypothesis of an early soil maintenance strategy, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 27, n°2, p. 107-126.
- CHALINE, J., (1976), Paysages et climats périglaciaires d'après les faunes de rongeurs, *Quaternaire*, vol. 13, n°3, p. 175-176.
- CHARTIN, C., EVRARD, O., LACEBY, J. P., ONDA, Y., OTTLÉ, C., LEFEVRE, I. & CERDAN, O., (2017), The impact of typhoons on sediment connectivity: lessons learnt from contaminated coastal catchments of the Fukushima Prefecture (Japan), *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 42, n°2, p. 306-317.

- CHEVIGNY, E., (2014), *Cartographie de la diversité des sols viticoles de versant par imagerie à haute résolution : contribution à la connaissance des terroirs* (Thèse de doctorat, Université de Bourgogne).
- CHIFFRE, J., (1978), Quelques données statistiques concernant la Bourgogne, *Cahiers de géographie de Dijon*, n°6, p. 79-136.
- CLAIR, A. & PUISSEGUR, J.-J., (1976), Les alluvions pliocènes et quaternaires des vallées de la Tille et de la Norges en bordure de la dépression bressane (Côte d'Or), *Quaternaire*, vol. 13, n°3, p. 161-174.
- CLOKE, P., MARSDEN, T. & MOONEY, P., (2006), *Handbook of Rural Studies*, SAGE, London - Thousand Oaks - New Delhi, 538 p.
- CLOSE-LECOQ, J. F., PISSART, A. & KOCH, G., (1982), Les transports en suspension et en solution de la Meuse à Liège et à Tailfer (amont de Namur), *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, n°18, p. 5-18.
- COHN, T. A., CAULDER, D. L., GILROY, E. J., ZYNJUK, L. D. & SUMMERS, R. M., (1992), The validity of a simple statistical model for estimating fluvial constituent loads: An Empirical study involving nutrient loads entering Chesapeake Bay, *Water Resources Research*, vol. 28, n°9, p. 2353-2363.
- COLLINET, J. & VALENTIN, C., (1979), Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle, *Cahiers ORSTOM*, vol. 17, n°4, p. 283-328.
- CONNECTEUR (Connecting European Connectivity Research), (2015), Working group 1, Think thank report. COST Action ES 1306.
- CONRAD, O., BECHTEL, B., BOCK, M., DIETRICH, H., FISCHER, E., GERLITZ, L., ... BÖHNER, J., (2015), System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4, *Geoscientific Model Development Discussions*, vol. 8, p. 2271-2312.
- COQUE, B., (1988), *Sédimentologie et géomorphologie. Initiation à la recherche en géomorphologie*, Université de Paris 1, 186 p.
- CORBONNOIS, J., (1998), Les facteurs de la variation spatio-temporelle des transports solides et dissous. Exemple de trois bassins versants en Lorraine, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 4, n°4, p. 313-329.
- CORRAL-PAZOS-DE-PROVENS, E., DOMINGO-SANTOS, J. M. & RAPP-ARRARÁS, Í., (2018), Estimating the very fine sand fraction for calculating the soil erodibility K-factor, *Land Degradation & Development*, vol. 29, n°10, p. 3595-3606.
- COSSART, E., (2014), *Des sources sédimentaires à l'exutoire : un problème de connectivité ?* (Habilitation à diriger des recherches, Université Blaise Pascal Clermont 2).
- COSSART, E., (2016), L'(in)efficacité géomorphologique des cascades sédimentaires en question : les apports d'une analyse réseau, *Cybergeo : European Journal of Geography*, vol. 778, .
- COSSART, E. & FRESSARD, M., (2017), Assessment of structural sediment connectivity within catchments: insights from graph theory, *Earth Surface Dynamics*, vol. 5, n°2, p. 253-268.

- COSSART, E., FRESSARD, M. & CHAIZE, B., (2021), Spatial patterns of vineyard landscape evolution and their impacts on erosion susceptibility: RUSLE simulation applied in Mercurey (Burgundy, France) since the mid-20th century, *Erdkunde*, vol. 74, n°4, p. 281-300.
- COSSART, E., PIC, J., LE GUEN, Y. & FRESSARD, M., (2020), Spatial Patterns of Vineyard Abandonment and Related Land Use Transitions in Beaujolais (France): A Multiscale Approach », *Sustainability*, vol. 12, n° 11, p. 1-21.
- COSSART, E., VIEL, V., LISSAK, C., REULIER, R., FRESSARD, M. & DELAHAYE, D., (2018), How might sediment connectivity change in space and time?, *Land Degradation & Development*, vol. 29, n°8, p. 2595-2613.
- CREMA, E. R., (2012), Modelling Temporal Uncertainty in Archaeological Analysis, *Journal of Archaeological Method and Theory*, vol. 19, p. 440-461.
- CREMA, E. R., BEVAN, A. & LAKE, M. W., (2010), A probabilistic framework for assessing spatio-temporal point patterns in the archaeological record, *Journal of Archaeological Science*, vol. 37, n°5, p. 1118-1130.
- CUNILL, R., SORIANO, J.-M., BAL, M.-C., PÈLACHS, A. & PÉREZ-OBÍOL, R., (2012), Holocene treeline changes on the south slope of the Pyrenees: a pedoanthracological analysis, *Vegetation History and Archaeobotany*, vol. 21, p. 373-384.
- CZUBA, J. A. & FOUFOULA-GEORGIU, E., (2015), Dynamic connectivity in a fluvial network for identifying hotspots of geomorphic change, *Water Resources Research*, vol. 51, n°3, p. 1401-1421.

D

- DAMBRINE, E., DUPOUEY, J. L., LAÛT, L., HUMBERT, L., THINON, M., BEAUFILS, T. & RICHARD, H., (2007), Present forest biodiversity patterns in France related to former Roman agriculture, *Ecology*, vol. 88, n°6, p. 1430-1439.
- DAVID, C., DEARING, J. & ROBERTS, N., (1998), Land-use history and sediment flux in a lowland lake catchment: Groby Pool, Leicestershire, UK, *The Holocene*, vol. 8, n°4, p. 383-394.
- DAVIES-COLLEY, R. J., VANT, W. N. & SMITH, D. G., (2003), *Colour and Clarity of Natural Waters: Science and Management of Optical Water Quality*, The Blackburn Press, Caldwell (USA), 310 p.
- DE LA CROIX, D. & DOTTORI, D., (2008), Easter Island's collapse: a tale of a population race, *Journal of Economic Growth*, vol. 13, n°1, p. 27-55.
- DE ROO, A. P. J., WESSELING, C. G. & RITSEMA, C. J., (1996), LISEM: a single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: Theory, input and output, *Hydrological Processes*, vol. 10, n°8, p. 1107-1117.
- DEARING, J. A., (1999), *Environmental magnetic susceptibility: Using the bartington MS2 system*, Chi Publishing, Kenilworth (EN), 54 p.

- DELAHAYE, D., (1992), *Approches spatialisées et analyses expérimentales des phénomènes de ruissellement et d'érosion des sols : Application aux systèmes de production agricole du Calvados* (Thèse de doctorat, Université de Caen).
- DELAHAYE, D., (2003), Du ruissellement érosif à la crue turbide en domaine de grande culture : analyse spatiale d'un phénomène complexe (From concentrated runoff to flash flood in silty loamy plateaux : spatial analysis of a complex phenomena), *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, vol. 80, n°3, p. 287-301.
- DELAHAYE, D., GUERMOND, Y. & LANGLOIS, P., (2002), Analysis of spatial interactions in the run-off process, *Cybergeo: European Journal of Geography*.
- DELHON, C., (2005), *Anthropisation et paléoclimats du Tardiglaciaire à l'Holocène en moyenne vallée du Rhône : études pluridisciplinaires des spectres phytolithiques et pédo-anthracologiques de séquences naturelles et de sites archéologiques* (Thèse de doctorat), Université de Paris 1.
- DELHON, C., (2006), Palaeo-ecological reliability of pedo-anthracological assemblages, In : A. DUFRAISSE (éd.), *Charcoal analysis: New analytical tools and method*, Oxford : Archaeopress, OxfordArchaeopress, p. 9-24.
- DELILE, H., (2014), *Signatures des paléo-pollutions et des paléo-environnements dans les archives sédimentaires des ports antiques de Rome et d'Éphèse* (Thèse de doctorat, Université de Lyon 2).
- DENDIEVEL, A.-M., (2017), *Paléoenvironnements holocènes du plateau du Béage (massif du Mézenc, Massif Central, France). Les variations climatiques et les activités anthropiques révélées par l'étude des macro-restes dans les sédiments tourbeux et la gyttja* (Thèse de doctorat, Université Jean Monnet, Saint-Étienne).
- DESMET, P. J. J. & GOVERS, G., (1996), A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units, *Journal of Soil and Water Conservation*, vol. 51, n°5, p. 427-433.
- DESPRAT, S., SÁNCHEZ GOÑI, M. F. & LOUTRE, M.-F., (2003), Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 213, n°1-2, p. 63-78.
- DIAMOND, J., (2006), *Effondrement. Comment les sociétés décident de leur disparition ou de leur survie*, Éditions Gallimard, Paris, 648 p.
- DION, R., (1970), Note sur les origines de l'invasion phylloxérique en France, *Bulletin de l'Association de géographes français*, n°377-378, p. 31-33.
- DION, R., (2010), *Histoire de la vigne et du vin en France. Des origines au XIX^e siècle*, Paris, 770 p.
- DOTTERWEICH, M., (2013), The history of human-induced soil erosion: Geomorphic legacies, early descriptions and research, and the development of soil conservation - A global synopsis, *Geomorphology*, vol. 201, p. 1-34.
- DOUVINET, J., (2008), *Les bassins versants sensibles aux « crues rapides » dans le Bassin Parisien - Analyse de la structure et de la dynamique des systèmes spatiaux complexes* (Thèse de doctorat, Université de Caen Normandie).

- 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, n°1, p. 73-90.
- DOYEN, E., (2012), *15 000 ans d'évolution des écosystèmes sous contrôle climatique et anthropique entre Jura et Bas Dauphiné : végétation, feu et érosion des sols* (Thèse de doctorat en sciences de la Terre et de l'environnement), Université de Franche-Comté.
- DUAN, R., FEDLER, C. B. & BORRELLI, J., (2012), Comparison of Methods to Estimate Saturated Hydraulic Conductivity in Texas Soils with Grass, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, vol. 138, p. 322-327.
- DUBOULOZ, J., BOCQUET-APPEL, J.-P. & MOUSSA, R., (2017), Modélisation, simulation et scénarios d'expérimentation : la colonisation LBK de l'Europe tempérée (5550, In : L. MANOLAKAKIS, N. SCHLANGER et A. COUDART (éd.), *European Archaeology - Identities & Migrations. Hommages à Jean-Paul Demoule*, LeidenSidestone Press, p. 315-337.
- DUBREUCQ, A., (2001), La vigne et la viticulture dans la loi des Burgondes, *Annales de Bourgogne*, vol. 73, p. 39-55.
- DUKE, G. D., KIENZLE, S. W., JOHNSON, D. L. & BYRNE, J. M., (2003), Improving Overland Flow Routing by Incorporating Ancillary Road Data Into Digital Elevation Models, *Journal of Spatial Hydrology*, vol. 3, n°2, p. 1-27.
- DURIGON, V. L., CARVALHO, D. F., ANTUNES, M. A. H., OLIVEIRA, P. T. S. & FERNANDES, M. M., (2014), NDVI time series for monitoring RUSLE cover management factor in a tropical watershed, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 35, n°2, p. 441-453.
- DUTOIT, T., THINON, M., TALON, B., BUISSON, E. & ALARD, D., (2009), Sampling soil wood charcoals at a high spatial resolution: A new methodology to investigate the origin of grassland plant communities, *Journal of Vegetation Science*, vol. 20, n°2, p. 349-358.

E

- ECKHOLM, E. P., (1975), The Deterioration of Mountain Environments, *Science*, vol. 189, n°4205, p. 764-770.
- ELAOD, A. & CHEHAIBI, S., (2011), Soil Compaction Due to Tractor Traffic, *Journal of Failure Analysis and Prevention*, vol. 11, p. 539-545.

F

- FAGNANO, M., DIODATO, N., ALBERICO, I. & FIORENTINO, N., (2012), An overview of soil erosion modelling compatible with RUSLE approach, *Rendiconti Lincei*, vol. 23, p. 69-80.
- FAURE-BOUCHARLAT, É., (2010), Réflexions sur les notions de conservation et de mise en valeur de vestiges archéologiques, *Bulletin du centre d'études médiévales d'Auxerre*, Hors-série n°3.

- FEDLER, C. B. & BORRELLI, J., (2001), *Re-evaluating Surface Application Rates for Texas OSSF Systems*, Texas Natural Resources Conservation Commission, Austin, 81 p.
- FERDIERE, A., (2021), Voyage à travers la Gaule profonde, et à travers le monde romain (monde rural, culture, société, économie) - XXIII, *Revue archéologique du Centre de la France*, vol. 60, .
- FERGUSON, R. I., (1986), River Loads Underestimated by Rating Curves, *Water Resources Research*, vol. 22, n°1, p. 74-76.
- FERGUSON, R. I., (1987), Accuracy and precision of methods for estimating river loads, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 12, n°1, p. 95-104.
- FEUGERE, M. & MAUNE, S., (1995), L'occupation du sol du VIIe au Ve siècle avant notre ère dans la moyenne vallée de l'Hérault, *Documents d'Archéologie Méridionale*, vol. 18, p. 95-103.
- FISTER, V., LOSSON, B., MANCEAU, L., LEBAUT, S., RICHARD, P. & TOLLIE, M., (2015), L'hydrosystème de l'étang d'Amel (Meuse, France) : fonctionnement hydro-sédimentaire d'un petit bassin karstique et évaluation de l'érosion, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 21, n°2, p. 101-114.
- FLANAGAN, D. C., NICKS, A. D., NEARING, M. A., LAFLEN, J. M. & ASCOUGH II, J. C., (1995), Overview of the WEPP erosion prediction model, *In : USDA - Water erosion prediction project. Hillslope profile and watershed model documentation*, NSERL Report, West Lafayette, Indiana.
- FLEURY, R. & GELARD, J., (1983), *Notice explicative de la carte géologique de la France (1 / 50 000), feuille de Chagny (553)*, Éditions du BRGM, Orléans, 80 p.
- FOERSTER, S., WILCZOK, C., BROSINSKY, A. & SEGL, K., (2014), Assessment of sediment connectivity from vegetation cover and topography using remotely sensed data in a dryland catchment in the Spanish Pyrenees, *Journal of Soils and Sediments*, vol. 14, n°12, p. 1982-2000.
- FOLLAIN, S., CIAMPALINI, R., CRABIT, A., COULOUMA, G. & GARNIER, F., (2012), Effects of redistribution processes on rock fragment variability within a vineyard topsoil in Mediterranean France, *Geomorphology*, vol. 175-176, p. 45-53.
- FOLLAIN, S., FAYOLLE, E., NOLL, D. & QUIQUEREZ, A., (2018), Érosion des sols viticoles et adaptation aux changements : vulnérabilité, diagnostic et stratégie d'adaptation. De l'adaptation des pratiques à la réorganisation des vignobles, *Revue des Oenologues et des Techniques Vitivinicoles et Oenologiques*, n°166, p. 12-15.
- FONTUGNE, M., (2004), Les derniers progrès du calibrage des âges radiocarbone permettent-ils une révision des chronologies entre 25 et 50.000 ans B.P. ?, *Quaternaire*, vol. 15, n°3, p. 245-252.
- FORSTER, E. S. & HEFFNER, E. H. (ÉD.), (1941), *Lucius Junius Moderatus Columella. On agriculture*, Harvard University Press, Cambridge, 461 p.
- FORT, M., (2011), The Himalayas: from mountain building to landform evolution in a changing world, *Geographia Polonica*, vol. 84, Special Issue Part 2, p. 15-37.

- FOSTER, G. R. & WISCHMEIER, W. H., (1974), Evaluating irregular slopes for soil loss prediction, *Transactions of the ASAE (American Society of Agricultural Engineers)*, vol. 17, n°2, p. 305-309.
- FOSTER, G. R., YODER, D. C., WEESIES, G. A., MCCOOL, D. K., MCGREGOR, K. C. & BINGNER, R. L., (2002), *User's Guide-Revised universal soil loss equation version 2 (RUSLE 2)*, USDA–Agricultural Research Service, Washington D.C., 76 p.
- FOSTER, I. D. L., DEARING, J. A. & APPLEBY, P. G., (1986), Historical trends in catchment sediment yields: a case study in reconstruction from lake-sediment records in Warwickshire, UK, *Hydrological Sciences Journal*, vol. 31, n°3, p. 427-443.
- FOSTER, I. D. L., MILLINGTON, R. & GREW, R. G., (1992), The impact of particle size controls on stream turbidity measurement; some implications for suspended sediment yield estimation, In : J. BOGEN, D. E. WALLING et T. J. DAY (éd.), *Proceedings of the Oslo Symposium, 24-28 août*, International Association of Hydrological Sciences Publication vol. 210, p. 51-62.
- FOUCHER, A., EVRARD, O., CHABERT, C., CERDAN, O., LEFÈVRE, I., VANDROMME, R. & SALVADOR-BLANES, S., (2019), Erosional response to land abandonment in rural areas of Western Europe during the Anthropocene: A case study in the Massif-Central, France, *Agriculture, Ecosystems and Environment*, vol. 284, p. 106582.
- FOUCHER, M., (2014), *La pierre et les hommes en Bourgogne : archéologie et histoire d'une ressource en œuvre du Moyen-Âge à l'époque moderne* (Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, Dijon).
- FOUNIER, F., (1969), L'érosion hydrique et le climat, *Bulletin Technique d'Information. Météorologie et Agriculture*, n°237, p. 111-115.
- FOX, D. M. & BRYAN, R. B., (1999), The relationship of soil loss by interrill erosion to slope gradient, *Catena*, vol. 38, p. 211-222.
- FREEBAIRN, D. & SILBURN, D., (2004), Soil conservation in Australia's semi arid tropics: pathways to success, and new challenges, In : *Conserving Soil and Water for Society: Sharing Solutions*, Brisbane.
- FRESSARD, M. & COSSART, E., (2018), A graph theory tool for assessing structural sediment connectivity: Development and application in the Mercurey vineyards (France), *Science of The Total Environment*, vol. 651, p. 2566-2584.
- FRESSARD, M., COSSART, É., ALAMI, C., BRUN, G., POTOT, A., LEJOT, J., ... CHRISTOL, A., (2017), Casser la connectivité hydrosédimentaire pour gérer la ressource en sol : cas du vignoble de Mercurey (Bourgogne), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 23, n°4, p. 309-325.
- FRESSARD, M., COSSART, É. & CHAIZE, B., (2022), Pluri-decennial erosion rates using SUM/ISUM and sediment traps survey in the Mercurey vineyards (Burgundy, France), *Geomorphology*, vol. 403, p. 1-16.
- FRYIRS, K., (2013), (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 38, n°1, p. 30-46.

FRYIRS, K. A. & BRIERLEY, G. J., (2001), Variability in sediment delivery and storage along river courses in Bega catchment, NSW, Australia: implications for geomorphic river recovery, *Geomorphology*, vol. 38, n°3-4, p. 237-265.

FRYIRS, K. A., BRIERLEY, G. J., PRESTON, N. J. & KASAI, M., (2007), Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades, *Catena*, vol. 70, n°1, p. 49-67.

G

GABILLOT, M., PAUTRAT, Y., CATTIN, F., STUART, D., DUMONTET, A., WIRTH, S. & VILLA, I. M., (2014), Nouveau regard sur le Bronze ancien en Bourgogne à la lumière de l'étude d'une hache récemment découverte en forêt d'Étaules (Côte-d'Or), *Revue archéologique de l'Est*, Tome 63, p. 413-424.

