HAL
open science

Instabilité des versants du vignoble champenois : analyse des forçages et modélisation de l'aléa

Sarah Ortonovi

To cite this version:

Sarah Ortonovi. Instabilité des versants du vignoble champenois : analyse des forçages et modélisation de l'aléa. Géographie. URCA, Reims, Ecole Doctorale SHS n°555, 2021. Français. NNT : 2021REIML022 . tel-03481397

HAL Id: tel-03481397

https://hal.univ-reims.fr/tel-03481397

Submitted on 13 Nov 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.

UNIVERSITÉ DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES HUMAINES ET SOCIALES (555)

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE

Discipline* : *GEOGRAPHIE

Spécialité : Géographie physique, humaine, économique et régionale

Présentée et soutenue publiquement par

Sarah ORTONOVI

Le 13 décembre 2021

Instabilité des versants du vignoble champenois : analyse des forçages et modélisation de l'aléa

---

Thèse dirigée par **Guillaume PIERRE**

Co-dirigée par **Nicolas BOLLOT**

JURY

M. Jean-Paul DEROIN,	Professeur,	Université de Reims Champagne-Ardenne,	**Président de jury**
M. Guillaume PIERRE,	Professeur,	Université de Reims Champagne-Ardenne,	**Directeur de thèse**
M. Nicolas BOLLOT,	Maître de Conférences,	Université de Reims Champagne-Ardenne,	**Co-directeur de thèse**
M. Olivier MAQUAIRE,	Professeur,	Université de Caen-Normandie,	**Rapporteur**
M. Pierre-Gil SALVADOR,	Professeur,	Université de Lille 1,	**Rapporteur**
Mme Candide LISSAK,	Maître de Conférences	Université de Caen-Normandie,	**Examinatrice**
M. Basile PAUTHIER,	Chef de Projet (PhD)	CIVC,	**Invité**

UNIVERSITÉ DE REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES DE L'HOMME ET DE LA SOCIÉTÉ (SHS 555)

Laboratoire GEGENAA 3795
Groupe d'Étude sur les Géomatériaux et Environnements Naturels, Anthropiques et Archéologiques

THÈSE

Présentée par

Sarah ORTONOVI

En vue de l'obtention du

DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ de REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE

Discipline : **GÉOGRAPHIE**

Spécialité Géographie physique, humaine, économique et régionale

Instabilité des versants du vignoble champenois : analyse des forçages et modélisation de l'aléa

MEMBRES DU JURY

M. Olivier MAQUAIRE,	Professeur,	Université de Caen Normandie	**Rapporteur**
M. Pierre-Gil SALVADOR,	Professeur,	Université de Lille 1	**Rapporteur**
M. Jean-Paul DEROIN,	Professeur,	Université de Reims Champagne-Ardenne	**Président de jury**
Mme Candide LISSAK,	Maître de Conférences	Université de Caen Normandie	**Examinatrice**
M. Guillaume PIERRE,	Professeur,	Université de Reims Champagne-Ardenne	**Directeur de thèse**
M. Nicolas BOLLOT,	Maître de Conférences,	Université de Reims Champagne-Ardenne	**Co-directeur de thèse**
M. Basile PAUTHIER,	Chef de Projet (PhD)	CIVC	**Invité**

Remerciements

Ce manuscrit est la concrétisation de trois années de recherches durant lesquelles j'ai pu découvrir que le travail de thèse est l'aboutissement d'un projet collectif qui implique la collaboration et le soutien de nombreuses personnes. J'adresse donc à ce titre mes premiers remerciements au **Comité Champagne** (**CIVC**) et à la **région Grand Est**, qui ont soutenu financièrement mes travaux de recherche. Je tiens aussi à exprimer, par ces quelques lignes, toute ma reconnaissance et ma gratitude envers les personnes ayant participé, de près ou de loin à la conduite de cette thèse.

Je souhaite remercier tout particulièrement mon directeur de thèse **Guillaume Pierre**, professeur à l'Université de Reims Champagne-Ardenne, pour la confiance qu'il m'a accordée tout au long de ces années de thèse, sachant allier autonomie et suivi au jour le jour lorsqu'il le fallait. Je le remercie de m'avoir transmis son savoir, sa justesse et sa rigueur scientifique, et donné de son temps à chaque étapes charnières qui ont ponctué ces trois intenses années.
Je tiens également à exprimer toute ma gratitude à **Nicolas Bollot**, maître de conférences à l'Université de Reims Champagne-Ardenne et co-directeur, tant pour ses qualités d'écoute, sa bienveillance, ses qualités scientifiques, que pour son précieux soutien tout au long de ma thèse.

Je voudrais adresser mes sincères remerciements aux membres du jury chargés d'évaluer ce travail de thèse. Je remercie en premier lieu **Olivier Maquaire,** professeur à l'Université de Caen-Normandie, et **Pierre-Gil Salvador**, professeur à l'Université de Lille 1, d'avoir accepté de juger ce travail et d'en être les rapporteurs. Un grand merci également à **Jean-Paul Deroin**, professeur à l'Université de Reims Champagne-Ardenne, qui m'a encadré durant mes premiers pas dans la recherche, et dont les compétences en télédétection m'ont été d'une grande aide tout au long de mon parcours universitaire. Je remercie également **Candide Lissak**, maître de conférences à l'Université de Caen-Normandie, dont je considère les travaux de recherche avec grand respect, d'avoir accepté de faire partie de ce jury de doctorat.

J'adresse également mes remerciements à **Basile Pauthier**, chef de projet et docteur en agrométéorologie, pour son expérience et sa disponibilité tant sur le terrain qu'au moment de me communiquer les nombreuses données climatologiques dont j'ai pu avoir besoin. Je remercie également **Sébastien Debuisson,** responsable du service Vigne au pôle technique du CIVC, et **Marie Loyaux**, ingénieure et responsable de projets et partenariats au CIVC, pour l'intérêt porté à ce travail.

J'adresse de chaleureux remerciements à toute l'équipe du GEGENAA pour son accueil, tout particulièrement à **Gilles Fronteau**, professeur à l'Université de Reims Champagne-Ardenne et directeur du laboratoire GEGENAA, pour sa bienveillance et son intérêt pour mon projet de recherche. Merci à **Alain Devos**, professeur à l'Université de Reims, qui m'a apporté de nombreux conseils avisés, et à **Olivier Lejeune**, maître de conférences, pour son soutien et sa bonne humeur au quotidien. Je tiens à remercier **Robin Perarnau**, ingénieur d'études, pour les nombreux conseils, expertises et pour son soutien tout au long de ma thèse. Merci à **Julien Berthe**, doctorant à l'Université de Reims Champagne-Ardenne, d'avoir permis la réalisation des premières campagnes de photogrammétrie. J'ai une pensée pour les camarades thésards qui m'ont accueillie pour mes premiers pas au sein du laboratoire et avec qui j'ai pu passer de très bons moments. Merci à **Bruno Furlani**, stagiaire de Master 2, pour son travail de mémoire sur le lidar, sa chaleureuse sympathie, et pour ses remèdes appliqués en *hydro-mel*… !

J'ai une pensée particulière pour **Dorothée Escotte** pour sa gentillesse et sa générosité. Merci à **Clotilde Bonfiglioli** pour son soutien moral et sa jovialité. Merci à **Xavier Drothière** pour son aide et sa sympathie lorsque je suis arrivée au laboratoire, et lors de ces dernières semaines de thèse.

Je souhaite par ailleurs remercier les membres de l'Institut LaSalle-Beauvais qui ont participé à ce travail de thèse. Merci donc à **Pascale Lutz**, enseignant-chercheur, pour les campagnes de mesures géophysiques et pour son encadrement. Je tiens également à saluer l'implication et le dynamisme des étudiants de l'institut : **Mélinda Célerin** et **Méline Le Lièvre**, qui ont travaillé sur le glissement de Rilly-la-Montagne, et **Romain Favereau** et **Jean-Baptiste Blin,** qui ont travaillé sur le glissement de Vandières.

J'adresse de sincères remerciements à **Alain Marre**, géomorphologue, pour ses conseils et pour le temps qu'il m'a accordé sur le glissement de Rilly-la-Montagne. Je remercie également **Pierre Guérémy** pour les échanges que nous avions eus lorsque j'ai commencé ma thèse.

Merci à **Denis Patoux** pour son accueil à Vandières à chaque campagne de terrain, pour son intérêt pour mes travaux et pour sa profonde gentillesse, qui m'a fortement marquée. Merci à ses proches également, et aux habitants de Vandières pour leur intérêt et leur convivialité.

Merci à **Gael Vuille**, responsable du vignoble de la maison Bollinger, pour son accueil au sein du domaine et l'accès laissé aux parcelles.