GAETAN, L., (2013), *Mellecey (Saône-et-Loire). Rapport de prospections pédestres 2013*, DRAC Bourgogne-Franche-Comté, 23 p.

GALLAY, A., (1986), *L'archéologie demain*, Belfond, Paris, 324 p.

GALOP, D., MAZIER, F., LOPEZ-SAEZ, J.-A. & VANNIERE, B., (2003), Palynologie et histoire des activités humaines en milieu montagnard. Bilan provisoire des recherches et nouvelles orientations méthodologiques sur le versant nord des Pyrénées, *Archéologie du Midi Médiéval*, vol. 21, p. 159-170.

GANASRI, B. P. & RAMESH, H., (2016), Assessment of soil erosion by RUSLE model using remote sensing and GIS - A case study of Nethravathi Basin, *Geoscience Frontiers*, vol. 7, n°6, p. 953-961.

GAO, P., (2008), Understanding watershed suspended sediment transport, *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, vol. 32, n°3, p. 243-263.

GARCIA, J.-P., (2011a), La construction géo-historique des climats de Bourgogne, *In : Les « climats » du vignoble de Bourgogne comme patrimoine de l'humanité*, Éditions Universitaires de Dijon, Dijon, p. 97-105.

GARCIA, J.-P., (2011b), Les sols viticoles de Bourgogne: élaboration naturelle et construction humaine, *Revue des œnologues et des techniques vitivinicoles et œnologiques*, n°141, p. 62-64.

GARCIA, J.-P., (2014), La construction des climats viticoles en Bourgogne, la relation du vin au lieu au Moyen Âge, *L'Atelier du Centre de recherches historiques*, n°12, .

GARCIA, J.-P., BRENOT, J., QUIQUEREZ, A. & PETIT, C., (2007), Érosion des sols viticoles par les événements orageux (Vosne-Romanée) : quels risques pour le futur ?, *In : Actes du colloque international et pluridisciplinaire « Réchauffement climatique, quels impacts probables sur les vignobles ? »*, Dijon-Beaune, p. 1-10.

GARCIA, J.-P., CHEVRIER, S., DUFRAISSE, A., FOUCHER, M. & STEINMANN, R., (2010), Le vignoble gallo-romain de Gevrey-Chambertin « Au-dessus-de Bergis », Côte-d'Or (Ier-IIe s. ap. J.-C.) : modes de plantation et de conduite de vignes antiques en Bourgogne, *Revue archéologique de l'Est*, vol. 59-2, p. 505-537.

- GARCIA, J.-P., CHEVRIER, S. & FICK, N., (2011), Une vigne gallo-romaine de plaine à Gevrey-Chambertin (Côte-d'Or), Ier-IIe s. apr. J.-C. - Implications pour le développement des terroirs viticoles de coteaux en Bourgogne, *Gallia*, vol. 68, n°1, p. 93-110.
- GARCIA, J.-P., GRILLON, G. & LABBE, T., (2013), *Étude historique du ruissellement de la Côte viticole en Bourgogne (Côte-d'Or et Saône-et-Loire)* (Volume 1), DREAL Bourgogne, 65 p.
- GARCIA, J.-P., LABBE, T. & GRILLON, G., (2017a), Terroirs, climats ... ou le vin et le lieu en Bourgogne, *Terroirs et climats*, p. 42-48.
- GARCIA, J.-P., LABBE, T. & QUIQUEREZ, A., (2018), La préservation et la pérennisation des sols viticoles en Bourgogne du Moyen Âge à nos jours, *In : Quelle durabilité en vignes et en cave ?*, Centre Georges Chevrier et chaire UNESCO Culture et traditions du vin, Dijon, p. 51-65.
- GARCIA, J.-P., PETIT, C., QUIQUEREZ, A., BRENOT, J., COMBAUD, A., BRIGAUD, B. & PETROVIC, M., (2008), Données nouvelles de datation des substrats du vignoble en Côte de Beaune et en Côte de Nuits : contribution à l'histoire longue des terroirs viticole, *Cahiers d'histoire de la vigne et du vin*, vol. 8, p. 5-11.
- GARCIA, J.-P., QUIQUEREZ, A. & DELENCRE, F., (2017b), Des « empreintes géométriques de travaux fossilisés » : les traces de plantations de vignes anciennes (antiques ?) à Savigny-Lès-Beaune « La Champagne ». Localisation et ré-analyse d'une archive archéologique, *Cahiers d'histoire de la vigne et du vin*, n°14, p. 3-16.
- GARCÍA-RUIZ, J. M., (2010), García-Ruiz JM. The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. *Catena*, *CATENA*, vol. 81, n°1, p. 1-11.
- GARCÍA-RUIZ, J. M., BEGUERÍA, S., NADAL-ROMERO, E., GONZÁLEZ-HIDALGO, J. C., LANARENAULT, N. & SANJUÁN, Y., (2015), A meta-analysis of soil erosion rates across the world, *Geomorphology*, vol. 239, p. 160-173.
- GASCUEL, C., AUROUSSEAU, P., CORDIER, M.-O., DURAND, P., GARCIA, F., MASSON, V., ... TREPOS, R., (2009), A decision-oriented model to evaluate the effect of land use and agricultural management on herbicide contamination in stream water, *Environmental Modelling & Software*, vol. 24, n°12, p. 1433-1446.
- GASHAW, T., BANTIDER, A., ZELEKE, G., ALAMIREW, T., JEMBERU, W., WORQLUL, A. W., ... ADDISU, S., (2021), Evaluating InVEST model for estimating soil loss and sediment export in data scarce regions of the Abbay (Upper Blue Nile) Basin: Implications for land managers, *Environmental Challenges*, vol. 5, p. 100381.
- GAUTHIER, E., (2000), Mise en évidence pollinique de la culture de la vigne au 1er siècle après J.-C. dans la plaine du Doubs (Neublans, Jura), *ArchéoSciences*, vol. 24, n°1, p. 63-69.
- GAUTHIER, É., (2004), *Forêts et Agriculteurs du Jura. Les quatre derniers millénaires*, Presses Universitaires Franc-Comtoises, Besançon, 197 p.
- GAUTHIER, E. & JOLY, M., (2003), Vignoble et viticulture dans le Centre-Est de la Gaule au Ier siècle ap. J.-C., *In : Actualité de la recherche en histoire et archéologie agraires*,

- Presses Universitaires Franche-Comté, coll. Annales Littéraires, Besançon, p. 191-208.
- GAY, A., CERDAN, O., MARDHEL, V. & DESMET, M., (2016), Application of an index of sediment connectivity in a lowland area, *Journal of Soils and Sediments*, vol. 16, n°1, p. 280-293.
- GEBREMICHAEL, D., NYSSSEN, J., POESEN, J., DECKERS, J., HAILE, M., GOVERS, G. & MOEYERSONS, J., (2005), Effectiveness of stone bunds in controlling soil erosion on cropland in the Tigray Highlands, northern Ethiopia, *Soil Use and Management*, vol. 21, p. 287-297.
- GERMAIN-VALLEE, C. & LESPEZ, L., (2011), L'apport des recherches géomorphologiques et micromorphologiques récentes à l'archéologie des paysages de la Plaine de Caen (Calvados, Basse-Normandie), *Norois*, n°220, p. 143-178.
- GHILARDI, M., (2007), *Dynamiques spatiales et reconstitutions paléogéographiques de la plaine de Thessalonique (Grèce) à l'Holocène récent* (Thèse de doctorat, Université de Paris 12).
- GIORDANO, G., FERRO, V., BAGARELLO, V., DI STEFANO, C., IOVINO, M. & MINACAPILLI, M., (2004), *Studi applicativi per la realizzazione della carta dell'erosione potenziale del territorio siciliano e del relativo sistema informativo territoriale*, Anteprema Edizioni, Palerme, 71 p.
- GIPPEL, C. J., (1989), The Use of Turbidimeters in Suspended Sediment Research, *Hydrobiologia*, vol. 176-177, p. 465-480.
- GIPPEL, C. J., (1995), Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of suspended solids in streams, *Hydrological Processes*, vol. 9, p. 83-97.
- GIRARDIN, P., (1902), Le relief des environs de Dijon et les principales formes topographiques de la Bourgogne, *Annales de Géographie*, n°55, p. 43-53.
- GOOD, D. H. & REUVENY, R., (2009), On the Collapse of Historical Civilizations, *American Journal of Agricultural Economics*, vol. 91, n°4, p. 863-879.
- GOODWIN, T. H., YOUNG, A. R., HOLMES, M. G. R., OLD, G. H., HEWITT, N., LEEKS, G. J. L., ... SMITH, B. P. G., (2003), The temporal and spatial variability of sediment transport and yields within the Bradford Beck catchment, West Yorkshire, *The Science of the Total Environment*, vol. 314-316, p. 475-494.
- GOOTMAN, K. S., KELLNER, E. & HUBBART, J. A., (2020), A Comparison and Validation of Saturated Hydraulic Conductivity Models, *Water*, vol. 12, n°7, p. 1-19.
- GOUDIE, A. S., (2018), *Human Impact on the Natural Environment - Past, Present and Future*, Wiley-Blackwell, Oxford, 453 p.
- GOVERS, G., EVERAERT, W., POESEN, J., RAUWS, G., DE PLOEY, J. & LAUTRIDOU, J. P., (1990), A long flume study of the dynamic factors affecting the resistance of a loamy soil to concentrated flow erosion, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 15, n°4, p. 313-328.

- GRAND CHALON, (2018), *Étude globale des ruissellements des eaux pluviales. Commune de Mercurey - Bassin versant du Giroux*, Communauté d'agglomération du Grand Chalons, Chalon-sur-Saône, 44 p.
- GRANGEON, T., MANIERE, L., FOUCHER, A., VANDROMME, R., CERDAN, O., EVRARD, O., ... SALVADOR-BLANES, S., (2017), Hydro-sedimentary dynamics of a drained agricultural headwater catchment: a nested monitoring approach, *Vadose Zone Journal*, vol. 16, n°12, p. 1-11.
- GRANTHAM, T. A., (2004), Conceptualizing the (Dis)unity of Science, *Philosophy of Science*, vol. 71, n°2, p. 133-155.
- GRASSO, D. A. & JAKOB, A., (2003), Charge de sédiments en suspension : Comparaison entre deux méthodes de calcul, *Gas Wasser Abwasser*, vol. 83, n°12, p. 898-905.
- GRAY, J. R., GLYSSON, G. D., TURCIOS, L. M. & SCHWARZ, G. E., (2000), *Comparability of Suspended-Sediment Concentration and Total Suspended Solids Data* (Water-Resources Investigations Report n° 00-4191), Water-Resources Investigations Report, U.S. Geological Survey, Reston (USA).
- GREENE, R. S. B., KINNELL, P. I. A. & WOOD, J. T., (1994), Role of plant cover and stock trampling on runoff and soil-erosion from semi-arid wooded rangelands, *Soil Research*, vol. 32, n°5, p. 953-973.
- GREGORY, K. J. & LEWIN, J., (2014), *The Basics of Geomorphology: Key Concepts*, SAGE, 249 p.
- GRIVOT, F., (1954), Les vins de la côte chalonnaise, *L'Information Géographique*, vol. 18, n°1, p. 32-37.
- GROS, A.-C., (1959), Une station néolithique inédite : le Roc blanc à Aluze, *Mémoires de la Société d'histoire et d'archéologie de Chalon-sur-Saône*, vol. 35, p. 76-80.
- GROVE, A. T. & RACKHAM, O., (2003), *The Nature of Mediterranean Europe. An Ecological History*, Yale University Press, New Haven / Londres, 388 p.
- GUIGO, M., (1978), Le Val Parma : Essai de cartographie des potentialités d'érosion sur un bassin de l'Apennin septentrional, *Méditerranée*, vol. 33, n°3, p. 33-43.
- GUIGO, M., (1979), *Hydrologie et érosion dans l'Apennin septentrional* (Thèse de doctorat, Université d'Aix-en-Provence).
- GUO, Q., HAO, Y. & LIU, B., (2015), Rates of soil erosion in China: A study based on runoff plot data, *Catena*, vol. 124, p. 68-76.
- GYSSSELS, G., POESEN, J., BOCHET, E. & LI, Y., (2005), Impact of plant roots on the resistance of soils to erosion by water: a review, *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, vol. 29, n°2, p. 189-217.

H

- HAAS, J., RICHOSZ, I., TINNER, W. & WICK, L., (1998), Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps, *The Holocene*, vol. 8, n°3, p. 301-309.
- HAASE, P., (1977), Bibliographie analytique et critique des ouvrages traitant des vestiges lithiques d'origine agricole en Bourgogne, *L'architecture rurale en pierre sèche - Revue de l'architecture populaire et anonyme*, Tome 1, .
- HALL, D. G. M., REEVE, M. J., THOMASSON, A. J. & WRIGHT, V. F., (1977), *Water Retention, Porosity and Density of Field Soils*, Rothamsted Experimental Station, Harpenden, 75 p.
- HAMEL, P., CHAPLIN-KRAMER, R., SIM, S. & MUELLER, C., (2015), A new approach to modeling the sediment retention service (InVEST 3.0): Case study of the Cape Fear catchment, North Carolina, USA, *Science of The Total Environment*, vol. 524-525, p. 166-177.
- HARFOUCHE, R., (2017), Archéologie et histoire des maçonneries à pierres sèches, *In : Pierre sèche. Théorie et pratique d'un système traditionnel de construction*, Éditions Eyrolles, Paris, p. 8-31.
- HART, G. E., (1984), Erosion from simulated rainfall on mountain rangeland in Utah, *Journal of Soil and Water Conservation*, vol. 39, p. 330-334.
- HASS, H. C., (1996), Northern Europe climate variations during late Holocene: evidence from marine Skagerrak, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 123, n°1-4, p. 121-145.
- HECKMANN, T., CAVALLI, M., CERDAN, O., FOERSTER, S., JAVAUX, M., LODE, E., ... BRARDINONI, F., (2018), Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations, *Earth-Science Reviews*, vol. 187, p. 77-108.
- HECKMANN, T. & SCHWANGHART, W., (2013), Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment - Exploring sediment cascades using graph theory, *Geomorphology*, vol. 182, p. 89-103.
- HEIMSATH, A. M., E. DIETRICH, W., NISHIZUMI, K. & FINKEL, R. C., (1999), Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth, *Geomorphology*, vol. 27, n°1, p. 151-172.
- HEINEMANN, H. G., (1984), Reservoir trap efficiency, *In : R. F. HADLEY et D. E. WALLING (éd.), Erosion and sediment yield: some methods of measurement and modelling*, GeoBooks, Norwich, p. 201-218.
- HEIRI, O., LOTTER, A. & LEMCKE, G., (2001), Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results, *Journal of Paleolimnology*, vol. 25, p. 101-110.

- HERVIEU, B., MAYER, N., MULLER, P., PURSEIGLE, F. & REMY, J., (2010), *Les mondes agricoles en politique. De la fin des paysans au retour de la question agricole*, Presses de Sciences Po, Paris, 450 p.
- HEWAWASAM, T., VON BLANCKENBURG, F., SCHALLER, M. & KUBIK, P., (2003), Increase of human over natural erosion rates in tropical highlands constrained by cosmogenic nuclides, *Geology*, vol. 31, n°7, p. 597-600.
- HJULSTRÖM, F., (1935), Studies in the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris, *Bulletin of the Geological Institute University of Uppsala*, vol. 25, p. 221-527.
- HOFER, T., (1993), Himalayan Deforestation, Changing River Discharge, and Increasing Floods: Myth or Reality?, *Mountain Research and Development*, vol. 13, n°3, p. 213-233.
- HOFFMANN, T., THORNDYCRRAFT, V. R., BROWN, T., COULTHARD, T., DAMNATI, B., KALE, V., ... WALLING, D. E., (2010), Human impact on fluvial regimes and sediment flux during the Holocene: Review and future research agenda, *Global and Planetary Change*, vol. 72, p. 87-98.
- HOLZHAUSER, H., (2007), Holocene glacier fluctuations in the Swiss Alps, *In : Environnements et cultures à l'âge du Bronze en Europe occidentale*, Paris Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, p. 29-43.
- HOLZHAUSER, H., MAGNY, M. & ZUMBUÜHL, H. J., (2005), Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years, *The Holocene*, vol. 15, n°6, p. 789-801.
- HOOKE, J. M., (2006), Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region, *Geomorphology*, vol. 79, n°3, p. 311-335.
- HUDSON, N., (1995), *Soil Conservation*, Iowa State University Press, Ames (USA), 391 p.
- HUGHES, P., SULLIVAN, M. E. & YOK, D., (1991), Human Induced Erosion in a Highlands Catchment in Papua New Guinea: The Prehistoric and Contemporary Records, *Zeitschrift für Geomorphologie*, n°83, p. 227-239.

I

- IVES, J. D. & BARRY, R. G., (1974), *Arctic and Alpine Environments*, Routledge, Londres, 980 p.
- IVES, J. D. & MESSERLI, B., (1989), *The Himalayan Dilemma: Reconciling development and conservation*, Routledge, Chapman & Hall, New York, 302 p.

J

- JAILLETTE, P. & REDUZZI MEROLA, F., (2008), L'eau à usage agricole dans la législation romaine de l'époque tardive : du Code Théodosien au Code Justinien, *In : E. HERMON (éd.), Vers une gestion intégrée de l'eau dans l'Empire romain*, L'Erma Di Bretschneider, Rome, p. 229-241.

- JAKUBÍNSKÝ, J., PECHANEC, V., PROCHÁZKA, J. & CUDLÍN, P., (2019), Modelling of Soil Erosion and Accumulation in an Agricultural Landscape—A Comparison of Selected Approaches Applied at the Small Stream Basin Level in the Czech Republic, *Water*, vol. 11, n°3, p. 1-21.
- JAMSHIDI, R., DRAGOVICH, D. & WEBB, A. A., (2014), Distributed empirical algorithms to estimate catchment scale sediment connectivity and yield in a subtropical region, *Hydrological Processes*, vol. 28, p. 2671-2684.
- JANSSON, M., (1985), A comparison of detransformed logarithmic regressions and power function regressions, *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, vol. 67, n°1-2, p. 61-70.
- JANSSON, M. B., (2002), Determining sediment source areas in a tropical river basin, Costa Rica, *Catena*, vol. 47, p. 63-84.
- JOANNON, A., (2004), *Coordination spatiale des systèmes de culture pour la maîtrise de processus écologique. Cas du ruissellement érosif dans les bassins versants agricoles du Pays de Caux, Haute-Normandie* (Thèse de doctorat, Institut national agronomique Paris-Grignon).
- JOHNSON, C. W., SAVABI, M. R. & LOOMIS, S. A., (1984), Rangeland erosion measurements for the USLE, *Transactions of the ASAE*, vol. 27, p. 1313-1320.
- JOHNSON, I., (2004), Aoristic Analysis: Seeds of a New Approach to Mapping Archaeological Distributions through Time, In : *Enter the Past. The E-way into the four Dimensions of Cultural Heritage. CAA 03: Computer Applications and Quantitative Methods in Archaeology*, BAR Publishing, Vienne, vol. 1227, p. 448-452.
- JONES, J. A., SWANSON, F. J., WEMPLE, B. C. & SNYDER, K. U., (2000), Effects of Roads on Hydrology, Geomorphology, and Disturbance Patches in Stream Networks, *Conservation Biology*, vol. 14, n°1, p. 76-85.
- JONES, R., BENSON-EVANS, K. & CHAMBERS, F. M., (1985), Human influence upon sedimentation in Llangorse Lake, Wales, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 10, n°3, p. 227-235.
- JORDA, M. & PROVANSAL, M., (1990), Terrasses de culture et bilan érosif en région méditerranéenne. Le bassin-versant du Vallat de Monsieur (Basse-Provence), *Méditerranée*, vol. 71, n°3-4, p. 55-61.
- JOUFFROY-BAPICOT, I., (2010), *Evolution de la végétation du massif du Morvan (Bourgogne - France) depuis la dernière glaciation à partir de l'analyse pollinique. Variations climatiques et impact des activités anthropiques* (Thèse de doctorat, Université de Franche-Comté).
- JOUFFROY-BAPICOT, I., VANNIÈRE, B., GAUTHIER, É., RICHARD, H., MONNA, F. & PETIT, C., (2013), 7000 years of vegetation history and land-use changes in the Morvan Mountains (France): A regional synthesis, *The Holocene*, vol. 23, n°12, p. 1888-1902.
- JUNG, C., (2007), Le vignoble du deuxième âge du Fer et les aménagements agraires républicains, In : *Port Ariane (Lattes, Hérault): construction deltaïque et utilisation d'une zone humide lors des six derniers millénaires*, Association pour le développement de l'archéologie en Languedoc-Roussillon, Lattes, p. 439-459.

JUNG, C., POMAREDES, H., COMPAN, M., FIGUEIRAL, I., MARTIN, S., GINOUEZ, O. & TARDY, C., (2013), Pratiques culturelles et système agraire gallo-romain. L'exemple de la vallée de l'Hérault et du Biterrois (Hérault), *Revue archéologique de Narbonnaise*, vol. 46, p. 159-177.

K

KASPRZYK, M. & NOUVEL, P., (2011), Les mutations du réseau routier de la période laténienne au début de la période impériale : apport des données archéologiques récentes, *In : Aspects de la Romanisation dans l'Est de la Gaule*, Centre archéologie européen, Glux-en-Glenne, p. 21-42.

KAYET, N., PATHAK, K., CHAKRABARTY, A. & SAHOO, S., (2018), Evaluation of soil loss estimation using the RUSLE model and SCS-CN method in hillslope mining areas, *International Soil and Water Conservation Research*, vol. 6, n°1, p. 31-42.

KIM, J. B., SAUNDERS, P. & FINN, J. T., (2005), Rapid Assessment of Soil Erosion in the Rio Lempa Basin, Central America, Using the Universal Soil Loss Equation and Geographic Information Systems, *Environmental Management*, vol. 36, n°6, p. 872-885.

KINCAID, D. R., GARDNER, J. L. & SCHREIBER, H. A., (1963), Soil and vegetation parameters affecting infiltration under semiarid conditions, *Bulletin of International Association of Scientific Hydrology*, n°65, p. 440-453.

KINNELL, P. & RISSE, M., (1998), USLE-M: Empirical Modeling Rainfall Erosion through Runoff and Sediment Concentration, *Soil Science Society America Journal*, vol. 62, n°6, p. 1667-1672.

KIRCH, P. V., (1997), Microcosmic Histories. Island Perspectives on « Global » Change, *American Anthropologist*, vol. 99, n°1, p. 30-42.

KLEIN, M., (1984), Anti clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms: Holbeck catchment, Yorkshire, England, *Catena*, vol. 11, n°2-3, p. 251-257.

KOCH, R. W. & SMILLIE, G. M., (1986), Bias in Hydrologic Prediction Using Log-Transformed Regression Models, *Journal of the American Water Resources Association*, vol. 22, n°5, p. 717-723.

KOERNER, W., CINOTTI, B., JUSSY, J.-H. & BENOIT, M., (2000), Evolution des surfaces boisées en France depuis le début du XIXème siècle : identification et localisation des boisements des territoires agricoles abandonnés, *Revue forestière française*, vol. 52, n°3, p. 249-269.

KOSMAS, C., DANALATOS, N., CAMMERAAT, L. H., CHABART, M., DIAMANTOPOULOS, J., FARAND, R., ... VACCA, A., (1997), The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions, *Catena*, vol. 29, n°1, p. 45-59.

KOULI, M., SOUPIOU, P. & VALLIANATOS, F., (2009), Soil erosion prediction using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) in a GIS framework, Chania, Northwestern Crete, Greece, *Environmental Geology*, vol. 57, p. 483-497.

KOULOURI, M. & GIOURGA, C., (2007), Land abandonment and slope gradient as key factors of soil erosion in Mediterranean terraced lands, *Catena*, vol. 69, n°3, p. 274-281.

L

LACHIVER, M., (1988), *Vins, vignes et vigneron. Histoire du vignoble français*, Éditions Fayard, Paris, 714 p.

LAFLÉN, J. M. & MOLDENHAUER, W. C., (2003), *Pioneering soil erosion prediction: the USLE story*, World Association of Soil and Water Conservation, Beijing, 54 p.

LAGACHERIE, P., COULOUMA, G., ARIAGNO, P., VIRAT, P., BOIZARD, H. & RICHARD, G., (2006), Spatial variability of soil compaction over a vineyard region in relation with soils and cultivation operations, *Geoderma*, vol. 134, n°1-2, p. 207-216.

LAGUIONIE, P., (2006), *Mesures in situ et modélisation du transport des sédiments en rivière : application au bassin versant de la Vilaine* (Thèse de doctorat, Rennes 1).

LAINÉL, B., DUPUIS, E., DURAND, A., DUPONT, J.-P., HAUCHARD, E. & MASSEI, N., (2006), Erosion balance in the watershed of the western Paris Basin by high-frequency monitoring of discharge and suspended sediment in surface water, *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 338, p. 556-564.

LAINÉ, A., GAUTHIER, E., GARCIA, J.-P., PETIT, C., CRUZ, F. & RICHARD, H., (2010), A three-thousand-year history of vegetation and human impact in Burgundy (France) reconstructed from pollen and non-pollen palynomorphs analysis, *Comptes Rendus Biologies*, vol. 333, n°11-12, p. 850-857.

LAINÉ, A., GAUTHIER, É., PETIT, C. & RICHARD, H., (2009), Analyses préliminaires des pollens et des micro-fossiles non polliniques de trois zones humides en plaine bourguignonne, *In : F. THIRION, X. LEGRAIN et M. VECOLI (éd.), Prospectives en Paléontologie et Palynologie*, Association Paléontologique Française / Association des Palynologues de Langue Française, Lille, p. 54.

LAL, R., (1998), Soil Erosion Impact on Agronomic Productivity and Environment Quality, *Critical Reviews in Plant Sciences*, vol. 17, n°4, p. 319-464.

LAL, R., REICOSKY, D. C. & HANSON, J. D., (2007), Evolution of the plow over 10,000 years and the rationale for no-till farming, *Soil and Tillage Research*, vol. 93, n°1, p. 1-12.

LAMALLE, C., PETIT, F., KOCH, G., HURTGEN, C. & PISSART, A., (1989), Les transports en suspension et en solution dans la Burdinale, affluent principal de la Meuse, *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, vol. 25, p. 39-52.

LAMINE, C., (2017), *La fabrique sociale de l'écologisation de l'agriculture*, Éditions la Discussion, Marseille, 225 p.

LANDEMAINE, V., (2016), *Érosion des sols et transferts sédimentaires sur les bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris : analyse, quantification et modélisation à l'échelle pluriannuelle* (Thèse de doctorat, Université de Rouen Normandie).

- LANE, S. N., BROOKES, C. J., KIRKBY, M. J. & HOLDEN, J., (2004), A network-index-based version of TOPMODEL for use with high-resolution digital topographic data, *Hydrological Processes*, vol. 18, n°1, p. 191-201.
- LAROCHE, B., (2005), *Référentiel régional pédologique de Bourgogne à 1/250 000. Régions naturelles, pédopaysages et sols de la Saône-et-Loire*, Éditions Quæ, Versailles, 167 p.
- LARSEN, A., ROBIN, V., HECKMANN, T., FÜLLING, A., LARSEN, J. & BORK, H.-R., (2016), The influence of historic land-use changes on hillslope erosion and sediment redistribution, *The Holocene*, vol. 26, n°8, p. 1-14.
- LARUE, P., (1902), *Le travail du sol dans les vignes*, Narbonne, 192 p.
- LASANTA, T., ARNÁEZ, J., PASCUAL, N., RUIZ-FLAÑO, P., ERREA, M. P. & LANA-RENAULT, N., (2017), Space–time process and drivers of land abandonment in Europe, *Catena*, vol. 149, p. 810-823.
- LAURENT, R., (1957), *Les vigneronns de la Côte-d'Or au XIXe siècle*, Les Belles Lettres, Paris, 527 p.
- LE BISSONNAIS, Y. & LE SOUDER, C., (1995), Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion, *Étude et Gestion des Sols*, vol. 2, n°1, p. 43-56.
- LE BISSONNAIS, Y., THORETTE, J., BARDET, C. & DAROUSSIN, J., (2002), *L'érosion hydrique des sols en France* (Rapport INRA-IFEN), Rapport INRA-IFEN, Orléans, 106 p.
- LE ROY LADURIE, E., (2004), *Histoire humaine et comparée du climat. Canicules et glaciers XIIIe-XVIIIe siècles*, Fayard, Paris, 748 p.
- LEBEL, P., (1946, septembre 29), La vigne et le vin en Bourgogne au cours des siècles, *Le Bien Public*.
- LEFRANÇOIS, J., (2007), *Dynamiques et origines des matières en suspension sur de petits bassins versants agricoles sur schiste* (Thèse de doctorat, Université de Rennes 1).
- LEGOUY, F., (2006), La «renaissance» du vignoble des Hautes-Côtes de Beaune et des Hautes-Côtes de Nuits, *L'Information géographique*, vol. 70, n°4, p. 73-80.
- LEGOUY, F., (2014), La géohistoire de l'espace viticole français sur deux siècles (1808-2010) : plusieurs cycles viticoles décryptés, *EspacesTemps.net*.
- LEMIN, G., KOCH, G., HURTGEM, C. & PISSART, A., (1987), Les transports en suspension de la Meuse, l'Ourthe et la Hoëgne, *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, vol. 22-23, p. 39-61.
- LENEUF, N., (1995), Terroirs viticoles en Bourgogne, *Cahiers Nantais*, n°43, p. 21-40.
- LENEUF, N. & PUISSEUR, J.-J., (1976), Minéraux argileux et conditions paléocéologiques dans les dépôts quaternaires de versants, en Bourgogne, *Quaternaire*, vol. 13, n°3, p. 145-156.
- LENZI, M. A. & MARCHI, L., (2000), Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy), *Catena*, vol. 39, p. 267-282.

- LESPEZ, L., (2012), *Les temps de l'environnement et des paysages des systèmes fluviaux au cours de l'Holocène. Normandie, Grèce, Mali* (Habilitation à diriger des recherches), Université de Caen Normandie.
- LESPEZ, L., CADOR, J.-M., CARPENTIER, V., CLET-PELLERIN, M., GERMAINE, M.-A., GARNIER, E. & MARCIGNY, C., (2010a), Trajectoire des paysages des vallées normandes et gestion de l'eau, du Néolithique aux enjeux de la gestion contemporaine, *In : Paysage et environnement : de la reconstitution du passé aux modèles prospectifs*, Presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, p. 249-263.
- LESPEZ, L., CLET-PELLERIN, M., DAVIDSON, R., HERMIER, G., CARPENTIER, V. & CADOR, J.-M., (2010b), Middle to Late Holocene landscape changes and geoarchaeological implications in the marshes of the Dives estuary (NW France), *Quaternary International*, vol. 216, n°1-2, p. 23-40.
- 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*, vol. 98, n°1-2, p. 55-70.
- LESSCHEN, J. P., SCHOORL, J. M. & CAMMERAAT, L. H., (2009), Modelling runoff and erosion for a semi-arid catchment using a multi-scale approach based on hydrological connectivity, *Geomorphology*, vol. 109, n°3-4, p. 174-183.
- LEVADOUX, L., (1956), Les populations sauvage et cultivées de *Vitis vinifera* L., *Annales de l'amélioration des plantes*, vol. 6, p. 59-118.
- LEVAVASSEUR, F., (2012), *Structure du paysage et fonctionnement hydrologique : application aux réseaux de fossés en zone viticole méditerranéenne*. (Thèse de doctorat, Montpellier SupAgro).
- LEXARTZA-ARTZA, I. & WAINWRIGHT, J., (2009), Hydrological connectivity: Linking concepts with practical implications, *Catena*, vol. 79, n°2, p. 146-152.
- LINDSAY, J. B., (2016), The practice of DEM stream burning revisited, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 41, n°5, p. 658-668.
- LOPES, P. M. S., CORTEZ, N. & GOULÃO, J. N. P., (2002), Rainfall erosion in Cambisols from Central Portugal. Some statistical differences between wet and dry years, *In : J. L. RUBIO, R. P. C. MORGAN, S. ASINS et V. ANDREU (éd.), Proceedings of the third International Congress Man and Soil at the Third Millennium*, Geoforma Ediciones, Logroño (Espagne), p. 1291-1299.
- LÓPEZ TARAZÓN, J. A., (2011), *The sediment budget of a highly erodible catchment. The river Isábena (Ebro basin, central pyrennes)* (Thèse de doctorat, Université de Lleida).
- LÓPEZ-VICENTE, M., NADAL-ROMERO, E. & CAMMERAAT, E. L. H., (2017), Hydrological Connectivity Does Change Over 70 Years of Abandonment and Afforestation in the Spanish Pyrenees, *Land Degradation & Development*, vol. 28, n°4, p. 1298-1310.
- LÓPEZ-VICENTE, M., POESEN, J., NAVAS, A. & GASPAR, L., (2013), Predicting runoff and sediment connectivity and soil erosion by water for different land use scenarios in the Spanish Pre-Pyrenees, *Catena*, vol. 102, p. 62-73.

LUGINBÜHL, Y., (1984), LA «MONTAGNE»: un paysage de liberté pour le vignoble de Bourgogne, *L'Espace géographique*, vol. 13, n°1, p. 13-22.

LYNCH, J., CLARK, J. & STOCKS, B., (2004), Charcoal production, dispersal, and deposition from the Fort Providence experimental fire, *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 34, n°8, p. 1642-1656.

M

MAGNIEN, C., (2002), *Vignerons à Gevrey-Chambertin, 1847-1952*, Éditions Cléa, Dijon, 340 p.

MAGNY, M., (1993), Les fluctuations des lacs jurassiens et subalpins et l'histoire du climat au Moyen Âge, *Histoire & Mesure*, vol. 8, n°1-2, p. 5-17.

MAGNY, M., (2004), Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements, *Quaternary International*, vol. 113, n°1, p. 65-79.

MAGNY, M., MOUTHON, J. & RUFFALDI, P., (1995), Late holocene level fluctuations of the Lake Ilay in Jura, France: sediment and mollusc evidence and climatic implications, *Journal of Paleolimnology*, vol. 13, n°3, p. 219-229.

MANGERUD, J., ANDERSEN, S., BERGLUND, B. & DONNER, J., (1974), Quaternary Stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification, *Boreas*, vol. 3, n°3, p. 109-126.

MARESCOT, L., (2006), Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol, *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, vol. 90, n°1, p. 23-40.

MARGUERIE, D., BERNARD, V., BEGIN, Y. & TERRAL, J.-F., (2010), Dendroanthracologie, In : *La dendroécologie. Principes, méthodes et applications*, Presses de l'Université de Laval, Québec, p. 311-348.

MÄRKER, M., ANGELI, L., BOTTAI, L., COSTANTINI, R., FERRARI, R., INNOCENTI, L. & SICILIANO, G., (2008), Assessment of land degradation susceptibility by scenario analysis: A case study in Southern Tuscany, Italy, *Geomorphology*, vol. 93, n°1-2, p. 120-129.

MARSDEN, T. & SONNINO, R., (2008), Rural development and the regional state: Denying multifunctional agriculture in the UK, *Journal of Rural Studies*, vol. 24, n°4, p. 422-431.

MARTIN, B., (1996), *Les aléas naturels à Vars (Hautes-Alpes, France): le rôle des facteurs naturels et des facteurs anthropiques dans leur occurrence et leur évolution de 1800 à nos jours* (Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur Strasbourg 1).

MARTIN, B., (1998), La réhabilitation d'un ancien réseau de drainage comme moyen de lutte contre les mouvements de terrain à Vars (Hautes-Alpes, France), *Revue de Géographie Alpine*, vol. 86, n°1, p. 59-65.

- MASSEI, N., (2001), *Transport de particules en suspension dans l'aquifère crayeux karstique et à l'interface craie/alluvions* (Thèse de doctorat, Université de Rouen Normandie).
- MASUTTI, C., (2004), *Le Dust Bowl, la politique de conservation des ressources et les écologies aux Etats-Unis dans les années 1930* (Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur Strasbourg 1).
- MCCOOL, D. K., BROWN, L. C., FOSTER, G. R., MUTCHLER, C. K. & MEYER, L. D., (1987), Revised slope steepness factor for the universal soil loss equation, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, vol. 30, n°5, p. 1387-1396.
- MCGREGOR, K. C., BINGNER, R. L., BOWIE, A. J. & FOSTER, G. R., (1995), Erosivity Index Values for Northern Mississippi, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers (ASAE)*, vol. 38, n°4, p. 1039-1047.
- MCGUINNESS, J. L., HARROLD, L. L. & EDWARDS, W. M., (1971), Relation of rainfall energy and streamflow to sediment yield from small and large watersheds., *Journal of Soil and Water Conservation*, n°16, p. 233-235.
- MCISAAC, G. F., MITCHELL, J. K. & HIRSCHI, M. C., (1987), Slope gradient effects on soil loss from disturbed lands, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, vol. 30, n°4, p. 1005-1013.
- MCLEMAN, R. A., DUPRE, J., BERRANG-FORD, L., FORD, J., GAJEWSKI, K. & MARCHILDON, G., (2014), What we learned from the Dust Bowl: lessons in science, policy, and adaptation, *Population and Environment*, vol. 35, p. 417-440.
- MCLENNAN, S. M., (1993), Weathering and Global Denudation, *The Journal of Geology*, vol. 101, n°2, p. 295-303.
- MEERKERK, A. L., VAN WESEMAEL, B. & BELLIN, N., (2009), Application of connectivity theory to model the impact of terrace failure on runoff in semi-arid catchments, *Hydrological Processes*, vol. 23, n°19, p. 2792-2803.
- MEKONNEN, M., KEESSTRA, S. D., STROOSNIJDER, L., BAARTMAN, J. E. M. & MAROULIS, J., (2014), Soil Conservation Through Sediment Trapping: A Review, *Land Degradation & Development*, vol. 26, n°6, p. 544-556.
- MENDRAS, H., (1967), *La fin des paysans, innovations et changement dans l'agriculture française*, Futuribles, Paris, 364 p.
- MERIAUX, S., CHRETIEN, J., VERMI, P. & LENEUF, N., (1981), La Côte viticole. Ses sols et ses crus, *Bulletin scientifique de Bourgogne*, n°34, p. 17-40.
- MEROT, P., GASCUEL-ODOUX, C., WALTER, C., ZHANG, X. & MOLENAT, J., (1999), Influence du réseau de haies des paysages bocagers sur le cheminement de l'eau de surface, *Revue des sciences de l'eau*, vol. 12, n°1, p. 23-44.
- METAILIE, J.-P., (2006), La « dégradation des montagnes » au XIXe siècle dans les Pyrénées, In : C. BECK, Y. LUGINBÜHL et T. MUXART (éd.), *Temps et espaces des crises de l'environnement*, Éditions Quæ, Versailles, p. 191-210.