Merci à **François Lasnier** pour son accueil sur le versant de Festigny et les échanges que nous avons eus sur le terrain.

Merci à **Antoine Chiquet**, maire de Dizy, pour son accueil sur le versant de Dizy.

Que tous les étudiants de Master 1 et 2 ayant participé aux campagnes de terrain trouvent ici l'expression de ma reconnaissance, plus particulièrement à **Typhaine Bernard** et **Émilien Couvelard** qui m'ont accompagnée dans la vallée de l'Ardre pour plusieurs campagnes de mesures géophysiques. Merci également aux étudiants de Master 1 qui ont travaillé sur la problématique des glissements de terrain : **Louise**, **Théo**, **Ericla**, **Gauthier**, **Rémi**, **Wafae**, **Manon**.

Et enfin,

Merci à mes parents pour leur soutien financier ; merci à mes grands-parents, vous m'avez donné le goût pour le voyage et pour la beauté des paysages. Merci à **Nathan** et **Julien**, pour vos sourires et votre fraternité. Un immense merci à toi **Manon**, d'avoir su m'écouter toujours avec bienveillance et appris à relativiser dans les moments les plus difficiles. En tant que jumelle et tata, sache que je serai toujours là pour toi.

Merci à vous qui m'avez accompagnée toutes ces années d'études passionnantes et avec qui j'ai partagé tant de moments forts, de la licence au doctorat. Je pense particulièrement à toi ma sœurette **Karine**, présente depuis mes premiers pas à la fac ; à toi mon binôme **Thibault**, à ton tour doctorant (et qui sait que m'offrir des échantillons de roches est l'une des plus belles attentions que l'on puisse me faire… !) ; je fais un clin d'œil ému à toute la ***team*** **de Master GÉORIS**, avec qui j'ai pu créer des souvenirs inoubliables ; à toutes les personnes qui ont eu la patience de m'écouter et de me soutenir, surtout durant le dernier mois de rédaction ; à toi ***Sherwood***, tu m'as été d'un réel soutien tout au long de cette thèse ; à toi **François**, doctorant à l'ICMR, à ces trois années de durs labeurs, mais aussi de beaux moments, dont je suis déjà nostalgique (je ne peux pas tous les citer !).

Et pour finir, merci à toi **Victor**, toujours là pour m'épauler et me faire progresser, et parce que la vie nous a donné cette chance, j'aimerais te remercier profondément pour tous ces moments que nous avons passés ensemble. Tu m'as appris à m'ouvrir et à repousser de nombreuses frontières tout en restant soucieuse de la justesse, ce qui m'a permis de forger ce chemin heureux qui est le mien aujourd'hui… Merci infiniment.

Résumé

Malgré un relief de faible énergie, le vignoble champenois est affecté par de nombreux mouvements de terrain. Dans un contexte à forts enjeux économiques, les dégâts qu'ils causent peuvent être très importants. Les récents travaux menés sur le sujet ont permis de mieux comprendre les mécanismes de déclenchement des grands mouvements et d'expliquer le rôle de la structure sur les dynamiques géomorphologiques et les relations hydrogéologiques entre formations superficielles et substrat, mais ils ne permettent pas encore d'établir la susceptibilité des versants aux instabilités récentes, qu'elles soient profondes ou superficielles. C'est le but de ces travaux de recherche : grâce à une approche multidisciplinaire, la susceptibilité des versants a pu être évaluée au sein de deux grands ensembles du secteur d'étude. Au nord, la cambrure de versant est fossile et les versants ne présentent plus de signe d'activité. Trois types de versants ont été identifiés et l'archétype du versant cambré est mis en place lorsque rien n'empêche le soutirage des sables de l'Yprésien, impliquant le fléchissement et la fracturation de la couche lutétienne qui les coiffent. Au sud, certains versants sont non seulement soumis à des forçages climatique et anthropique plus importants que les autres, mais présentent aussi des caractéristiques structurales qui les prédisposent davantage à l'instabilité. Ils enregistrent beaucoup plus de réactivations superficielles, qui ont fait l'objet d'une modélisation fine afin de comprendre le rôle des forçages et des facteurs structurels dans le déclenchement et la dynamique de l'instabilité. Une cartographie à l'échelle de la vallée de la Marne et un premier modèle opérationnel à l'échelle d'un versant instable sont proposés afin d'améliorer la gestion de l'aléa.

Mots clés : Mouvement de masse, vignoble champenois, télédétection, lidar, géophysique, photogrammétrie, modélisation, risques naturels

Laboratoire GEGENAA – EA 3795

UFR Lettres et Sciences Humaines

Département de Géographie

57, rue Pierre Taittinger

51096 REIMS Cedex – France

Abstract

In spite of a low-energy relief, the Champagne vineyards are affected by numerous land movements. In a context of high economic stakes, the damage they cause can be very significant. Recent work on the subject has led to a better understanding of the mechanisms that trigger major movements and to an explanation of the role of structure on geomorphological dynamics and hydrogeological relations between surface formations and the substratum, but it has not yet made it possible to establish the susceptibility of slopes to recent instabilities, whether deep or surface. This is the aim of this research work: thanks to a multidisciplinary approach, the susceptibility to slope instability has been established within two large groups. In the north, the slope camber is fossilised and the slopes no longer show any signs of activity. Three types of slopes have been identified and the archetypal cambering slope is in place where there is nothing to prevent the extraction of the Ypresian sands, involving the flexing and fracturing of the overlying Lutetian layer. In the south, some slopes are not only subject to greater climatic and anthropic forcing than others, but also have structural characteristics that predispose them more to instability. In addition, they experience more surface reactivations, which were the subject of detailed modelling in order to understand the role of forcings and structural factors in the triggering and evolutionary dynamics of instability. A mapping at the scale of the Marne valley and a first operational model at the scale of an unstable slope are proposed to improve the management of the hazard.

Keywords: Mass movement, Champagne vineyards, remote sensing, lidar, geophysics, photogrammetry, modeling, natural hazards

Laboratoire GEGENAA – EA 3795

UFR Lettres et Sciences Humaines

Département de Géographie

57, rue Pierre Taittinger

51096 REIMS Cedex – France

Table des matières

Remerciements 1

Résumé 4

Abstract 5

Table des matières 6

Introduction générale 11

PARTIE I. L'instabilité des versants et le contexte champenois 15

Chapitre 1. Contexte régional et facteurs d'instabilité 16

1. **Contexte morphostructural et climatique** 17

1.1. La Côte d'Ile-de-France et les plateaux éocènes 17

1.2. Les assises secondaires et tertiaires 20

1.2.1. La craie du Campanien 20

1.2.2. Les sables et les marnes du Thanétien 21

1.2.3. Les argiles et les marnes de l'Yprésien inférieur 21

1.2.4. Les sables de l'Yprésien supérieur 21

1.2.5. Les formations du Lutétien 22

1.2.6. Les formations du Bartonien, du Priabonien (et du Rupélien) 22

1.3. Stratigraphie et variations de faciès 22

1.4. Les aquifères 24

1.5. Les formations superficielles 25

1.6. Les données climatiques 26

2. **Forces, résistances et conditions de rupture** 27

2.1. Rhéologie et mouvements de masse 27

2.2. La part de la structure, du climat et de l'anthropisation 33

2.3. Brève histoire d'un biome anthropique 34

Chapitre 2. Etat de l'art 38

1. **Etat des connaissances dans le vignoble** 39

1.1. Des glissements de terrain à la cambrure de versant 39

1.2. Âge et critères de rupture 40

2. **Méthodes et outils** 43

2.1. La photo-interprétation 44

2.2. La photogrammétrie 45

2.3. L'imagerie lidar 46

2.4. La télédétection multispectrale 46

2.5. La géophysique : analyse de la structure interne des mouvements de terrain 49

3. **Une géomorphologie applicable** 50

PARTIE II. Des dynamismes variés : processus anciens et instabilités récentes 52

Chapitre 3. Les processus anciens du Tardenois et du Soissonnais 53

1. **La cambrure de versant** 54

1.1. Contexte morphostructural de la cambrure 55

1.2. Méthodes d'analyse de la cambrure 57

1.3. La répartition en plan de la cambrure 57

1.3.1. Apport de la télédétection multispectrale pour l'identification des blocs 57

1.3.2. La répartition en plan des blocs calcaires 59

1.4. La répartition en coupe des blocs calcaires 61

1.5. Diversité des profils de versants cambrés 63

1.6. Morphogenèse et âge 66

2. **Les cuves** 69

2.1. Caractérisation de la forme 69

2.2. Répartition et géométrie des cuves 71

2.3. Origine et contrôle structural de la forme 74

2.4. Âge et contexte morphoclimatique 75

2.5. Le modelé des cuves de Branscourt et de Vandeuil 76

Chapitre 4. Activité des glissements de terrain champenois 81

1. **Les glissements de terrain actifs** 82

2. **Les mutations récentes du terroir viticole** 87

2.1. Apport de la photo interprétation 87

2.2. Défrichement et instabilités à Festigny 89

2.3. L'anthropisation à l'origine du glissement récent de Vandières ? 92

2.4. Réactivations sur les coulées de Mutigny 95

2.5. Des signes d'instabilités mineures dans le vignoble de Sézanne. 96

3. **Détection des mouvements de terrain : apport des levés aériens lidar** 98

3.1. Semi-détection des formes associées au glissement de terrain 98

3.1.1. Acquisition et traitement des données 98

3.1.2. Vers une détection semi-automatique des cicatrices d'arrachement 101

3.1.3. La carte issue de la segmentation multicritères 104

3.2. Morphologie des glissements : Rilly et Champillon 105

3.2.1. Le glissement de Rilly-la-Montagne 106

3.2.2. Le glissement de Champillon 115

4. **La structure interne des glissements** 122

4.1. Le glissement de Cuis 124

4.2. Le glissement de Rilly-la-Montagne 127

4.3. Le glissement de Champillon 130

4.4. Le glissement de Festigny 132

4.5. Les coulées de Mutigny 134

4.6. Le glissement de Boursault 136

4.7. Le glissement de Vandières 137

4.8. Le glissement de Montchenot 141

5. **Structure et modelé des glissements : la part des héritages, le rôle de l'anthropisation** 144

6. **Conclusion** 148

PARTIE III. Cartographie et modélisation des facteurs de prédisposition aux glissements de terrain et des indices de foçage dans le vignoble champenois 149

Chapitre 5. facteurs de prédisposition aux glissements de terrain et indices de forçage : analyse à l'échelle de la vallée 150

1. **Comment déterminer la susceptibilité à l'instabilité de versant ?** 151

2. **Cartographie des facteurs topographiques et structuraux à l'échelle du vignoble** 152

2.1. Les facteurs topographiques : orientation et pente 152

2.2. Les facteurs lithostratigraphique et hydrogéologique 154

3. **La réponse des sols et de la végétation aux facteurs climatiques** 155

3.1. L'apport des données satellites 155

3.2. Le contexte climatologique 159

3.3. Les réponses « standard » 161

3.3.1. Le NDVI 161

3.3.2. Cartographie de l'enherbement des parcelles en hiver 163

3.3.3. Le NDWIg 168

3.3.4. Le NDWImf 171

3.3.5. Analyse de la réponse spectrale par la méthode des compositions colorées 175

3.3.6. L'influence du cépage sur la réponse des parcelles viticoles 178

3.4. Cartographie de la réponse dans l'infrarouge thermique de la vallée de la Marne 179

3.5. Réponses moyennes des indices environnementaux pour le vignoble 183

3.5.1. Allure moyenne des indices environnementaux 183

3.5.2. Identification de réponses fortement contrastées et cartographie de la susceptibilité des versants au facteur « charge en eau » des sols 184

4. **Cartographie de l'aléa instabilité de versants du vignoble à l'échelle de la vallée de la Marne**.....189

Chapitre 6. Modélisation des variables environnementales sur un versant instable 192

1. **Modélisation des facteurs de prédisposition à grande échelle** 193

2. **Résultats de l'analyse par télédétection multispectrale**..... 196

3. **Le suivi par photogrammétrie des déformations actuelles** 204

3.1. Introduction 204

3.2. Protocole de la photogrammétrie par drone 207

3.3. Les déformations actuelles 210

3.4. Cartographie de la susceptibilité à l'échelle du versant 213

Conclusion générale 218

1. **Sur l'instabilité des versants**..... 218

2. **Enjeux actuels : conséquences directes et indirectes des instabilités** 219

Références bibliographiques..... 223
Table des figures 233
Liste des tableaux 240

Introduction générale

Longtemps ignorés, les mouvements de terrain en Champagne viticole ont fait l'objet d'un intérêt croissant à partir des années 1980 – on pourrait presque dire qu'ils ont été découverts puisque les cartes géologiques ne mentionnent que des « colluvions parfois épaisses », à l'exception de la carte d'Epernay (Hatrival, 1977) sur laquelle figurent des « couches glissées en masse à la faveur de conditions climatiques périglaciaires » parfois représentées entre des failles. De même, la première cartographie géomorphologique du versant nord de la Montagne de Reims (Wiedmann, 1976) ne signale aucun mouvement de terrain. C'est finalement dans un numéro thématique des Travaux de l'Institut de Géographie de Reims de 1987 intitulé « Géomorphologie et risques naturels » que sont décrits des glissements anciens (Dizy-Champillon-Hautvillers), polyphasés (Cuis) et même contemporains (Rilly-la-Montagne). Depuis, les études se sont multipliées, souvent à la suite d'instabilités parfois destructrices (comme sur la commune de Boursault en 2000) et dans le cadre de l'élaboration du PPR mouvements de terrains (nombreux rapports du BRGM), faisant de fait l'impasse sur la dynamique des versants « tranquille » du vignoble du Soissonnais et du Tardenois évoluant par cambrure (Bollot, 2014). L'interprétation des formes et celle des matériaux (sur le terrain) a conduit à une cartographie des mouvements de terrain démontrant leur omniprésence, du moins sur les rebords de la Montagne de Reims et sur les versants de la vallée de la Marne (Bollot, 2014). Certains d'entre eux ont fait l'objet d'investigations géophysiques et hydrogéologiques apportant une meilleure connaissance de leur structure et éclairant leur insertion dans le cycle hydrologique. Les mouvements de terrains apparaissent alors comme des héritages modifiant les écoulements et susceptibles d'être réactivés (Bollot *et al.*, 2015). Plus de 260 glissements, actifs ou dormants (Varnes, 1978 ; Flageollet, 1996), ont été référencés (Bollot, 2014). En parallèle, ces quarante dernières années, l'augmentation du prix du foncier viticole a poussé les viticulteurs à planter en vignes des surfaces jusqu'ici boisées ou laissées en jachère, même sur les parcelles les plus abruptes. De manière générale, les aménagements (remblaiements, terrassements, systèmes de drainage pas toujours concertés) n'ont fait qu'accroitre le risque et l'aléa, menaçant tout autant le vignoble que les infrastructures et les habitations. Dans un tel contexte, les viticulteurs prennent conscience de la nécessité de gérer ce risque. Cette gestion passe en premier lieu par une connaissance des mécanismes conduisant à la déstabilisation des versants, c'est-à-dire par une caractérisation de l'aléa pris dans sa variabilité spatiale et temporelle. Pour être opérationnel, le diagnostic doit en outre prendre en compte les conditions environnementales (au sens large) dans lesquelles se produisent les désordres actuels, pour en déterminer les forçages et ainsi aboutir à une cartographie de la susceptibilité aux mouvements de terrain devant servir

d'outil de gestion. La figure 0 ci-dessous montre la démarche utilisée pour ces travaux de thèse, dont l'objectif final est de produire une cartographie de la susceptibilité des versants à moyenne et grande échelle. Plusieurs approches sont choisies afin d'étudier à différentes échelles spatiale et temporelle les facteurs structurels et conjoncturels des versants champenois. La **première partie** permet de présenter le contexte scientifique et les conditions environnementales du secteur d'étude. Le **chapitre 1** présente le cadre morphologique, géologique, climatique ainsi que les principaux géons du secteur d'étude. Il décrit également les conditions de rupture théorique et expose les principales problématiques de ces travaux de recherche, dans un contexte où les enjeux socio-économiques sont très importants et où le prix à l'hectare d'une parcelle viticole dépasse le million d'euros. Le **chapitre 2** présente les connaissances actuelles sur les instabilités de versants champenois et expose les différents outils et méthodes qui sont choisis pour répondre aux objectifs de cette recherche. La **deuxième partie** permet de traiter la question de la stabilité des versants des deux grands ensembles géographiques du secteur d'étude, de préciser les caractéristiques morphostructurales des versants, et de présenter l'anthropisation croissante depuis les années 1950, qui se traduit par une extension viticole. Le **chapitre 3** se focalise sur les processus anciens du nord du secteurs d'étude et permet, grâce à une approche multidisciplinaire s'appuyant sur des investigations de terrain (surface), des analyses satellites Sentinel-2 (surface) et des mesures géophysiques (sub-surface), d'établir une typologie des modelés fossiles retrouvés du Tardenois et du Soissonnais. Le **chapitre 4** permet de caractériser le modelé et la structure des instabilités et d'analyser le rôle de l'anthropisation dans le déclenchement des glissements de terrain récents. Il expose la très grande variété des modelés qui en résulte. La **troisième partie** aborde la modélisation des facteurs prédisposant les versants aux glissements ainsi que les forçages climatiques qui exercent localement des pressions plus importantes, aggravant le processus d'instabilité. Le **chapitre 5** présente la méthodologie utilisée pour l'analyse spatio-temporelle à l'échelle de la vallée des facteurs de prédisposition (orientation, pente, lithostratigraphie, occupation du sol) et des indices traduisant les forçages climatiques et anthropique (activité photosynthétique des surfaces viticoles, charge en eau des sols en hiver à court et à moyen terme, température de surface), qui conditionnent les versants à plusieurs niveaux d'instabilité. Cette démarche permet, *in fine*, d'établir une première cartographie de la susceptibilité à l'aléa instabilité de versant. Enfin, le **chapitre 6** se focalise sur un versant à très forte susceptibilité identifiée par la cartographie à l'échelle de la vallée, et propose un zonage très précis des zones clés dans le fonctionnement d'une instabilité issu de l'intégration de variables choisies (pente, NDVI, NDWIg, NDWImf). Cette double approche (télédétection et géophysique) permet d'établir le lien entre la charge en eau en surface et la circulation en profondeur, et de proposer un modèle parcellaire pour la gestion de l'instabilité.