- MEYBECK, M., LAROCHE, L., DÜRR, H. H. & SYVITSKI, J. P. M., (2003), Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers, *Global and Planetary Change*, vol. 39, p. 65-93.
- MIALL, A. D., (1985), Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits, *Earth-Science Reviews*, vol. 22, n°4, p. 261-308.
- MIETTON, M., (1988), Les processus élémentaires d'érosion hydrique à l'échelle du versant, *In : Y. VEYRET (éd.), L'érosion entre nature et société*, Éditions Sedes, Paris, p. 57-68.
- MIETTON, M., DUMAS, D., HAMERLYNCK, O., KANE, A., COLY, A., DUVAİL, S., ... DADDAH, M., (2005), Le delta du fleuve Sénégal Une gestion de l'eau dans l'incertitude chronique, Arles, p. 321-336.
- MILDE, K. F., (1950), Roman contributions to the law of soil conservation, *Fordham Law Review*, vol. 19, n°2, p. 192-196.
- MOLNÁR, D. K. & JULIEN, P. Y., (1998), Estimation of upland erosion using GIS, *Computers & Geosciences*, vol. 24, n°2, p. 183-192.
- MOMMSEN, T., KRÜGER, P. & WATSON, A., (1998), *The Digest of Justinian*, University of Pennsylvania press, Philadelphia, 486 p.
- MONTGOMERY, D. R., (1994), Road surface drainage, channel initiation, and slope instability, *Water Resources Research*, vol. 30, n°6, p. 1925-1932.
- MONTGOMERY, D. R., (2007a), *Dirt: The Erosion of Civilizations*, University of California Press, Berkeley & Los Angeles, 295 p.
- MONTGOMERY, D. R., (2007b), Soil erosion and agricultural sustainability, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 104, n°33, p. 13268-13272.
- MORAND, F. & WICHEREK, S., (1987) Douze parcelles de mesure d'érosion sur un versant de la France des plaines : L'exemple de Cessières (1977-1983). *In : Processus et mesure de l'érosion*, Godard A. & Rapp A. (éd.), Éditions du CNRS, Paris, p. 271-290.
- MOREHEAD, M. D., SYVITSKI, J. P., HUTTON, E. W. H. & PECKHAM, S. D., (2003), Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins, *Global and Planetary Change*, vol. 39, p. 95-110.
- MORGAN, R. P. C., (2005), *Soil Erosion and Conservation*, Blackwell Publishing, Oxford, 304 p.
- MORINEAU, M., (1995), Le Paysan et la Terre. Agriculture et structure agraire à Genève au XVIIIe siècle, *Revue d'histoire moderne et contemporaine*, vol. 42, n°2, p. 331-333.
- MORINIAUX, V., (1999), Les Français face à l'enrésinement, XVIe-XXe siècles, *Annales de Géographie*, n°609-610, p. 660-663.
- MOSSA, J., (1996), Sediment dynamics in the lowermost Mississippi River, *Engineering Geology*, vol. 45, n°1-4, p. 457-479.
- MUNRO, R. N., DECKERS, J., HAILE, M., GROVE, A. T., POESEN, J. & NYSSSEN, J., (2008), Soil landscapes, land cover change and erosion features of the Central Plateau region of

Tigray, Ethiopia: Photo-monitoring with an interval of 30 years, *Catena*, vol. 75, n°1, p. 55-64.

MUNSELL COLOR, (1975), *Munsell Soil Color Charts*, Munsell Color Company, Baltimore.

MUSGRAVE, G. W., (1947), The quantitative evaluation of factors in water erosion, a first approximation, *Journal of Soil and Water Conservation*, vol. 2, p. 133-138.

MUSGRAVE, G. W., (1955), How Much of the Rain Enters the Soil?, In : *The Yearbook of Agriculture. Water*, United States Department of Agriculture, Washington D.C., p. 151-160.

MYERS, N., (1986), Environmental repercussions of deforestation in the Himalayas, *Journal of World Forest Management*, vol. 2, p. 63-72.

N

NAJAFI, S., DRAGOVICH, D., HECKMANN, T. & SADEGHI, S. H., (2021), Sediment Connectivity Concepts and Approaches, *Catena*, vol. 196, n°104880.

NAVRATIL, O., ESTEVES, M., LEGOUT, C., GRATIOT, N., NEMERY, J., WILLMORE, S. & GRANGEON, T., (2011), Global uncertainty analysis of suspended sediment monitoring using turbidimeter in a small mountainous river catchment, *Journal of Hydrology*, vol. 398, n°3-4, p. 246-259.

NEARING, M. A., ROMKENS, M. J. M., NORTON, STOTT, D. E., RHOTON, F. E., LAFLEN, J. M., ... SIMON, A., (2000), Measurements and Models of Soil Loss Rates, *Science*, vol. 290, n°5495, p. 1300-1301.

NEBOIT-GUILHOT, R., (1991), *L'homme et l'érosion. L'érosion des sols dans le monde*, Association des Publications de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Clermont-Ferrand, Clermont-Ferrand, 269 p.

NEBOIT-GUILHOT, R., (1999), Autour d'un concept d'érosion accélérée : l'homme, le temps et la morphogenèse, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 5, n°2, p. 159-172.

NEDERBRAGT, A. J. & THUROW, J. W., (2001), A 6000yr varve record of Holocene climate in Saanich Inlet, British Columbia, from digital sediment colour analysis of ODP Leg 169S cores, *Marine Geology*, vol. 174, n°1, p. 95-110.

NOTEBAERT, B., BERGER, J.-F. & BROCHIER, J. L., (2014), Characterization and quantification of Holocene colluvial and alluvial sediments in the Valdaine Region (southern France), *The Holocene*, vol. 24, n°10, p. 1320-1335.

NOTEBAERT, B., VERSTRAETEN, G., WARD, P., RENSSSEN, H. & VAN ROMPAEY, A., (2011), Modeling the sensitivity of sediment and water runoff dynamics to Holocene climate and land use changes at the catchment scale, *Geomorphology*, vol. 126, n°1-2, p. 18-31.

O

- O'CALLAGHAN, J. F. & MARK, D. M., (1984), The extraction of drainage networks from digital elevation data, *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*, vol. 28, n°3, p. 323-344.
- OLDFIELD, F., MAHER, B. A. & APPLEBY, P. G., (1989), Sediment source variations and lead-210 inventories in recent Potomac Estuary sediment cores, *Journal of Quaternary Science*, vol. 4, n°3, p. 189-200.
- OLIVE, L. J., OLLEY, J. M., MURRAY, A. S. & WALLBRINK, P. J., (1994), Spatial variation in suspended sediment transport in the Murrumbidgee River, New South Wales, Australia, *IAHS-AISH Publication*, vol. 224, p. 241-249.
- OLIVEIRA, P. T. S., ALVES SOBRINHO, T., BUCHALA BICCA RODRIGUES, D. & PANACHUKI, E., (2011), Erosion Risk Mapping Applied to Environmental Zoning, *Water Resources Management*, vol. 25, p. 1021-1036.
- OLIVEIRA, P. T. S., NEARING, M. A. & WENDLAND, E., (2015), Orders of magnitude increase in soil erosion associated with land use change from native to cultivated vegetation in a Brazilian savannah environment, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 40, n°11, p. 1524-1532.
- OMBREDANE, D., BARDONNET, A., BOLLIET, V., GAUDIN, P., MARMONIER, P. & ROUSSEL, J.-M., (2009), Effet du colmatage et de la désoxygénation des frayères sur les embryons de truite (*Salmo trutta*). 4ème rencontre de l'ichtyologie en France - RIF 2009, Paris.
- ONDE, H., (1964), Régimes saisonniers des précipitations dans le bassin helvétique du Rhône et ses marges, *Le Globe. Revue genevoise de géographie*, vol. Tome 104, n°1, p. 45-58.
- OWENS, P. N., BATALLA, R. J., COLLINS, A. J., GOMEZ, B., HICKS, D. M., HOROWITZ, A. J., ... TRUSTRUM, N. A., (2005), Fine-grained sediment in river systems: environmental significance and management issues, *River Research and Applications*, vol. 21, n°7, p. 693-717.

P

- PAGNEY, P., (1972), Remarques sur quelques aspects climatiques de la Bourgogne, *Revue Géographique de l'Est*, vol. Tome 12, n°2-3, p. 305-312.
- PANAGOS, P., BALLABIO, C., BORRELLI, P., MEUSBURGER, K., KLIK, A., ROUSSEVA, S., ... ALEWELL, C., (2015a), Rainfall erosivity in Europe, *Science of The Total Environment*, vol. 511, p. 801-814.
- PANAGOS, P., BORRELLI, P. & MEUSBURGER, K., (2015b), A New European Slope Length and Steepness Factor (LS-Factor) for Modeling Soil Erosion by Water, *Geosciences*, vol. 5, n°2, p. 117-126.

- PANAGOS, P., BORRELLI, P., MEUSBURGER, K., ALEWELL, C., LUGATO, E. & MONTANARELLA, L., (2015c), Estimating the soil erosion cover-management factor at the European scale, *Land Use Policy*, vol. 48, p. 38-50.
- PANAGOS, P., BORRELLI, P., MEUSBURGER, K., VAN DER ZANDEN, E. H., POESEN, J. & ALEWELL, C., (2015d), Modelling the effect of support practices (P-factor) on the reduction of soil erosion by water at European scale, *Environmental Science & Policy*, vol. 51, p. 23-34.
- PANAGOS, P., BORRELLI, P., POESEN, J., BALLABIO, C., LUGATO, E., MEUSBURGER, K., ... ALEWELL, C., (2015e), The new assessment of soil loss by water erosion in Europe, *Environmental Science & Policy*, vol. 54, p. 438-447.
- PANAGOS, P., MEUSBURGER, K., BALLABIO, C., BORRELLI, P. & ALEWELL, C., (2014), Soil erodibility in Europe: A high-resolution dataset based on LUCAS, *Science of The Total Environment*, vol. 479-480, p. 189-200.
- PAROISSIEN, J.-B., LAGACHERIE, P. & LE BISSONNAIS, Y., (2010), A regional-scale study of multi-decennial erosion of vineyard fields using vine-stock unearthing–burying measurements, *Catena*, vol. 82, p. 159-168.
- PARRAS-ALCÁNTARA, L., LOZANO-GARCÍA, B., KEESSTRA, S., CERDÀ, A. & BREVIK, E. C., (2016), Long-term effects of soil management on ecosystem services and soil loss estimation in olive grove top soils, *Science of The Total Environment*, vol. 571, p. 498-506.
- PASTERNAK, G. B., BRUSH, G. S. & HILGARTNER, W. B., (2001), Impact of historic land-use change on sediment delivery to a Chesapeake Bay subestuarine delta, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 26, n°4, p. 409-427.
- PAYETTE, S., DELWAIDE, A., SCHAFFHAUSER, A. & MAGNAN, G., (2012), Calculating long-term fire frequency at the stand scale from charcoal data, *Ecosphere*, vol. 3, n°7, p. 1-16.
- PEETERS, I., (2007), *Spatial modelling of sediment redistribution patterns on a millennial time scale* (Thèse de doctorat), Université catholique de Louvain.
- PENVEN, M.-J. & MUXART, T., (1995), Le drainage agricole : un rôle fondamental dans les transferts d'eau et de matière. L'exemple du plateau briard, *Annales de géographie*, vol. 104, n°581, p. 88-104.
- PERZYNA, G., (2016), *Manuel des opérations. Jaugeage à gué au moulinet hydrométrique*, Centre pour les énergies renouvelables et l'efficacité énergétique de la CEDEAO, Praia (Cap-Vert), 58 p.
- PETERS, M. & HIGUERA, P., (2007), Quantifying the source area of macroscopic charcoal with a particle dispersal model, *Quaternary Research*, vol. 67, n°2, p. 304-310.
- PETIT, C., (1993), *Un bassin d'avant-pays de type péliculaire : la Bresse au plio-pléistocène* (Thèse de doctorat), Université de Bourgogne.
- PIC, J., FRESSARD, M., COSSART, É. & CARLUER, N., (2022), Drainage network analysis to comprehend structural sediment (dis)connectivity in wine-growing Beaujolais (France), *Geocarto International*, p. 1-16.

- PIHAN, J., (1978), Risques climatiques d'érosion hydrique des sols en France, Colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen, 20-23 septembre, Université Strasbourg 1 et INRA, Strasbourg/Colmar, p. 13-18.
- PIMENTEL, D. & BURGESS, M., (2013), Soil Erosion Threatens Food Production, *Agriculture*, vol. 3, n°3, p. 443-463.
- PIMENTEL, D., HARVEY, C., RESOSUDARMO, P., SINCLAIR, K., KURZ, D., MCNAIR, M., ... BLAIR, R., (1995), Environmental and Economic Costs of Soil Erosion and Conservation Benefits, *Science*, vol. 267, n°5201, p. 1117-1123.
- PINAY, G., GASCUEL, C., ALAIN, M., SOUCHON, Y., LE MOAL, M., LEVAIN, A., ... SOUCHU, P., (2018), *L'eutrophisation: manifestations, causes, conséquences et prédictibilité*, Éditions Quae, Versailles, 178 p.
- PITTE, J.-R., (2005), *Bordeaux-Bourgogne, les passions rivales*, Hachette Littératures, Paris, 250 p.
- POESEN, J. & INGELMO-SANCHEZ, F., (1992), Runoff and sediment yield from topsoils with different porosity as affected by rock fragment cover and position, *Catena*, vol. 19, n°5, p. 451-474.
- POESEN, J. W., TORRI, D. & BUNTE, K., (1994), Effects of rock fragments on soil erosion by water at different spatial scales: a review, *Catena*, vol. 23, n°1-2, p. 141-166.
- PONT, D., SIMONNET, J.-P. & WALTER, A. V., (2002), Medium-term Changes in Suspended Sediment Delivery to the Ocean: Consequences of Catchment Heterogeneity and River Management (Rhône River, France), *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 54, n°1, p. 1-18.
- POUGET, R., (1990), Histoire de la lutte contre le phylloxera de la vigne en France, *Histoire de La Lutte Contre Le Phylloxera de La Vigne En France*, p. 1-168.
- POUX, M., BRUN, J.-P. & HERVE-MONTEIL, M.-L., (2011), *La vigne et le vin dans les Trois Gaules*, CNRS Éditions, Paris, 285 p.
- PRICE, M. F. (éd.), (1981), *Mountain Geography: Physical and Human Dimensions*, University of California Press, Oakland, 400 p.
- PROST, B. & VANDENBROUCKE, M., (1981), Le devenir des coteaux en pente accentuée : l'exemple du secteur viticole remembré de Château-Chalon, *Géocarrefour*, vol. 56, n°4, p. 447-461.
- PUCKETT, W. E., DANE, J. H. & HAJEK, B. F., (1985), Physical and Mineralogical Data to Determine Soil Hydraulic Properties, *Soil Science Society of America Journal*, vol. 49, n°4, p. 831-836.
- PUMAIN, D. & SAINT-JULIEN, T., (2007), *Analyse spatiale : les localisations*, Armand Colin, Paris, 192 p.
- PURDUE, L., (2011), *Dynamique des paysages agraires et gestion de l'eau dans le bassin semi-désertique de Phoenix (Arizona) de la Préhistoire à l'époque moderne* (Thèse de doctorat, Université de Nice Sophia Antipolis).

Q

QUIQUEREZ, A., GARCIA, J.-P. & FOLLAIN, S., (2018), Évolution et transformation des sols viticoles en lien avec l'évolution et la dynamique des paysages et parcellaires viticoles, *Revue des œnologues et des techniques vitivinicoles et œnologiques*, n°169, p. 29-31.

R

RACKHAM, O., (1996), Ecology and pseudo-ecology: the example of ancient Greece, *In* : G. SHIPLEY et J. SALMON (éd.), *Human Landscapes in Classical Antiquity*, Routledge, Londres, 1^{er} éd., p. 16-43.

RACLOS, D., (2021), *Érosion hydrique des sols en Méditerranée* (Mémoire d'habilitation à diriger des recherches), Université de Montpellier.

RAMADE, F., (2002), *Dictionnaire encyclopédique de l'écologie et des sciences de l'environnement*, Éditions Dunod, Paris, 1100 p.

RANZI, R., LE, T. H. & RULLI, M. C., (2012), A RUSLE approach to model suspended sediment load in the Lo river (Vietnam): Effects of reservoirs and land use changes, *Journal of Hydrology*, n°422-423, p. 17-29.

RAT, P., (1953), *Observations sur la solifluxion dans les dépôts de pente du Châtillonnais* (Compte-rendu), *Compte-rendu, XIVème Congrès de l'Association bourguignonne des sociétés savantes*, Dijon, 4 p.

RAT, P., (1974), Le système Bourgogne-Morvan-Bresse, articulation entre le Bassin parisien et le domaine préalpin, *In* : *Géologie de la France. Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays*, Éditions Doin, Paris vol. 1-2, vol. 2, p. 480-500.

RATCLIFFE, J. H., (2000), Aoristic analysis: the spatial interpretation of unspecific temporal events, *International Journal of Geographical Information Science*, vol. 14, n°7, p. 669-679.

RAWLS, W. J., BRAKENSIEK, D. L. & SAXTON, K. E., (1982), Estimation of Soil Water Properties, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers (ASAE)*, vol. 25, n°5, p. 1316-1320 & 1328.

REALE, O. & DIRMEYER, P., (2000), Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman Classical Period: Part I: Climate history and model sensitivity, *Global and Planetary Change*, vol. 25, n°3, p. 163-184.

REBOURG, A., (1993), *Carte archéologique de la Gaule 71-1 : Autun*, Éditions de la Maison des sciences de l'homme, Paris, 238 p.

REBOURG, A., (1994), *Carte archéologique de la Gaule 71-3 : Saône-et-Loire*, Éditions de la Maison des sciences de l'homme, Paris, 276 p.

REIMER, P. J., AUSTIN, W. E. N., BARD, E., BAYLISS, A., BLACKWELL, P. G., RAMSEY, C. B., ... TALAMO, S., (2020), The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP), *Radiocarbon*, vol. 62, n°4, p. 725-757.

- RENARD, D., BIRK, J. J., ZANGERLÉ, A., LAVELLE, P., GLASER, B., BLATRIX, R. & MCKEY, D., (2013), Ancient human agricultural practices can promote activities of contemporary non-human soil ecosystem engineers: A case study in coastal savannas of French Guiana, *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 62, p. 46-56.
- RENARD, K. G., FOSTER, G. R., WEESIES, G. A., MCCOOL, D. K. & YODER, D. C., (1997), *Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning With the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*, United States Government Printing, Washington DC, 407 p.
- RENARD, K. G., FOSTER, G. R., WEESIES, G. A. & PORTER, J. P., (1991), Rusle - revised universal soil loss equation, *Journal of Soil and Water Conservation*, vol. 46, n°1, p. 30-33.
- RENARD, K. G., FOSTER, G. R., YODER, D. C. & MCCOOL, D. K., (1994), RUSLE revisited: Status, questions, answers, and the future, *Journal of Soil and Water Conservation*, vol. 49, n°3, p. 213-220.
- RESTREPO, J. & KJERFVE, B., (2000), Magdalena river: interannual variability (1975–1995) and revised water discharge and sediment load estimates, *Journal of Hydrology*, vol. 235, p. 137-149.
- REULIER, R., (2015), *Impact de la structure paysagère sur les dynamiques spatiales des transferts hydro-sédimentaires : approche par simulation multi-agents* (Thèse de doctorat, Université de Caen Normandie).
- REULIER, R., DELAHAYE, D., CAILLAULT, S., VIEL, V., DOUVINET, J. & BENSALD, A., (2016), Mesurer l'impact des entités linéaires paysagères sur les dynamiques spatiales du ruissellement : une approche par simulation multi-agents, *Cybergeo : European Journal of Geography*, n°788, .
- REULIER, R., DELAHAYE, D. & VIEL, V., (2019), Agricultural landscape evolution and structural connectivity to the river for matter flux, a multi-agents simulation approach, *Catena*, vol. 174, p. 524-535.
- REULIER, R., DELAHAYE, D., VIEL, V. & DAVIDSON, R., (2017), Connectivité hydro-sédimentaire dans un petit bassin versant agricole du nord-ouest de la France : de l'expertise de terrain à la modélisation par Système Multi-Agent, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 23, n°4, p. 327-340.
- REVEL, J.-C. & ROUAUD, M., (1985), Mécanismes et importance des remaniements dans le Terrefort toulousain (Bassin aquitain, France), *Pédologie*, vol. 35, n°2, p. 171-189.
- REVEL, N. M. T. K., RANASIRI, L. P. G. R., RATHNAYAKE, R. M. C. R. K. & PATHIRANA, K. P. P., (2013), Estimation of Sediment Trap Efficiency in Reservoirs - An Experimental Study, *European International Journal of Science and Technology*, vol. 2, n°10, p. 134-146.
- RICHARD, H., (1996), Nouvelles données polliniques en Bresse : le marais de La Peupleraie à Le Miroir (Saône-et-Loire, France), *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, vol. 323, p. 531-538.
- RICHARD, H., (1999), La palynologie, *In : La botanique*, Paris Éditions Errance, p. 9-42.