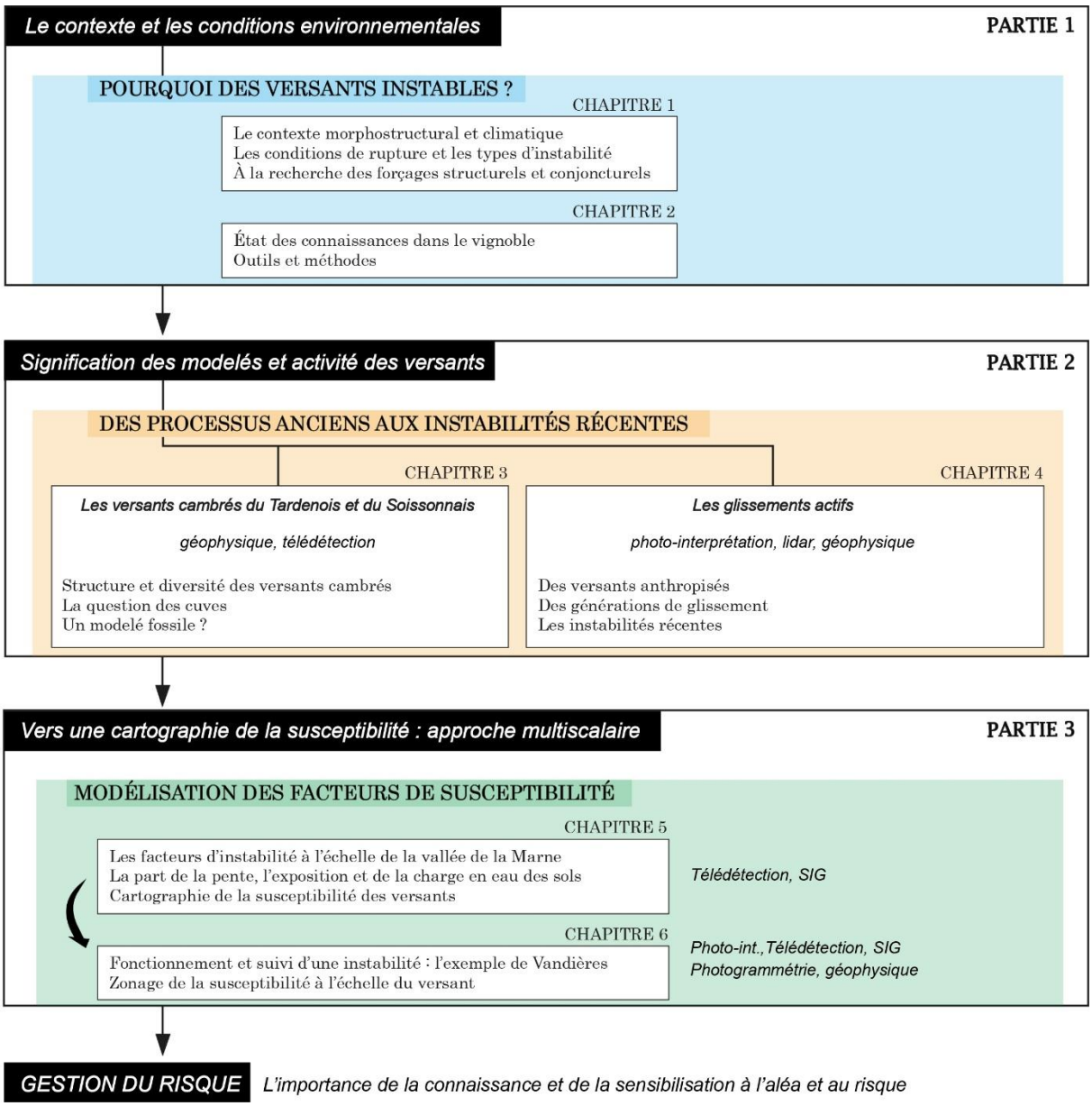


Figure 0. Démarche des travaux de recherche.

► *Soutiens institutionnels et financiers*

- Le projet CHARMM, qui signifie CHAmpagne, Risques, Modélisation des Mouvements de terrain, a été lancé en novembre 2018 par Nicolas Bollot et est porté par l'Unité de Recherche 3795 du GEGENAA. Ce projet est co-financé pour une période de trois années par le Comité Champagne – anciennement CIVC : Comité Interprofessionnel des Vins de Champagne) et par la région Grand Est. Il vise à générer des cartographies et des bases de données géoréférencées utilisables par les acteurs locaux comme outils d'aide à la décision. Outre le contrat doctoral, ces financements ont permis la réalisation d'un grand nombre d'investigations géophysiques.

- Une convention nommée « lidar de la Montagne de Reims » entre l'Office National des Forêts, le Parc Naturel Régional de la Montagne de Reims et l'URCA a permis l'acquisition de données lidar en mars 2018.

- Ces travaux de recherche ont également bénéficié de la coopération de l'Institut Polytechnique UniLaSalle Beauvais par le biais d'encadrements de stages d'étudiants de troisième année portant sur les profils géophysiques.

► *Diffusion de la recherche*

Ces recherches ont été valorisées par cinq articles scientifiques, un poster, sept interventions en colloques nationaux (Rouen, Reims, Beauvais, Paris et Brest) et internationaux (Arlon, Belgique) et une conférence de vulgarisation a également été réalisée à Vandières. Ces trois années de thèse ont également été rythmées par six semestres d'enseignement (au total 192 heures cumulées) en Licence de Géographie à l'Université de Reims Champagne-Ardenne – UFR Lettres et Sciences Humaines, et en Master d'Urbanisme et Aménagement – à l'École nationale Supérieure d'Ingénieurs de Reims. Le co-encadrement de quatre stages de troisième année INGE-GÉOL de l'Institut UniLaSalle Beauvais et de neuf stages de Master 1 GÉORIS ont également été valorisés pour ces travaux de recherche.

PARTIE I.

L'instabilité des versants et le contexte champenois

Cette première partie permet de présenter le cadre général de la recherche ainsi que les problématiques. En effet, si la résistance aux déformations est conditionnée par la géologie (structure et lithologie), le cadre bio-morphoclimatique (contemporain et passé) et l'histoire anthropique des versants, il est cependant difficile d'établir un lien entre le déclenchement de l'instabilité et leur occurrence spatio-temporelle. Cette partie permet :

► De présenter le cadre géographique et climatique du secteur, afin de fixer le contexte régional et d'exposer brièvement la spécificité des sols champenois.

► De faire le point sur les avancées bibliographiques et de mettre l'accent sur la diversité des versants et instabilités rencontrées dans le secteur d'étude.

► Enfin, d'exposer les principales problématiques et les méthodologies choisies pour y répondre.

CHAPITRE 1.

CONTEXTE REGIONAL ET FACTEURS D'INSTABILITE

Les glissements de terrain qui affectent le vignoble champenois sont d'âge et d'ampleur variés. Si le rôle de l'aquifère a été démontré dans le processus des grands glissements (Bollot, 2014), le rôle des facteurs de déclenchement des glissements de moindre importance, qui concernent la partie superficielle des sols, n'est pas encore étudié et les conditions de rupture dans ce cas ne sont encore élucidées. Dans un contexte à forts enjeux socio-économiques, les glissements de terrain affectent de nombreux versants fortement anthropisés dont la stabilité dépend de la géologie, de la lithostratigraphie, du climat, de l'occupation des sols, avec une part importante des pratiques culturales et du remaniement des sols par les vignerons. Ce chapitre a pour objectif de rappeler brièvement les caractéristiques du secteur d'étude et de présenter les paramètres rhéologiques propres aux géons étudiés dans ces travaux de recherche afin d'adapter les axes méthodologiques propres aux sols viticoles champenois.

1. Contexte morphostructural et climatique

1.1. La Côte d'Ile-de-France et les plateaux éocènes

Le secteur étudié correspond au front de la cuesta[1] d'Île-de-France et à son revers, entre la Marne au sud, l'Aisne au nord et une ligne passant par Dormans et Fismes à l'ouest. Le relief se développe essentiellement dans une série sédimentaire paléogène monoclinale à faible pendage ouest, reposant en discordance sur le Crétacé qui constitue le substrat de la Champagne crayeuse. Les plateaux du revers – Brie champenoise, Tardenois et Soissonnais (figure 1), sont incisés d'une centaine de mètres par quatre rivières cataclinales (la Marne, l'Ardre, la Vesle et l'Aisne) et dans une moindre mesure par leurs affluents (incluant les vallées sèches). Seuls les cours de la Marne, de la Vesle et de l'Aisne atteignent la craie en aval de leur percée cataclinale.

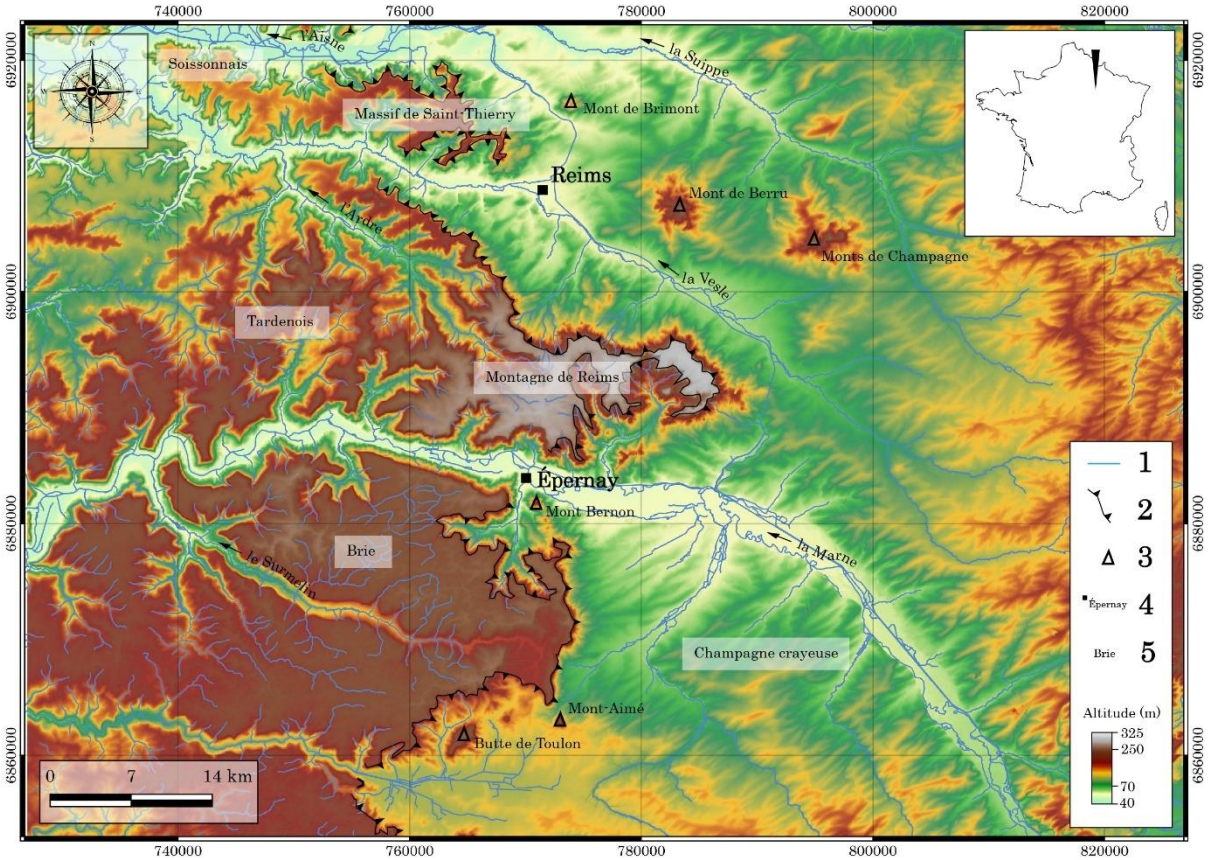


Figure 1. Contexte topographique (source : BD ALTI 25m).

1 : Cours d'eau ; 2 : Côte de l'Île-de-France ; 3 : Buttes témoins ; 4 : Localité ; 5 : Régions naturelles.

L'altitude moyenne des plateaux s'abaisse d'est en ouest, de 250 m sur le rebord de la cuesta à 160 m dans le Soissonnais et 200 m dans le Tardenois et la Brie champenoise. La cuesta domine la

[1] Au sens strict, c'est un talus anaclinal puisqu'il y a une discordance entre le Thanétien et le Campanien.

plaine de la Champagne crayeuse de 180 m. Sur le revers de la cuesta d'Ile-de-France, le découpage en pays se cale approximativement sur la structure. Le plateau de la Brie champenoise correspond à l'affleurement des calcaires priaboniens, le Tardenois se trouve à la jonction des plateaux des calcaires bartoniens et de ceux du Lutétien, ces derniers définissant le Soissonnais (figure 2). À l'est du Tardenois, le saillant de la Montagne de Reims correspond à l'affleurement de calcaires et de marnes bartoniens.

Le Soissonnais et une partie du Tardenois (de part et d'autre de la vallée de l'Ardre), débarrassés du Bartonien, constituent un plateau calé sur le sommet du Lutétien : la surface substructurale des calcaires grossiers du Lutétien moyen, dominée vers le sud, au-delà d'une cuesta bartonienne, par la surface substructurale des calcaires de Saint-Ouen (Bartonien), qui passe latéralement, en rive gauche de la Marne, à la surface des calcaires de Champigny (Priabonien). Par conséquent, les versants des vallées du revers, tout comme le front de la côte d'Île-de-France, ne recoupent pas les mêmes lithofaciès, ce qui implique un contrôle structural varié de la dynamique de surface.