- RODRIGO COMINO, J., QUIQUEREZ, A., FOLLAIN, S., RACLOT, D., LE BISSONNAIS, Y., CASALÍ, J., ... RIES, J. B., (2016), Soil erosion in sloping vineyards assessed by using botanical indicators and sediment collectors in the Ruwer-Mosel valley, *Agriculture, Ecosystems & Environment*, vol. 233, p. 158-170.
- RODRIGO-COMINO, J., (2018), Five decades of soil erosion research in “terroir”. The State-of-the-Art, *Earth-Science Reviews*, vol. 179, p. 436-447.
- RODRIGO-COMINO, J., BREVIK, E. C. & CERDÀ, A., (2018a), The age of vines as a controlling factor of soil erosion processes in Mediterranean vineyards, *Science of The Total Environment*, vol. 616-617, p. 1163-1173.
- RODRIGO-COMINO, J., DAVIS, J., KEESSTRA, S. D. & CERDÀ, A., (2018b), Updated Measurements in Vineyards Improves Accuracy of Soil Erosion Rates, *Agronomy Journal*, vol. 110, n°1, p. 411-417.
- RODRÍGUEZ-BLANCO, M. L., TABOADA-CASTRO, M. M., PALLEIRO, L. & TABOADA-CASTRO, M. T., (2010a), Temporal changes in suspended sediment transport in an Atlantic catchment, NW Spain, *Geomorphology*, vol. 123, n°1-2, p. 181-188.
- RODRÍGUEZ-BLANCO, M. L., TABOADA-CASTRO, M. M. & TABOADA-CASTRO, M. T., (2010b), Factors controlling hydro-sedimentary response during runoff events in a rural catchment in the humid Spanish zone, *Catena*, vol. 82, p. 206-217.
- ROELS, J. M., (1984), Flow resistance in concentrated overland flow on rough slope surfaces, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 9, n°6, p. 541-551.
- ROOSE, E., (1985), Impact du défrichement sur la dégradation des sols tropicaux, *Machinisme Agricole Tropical*, n°87, p. 24-36.
- ROOSE, E., (1999), *Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES)*, FAO, Rome, 420 p.
- ROUDIE, P., (1978), Le rôle des techniques dans l'évolution des paysages viticoles d'Europe occidentale, *Geographia Polonica*, vol. 38, p. 253-256.
- ROUPNEL, G., (1932), *Histoire de la campagne française*, Éditions Grasset & Fasquelle, Paris, 431 p.
- ROUVELLAC, É., (2013), *Le terroir, essai d'une réflexion géographique à travers la viticulture* (Habilitation à diriger des recherches, Université de Limoges).

S

- SALANOVA, L., DUCREUX, F., ARGANT, A., CONVERTINI, F., GROS, O., GROS, A.-C., ... VIRLOGEUX, Y., (2005), L'habitat campaniforme de La Noue à Saint-Marcel (Saône-et-Loire) : Eléments de définition du groupe bourguignon-jurassien, *Gallia Préhistoire*, vol. 47, p. 33-146.
- SALOMON, F., (2013), *Géoarchéologie du delta du Tibre : Evolution géomorphologique holocène et contraintes hydrosédimentaires dans le système Ostie– Portus* (Thèse de doctorat, Université de Lyon 2).

- SALOMON, J.-N., (2009), Le déclin de la civilisation classique Maya : explications, *Les Cahiers d'Outre-Mer*, n°246, p. 143-173.
- SAUZET, R., (2017), *La pluralité scientifique en action - le cas du LabEx IMU* (Thèse de doctorat, Université de Lyon).
- SAXTON, K. E. & RAWLS, W. J., (2006), Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions, *Soil Science Society of America Journal*, vol. 70, n°5, p. 1569-1578.
- SAXTON, K. E., RAWLS, W. J., ROMBERGER, J. S. & PAPENDICK, R. I., (1986), Estimating Generalized Soil-water Characteristics from Texture, *Soil Science Society of America Journal*, vol. 50, n°4, p. 1031-1036.
- SCHMIDT, S., ALEWELL, C. & MEUSBURGER, K., (2018), Mapping spatio-temporal dynamics of the cover and management factor (C-factor) for grasslands in Switzerland, *Remote Sensing of Environment*, vol. 211, p. 89-104.
- SCHMITT, R. J. P., BIZZI, S. & CASTELLETTI, A., (2016), Tracking multiple sediment cascades at the river network scale identifies controls and emerging patterns of sediment connectivity, *Water Resources Research*, vol. 52, n°5, p. 3941-3965.
- SCHOENEBERGER, P. J., WYSOCKI, D. A. & BENHAM, E. C., (2012), *Field Book for Describing and Sampling Soils*, USDA-Natural Resources Conservation Service-National Soil Survey Center, Lincoln (Nebraska), 298 p.
- SCHUMM, S. A., (1977), *The Fluvial System*, Wiley, New York, 338 p.
- SCHUMM, S. A., (2005), *River Variability and Complexity*, Cambridge University Press, Cambridge, 219 p.
- SCHWEINGRUBER, F. H., (1990), *Anatomy of European wood: an atlas for the identification of European trees, shrubs and dwarf shrubs*, Paul Haupt, Bern, 800 p.
- SEEGER, M., ERREA, M. P., BEGUERÍA, S., ARNÁEZ, J., MARTI, C. & GARCÍA-RUIZ, J. M., (2004), Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factor for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrenees, *Journal of Hydrology*, vol. 288, p. 299-311.
- SHARP, R., DOUGLASS, J., WOLNY, S., ARKEMA, K., BERNHARDT, J., BIERBOWER, W., ... WYATT, K., (2020), InVEST 3.9.0. User's Guide. The Natural Capital Project, *In : InVEST 3.9.0. User's Guide. The Natural Capital Project*, The Natural Capital Project, Stanford University, University of Minnesota, The Nature Conservancy et World Wildlife Fund, Stanford (USA), p. 137-153.
- SHEFFIELD, A. T., HEALY, T. R. & MCGLONE, M. S., (1995), Infilling Rates of a Steepland Catchment Estuary, Whangamata, New Zealand, *Journal of Coastal Research*, vol. 11, n°4, p. 1294-1308.
- SHIRAZI, M. A., BOERSMA, L. & HART, J. W., (1988), A Unifying Quantitative Analysis of Soil Texture: Improvement of Precision and Extension of Scale, *Soil Science Society of America Journal*, vol. 52, n°1, p. 181-190.

- SHIRAZI, M., BOERSMA, L. & JOHNSON, C., (2001), Particle-size distributions: Comparing texture systems, adding rock, and predicting soil properties, *Soil Science Society of America Journal*, vol. 65, n°2, p. 300-310.
- SHIT, P. K., NANDI, A. S. & BHUNIA, G. S., (2015), Soil erosion risk mapping using RUSLE model on jhargram sub-division at West Bengal in India, *Modeling Earth Systems and Environment*, vol. 1, n°28, p. 1-12.
- SIGALES, (2007), *Les terroirs de l'aire d'appellation Mercurey* (Rapport général), Rapport général, Union des producteurs de Mercurey, 64 p.
- SIMANTON, J. R., OSBORN, H. B. & RENARD, K. G., (1980), Application of the USLE to Southwestern Rangelands., *Hydrology and Water Resources in Arizona and the Southwest*.
- SLAYMAKER, O., (1977), Estimation of sediment yield in temperate alpine environments, *In : Proceedings of the Paris Symposium*, International Association of Hydrological Sciences, Paris (France)vol. Publication n°122, p. 109-117.
- SLAYMAKER, O. & SPENCER, T., (1998), *Physical Geography and Global Environmental Change*, Addison Wesley Longman, Harlow (Angleterre), 292 p.
- SMADJA, J., (1995), Sur une dégradation annoncée des milieux népalais : initiatives villageoises pour remplacer les ressources forestières, *Natures Sciences Sociétés*, vol. 3, n°3, p. 190-204.
- SMETTEM, K. R. J. & BRISTOW, K. L., (1999), Obtaining soil hydraulic properties for water balance and leaching models from survey data. 2. Hydraulic conductivity, *Australian Journal of Agricultural Research*, vol. 50, n°7, p. 1259-1262.
- SMITH, D. D., (1941), Interpretation of soil conservation data for field use, *Agricultural Engineering*, vol. 22, p. 173-175.
- SMITH, D. D. & WHITT, D. M., (1948), Evaluating soil losses from field areas, *Agricultural Engineering*, vol. 29, p. 394-396.
- SOGON, S., (1999), *Erosion des sols cultivés et transport des matières en suspension dans un bassin versant de Brie : application des traceurs radioactifs naturels et magnétiques* (Thèse de doctorat, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne).
- SONG, C., WOODCOCK, C. E., SETO, K. C., PAX LENNEY, M. & MACOMBER, S. A., (2001), Classification and Change Detection Using Landsat TM Data: When and How to Correct Atmospheric Effects?, *Remote Sensing of Environment*, vol. 75, n°2, p. 230-244.
- SOUCHÈRE, V., CERDAN, O., LUDWIG, B., LE BISSONNAIS, Y., COUTURIER, A. & PAPY, F., (2003), Modelling ephemeral gully erosion in small cultivated catchments, *Catena*, vol. 50, n°2-4, p. 489-505.
- SOUCHÈRE, V., KING, D., DAROUSSIN, J., PAPY, F. & CAPILLON, A., (1998), Effects of tillage on runoff directions: consequences on runoff contributing area within agricultural catchments, *Journal of Hydrology*, vol. 206, n°3-4, p. 256-267.

- SPAETH, K. E., PIERSON, F. B., WELTZ, M. A. & BLACKBURN, W. H., (2003), Evaluation of USLE and RUSLE estimated soil loss on rangeland, *Journal of Range Management*, vol. 56, p. 234-246.
- STOUVENOT, C., BEAUCHENE, J., BONNISSANT, D. & OBERLIN, C., (2013), Datations radiocarbone et « effet vieux bois » dans l'arc antillais : état de la question. 25^e Congrès international d'archéologie de la Caraïbe, San Juan (Porto Rico), p. 459-494.
- SUMMER, R. M., (1982), Field and laboratory studies on alpine soil erodibility, southern Rocky Mountains, Colorado, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 7, n°3, p. 253-266.
- SUNDBORG, A., (1986), *Problèmes d'érosion, transport solides et sédimentation dans les bassins versants. Projet 5.3 du Programme hydrologique international*, UNESCO, Paris, 161 p.

T

- TABEAUD, M. & METZGER, A., (2017), Alexandre HOGUE : peintre du « *dust bowl* », *Physio-Géo*, vol. 11, p. 93-106.
- TALON, B., PAYETTE, S., FILION, L. & DELWAIDE, A., (2005), Reconstruction of the long-term fire history of an old-growth deciduous forest in Southern Québec, Canada, from charred wood in mineral soils, *Quaternary Research*, vol. 64, n°1, p. 36-43.
- TARBOTON, D. G., (1997), A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models, *Water Resources Research*, vol. 33, n°2, p. 309-319.
- TAROLLI, P., PRETI, F. & ROMANO, N., (2014), Terraced landscapes: From an old best practice to a potential hazard for soil degradation due to land abandonment, *Anthropocene*, vol. 6, p. 10-25.
- THERY-PARISOT, I., (2001), *Économie des combustibles au Paléolithique. Expérimentation, taphonomie, anthracologie*, CNRS Éditions, Paris, 195 p.
- THEVENOT, J.-P., (1961), Le tumulus 1 de Vertempierre à Chagny (Saône-et-Loire), *Revue archéologique de l'Est*, vol. 12, p. 164-169.
- THEVENOT, J.-P., (1978), Fouilles et monuments archéologiques en France métropolitaine. Circonscription de Bourgogne, *Gallia Préhistoire*, vol. 21, n°2, p. 573-604.
- THEVENOT, J.-P., (2005), *Le Camp de Chassey (Chassey-le-Camp, Saône-et-Loire). Les niveaux néolithiques du camp de La Redoute, Le camp de Chassey (Chassey-le-Camp, Saône-et-Loire): Les niveaux néolithiques du rempart de « la Redoute »*, ARTEHIS Éditions, Dijon, 464 p.
- THOLLET, F., COZ, J., ANTOINE, G., FRANÇOIS, P., SAGUINTAAH, L., LAUNAY, M. & CAMENEN, B., (2013), Influence de la granulométrie des particules sur la mesure par turbidimétrie des flux de matières en suspension dans les cours d'eau, *La Houille Blanche*, n°4, p. 50-56.

- THOMAS, R. B., (1985), Estimating Total Suspended Sediment Yield With Probability Sampling, *Water Resources Research*, vol. 21, n°9, p. 1381-1388.
- THOMPSON, C. J., TAKKEN, I. & CROKE, J., (2008), Hydrological and sedimentological connectivity of unsealed roads, *In : Proceedings of the Christchurch Symposium*, International Association of Hydrological Sciences, Christchurch (Nouvelle-Zélande)vol. Publication n°325, p. 524-531.
- THOMPSON, M. P., (1987), *Statistical modelling of sediment concentration* (Mémoire de Master, University of British Columbia, Vancouver).
- THOMPSON, R. & MORTON, D. J., (1979), Magnetic susceptibility and particle-size distribution in Recent sediments of the Loch Lomond drainage basin, Scotland, *Journal of Sedimentary Research*, vol. 49, n°3, p. 801-811.
- THORNTHWAITE, C. W., (1948), An approach toward a rational classification of climate, *Geographical Review*, vol. 38, n°1, p. 55-94.
- TIFFOU, J., (2009), *Commenter la carte topographique aux examens et concours*, Armand Colin, Paris, 192 p.
- TORTRAT, F., (2005), *Modélisation orientée décision des processus de transfert par ruissellement et subsurface des herbicides dans les bassins versants agricoles*. (Thèse de doctorat, Agrocampus Rennes).
- TORTRAT, F., AUROUSSEAU, P., SQUIVIDANT, H., GASCUEL, C. & CORDIER, M. O., (2003), Modèle numérique d'altitude (MNA) et spatialisation des transferts de surface : utilisation de structures d'arbres reliant les exutoires de parcelles et leurs surfaces contributives, *Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie et de Télédétection*, n°172, p. 128-136.
- TRIMBLE, S. W., (1974), *Man-induced soil erosion on the southern Piedmont, 1700-1970*, Soil Conservation Society of America, Ankeny (Iowa, États-Unis), 70 p.
- TRIMBLE, S. W., (1983), A sediment budget for Coon Creek basin in the Driftless Area, Wisconsin, 1853-1977, *American Journal of Science*, vol. 283, n°5, p. 454-474.
- TRIMBLE, S. W. & LUND, S. W., (1982), *Soil conservation and the reduction of erosion and sedimentation in the Coon Creek Basin, Wisconsin*, United States Government Publishing Office, Washington, 35 p.

U

- UDDEN, J. A., (1914), Mechanical composition of clastic sediments, *GSA Bulletin*, vol. 25, n°1, p. 655-744.
- USDA, (2013), *Revised Universal Soil Loss Equation Version 2 (RUSLE2)*, USDA-Agricultural Research Service, Washington D.C., 330 p.
- USDA, (2014), Rainfall Intensity Summarization Tool (RIST), *United States Department of Agriculture*.

V

- VAN ASCH, T. W. J., (1980), *Water erosion on slopes and landsliding in a mediterranean landscape*, Geografisch Instituut, Utrecht, 238 p.
- VAN DER KNIJFF, J. M., JONES, R. J. A. & MONTANARELLA, L., (1999), *Soil Erosion Risk Assessment in Italy* (Office for Official Publications of the European Communities n° EUR 19022 EN), Office for Official Publications of the European Communities, European Soil Bureau, Luxembourg, 54 p.
- VAN DER KNIJFF, J. M., JONES, R. J. A. & MONTANARELLA, L., (2000), *Soil Erosion Risk Assessment in Europe* (Office for Official Publications of the European Communities n° EUR 19044 EN), Office for Official Publications of the European Communities, European Soil Bureau, Luxembourg, 34 p.
- VAN DER LEEUW, S. E., (2005), Climate, hydrology, land use, and environmental degradation in the lower Rhone Valley during the Roman period, *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 337, n°1, p. 9-27.
- VAN DIJCK, S. J. E. & VAN ASCH, T. W. J., (2002), Compaction of loamy soils due to tractor traffic in vineyards and orchards and its effect on infiltration in southern France, *Soil & Tillage Research*, vol. 63, n°3-4, p. 141-153.
- VAN ROMPAEY, A. J. J., VERSTRAETEN, G., VAN OOST, K., GOVERS, G. & POESEN, J., (2001), Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 26, n°11, p. 1221-1236.
- VAN DELDEN, A., (2001), The synoptic setting of thunderstorms in western Europe, *Atmospheric Research*, vol. 56, n°1-4, p. 89-110.
- VANDERMEER, J. H., (2009), *The Ecology of Agroecosystems*, Jones & Bartlett Publishers, Sudbury, MA, USA, 405 p.
- VANNIÈRE, B., BLARQUEZ, O., RIUS, D., DOYEN, E., BRÜCHER, T., COLOMBAROLI, D., ... OLOFSSON, J., (2016), 7000-year human legacy of elevation-dependent European fire regimes, *Quaternary Science Reviews*, vol. 132, p. 206-212.
- VANNIERE, B., BOSSUET, G. & GAUTHIER, É., (2000), Susceptibilité magnétique et indices polliniques, marqueurs de l'impact anthropique et de la dynamique fluviale dans la basse vallée du Doubs (Jura, France) entre le I^{er} et le VIII^e siècles après J.-C., *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences*, vol. 331, p. 203-210.
- VANNIERE, B. & LAGGOUN-DEFARGE, F., (2002), Première contribution à l'étude des évolutions paléohydrologiques et à l'histoire des feux en Champagne berrichonne durant l'Holocène. Le cas du "Marais du Grand-Chaumet" (Indre, France), *In : Les fleuves ont une histoire : paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*, Éditions Errance, Paris, p. 101-124.
- VANNIERE, B. & MARTINEAU, R., (2005), Histoire des feux et pratiques agraires du Néolithique à l'âge du Fer en région Centre : implications territoriales, démographiques et environnementales, *Gallia Préhistoire*, vol. 47, p. 167-186.

- VERAGUE, J. & JAUFFRET, D., (1986), *Étude quantitative du transport en suspension de deux cours d'eau en milieu granitique tempéré océanique* (Rapports scientifiques et techniques n° 3), Rapports scientifiques et techniques, Centre de géomorphologie du CNRS, Caen.
- VERHEIJEN, F. G. A., JONES, R. J. A., RICKSON, R. J. & SMITH, C. J., (2009), Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe, *Earth-Science Reviews*, vol. 94, n°1, p. 23-38.
- VERNET, J.-L., OGHEREAU, P., FIGUEIRAL, I., MACHADO YANES, C. & UZQUIANO, P., (2001), *Guide d'identification des charbons de bois préhistoriques et récents. Sud-ouest de l'Europe : France, Péninsule ibérique et Iles Canaries*, CNRS Editions, Paris, 395 p.
- VERNOU, C., (2009), La viticulture, *In : Carte archéologique de la Gaule 21-1 : La Côte-d'Or (Alésia)*, Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, Paris, p. 265-266.
- VERSTRAETEN, G. & POESEN, J., (2000), Estimating trap efficiency of small reservoirs and ponds: methods and implications for the assessment of sediment yield, *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, vol. 24, n°2, p. 219-251.
- VERSTRAETEN, G. & POESEN, J., (2001), Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate, *Geomorphology*, vol. 40, n°1-2, p. 123-144.
- VIEL, V., (2012), *Analyse spatiale et temporelle des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes normands. Exemple du bassin versant de la Seulles* (Thèse de doctorat, Université de Caen Normandie).
- 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 3 petits bassins versants bas-normands, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 20, n°2, p. 175-188.
- VIGIAK, O., BORSELLI, L., NEWHAM, L. T. H., MCINNIS, J. & ROBERTS, A. M., (2012), Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio, *Geomorphology*, vol. 138, n°1, p. 74-88.
- VITTORINI, S., (1971), La degradazione in un campo sperimentale nelle argille plioceniche della Val D'Era (Toscana) e i suoi riflessi morfogenetici, *Rivista Geografica Italiana*, vol. 78, n°2, p. 142-169.
- VONGVIXAY, A., (2012), *Mesure et analyse de la dynamique temporelle des flux solides dans les petits bassins versants : cas d'un bassin versant agricole en région d'élevage (Le Moulinet, Basse-Normandie, France)* (Thèse de doctorat, INSA, Rennes).
- VRIELING, A., (2006), Satellite remote sensing for water erosion assessment: A review, *Catena*, vol. 65, n°1, p. 2-18.