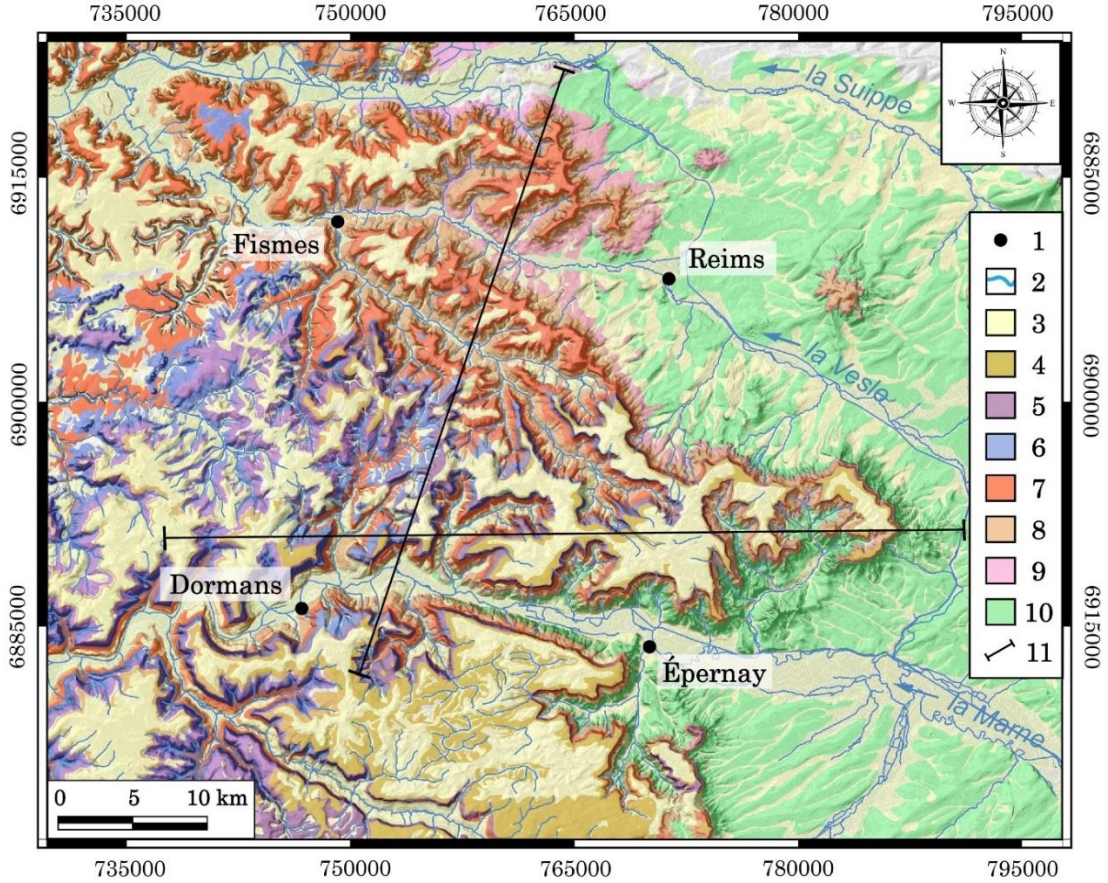
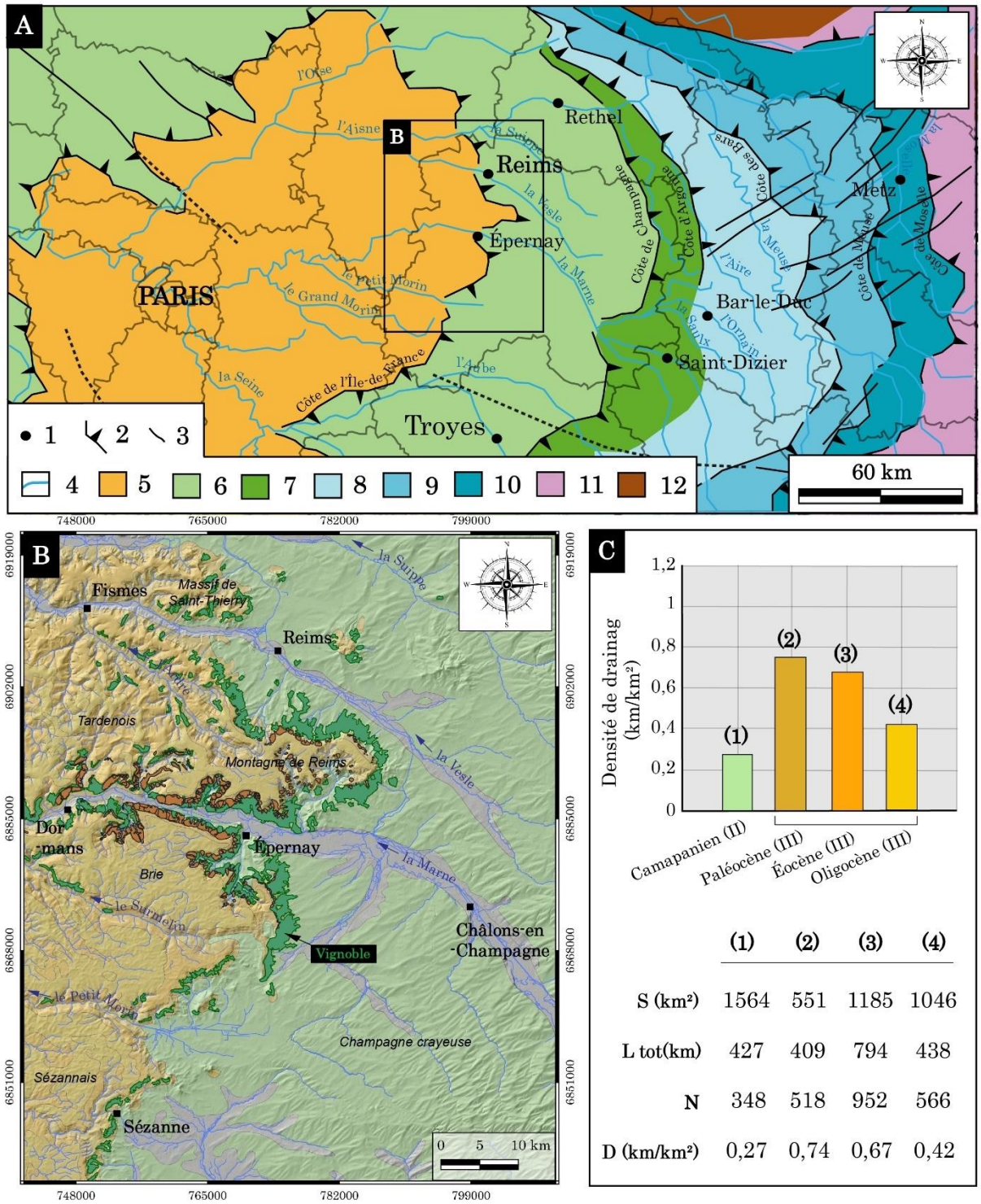


Figure 2. Contexte géologique du secteur d'étude.

1 : Localité ; 2 : Réseau hydrographique : 3 : Formations quaternaires ; 4 : Rupélien ; 5 : Priabonien ; 6 : Bartonien ; 7 : Lutétien ; 8 : Yprésien ; 9 : Thanétien ; 10 Crétacé ; 11 : Profils topographiques de la figure 4.



	(1)	(2)	(3)	(4)
S (km²)	1564	551	1185	1046
L tot(km)	427	409	794	438
N	348	518	952	566
D (km/km²)	0,27	0,74	0,67	0,42

Figure 3. Densité de drainage des formations géologiques du secteur d'étude (source : BD Carthage, BD Million-Géol, géologie à 1/1 000 000, BRGM).

A : Contexte géologique et hydrographique du Bassin de Paris. B : Le vignoble champenois. C : Densité de drainage par formations.

Le relief actuel dérive de l'incision du réseau hydrographique à partir d'une surface fondamentale d'âge aquitanien (Dewolf et Pomerol, 1997) dont le seul témoignage, entre l'Argonne (240 m) et le Hurepoix (150 m) correspond au sommet de la côte d'Île-de-France à des altitudes comprises entre

200 m et 280 m dans le secteur étudié. Cette fourchette d'altitudes est le fruit d'une histoire marquée par des déformations tectoniques de styles (ondulations anticlinales, épirogenèse positive ou négative) et d'âges (compression pyrénéenne, distension oligocène et compression alpine) variés (Duprat, 1996 ; Duprat, 1997), interagissant avec la dynamique de surface (érosion aréolaire jusqu'au Pliocène, puis linéaire au Quaternaire). Les plateaux éocènes conservent en outre des éléments de la surface infra-rupélienne exhumée (dite « surface de Brie », Dewolf et Pomerol, 1997), identifiée par les argiles à meulière issues d'une météorisation chimique polyphasée, pré-stampienne (silicification) puis quaternaire (argilisation post-exhumation).

Les plateaux éocènes ne sont pas faillés, cependant un ensemble de contraintes tectoniques post-campaniennes affectant l'Eocène a été déduit de l'étude des linéaments (Duprat, 1997). Il apparait que les vallées d'ordre 1 à 3 (classification de Horton) sont contraintes par des fracturations tectoniques d'orientation N 125 (armoricaine) et N 160, tandis que les vallées principales conservent un tracé est-ouest probablement hérité de la topographie fini-tertiaire de plaine – la Surface fondamentale – inclinée vers le centre du Bassin parisien (Dewolf et Pomerol, 1997).

De part et d'autre de la Côte d'Ile-de-France, la densité du réseau hydrographique est très contrastée (figure 3). Pour une surface quasi équivalente, on compte 348 tronçons sur la craie campanienne de la Champagne (densité de drainage de 0,3), contre plus de 952 tronçons dans les plateaux éocènes (densité de drainage de 0,7) selon les données de la BD Carthage (figure 3C). Cette différence tient à la grande perméabilité de la craie campanienne et, au contraire, à la présence de nombreux niveaux imperméables dans la série tertiaire, qui conditionnent également l'hydrogéologie.

1.2. Les assises secondaires et tertiaires

1.2.1. La craie du Campanien

La craie du Campanien définit le substrat de la plaine de la Champagne crayeuse et le sous-bassement de la série tertiaire des plateaux, qui repose dessus en discordance. Elle est blanche, tendre, gélive, et en bancs épais. Elle affleure jusqu'à 230 m sur le front de cuesta à l'extrémité est de la Montagne de Reims. À l'intérieur des plateaux, on la retrouve en pied de versant vers 80 m, le long des vallées allochtones (et de quelques-uns de leurs affluents dans les percées cataclinales). Ce différentiel d'altitude du « toit » de la craie tient à la fois à l'érosion contemporaine de l'émersion

fini-crétacée et éotertiaire (Klein, 1997) et aux déformations tectoniques cénozoïques (Duprat, 1997).

1.2.2. Les sables et les marnes du Thanétien

Les formations du Thanétien reposent en discordance sur la topographie d'érosion de la craie, ce qui explique les importantes variations de leur épaisseur, de quelques décimètres à une vingtaine de mètres. Vers l'est, en limite de sédimentation, une couche d'argile crayeuse d'une épaisseur d'environ un mètre forme la base du Thanétien. Plus à l'ouest, il présente des faciès sableux fins reposant directement sur la craie. Il peut aussi contenir des niveaux marneux, souvent rougeâtres et parfois gris ou blancs. Sur les flancs de la Montagne de Reims, le Thanétien est constitué de sables et/ou de grès riche en *Microcodium* dont l'épaisseur peut atteindre 10 m à Trépail.

1.2.3. Les argiles et les marnes de l'Yprésien inférieur

Cet étage présente plusieurs faciès et de fortes variations latérales. La base est constituée par des marnes calcaires blanches ou grises déposées en lentilles. Cet ensemble est surmonté par des marnes ou des argiles vertes à grises selon les secteurs, puis par des argiles grises. Des argiles à lignites disposées en lentilles s'intercalent entre ces formations. Ces matériaux sont classiquement désignés comme responsables des glissements de terrains dans le vignoble champenois (Marre, 1987 ; Simon, 2000 ; Bollot, 2010).

1.2.4. Les sables de l'Yprésien supérieur

D'épaisseur croissante d'est (5 m) en ouest (40 m), les sables de l'Yprésien supérieur sont de couleur grise à rousse, avec des zones « rouge-brique lie-de-vin ou verts » (Hatrival, 1977). La partie inférieure de ces sables est essentiellement constituée d'éléments grossiers tandis que la partie supérieure présente des éléments fins dont l'analyse morphoscopique révèle une action éolienne surimposée à une action marine, traduisant une sédimentation en condition de rivage marin. Vers le sommet des sables de l'Yprésien supérieur peuvent apparaître une succession de lits d'argiles, épais de quelques millimètres, voire de quelques centimètres, en alternance avec des lits sableux d'épaisseurs similaires. Ce niveau, appelé Argiles de Laon, peut atteindre quatre mètres.

1.2.5. Les formations du Lutétien

Le Lutétien se divise en différentes formations qui présentent d'importantes variations latérales de faciès. Dans la vallée de la Marne, le Tuffeau de Damery, niveau de sables fins calcaires rapporté au Lutétien moyen, a une épaisseur pouvant atteindre une quinzaine de mètres. Le Tuffeau de Damery disparait vers l'est, dans le Montagne de Reims et il est remplacé, vers le nord, par un calcaire grossier indifférencié d'âge lutétien inférieur et moyen. Reposant sur le Tuffeau de Damery et sur les Calcaires grossiers, les Marnes et caillasses du Lutétien supérieur sont constituées d'une alternance de calcaires et de marnes en bancs peu épais, dont l'épaisseur totale varie entre 10 et 40 mètres. Les Marnes et caillasses disparaissent dans la Montagne de Reims, à l'est de la Livre.

1.2.6. Les formations du Bartonien, du Priabonien (et du Rupélien)

Ces formations, difficile à différencier sur le terrain, sont constituées d'une succession de marnes, d'argiles, de sables et de calcaires. La base du Bartonien est constituée de sables et grès (dans la continuité des Marnes et caillasses du Lutétien supérieur), et le sommet correspond aux Calcaires de Saint-Ouen, résistants. L'épaisseur de cet ensemble est très variable : jusqu'à 20 m dans le Tardenois et sur la Montagne d'Avize, moins de 10 m sur le front de la cuesta au nord de la Montagne de Reims. Le Priabonien se décline en une succession de plusieurs formations sableuses, argileuses et marneuses surmontées à l'ouest par un niveau calcaire silicifié pouvant atteindre 20 mètres d'épaisseur (« Calcaires de Champigny »). Enfin, dans la partie ouest du secteur d'étude, ces formations sont surmontées par les Marnes supragypseuses rupéliennes.

1.3. Stratigraphie et variations de faciès

Les formations de la série tertiaire, dont le pendage est inférieur à 2° ouest, présentent d'importantes variations d'épaisseur et de faciès aussi bien d'est en ouest (figure 4A) que du nord au sud (figure 4B), tandis que le toit de la craie s'abaisse de 150 m d'est en ouest : cette configuration implique une grande variété de structures des versants et de fait des conditions d'évolution contrastées qui se lisent dans le profil transversal des vallées.

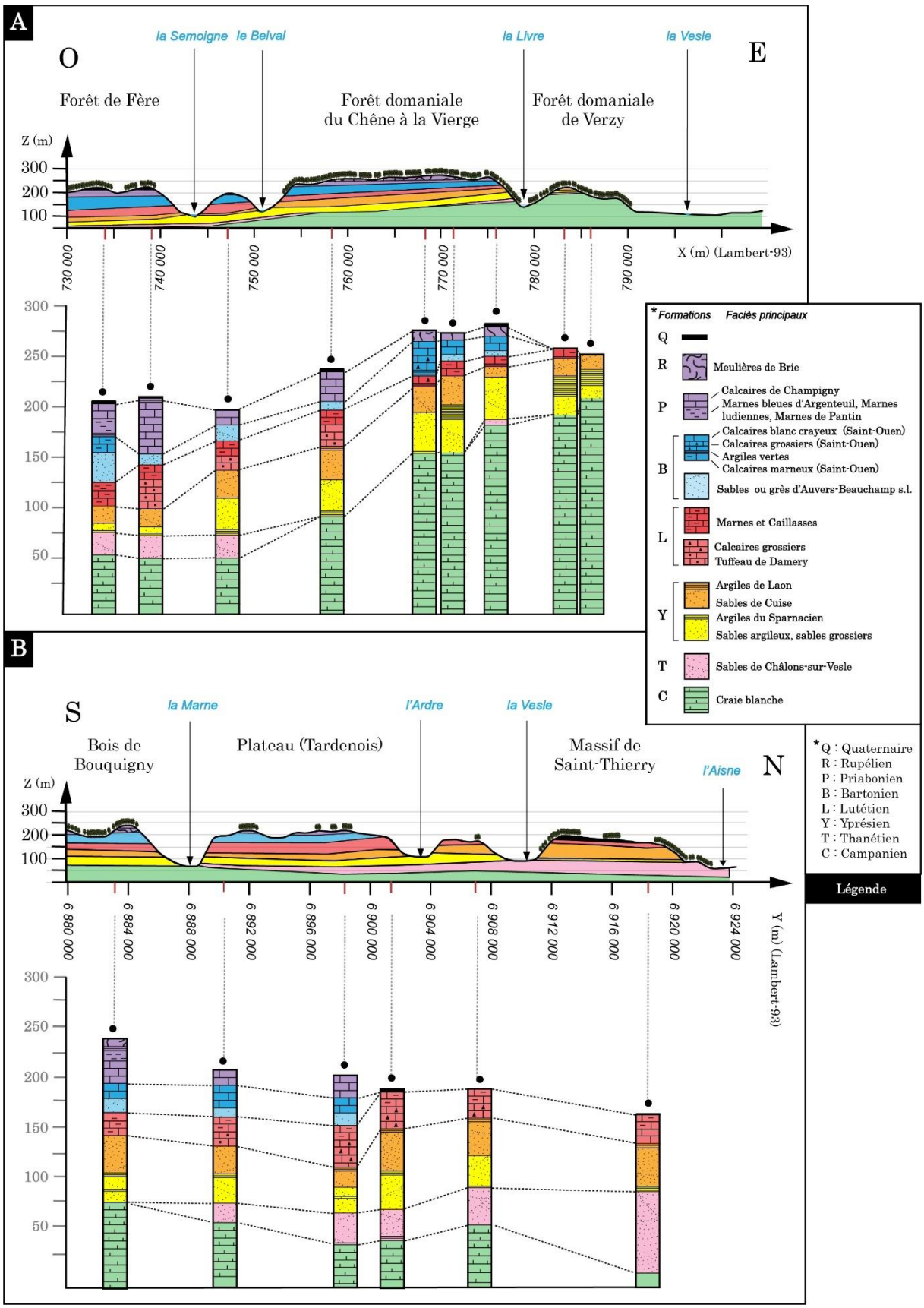


Figure 4. Variations des faciès et des épaisseurs d'Est en Ouest (A) et du Nord au Sud (B).

1.4. Les aquifères

La craie du Campanien constitue l'aquifère principal du secteur d'étude et alimente la plus grande majorité des communes du vignoble champenois. Ce grand réservoir, caractérisé par une porosité moyenne de 43 %, a cependant une porosité efficace inférieure à 1 % (Barbin *et al.*, 1993) du fait de sa structure vacuolaire qui ralentit les circulations internes dans l'aquifère. En profondeur, elle est peu-fissurée et présente une productivité extrêmement faible (Devos *et al.*, 2006). En outre, l'aquifère de la craie se compose de deux niveaux dont le comportement hydrodynamique diffère. Dans les trente premiers mètres, une fracturation d'origine tectonique (Laurain, 1980) et/ou liée aux cycles cryoclastiques pléistocènes augmente la productivité (Devos *et al.*, 2006). En profondeur, la craie peu fissurée détermine un autre réservoir à faible productivité. Quoiqu'il en soit, dans la plaine de Champagne, la nappe de la craie est libre et drainée par les cours d'eau. Elle devient captive vers l'ouest, sous les formations tertiaires (figure 5).