W

- WAINWRIGHT, J., TURNBULL, L., IBRAHIM, T. G., LEXARTZA-ARTZA, I., THORNTON, S. F. & BRAZIER, R. E., (2011), Linking environmental regimes, space and time:

- Interpretations of structural and functional connectivity, *Geomorphology*, vol. 126, p. 387-404.
- WALKER, R. G., (1990), Perspective, facies modeling and sequence stratigraphy, *Journal of Sedimentary Research*, vol. 60, n°5, p. 777-786.
- WALLING, D. E., (1974), Suspended sediment and solute yields from a small catchment prior to urbanization, *In* : K. J. GREGORY et D. E. WALLING (éd.), *Fluvial Processes in instrumented watersheds*, Institute of British Geographers, Londres, p. 169-192.
- WALLING, D. E., (1983), The sediment delivery problem, *Journal of Hydrology*, vol. 65, n°1-3, p. 209-237.
- WALLING, D. E. & WEBB, B. W., (1982), Sediment availability and the prediction of storm-period sediment yields, *In* : *Recent Developments in the Explanation and Prediction of Erosion and Sediment Yield*, International Association of Hydrological Sciences, Wallingford vol. 137, p. 327-337.
- WARD, P., VAN BALEN, R., VERSTRAETEN, G., RENNSSEN, H. & VANDENBERGHE, J., (2009), The impact of land use and climate change on late Holocene and future suspended sediment yield of the Meuse catchment, *Geomorphology*, vol. 103, n°3, p. 389-400.
- WENTWORTH, C. K., (1922), A scale of grade and class terms for clastic sediments, *The Journal of Geology*, vol. 30, n°5, p. 377-392.
- WILCOCK, D., BRIERLEY, G. & HOWITT, R., (2013), Ethnogeomorphology, *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, vol. 37, n°5, p. 573-600.
- WILKINSON, B. H., (2005), Humans as geologic agents: A deep-time perspective, *Geology*, vol. 33, n°3, p. 161-164.
- WILLIAMS, G. P., (1989), Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers, *Journal of Hydrology*, vol. 111, n°1-4, p. 89-106.
- WISCHMEIER, W. H., (1959), A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation, *Soil Science Society of America Journal*, vol. 23, n°3, p. 246-249.
- WISCHMEIER, W. H., (1960), Cropping-management factor evaluations for a universal soil-loss equation, *Soil Science Society of America Proceedings*, vol. 24, p. 322-326.
- WISCHMEIER, W. H., JOHNSON, C. B. & CROSS, B., (1971), A soil erodibility nomograph for farm-land and construction site, *Journal of Soil and Water Conservation*, vol. 26, p. 189-193.
- WISCHMEIER, W. H. & MANNERING, J. V., (1969), Relation of Soil Properties to its Erodibility, *Soil Science Society of America Journal*, vol. 33, n°1, p. 131-137.
- WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D., (1958), Rainfall energy and its relationship to soil loss, *Transactions of the American Geophysical Union*, vol. 39, n°2, p. 285-291.
- WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D., (1962), Soil-loss estimation as a tool in soil water management planning, *In* : *Proceedings of the Bari Symposium*, International Association of Hydrological Sciences, Bari (Italie) vol. Publication n°59, p. 148-159.

WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D., (1965), *Predicting Rainfall-erosion Losses from Cropland East of the Rocky Mountains: Guide for Selection of Practices for Soil and Water Conservation*, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, 54 p.

WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D., (1978), *Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning*, United States Government Printing, Washington DC, 58 p.

WORSTER, D., (2004), *Dust Bowl. The Southern Plains in the 1930s*, Oxford university press, Oxford, 304 p.

Y

YANG, D., KANAE, S., OKI, T., KOIKE, T. & MUSIAKE, K., (2003), Global potential soil erosion with reference to land use and climate changes, *Hydrological Processes*, vol. 17, n°14, p. 2913-2928.

YOUNG, R. A., ONSTAD, C. A., BOSCH, D. D. & ANDERSON, W. P., (1989), AGNPS: A nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds, *Journal of Soil and Water Conservation*, vol. 44, n°2, p. 168-173.

Z

ZARE, M., PANAGOPOULOS, T. & LOURES, L., (2017), Simulating the impacts of future land use change on soil erosion in the Kasilian watershed, Iran, *Land Use Policy*, vol. 67, p. 558-572.

ZAVALA, L. M., JORDÁN, A., BELLINFANTE, N. & GIL, J., (2010), Relationships between rock fragment cover and soil hydrological response in a Mediterranean environment, *Soil Science and Plant Nutrition*, vol. 56, n°1, p. 95-104.

ZHANG, C., XIE, G., LIU, C. & LU, C., (2011), Assessment of soil erosion under woodlands using USLE in China, *Frontiers of Earth Science*, vol. 5, p. 150-161.

ZINGG, A. W., (1940), Degree and length of land slope as it affects soil loss in run-off., *Agricultural Engineering*, vol. 21, n°1-2, p. 59-64.

Liste des figures

Introduction

Figure 1 : Localisation du bassin versant du Giroux.....17

Chapitre 1

Figure 1.1 : Taux d'érosion enregistrés dans des archives sédimentaires lacustres en Papouasie-Nouvelle-Guinée entre la fin du Pléistocène et la fin du XX^e siècle (modifié d'après Hughes et al., 1991).....30

Figure 1.2 : Variation de la sédimentation dans la baie de Chesapeake (Maryland/Virginie, États-Unis) entre le XVIII^e et le XX^e siècle (modifié d'après Pasternack et al., 2001)31

Figure 1.3 : Évolution conjointe des vitesses d'érosion et des modes d'occupation du sol en Allemagne depuis le Haut Moyen Âge (modifié d'après Bork & Lang, 2003)34

Figure 1.4 : Évolution de la fréquence et de l'épaisseur des dépôts de crue comparée à celle du couvert végétal entre le Néolithique et la période actuelle pour le bassin versant du lac alpin d'Allos (Brisset et al., 2017).....35

Figure 1.5 : Schéma d'évolution de formations pédo-sédimentaires dans la Plaine de Caen (Calvados, France) au cours de l'Holocène (Germain-Vallée & Lespez, 2011)37

Figure 1.6 : Hypothèse anthropique sur la disparition de la civilisation Maya (modifié d'après Binford et al., 1987).....38

Figure 1.7 : Aperçu des impacts anthropiques sur les milieux himalayens (Ives & Messerli, 1989).....39

Figure 1.8 : Région des États-Unis affectée par le Dust Bowl (d'après McLeman et al., 2014).....41

Figure 1.9 : Exemples de dispositifs utilisés pour l'étude de l'érosion des sols au cours du XX^e siècle. (1) Bacs de décantation en sortie de parcelles expérimentales (Laflen & Moldenhauer, 2003) ; (2) Simulateurs de pluies sur le terrain (a, b et d) et en laboratoire (c) (Freebairn & Silburn, 2004)43

Figure 1.10 : Exemple de versant mis en valeur sur le plan agricole et stabilisé par un système de terrasses de culture (Modi Khola, Népal).....46

Figure 1.11 : Panneau sensibilisant la population népalaise à l'entretien du système de terrasses de culture pour stabiliser les versants (Kali Gandaki, Népal)46

Figure 1.12 : Augmentation de la fréquence des glissements de terrain à Vars (Hautes-Alpes, France) en lien avec l'abandon des surfaces agricoles (modifié d'après Martin, 1998)47

Figure 1.13 : Évolution du taux de dégradation spécifique du bassin versant du Coon Creek (Wisconsin, États-Unis) depuis le milieu du XIX^e siècle (modifié d'après Trimble & Lund, 1982). (A) Taux de dégradation spécifique déduit de l'alluvionnement dans le lit du cours d'eau drainant le bassin versant ; (B) Évolution de la relation entre le taux de dégradation spécifique et le potentiel érosif lié à l'utilisation du sol, estimé à partir des types de couvert végétal et des mesures anti-érosives à différentes dates.....48

Figure 1.14 : Ajustements hydro-sédimentaires aux mutations paysagères dans le Piémont (Géorgie, États-Unis) entre 1700 et 1970 (Trimble, 1974, in Sundborg, 1986).....49

Figure 1.15 : Morphogenèse du bassin versant du Vallat de Monsieur (Bouches-du-Rhône, France) en période d'intense mise en valeur agricole (XVIII^e et XIX^e siècles) (Jorda & Provansal, 1990)50

Figure 1.16 : Synthèse paléoenvironnementale de l'étang de Montady pour la période de l'Holocène (Berger et al., 2022). (A) Estimation de l'évolution de la vitesse de sédimentation de l'étang à partir d'archives sédimentaires levées au pied de l'oppidum d'Ensérune ; (B) Diagramme des marqueurs paléoenvironnementaux identifiant les principaux seuils de l'évolution de l'étang51

Figure 1.17 : Non-linéarité de la fourniture sédimentaire mensuelle en différents points d'un même bassin versant (McGuinness et al., 1971).....54

Figure 1.18 : Évolution schématique de la connectivité sédimentaire d'un bassin versant en fonction de forçages climatiques et anthropiques (Fryirs et al., 2007).....55

Figure 1.19 : Cartographie de l'indice de connectivité (IC) pour le bassin versant italien de la Gatria (Cavalli et al., 2013)57

Figure 1.20 : Cartographie du sediment delivery ratio (SDR) pour le bassin versant éthiopien de Koga (Gashaw et al., 2021).....58

Figure 1.21 : Exemple de formalisation de la structure en réseau d'une cascade sédimentaire sous forme de graphe simplifié pour en déterminer sa connectivité (Cossart & Fressard, 2017).....59

Figure 1.22 : Typologie des connexions sédimentaires entre les versants et le réseau hydrographique (Viel, 2012)60

Figure 1.23 : Reconstruction des agencements paysagers du bassin versant de Nethen (Belgique) pour différentes périodes historiques (Peeters, 2007)63

Chapitre 2

Figure 2.1 : Modes d'occupation du sol dans le bassin versant du Giroux. (A) Cartographie de l'occupation du sol du bassin versant du Giroux (orthophotographie digitalisée, IGN 2018). (B) Prairie permanente de fond de vallée encadrée par des versants enforestés ; (C)

Pelouse calcicole sur plateau calcaire ; (D, E) Paysage de monoculture viticole ; (F) Paysage d'openfield ; (G) Prairie permanente pâturée.....	69
Figure 2.2 : Enquête préfectorale sur la situation du vignoble de Mercurey en 1893 adressée aux maires des communes de Mercurey et de Touches (source : Archives départementales de Saône-et-Loire). (A) Superficie viticole pré-phylloxéra ; (B) Superficie viticole détruite par le phylloxéra	72
Figure 2.3 : Évolution de la mosaïque paysagère dans le sous-bassin versant viticole de Monthelon. (A) Carte postale historique (source : Archives départementales de Saône-et-Loire) ; (B) Paysage actuel (cliché : É. Cossart, mars 2020)	74
Figure 2.4 : Vue d'ensemble du bassin versant du Giroux, des principales infrastructures et techniques de gestion du ruissellement érosif. (A) Vue aérienne oblique du bassin versant du Giroux (Google Earth) ; (B) Bassin décanteur récemment curé ; (C) Volume de terre curé mis à la disposition des viticulteurs ; (D) Tracteur enjambeur en cours de relevage de terre sur une parcelle de vigne ; (E) Terre épandue dans une parcelle de vigne soumise à l'érosion ; (F) Vue aérienne du sous-bassin versant de Monthelon équipé d'un réseau d'infrastructures hydrauliques (Google Earth)	77
Figure 2.5 : Coupures de presse du Courrier de Saône-et-Loire relatives à l'épisode orageux du 10 août 1981. (A) Article daté du 12 août 1981, « L'orage est passé mais le bilan sera lourd » ; (B) Extrait d'un article daté du 21 août 1981, « La terre fout le camp ! Le syndicat viticole envisage la création d'une association foncière pour la protection des sols » ; (C) Extrait d'un article daté du 11 août 1981, « Orage d'une violence inouïe à Mercurey » ...	79
Figure 2.6 : Remembrement du sous-bassin versant viticole des Vaux dans les années 1980 (source : Association foncière de Mercurey)	80
Figure 2.7 : Infrastructures hydrauliques pour la gestion des flux hydro-sédimentaires au sein du vignoble de Mercurey. (A) Connexion directe entre une conduite souterraine et une chaussée en béton incurvée en « V » ; (B) Bassin décanteur en sortie de sous-bassin versant viticole alimenté par une chaussée en béton incurvée en « V » ; (C) Décantation des eaux chargées en sédiments ; (D) Chemin d'exploitation transversal en haut de versant ; (E) Chemin d'exploitation transversal à mi-versant ; (F) Bassin d'orage (premier plan) et retenue artificielle du Pont Latin (arrière-plan) séparés par une digue de surverse.	82
Figure 2.8 : Croquis morpho-structural de la Côte de Bourgogne (données : carte géologique de la France au 1 / 1 000 000ème du BRGM).....	85
Figure 2.9 : Croquis géomorphologique du bassin versant du Giroux (orthophotographie en arrière-plan, IGN 2018)	86

Figure 2.10 : Mise en évidence du fonctionnement spasmodique du Giroux dans la partie amont du bassin versant. (A) Chenal asséché, (B) Mise en eau temporaire du chenal à la faveur d'un événement hydroclimatique de basse fréquence et de forte magnitude, (C) Talweg formé par un chemin d'exploitation agricole favorisant le rétablissement du continuum hydro-sédimentaire amont-aval lors d'un événement hydroclimatique de basse fréquence et de forte magnitude.....	87
Figure 2.11 : Carte des pentes du bassin versant du Giroux et histogrammes de distribution des valeurs associées pour les cinq modes d'occupation du sol dominants (données : MNT LiDAR 2015 de la DREAL Bourgogne-Franche-Comté). (A) Bassin versant du Giroux ; (B) Forêt ; (C) Prairie ; (D) Grandes cultures ; (E) Vigne ; (F) Bâti.....	89
Figure 2.12 : Extraits de la carte géologique vecteur harmonisée du BRGM au 1/50 000 ^{ème} . (A) Côte Chalonnaise ; (B) Bassin versant du Giroux.....	91
Figure 2.13 : Coupes géologiques au travers du bassin versant du Giroux (modifié d'après Sigales, 2007 ; localisation sur la Figure 2.12, B)	92
Figure 2.14 : Carte des sols du bassin versant du Giroux (données : Sigales, 2007 ; Référentiel régional pédologique de Bourgogne au 1/250 000 ^{ème} - Laroche, 2005).....	94
Figure 2.15 : Diversité des sols du bassin versant du Giroux en contexte viticole. (A) Carte des sols du sous-bassin versant viticole de Monthelon ; (B) Typologie des calcosols illustrée	95
Figure 2.16 : Caractéristiques texturales et organiques des sols viticoles du bassin versant du Giroux. (A) Triangle de texture établi selon la classification de l'United States Department of Agriculture (USDA) ; (B) Dispersion statistique de la teneur en matière organique (données : Sigales, 2007 ; localisation des profils de sol sur la Figure 2.14)....	96
Figure 2.17 : Carte des lames d'eau moyennes précipitées en Bourgogne (modifié d'après Chiffre, 1978)	98
Figure 2.18 : Caractérisation du contexte pluviométrique du bassin versant du Giroux à partir des enregistrements de la station de Chalon-Champforgeuil sur la période 1991-2010 (données : Météo-France).....	100
Figure 2.19 : Exemples de travaux d'entretien mécanique de la vigne.....	102
Figure 2.20 : Évolution annuelle de la susceptibilité à l'érosion des sols viticoles du bassin versant du Giroux (données : Météo-France, discussions avec des viticulteurs, observations de terrain).....	103
Figure 2.21 : Événements pluviométriques extrêmes (> 50 mm en 24h) enregistrés à Mercurey sur la période 1970-2016 (données : station amateur). (A) Variations annuelles ; (B) Variations saisonnières.....	104

Figure 2.22 : Bilan érosif actuel du bassin versant du Giroux (modifié d'après Fressard et al., 2022).....	105
Figure 2.23 : Probabilité de présence de sites archéologiques dans la région de Mercurey depuis le Néolithique et mise en regard avec des données paléoclimatiques	107
Figure 2.24 : Distribution spatiale des sites archéologiques de la région de Mercurey par période chronoculturelle	110
Figure 2.25 : Carte des indices de viticulture romaine en Côte-d'Or et en Saône-et-Loire (d'après les synthèses in Brun & Laubenheimer, 2001 et Poux et al., 2011, complétées par Garcia et al., 2010 et Vernou, 2009).....	112
Figure 2.26 : Études palynologiques sur la Côte de Bourgogne et ses marges	115
Figure 2.27 : Synthèse palynologique régionale simplifiée depuis le Néolithique.....	117
Chapitre 3	
Figure 3.1 : Synthèse de la démarche méthodologique appliquée.....	133
Chapitre 4	
Figure 4.1 : Station de mesure hydro-sédimentaire du Giroux	144
Figure 4.2 : Droites de régression établies entre la concentration de la charge sédimentaire en suspension et le débit liquide de différentes rivières du bassin versant de la Meuse (modifié d'après Close-Lecocq et al., 1982 ; Lemin et al., 1987 ; Lamalle et al., 1989) ...	146
Figure 4.3 : Localisation de la station de mesure et présentation des caractéristiques topographiques et du contexte viticole du bassin versant instrumenté	149
Figure 4.4 : Fonctionnement de la sonde de turbidité VisoTurb 700 IQ WTW (modifié d'après Viel, 2012).....	150
Figure 4.5 : Lissage des données brutes de turbidité enregistrées par la station de mesure hydro-sédimentaire du Giroux au cours de la première décade de mars 2021	152
Figure 4.6 : Corrélation entre les valeurs de turbidité et les concentrations en MES obtenues pour la station de mesure hydro-sédimentaire du Giroux	155
Figure 4.7 : Section transversale d'étude pour le jaugeage hydrométrique du Giroux...	156
Figure 4.8 : Courbe de tarage de la station de mesure hydro-sédimentaire du Giroux..	157
Figure 4.9 : Localisation et présentation de la station météorologique de Theurot.....	159
Figure 4.10 : Présentation générale du fonctionnement du modèle InVEST SDR	162
Figure 4.11 : Synthèse de la démarche de modélisation pour l'estimation spatialisée de la production sédimentaire du bassin versant du Giroux.....	163
Figure 4.12 : Des sols viticoles à forte pierrosité de surface dans le bassin versant du Giroux.....	168

Figure 4.13 : Construction d'un MNT intégrant le rôle du réseau viaire sur la longueur des pentes et les dynamiques des flux hydro-sédimentaires. (A) Vue en ombrage du MNT LiDAR 1 m initial ; (B) Vue en ombrage du MNT LiDAR 1 m avec le réseau viaire creusé	171
Figure 4.14 : Calcul du facteur C selon une approche multi-méthodes et multi-sources incluant la variabilité saisonnière et spatiale du couvert végétal.....	173
Figure 4.15 : Pondération du facteur C selon les stades phénologiques de la vigne	175
Figure 4.16 : Contrôle de la validité des résultats du facteur C impliquant un ajustement méthodologique	176
Figure 4.17 : Méthode de calcul de l'indice de connectivité (modifié d'après Borselli et al., 2008).....	179
Chapitre 5	
Figure 5.1 : Chronique des débits liquides et solides mesurés à l'exutoire du bassin versant instrumenté sur la période décembre 2019 - novembre 2020.....	193
Figure 5.2 : Cumuls pluviométriques mensuels de l'année de mesure à la station locale de Theurot, comparés aux valeurs observées à la station Météo-France de Chalon-Champforgeuil sur la période 1991 – 2020.....	194
Figure 5.3 : Évolution de la relation mensuelle entre les cumuls pluviométriques et les volumes écoulés à l'exutoire du bassin versant instrumenté sur la période décembre 2019 - novembre 2020.....	195
Figure 5.4 : Fonctionnement hydrologique du bassin versant instrumenté sur la période octobre 2019 - mai 2021 soulignant le rôle des écoulements de surface saturée et de nappe sur le débit liquide du cours d'eau (données : Eau France ; Sigales, 2007 ; Laroche, 2005)	197
Figure 5.5 : Temporalités des transferts de MES mesurés à l'exutoire du bassin versant instrumenté sur la période décembre 2019 - novembre 2020.....	199
Figure 5.6 : Concentration cumulée dans le temps des transferts de MES mesurés à l'exutoire du bassin versant instrumenté sur la période décembre 2019 – novembre 2020 et mise en évidence du rôle des principaux épisodes de crue. (A) Nombre de jours nécessaires pour atteindre une part donnée du flux de MES annuel ; (B) Contribution et répartition saisonnière de chacune des crues participant aux 50 % (B ₁) et 90 % (B ₂) des transferts annuels de MES.....	200
Figure 5.7 : Distribution saisonnière des transferts de MES réalisés en période de crue sur la période décembre 2019 - novembre 2020 et mise en relation avec les volumes de crue du Giroux et les cumuls pluviométriques correspondants.....	201

Figure 5.8 : Comparaison entre les transferts de MES observés en période de crue sur la période décembre 2019 - novembre 2020, le nombre de jours à fortes pluies, l'érosivité des pluies, l'évolution du couvert végétal de la vigne et le calendrier cultural représentant l'état de surface des sols viticoles	202
Figure 5.9 : Suivi de l'évolution saisonnière de l'état de surface des sols viticoles du bassin versant instrumenté	203
Figure 5.10 : Délimitation du bassin versant instrumenté efficace à partir des déconnexions géomorphologiques potentielles créées par les pièges à sédiments anthropiques	205
Figure 5.11 : Typologie des relations [MES] – débit liquide observées lors des crues du Giroux recensées au cours de l'année de mesure	208
Chapitre 6	
Figure 6.1 : Érodibilité des sols du bassin versant du Giroux. (A) Carte du facteur K sans la pierrosité de surface ; (B) Carte du facteur K avec la pierrosité de surface (K_{st}) ; (C) Pourcentage de réduction du facteur K par intégration de l'effet protecteur de la pierrosité de surface.....	218
Figure 6.2 : Facteur K comparé aux classes texturales des sols du bassin versant du Giroux établies à partir de la classification de l'USDA.....	220
Figure 6.3 : Distribution spatiale du facteur LS dans le bassin versant du Giroux	222
Figure 6.4 : Distribution spatiale du facteur C dans le bassin versant du Giroux	223
Figure 6.5 : Modes d'enherbement des parcelles viticoles dans le bassin versant du Giroux. (A) Vigne désherbée ; (B) Vigne enherbée ; (C) Vigne semi-enherbée (un inter-rang sur deux).....	224
Figure 6.6 : Susceptibilité actuelle à l'érosion dans le bassin versant du Giroux.....	226
Figure 6.7 : Modalités de la susceptibilité à l'érosion dans le sous-bassin versant des Vaux	229
Figure 6.8 : Modalités de la susceptibilité à l'érosion au lieu-dit « Les Naugues »	231
Figure 6.9 : Modalités de la susceptibilité à l'érosion au lieu-dit « Les Cheneaults ».....	233
Figure 6.10 : Localisation des parcelles étudiées dans le sous-bassin versant de Monthelon (Fressard et al., 2022)	235
Figure 6.11 : Relation entre les écarts des résultats de l'équation RUSLE à ceux de la méthode SUM/ISUM et l'âge de la vigne	236
Figure 6.12 : Cyclicité de la variation d'épaisseur des sols viticoles montrant la succession de trois étapes principales : le compactage, le pavage et le remblayage (Fressard et al., 2022).....	237

Figure 6.13 : Propriétés de connectivité du bassin versant du Giroux. (A) Distribution spatiale de l'indice de connectivité (IC) ; (B) Distribution spatiale du taux d'exportation sédimentaire (SDR).....	239
Figure 6.14 : Localisation des zones contributives à la charge sédimentaire évacuée à l'exutoire du bassin versant du Giroux	241
Figure 6.15 : Corrélation entre la masse de sédiments exportés à l'exutoire du bassin versant du Giroux et la superficie viticole de chaque sous-bassin versant	242
Figure 6.16 : Évaluation de l'impact des réseaux de linéaires anthropiques sur l'indice de connectivité du bassin versant du Giroux.....	243
Figure 6.17 : Impact de l'organisation anthropique du paysage sur l'agencement et la connectivité des flux hydro-sédimentaires dans le sous-bassin versant de Monthelon (modifié d'après Fressard & Cossart, 2018)	244
Figure 6.18 : Infrastructures linéaires améliorant la connectivité des hauts de versant. (A) Chemin d'exploitation au pied de la corniche calcaire ; (B) Chemin d'exploitation reliant le haut du versant au talweg du sous-bassin versant de Monthelon	245
Figure 6.19 : Exemple de chemins d'exploitation perpendiculaires à la pente cassant la connectivité amont/aval.....	245
Figure 6.20 : Exemple d'ouvrages longitudinaux de collecte des sédiments. (A) Connexion directe entre un chemin d'exploitation perpendiculaire à la pente et une route incurvée en V ; (B) Concentration des flux hydro-sédimentaires dans le bas de versant.....	246
Figure 6.21 : Impact des pièges à sédiments anthropiques sur l'exportation des sédiments érodés à l'exutoire du bassin versant du Giroux. (A) Capacité de rétention des pièges à sédiments anthropiques situés à l'exutoire des sous-bassin versants ; (B) Distribution spatiale des transferts sédimentaires modélisés à l'exutoire du bassin versant du Giroux, intégrant l'efficacité des pièges à sédiments anthropiques ; (C) Distribution spatiale de la masse sédimentaire piégée	250
Figure 6.22 : Occurrence d'un événement basse fréquence / haute magnitude en novembre 2014 dépassant la capacité de charge des pièges à sédiments du bassin versant du Giroux (source : Grand Chalon, 2018). (A) Bassin décanteur de type A (525 m ³) saturé à l'exutoire du sous-bassin versant des Vaux ; (B) Remplissage de l'étang du Pont Latin par surverse d'un bassin d'orage adjacent de 6 130 m ³	251
Figure 6.23 : Taux de transfert spécifiques modélisés aux exutoires des différentes entités spatiales étudiées dans le bassin versant du Giroux	253

Chapitre 7

Figure 7.1 : Localisation des archives sédimentaires collectées et des transects étudiés par prospection géomorphologique.....	268
Figure 7.2 : Présentation des coupes stratigraphiques investiguées et de leur contexte topographique. (A) Vue d'ensemble du site du Pont Latin prise depuis le versant directement connecté à la coupe ; (B) Vue longitudinale de la coupe du Pont Latin ; (C) Vue d'ensemble du site de la Voie Romaine prise depuis l'entrée de la zone excavée ; (D) Excavation artificielle à mi-versant ; (E) Coupe de la Voie Romaine ; (F) Exemple d'un profil de la coupe du Pont Latin	270
Figure 7.3 : Inventaire et description qualitative des formes d'incision le long des versants. (A) Phases d'aggradation sédimentaire d'une séquence colluviale exhumées lors d'un chantier de construction ; (B) Séquence colluviale située dans un fossé et surmontée par un mur de pierres sèches délabré.	271
Figure 7.4 : Synthèse méthodologique de l'examen des archives sédimentaires	273
Figure 7.5 : Exemples de faciès observés dans les archives sédimentaires du bassin versant du Giroux. (A) Cailloutis anguleux à limons argileux brun rougâtre ; (B) Limons argileux brun à structure subhorizontale ; (C) Gravier subémoussés à limons sableux brun jaune ; (D) Sables limoneux brun pâle à structure massive	275
Figure 7.6 : Variation de l'intensité du signal magnétique selon la teneur en éléments ferreux dans le matériel sédimentaire (modifié d'après Dearing, 1999)	279
Figure 7.7 : Éléments d'interprétation des données anthracologiques à l'échelle d'un versant	281
Figure 7.8 : Vues microscopiques de charbons issus de la coupe du Pont Latin. (A) Plan longitudinal-tangentiel de chêne (<i>Quercus</i> sp.) ; (B) Plan transversal de pin sylvestre (<i>Pinus sylvestris</i>) ; (C) Plan longitudinal-tangentiel de vigne (<i>Vitis</i> sp.) ; (D) Plan transversal de noisetier (<i>Corylus avellana</i>)	283
Figure 7.9 : Paramétrage de l'équation RUSLE en vue d'étudier l'évolution de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux dans le temps long	290
Figure 7.10 : Construction d'un MNT non anthropisé en guise de support topographique commun à l'ensemble des périodes modélisées, zoom sur le sous-bassin versant des Vaux. (A) Vue en ombrage du MNT LiDAR 1 m incluant le réseau viaire ; (B) Vue en ombrage du MNT 10 m considéré comme non anthropisé.....	291
Figure 7.11 : Corrélations entre les facteurs R les cumuls pluviométriques annuels du bassin versant du Giroux pour la période 2011 – 2020.....	292

Figure 7.12 : Degré d'hybridation des modes d'occupation du sol reconstitués en fonction de la résolution des données d'entrée.....	294
Figure 7.13 : Inventorier les modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux au début du XIX ^e siècle à partir du cadastre napoléonien (source : Archives départementales de Saône-et-Loire). (A) Extrait de la section (ou plan parcellaire) dite des Monthelons et des Croichots ; (B) Extrait du registre des états de sections ; (C) Digitalisation des modes d'occupation du sol en croisant la documentation planimétrique et textuelle du cadastre napoléonien	297
Figure 7.14 : Unités géomorphologiques du bassin versant du Giroux servant de support à l'agrégation des données paysagères recueillies pour les périodes antérieures au XIX ^e siècle	298
Figure 7.15 : Détermination du facteur C à partir de l'agrégation des modes d'occupation du sol documentés par la littérature scientifique et les données anthracologiques dans les unités géomorphologiques correspondantes.....	299
Figure 7.16 : Détermination du facteur C à partir de l'agrégation des données Corine Land Cover dans les unités géomorphologiques correspondantes	300
Figure 7.17 : Modalités de culture de la vigne par rapport à la pente et lien avec l'intensité du ruissellement érosif. (A) Disposition en rangs parallèles ; (B) Disposition en foule ; (C) Disposition en rangs perpendiculaires à la pente	301
Figure 7.18 : Caractérisation de la variabilité des facteurs de l'équation RUSLE	303
Chapitre 8	
Figure 8.1 : Données sédimentologiques et chronostratigraphiques acquises sur la séquence de référence du site des Grasses Terres	311
Figure 8.2 : Distribution dans le cadre chronoculturel régional des âges stratigraphiquement cohérents de la séquence de référence des Grasses Terres.....	315
Figure 8.3 : Faciès sédimentaires et stratigraphie de la coupe de la Voie Romaine.....	317
Figure 8.4 : Distribution dans le cadre chronoculturel régional des âges stratigraphiquement cohérents de la coupe de la Voie Romaine.....	321
Figure 8.5 : Synthèse des données chronostratigraphiques et anthracologiques de la coupe du de la Voie Romaine	323
Figure 8.6 : Faciès sédimentaires et stratigraphie de la coupe du Pont Latin	324
Figure 8.7 : Profil de tomographie électrique de la moitié aval de la coupe du Pont Latin et interprétation des matériaux en fonction des valeurs de résistivité.....	324
Figure 8.8 : Distribution dans le cadre chronoculturel régional des âges stratigraphiquement cohérents de la séquence du Pont Latin.....	331

Figure 8.9 : Synthèse des données chronostratigraphiques et anthracologiques de la coupe du Pont Latin. (A) Répartition des fréquences relatives des taxons par phase anthracologique ; (B) Répartition des fréquences absolues des taxons par profil.....	333
Figure 8.10 : Évolution du remplissage sédimentaire et de la végétation ligneuse le long du continuum versant/fond de vallée documenté par les coupes de la Voie Romaine et du Pont Latin	335
Figure 8.11 : Mis en évidence des sources de matériaux constitutifs des dépôts soliflués de la coupe de la Voie Romaine. (A) Affleurements de calcaires lithographiques dans le haut de versant enforesté ; (B) Éboulis cryoclastiques prenant la forme de cailloutis calcaires anguleux stockés au contact entre la lisière de la forêt et les parcelles viticoles.....	336
Figure 8.12 : Aperçu du front d'un lobe de solifluxion surmonté par une forêt ivre dans le bas du versant de la coupe de la Voie Romaine	337
Figure 8.13 : Profils de tomographie électrique sur le bas du versant incisé à son pied par la coupe du Pont Latin et interprétation des matériaux en fonction des valeurs de résistivité.....	338
Figure 8.14 : Données sédimentologiques acquises sur la séquence de référence du site de la Mairie	340
Figure 8.15 : Données sédimentologiques et chronostratigraphiques acquises sur la séquence de référence du site du Pré Rossignol.....	344
Figure 8.16 : Distribution dans le cadre chronoculturel régional des âges stratigraphiquement cohérents de la séquence du Pré Rossignol	348
Figure 8.17 : Données sédimentologiques et chronostratigraphiques acquises sur la séquence de référence du site de la Roline	350
Figure 8.18 : Distribution dans le cadre chronoculturel régional des âges stratigraphiquement cohérents de la séquence de la Roline	353
Figure 8.19 : Données sédimentologiques et chronostratigraphiques acquises sur la séquence de référence du site des Vauxloins.....	355
Figure 8.20 : Distribution dans le cadre chronoculturel régional des âges stratigraphiquement cohérents de la séquence des Vauxloins.....	359
Figure 8.21 : Analyse comparée des séquences sédimentaires simplifiées du bassin versant du Giroux	361
Figure 8.22 : Schéma du fonctionnement de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux au cours des cinq stades d'évolution identifiés entre le Néolithique final et la période actuelle.....	362

Figure 8.23 : Dynamiques géomorphologiques et agencements paysagers au stade 2 (Bronze ancien à l’an 0) sur le continuum versant/fond de vallée documenté par les coupes de la Voie Romaine et du Pont Latin.....	366
Figure 8.24 : Dynamiques géomorphologiques et agencements paysagers au stade 4 (Moyen Âge central à la période contemporaine) sur le continuum versant/fond de vallée documentés par les coupes de la Voie Romaine et du Pont Latin	369
Figure 8.25 : Synthèse de l’évolution du fonctionnement de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux au cours des cinq derniers millénaires.....	371
Chapitre 9	
Figure 9.1 : Support pour l’interprétation des résultats du facteur C.....	376
Figure 9.2 : Cartographie des modes d’occupation du sol du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et le Moyen Âge.....	378
Figure 9.3 : Distribution spatiale du facteur C dans le bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et le Moyen Âge.....	379
Figure 9.4 : Répartition topographique des sites archéologiques de la région de Mercurey relatifs à l’âge du Fer, la période romaine et le Moyen Âge (données : SRA Bourgogne-Franche-Comté, base de données Patriarche, juillet 2020 ; Carte archéologique de la Gaule, Saône-et-Loire - Rebourg, 1994)	381
Figure 9.5 : Cartographie des modes d’occupation du sol du bassin versant du Giroux entre 1828 et 2018.....	385
Figure 9.6 : Distribution spatiale du facteur C dans le bassin versant du Giroux entre 1828 et 2018.....	386
Figure 9.7 : Évolution des modes d’occupation du sol sur le sous-bassin versant des Vaux entre 1953 et 2018 à partir des images aériennes de l’IGN.....	388
Figure 9.8 : Évolution du facteur C du bassin versant du Giroux depuis un stade pré-anthropisation jusqu’à la période actuelle	390
Figure 9.9 : Support pour l’interprétation des résultats du facteur P.....	391
Figure 9.10 : Cartographie du facteur P au sein de la zone viticole du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et le Moyen Âge	392
Figure 9.11 : Cartographie du facteur P au sein de la zone viticole du bassin versant du Giroux entre 1828 et 2018	393
Figure 9.12 : Évolution du facteur P du bassin versant du Giroux depuis un stade pré-anthropisation jusqu’à la période actuelle	395
Figure 9.13 : Évolution plurimillénaire de la susceptibilité à l’érosion du bassin versant du Giroux en fonction de trois scénarios d’érosivité des pluies	396

Figure 9.14 : Cartographie de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et le Moyen Âge	397
Figure 9.15 : Cartographie de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux entre 1828 et 2018	398
Figure 9.16 : Évolution plurimillénaire des transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux en fonction de trois scénarios d'érosivité des pluies	401
Figure 9.17 : Cartographie des zones contributives aux transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et le Moyen Âge.....	402
Figure 9.18 : Cartographie des zones contributives aux transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux entre 1828 et 2018.....	403
Figure 9.19 : Données Corine Land Cover agrégées dans les unités géomorphologiques du bassin versant du Giroux. (A) Superposition des données Corine Land Cover et des unités géomorphologiques ; (B) Simplification des données Corine Land Cover en fonction de la part relative occupée dans chaque unité géomorphologique	410
Annexes	
Figure A-1 : Méthode de correction d'une dérive de la sonde de turbidité (modifié d'après Lefrançois, 2007).....	431
Figure A-2 : Exemple de correction d'une dérive des données de turbidité enregistrées par la station de mesure hydro-sédimentaire du Giroux en avril 2020	431
Figure A-3 : Protocole de dosage de la concentration en MES.....	433
Figure A-4 : Méthode des sections centrales pour le calcul des débits liquides (modifié d'après Perzyna, 2016).....	434
Figure A-5 : Régions d'acceptation au sein du triangle des textures de l'USDA pour les méthodes d'estimation de la teneur en sable très fin d'un sol (Corral-Pazos-de-Provens et al., 2018).....	437
Figure A-6 : Utilisation des données de texture pour l'estimation des indices de structure (s) intégrés dans le calcul du facteur K (modifié d'après Giordano et al., 2004)	439
Figure A-7 : Distribution spatiale de l'indice de connectivité du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et la période actuelle.	448
Figure A-8 : Distribution spatiale du taux d'exportation sédimentaire du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et la période actuelle.....	449

Liste des tableaux

Chapitre 1

Tableau 1.1 : Taux de sédimentation enregistrés dans deux lacs britanniques pour différentes périodes de l'Holocène32

Tableau 1.2 : Synthèse de l'évolution de l'érosion des sols dans les études citées précédemment (Jones et al., 1985 ; Foster et al., 1986 ; Hughes et al., 1991 ; Sheffield et al., 1995 ; Pasternack et al., 2001).....33

Chapitre 2

Tableau 2.1 : Recensement des événements de ruissellement érosif notables à Mercurey depuis la fin du XIX^e siècle (données : Garcia et al., 2013).....78

Chapitre 4

Tableau 4.1 : Caractéristiques des échantillons utilisées pour établir la relation d'étalonnage turbidité - [MES]154

Tableau 4.2 : Valeurs de facteur C inventoriées dans la littérature scientifique pour les modes d'occupation du sol relatifs à des terres non arables177

Tableau 4.3 : Synthèse des jeux de données et des principales méthodes de calcul utilisés pour le paramétrage du modèle InVEST SDR et du modèle de Brown.....186

Chapitre 5

Tableau 5.1 : Valeurs de débit solide spécifique pour des petits bassins versants agricoles en Europe de l'Ouest.....206

Tableau 5.2 : Répartition saisonnière des relations [MES] - débit des crues du Giroux recensées au cours de l'année de mesure209

Chapitre 6

Tableau 6.1 : Comparaison du facteur R du bassin versant du Giroux à des valeurs de référence établies pour différentes stations météorologiques françaises (données : Pihan, 1978, in Bellocchi & Diodato, 2014).....217

Tableau 6.2 : Valeurs d'érodibilité des sols du bassin du Giroux sans (K) et avec (Kst) la pierrosité de surface.....219

Tableau 6.3 : Valeurs d'érodibilité des sols des principaux vignobles français sans (K) et avec (Kst) prise en compte de la pierrosité de surface (Panagos et al., 2014).....221

Tableau 6.4 : Facteur LS des principaux vignobles français (données : Panagos et al., 2015b).....222

Tableau 6.5 : Facteur LS des principaux modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux.....	223
Tableau 6.6 : Susceptibilité à l'érosion estimée pour les principaux modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux	225
Tableau 6.7 : Coefficients standardisés des facteurs de l'équation RUSLE appliquée dans le bassin versant du Giroux.....	227
Tableau 6.8 : Comparaison des taux d'érosion spécifiques mesurés (SUM/ISUM) et modélisés (RUSLE)	235
Tableau 6.9 : SDR estimé pour les principaux modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux	240
Tableau 6.10 : Contribution des principaux modes d'occupation du bassin versant du Giroux à la charge sédimentaire évacuée à l'exutoire	241
Tableau 6.11 : Typologie des pièges à sédiments anthropiques dans le bassin versant du Giroux.....	248
Tableau 6.12 : Synthèse des données de production et d'exportation sédimentaire modélisées pour les principaux modes d'occupation du sol du bassin versant du Giroux	252
Tableau 6.13 : Comparaison des bilans de transferts sédimentaires mesurés et modélisés en fonction des différentes entités du bassin versant du Giroux étudiées	254
Chapitre 7	
Tableau 7.1 : Corpus d'archives sédimentaires acquises dans le bassin versant du Giroux	267
Tableau 7.2 : Dates et périodes investiguées dans le cadre de la modélisation diachronique de la production et de l'exportation sédimentaire du bassin versant du Giroux	289
Tableau 7.3 : Documenter la variabilité de l'érosivité des pluies sur le temps long selon trois scénarios établis à partir de référentiels actuels.....	292
Tableau 7.4 : Valeurs de facteur P pour les différentes modalités d'orientation des rangs de vigne selon la pente.....	302
Chapitre 8	
Tableau 8.1 : Datations par le radiocarbone obtenues sur la séquence de référence des Grasses Terres	314
Tableau 8.2 : Faciès sédimentaires identifiés sur la coupe de la Voie Romaine	318
Tableau 8.3 : Tableau de comptage anthracologiques de la coupe de la Voie Romaine et attribution des taxons à une ou plusieurs formation(s) végétale(s)	319
Tableau 8.4 : Datations par le radiocarbone obtenues sur la coupe de la Voie Romaine.....	320

Tableau 8.5 : Faciès sédimentaires identifiés sur la coupe du Pont Latin.....	325
Tableau 8.6 : Tableau de comptage anthracologique de la coupe du Pont Latin et attribution des taxons à une ou plusieurs formation(s) végétale(s)	328
Tableau 8.7 : Datations par le radiocarbone obtenues sur la coupe du Pont Latin	330
Tableau 8.8 : Datations par le radiocarbone obtenues sur la séquence de référence du site du Pré Rossignol	347
Tableau 8.9 : Datations par le radiocarbone obtenues sur la séquence de référence du site de la Roline.....	352
Tableau 8.10 : Datations par le radiocarbone obtenues sur la séquence de référence des Vauxloins.....	358

Chapitre 9

Tableau 9.1 : Synthèse de l'évolution de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et la période actuelle	400
Tableau 9.2 : Synthèse de l'évolution des transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux entre le Mésolithique et la période actuelle.....	405
Tableau 9.3 : Synthèse des résultats du travail de modélisation diachronique et comparaison avec les signaux géomorphologiques enregistrés dans les archives sédimentaires du bassin versant du Giroux.....	414

Annexes

Tableau A-1 : Caractéristiques pédologiques considérées pour la discrimination des indices de perméabilité (p) intégrés dans le calcul du facteur K (Panagos et al., 2014)	441
Tableau A-2 : Classification granulométrique utilisée (Blott & Pye, 2001)	445

Table des matières

Remerciements.....	3
Sommaire.....	7
Liste des sigles et abréviations.....	9
Introduction générale.....	11
PREMIÈRE PARTIE	21
Agriculture et érosion : cadre scientifique et besoins de recherche	21
Chapitre 1 La structure paysagère : contexte spatial des processus érosifs en domaine agricole	25
1.1. Érosion et agriculture : une relation ambivalente	27
1.1.1 Des taux de dénudation élevés en contexte agricole.....	28
1.1.1.1 Les taux de sédimentation comme marqueur de crises érosives d'origine agricole.....	29
1.1.1.2 Des crises érosives à replacer dans un contexte socio-environnemental.....	33
1.1.1.3 La quantification de l'accélération de l'érosion des sols cultivés contemporains.....	40
1.1.2 Des signaux érosifs ambigus	44
1.1.2.1 La déprise agraire comme facteur d'instabilité des sols.....	44
1.1.2.2 Des crises érosives d'origine agricole au scénario réversible	47
1.2. La structure des paysages agricoles comme clé de compréhension des dynamiques érosives	52
1.2.1 La connectivité : au cœur du système bassin versant	53
1.2.2 Comment mesurer la connectivité sédimentaire d'un bassin versant agricole ?.....	56
1.2.2.1 Les indices de connectivité sédimentaire.....	56
1.2.2.2 La mesure de la connectivité sédimentaire au prisme de la structure paysagère.....	59
Chapitre 2 Mercurey, un territoire à dominante viticole structurellement sensible aux pertes en sol	65
2.1. Le sol, une ressource au cœur du système viticole de Mercurey.....	68
2.1.1 Un support de la production viticole.....	68
2.1.1.1 Une tripartition paysagère actuelle à dominante viticole.....	68
2.1.1.2 Évolution récente de la relation sol-vigne	71

2.1.2 Les enjeux contemporains liés à l'érosion des sols à Mercurey.....	76
2.1.2.1 Un vignoble soumis à des crises érosives.....	78
2.1.2.2 Les stratégies de gestion du ruissellement érosif.....	80
2.2. La susceptibilité actuelle à l'érosion du bassin versant du Giroux.....	84
2.2.1 Influence du système de pentes	84
2.2.1.1 Un bassin versant à la topographie contrastée	84
2.2.1.2 Trois principaux domaines géologiques	90
2.2.2 Des sols sensibles à l'érosion.....	92
2.2.3 Des précipitations potentiellement intenses aggravant la susceptibilité des sols à l'érosion.....	97
2.2.3.1 Contexte pluviométrique régional	97
2.2.3.2 Contexte pluviométrique local	98
2.2.3.3 Une susceptibilité au ruissellement érosif exacerbée par le calendrier des opérations culturales	101
2.3. Une construction paysagère sur le temps long.....	105
2.3.1 Un territoire anciennement occupé et cultivé	105
2.3.2 Un référentiel paléobotanique lacunaire	113
Chapitre 3 Construire un cadre conceptuel et méthodologique à plusieurs échelles temporelles	121
3.1. Déterminer les dynamiques spatio-temporelles actuelles de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux.....	124
3.1.1 La connectivité actuelle et son potentiel heuristique.....	124
3.1.2 La construction d'une démarche empirique.....	125
3.2. Analyse rétrospective : les effets de la structure paysagère sur les transferts sédimentaires	126
3.2.1 Comment documenter l'impact de la structure paysagère sur les signaux géomorphologiques ?.....	127
3.2.2 Quelles données paléoenvironnementales sont nécessaires ?.....	128
3.3. Dépasser la dichotomie actuel/passé en croisant les échelles temporelles	129
3.3.1 Le recours à la modélisation spatiale	129
3.3.2 Une comparaison dans le temps des mesures anti-érosives.....	129
DEUXIEME PARTIE	137
La cascade sédimentaire actuelle du bassin versant du Giroux : quelle efficacité dans le transport à l'exutoire des sédiments érodés ?.....	137
Chapitre 4 Production et connectivité sédimentaire actuelles du bassin versant du Giroux : méthodes de mesure et de modélisation spatiale	141

4.1. Métrologie des transferts sédimentaires du bassin versant du Giroux.....	143
4.1.1 Quel indicateur du fonctionnement sédimentaire du Giroux choisir ?.....	144
4.1.2 Comment mesurer les transferts sédimentaires en suspension ?.....	145
4.1.3 Localisation du site instrumenté	148
4.1.4 Mesure du transport solide en suspension du Giroux	149
4.1.4.1 Acquisition des données de turbidité.....	150
4.1.4.2 Sensibilité de la sonde de turbidité.....	150
4.1.4.3 Contrôle et correction des données de turbidité	152
4.1.4.4 Conversion des valeurs de turbidité en concentration en MES	153
4.1.5 Mesure des débits liquides	156
4.1.6 Les précipitations comme signal d'impulsion des transferts sédimentaires en suspension.....	158
4.2. Modéliser les transferts sédimentaires du bassin versant du Giroux	159
4.2.1 Le choix d'un modèle de transfert sédimentaire.....	160
4.2.2 Paramétrage du modèle InVEST SDR.....	161
4.2.2.1 Mesurer la composante « ablation » du système érosif (RUSLE).....	163
4.2.2.2 Mesurer la composante « transfert » du système érosif (SDR).....	179
4.2.3 Modéliser l'efficacité des pièges à sédiments anthropiques	183
Chapitre 5 Le Giroux, un fonctionnement sédimentaire saccadé révélant une faible efficacité de la cascade sédimentaire	189
5.1. Les crues dans le bassin versant instrumenté	191
5.1.1 Critère d'identification des crues	192
5.1.2 Une année de mesure à la pluviométrie moyenne.....	193
5.1.3 Genèse des crues étudiées.....	194
5.2. Crues et transferts de MES : une coïncidence temporelle ?.....	199
5.2.1 Quantification des transferts de MES aux échelles annuelle et saisonnière.....	199
5.2.2 Le rôle du calendrier cultural sur la saisonnalité des transferts de MES observés en période de crue.....	201
5.3. Identification des zones contributives aux transferts de MES exportés à l'exutoire	204
5.3.1 Détermination du bassin versant instrumenté efficace	204
5.3.2 Une contribution limitée des versants.....	207
Chapitre 6 Une connectivité sédimentaire cassée par l'anthropisation du bassin versant du Giroux	213
6.1. Estimation des facteurs de contrôle de l'érosion	215

6.1.1 Une érosivité des pluies élevée	216
6.1.2 Une érodibilité des sols limitée par la pierrosité superficielle	217
6.1.3 Un vignoble adossé à de fortes valeurs de LS.....	221
6.1.4 Un facteur C exacerbé par le contexte viticole	223
6.2. Modélisation spatiale de la susceptibilité à l'érosion	224
6.2.1 Estimation de la production sédimentaire potentielle	224
6.2.2 Hiérarchisation des facteurs de contrôle de l'érosion	227
6.2.3 Mise en perspective du niveau de susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux.....	234
6.3. Quelle(s) rupture(s) dans la cascade sédimentaire ?.....	238
6.3.1 Propriétés de connectivité du bassin versant du Giroux.....	238
6.3.2 Modélisation des transferts sédimentaires à l'exutoire.....	240
6.3.3 Modifications anthropiques de la structure de la cascade sédimentaire	242
6.4. Rôle des pièges à sédiments anthropiques dans les transferts sédimentaires ..	246
6.4.1 Quelle efficacité des pièges à sédiments anthropiques ?.....	246
6.4.2 Relation entre les transferts sédimentaires mesuré en station et ceux modélisés.....	252
TROISIEME PARTIE	259
Évolution spatio-temporelle de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux	259
Chapitre 7 Méthodologie pour la reconstitution de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux sur le temps long	263
7.1. Les sédiments comme archives des changements environnementaux passés...266	
7.1.1 Stratégie d'acquisition des archives sédimentaires : une approche fonctionnelle du bassin versant.....	266
7.1.1.1 Zone de production	268
7.1.1.2 Zone de transfert et d'accumulation	271
7.1.2 Méthode d'analyse des archives sédimentaires	272
7.1.2.1 Caractérisation des dynamiques sédimentaires passées	273
7.1.2.2 L'anthracologie comme marqueur de l'anthropisation des paysages passés à une échelle locale	279
7.1.2.3 La construction d'un cadre chronologique	284
7.2. Modéliser l'évolution de la susceptibilité à l'érosion et des transferts sédimentaires du bassin versant du Giroux.....	287
7.2.1 Choix des périodes socio-environnementales étudiées	288
7.2.2 Application de l'équation RUSLE dans une démarche diachronique	289
7.2.2.1 Une topographie dépourvue des modifications anthropiques	290

7.2.2.2	Différents scénarios d'érosivité des pluies.....	291
7.2.2.3	Reconstitution des modes d'occupation du sol : une méthodologie adaptée à la résolution spatiale des données disponibles.....	293
7.2.2.4	Intégrer les conséquences de l'évolution de l'orientation des rangs de vigne sur les dynamiques érosives	300
7.2.3	Modéliser les transferts sédimentaires sur le temps long.....	303
Chapitre 8 Évolution de la cascade sédimentaire du bassin versant du Giroux : quel impact de la structure paysagère ?.....		307
8.1.	Analyse locale des enregistrements sédimentaires.....	310
8.1.1	Zone de production	310
8.1.1.1	Tête de bassin : les Grasses Terres.....	310
8.1.1.2	Continuum versant/fond de vallée : la Voie Romaine et le Pont Latin.....	316
8.1.2	Zone de transfert	339
8.1.2.1	Site de la Mairie	339
8.1.2.2	Site du Pré Rossignol	343
8.1.2.3	Site de la Roline.....	349
8.1.3	Zone d'accumulation.....	354
8.2.	Synthèse des résultats à l'échelle du bassin versant : chronologie et discussion	360
8.2.1	Cinq stades d'évolution principaux de la cascade sédimentaire depuis le Néolithique final.....	360
8.2.2	Discussion sur l'origine des stades d'évolution de la cascade sédimentaire.....	364
8.2.2.1	Stade 1 : un bassin versant efficace sous contrôle climatique.....	364
8.2.2.2	Stade 2 : la configuration topographique du bassin versant comme clé d'explication de l'émergence d'une baisse de la connectivité sédimentaire	365
8.2.2.3	Stade 3 : apparition d'une rupture de charge entre les dynamiques colluviales et fluviales dans un contexte d'anthropisation accrue.....	367
8.2.2.4	Stade 4 : une déconnexion géomorphologique partielle des versants directement connectés au fond de vallée	368
Chapitre 9 Modélisation diachronique du fonctionnement géomorphologique du bassin versant du Giroux		373
9.1.	Modélisation des facteurs de contrôle de l'érosion des sols sur le temps long...375	
9.1.1	Évolution du facteur C en fonction des modes d'occupation du sol reconstitués.....	376
9.1.1.1	Du Mésolithique au Moyen Âge : une valorisation progressive des versants ?.....	376

9.1.1.2 De 1828 à nos jours : les étapes clés de l'histoire contemporaine du vignoble.....	384
9.1.2 Évolution du facteur P représentant les changements intervenus dans les modalités de culture de la vigne.....	390
9.2. Évolution de la susceptibilité à l'érosion du bassin versant du Giroux.....	395
9.3. Évolution des transferts sédimentaires à l'exutoire du bassin versant du Giroux	400
9.4. Quel poids de la structure paysagère dans l'évolution de la cascade sédimentaire ?	405
9.5. Discussion de la qualité et de l'intérêt du modèle dans une perspective diachronique.....	408
9.5.1 Évaluation de la qualité des estimations du modèle	409
9.5.2 Comparaison des signaux géomorphologiques modélisés et observés	411
9.5.3 Retour d'expérience sur la modélisation.....	415
Conclusion générale.....	421
Annexes.....	429
Références bibliographiques	451
Liste des figures.....	495
Liste des tableaux	509
Table des matières	513

Résumé

De nombreuses études à petite échelle montrent que les processus érosifs sont exacerbés par les activités humaines. Cependant, l'anthropisation d'un paysage revêt différentes formes, d'où l'intérêt d'études locales pour saisir ces spécificités et évaluer l'influence de la structure paysagère sur l'érosion des sols. L'objectif de cette thèse est de discuter la relation entre la mise en culture des territoires et l'efficacité de la cascade sédimentaire à transmettre les sédiments à l'exutoire d'un bassin versant sur lequel est adossé le vignoble de Mercurey. Cet impluvium est structurellement affecté par les pertes en sol et son caractère viticole, réputé pour sa grande stabilité dans le temps, permet d'étendre ce travail aux périodes passées. La démarche adoptée est systémique, pluridisciplinaire, combinant géomorphologie, sédimentologie, anthracologie, métrologie de terrain, géomatique et modélisation, et développée à différentes échelles de temps (actuel et temps long). Les résultats soulignent que les transferts sédimentaires à l'exutoire sont aujourd'hui limités malgré le fort potentiel érosif du contexte viticole. Nous mettons en évidence que les infrastructures de correction hydraulique installées dans le vignoble, afin de collecter les sédiments érodés sur les versants et les transférer vers des pièges artificiels en aval, sont à l'origine de cette situation paradoxale. Elles permettent de casser la connectivité sédimentaire du bassin versant. Ensuite, la reconstitution du fonctionnement de la cascade sédimentaire sur les cinq derniers millénaires a montré que l'évolution de la connectivité sédimentaire est influencée par l'organisation anthropique du paysage (orientation des rangs de vigne par rapport à la pente, aménagements agricoles empierrés, lieux de culture de la vigne, etc.), notamment depuis la période romaine.

Mots-clés : structure paysagère, connectivité, érosion, viticulture, transfert sédimentaire, sédimentologie, anthracologie, modélisation, Bourgogne

Abstract

Many small-scale studies show that erosive processes are exacerbated by human activities. However, landscape's anthropization takes different forms, hence the interest of local studies to capture these specificities and to assess the influence of landscape structure on soil erosion. We aim to discuss the relationship between landscapes' cultivation and sediment cascade efficiency in transmitting sediments to the outlet of a watershed on which the Mercurey vineyard is located. This catchment is structurally affected by soil erosion and well-known for its long-time winegrowing function which gives it the potential to extend this work to past periods. The approach adopted is systemic, multidisciplinary, combining geomorphology, sedimentology, anthracology, field metrology, geomatics and modelling, and developed on different time scales (current and long-term). The results underline that, at the current scale, sediment transfers to the outlet are low despite the high erosive potential of the vineyard context. We highlight that the hydraulic correction infrastructures installed in the vineyard, in order to collect the eroded sediments on the hillslopes and transfer them to artificial traps downstream, are at the origin of this paradoxical situation. They break the sediment connectivity of the catchment area. Secondly, the reconstruction of the evolution of the sediment cascade over the last five millennia has shown that the evolution of the sediment connectivity is influenced by the anthropic organization of the landscape (orientation of the vine rows in relation to the slope, stony agricultural developments, places where vines are grown, etc.), particularly since the Roman period.

Key words: landscape structure, connectivity, erosion, vineyard, sediment transfer, sedimentology, anthracology, modeling, Burgundy