La couverture tertiaire, discordante sur la craie campanienne, est constituée d'une succession de lithofaciès de perméabilité variable déterminant une superposition d'aquifères. L'aquifère principal est celui des sables de l'Yprésien supérieur et des Calcaires grossiers du Lutétien inférieur et moyen, auquel s'ajoutent plusieurs aquifères perchés dans les niveaux semi-perméables du Thanétien (sables et argiles), du Lutétien supérieur (Marnes et caillasses), du Bartonien inférieur (calcaires gréseux) et du Priabonien (marnes et calcaires). Ponctuellement, les formations de couverture (Argiles à meulière et limons des plateaux) peuvent constituer des aquifères peu capacitifs (Bollot, 2014).

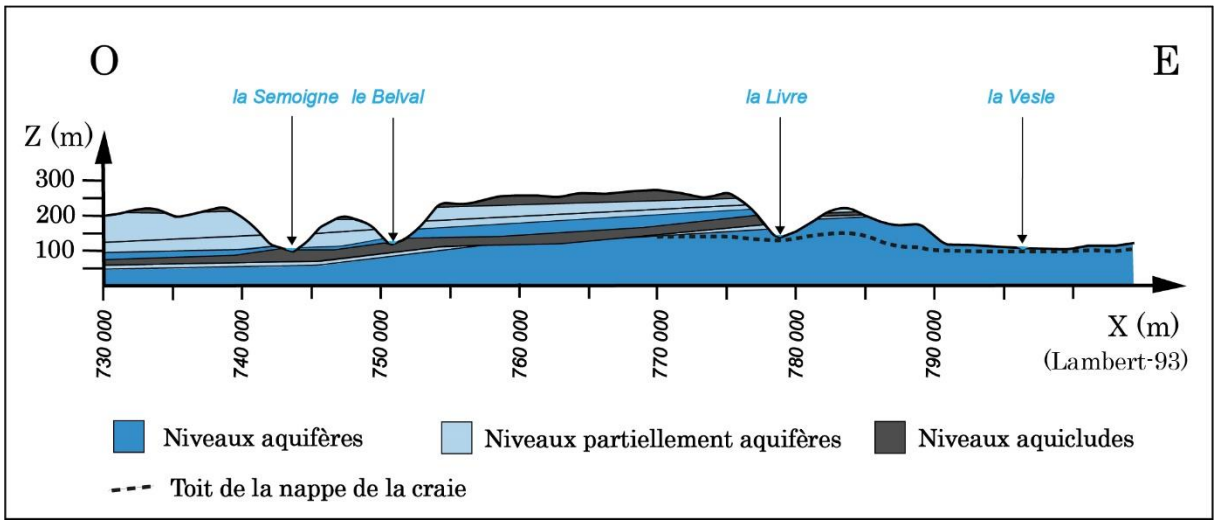


Figure 5. Les niveaux aquifères crétacés et tertiaires.

1.5. Les formations superficielles

La quasi-totalité de la surface des plateaux bartoniens, c'est-à-dire la Brie Champenoise, le sud Tardenois et la Montagne de Reims, est couverte par des argiles rouges, vertes ou gris foncé qui contiennent des blocs irréguliers de meulière caverneuse, blanche ou ocre, voire rose : ce sont les Argiles à meulière déjà mentionnées (Dewolf et Pomerol, 1997), pouvant atteindre 15 mètres d'épaisseur. Ces matériaux contribuent à l'imperméabilisation de la surface de ces plateaux, limitant l'infiltration des eaux météoriques et entretenant une hydromorphie expliquant la présence de nombreux points d'eau (étangs, mares…). Ils sont généralement recouverts par des loess décarbonatés d'origine périglaciaire pouvant atteindre cinq mètres d'épaisseur.

Les formations de versants sont d'une grande variété de faciès et d'âge. Les hauts de versants en pente forte sont souvent régularisés par des dépôts périglaciaires de type grèze litée, là où une couche dure et gélive affleure au sommet. Sur les parties médianes et basses des versants se retrouvent des nappages colluviaux constitués de blocs calcaires de taille centimétrique à décimétrique issus de diverses formations géologiques du versant, enrobés dans une matrice argilo-calcaire, voire sableuse. Leur origine est également périglaciaire. A cela s'ajoutent d'importants volumes de matériaux déplacés par mouvements de masse et remobilisant les formations superficielles précédentes et la roche en place. A noter que sur les versants du Nord Tardenois et du Soissonnais, le nappage colluvial domine largement, au détriment des deux autres types de formations superficielles (c'est-à-dire les grèzes et les matériaux engagés dans des mouvements de masse). Enfin, sur les parcelles plantées en vignes, les remblais sans rapport avec la lithologie locale sont fréquents.

Le fond des vallées de la Marne, de la Vesle et de l'Aisne, larges et plats, est occupé par des alluvions récentes de nature limoneuse et dont l'épaisseur n'excède pas trois mètres. Les niveaux de terrasses sont souvent mal conservés et exempts d'alluvions dont la nature crayeuse (dans le cas des cours d'eau allochtones) ne favorise d'ailleurs pas la conservation. Leur apport à la datation relative des formes et des formations de versant qui s'y raccordent est donc réduit. Les cours d'eaux secondaires, ainsi que l'Ardre, s'écoulent dans des fonds de vallée étroits et pauvres en alluvions.

1.6. Les données climatiques

Le climat de la Côte d'Ile-de-France entre Marne et Aisne est de type tempéré océanique dégradé. Les précipitations annuelles sont dans la moyenne basse française, avec un minimum en Champagne crayeuse, où elles ne dépassent pas 600 mm en moyenne par an (figure 6A). Sur le secteur d'étude, elles sont régulièrement réparties dans l'année (figure 7), avec une moyenne mensuelle de l'ordre de 59 mm. L'amplitude thermique moyenne est faible (16°C), janvier étant le mois le plus froid (température moyenne de 3,5°C) et juillet le mois le plus chaud (température moyenne de 19,5°C). Le climat actuel du vignoble champenois présente donc peu de variations interannuelles, mais peut connaitre des épisodes pluvieux exceptionnels, comme en (juin 2016, juillet 2018, juin et octobre 2019, février et juin 2020, juin 2021).

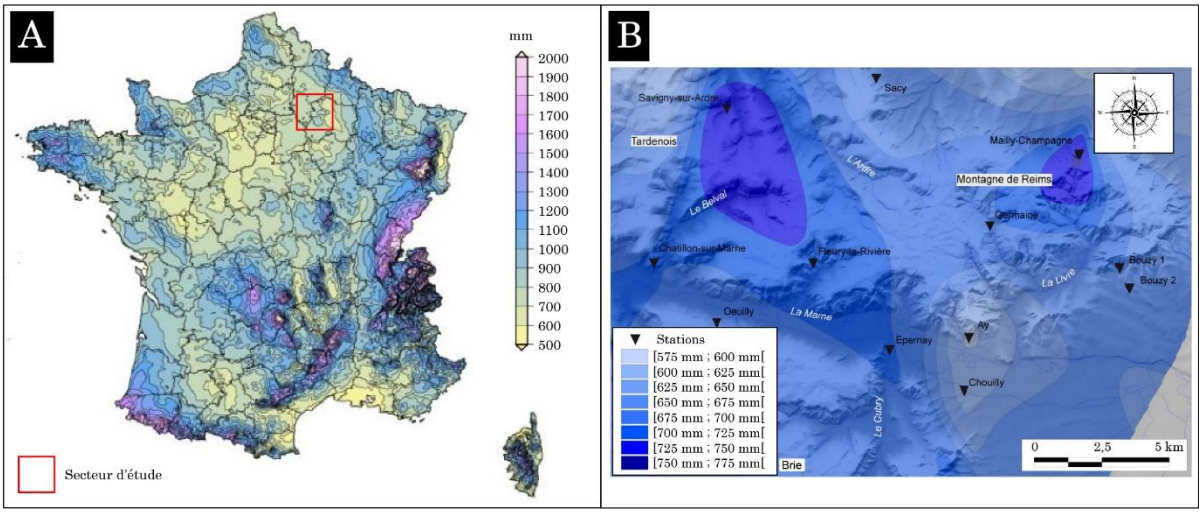


Figure 6. Répartition des précipitations.

A : Précipitations moyennes annuelles calculées pour la période 1981-2010 selon la méthode AURELHY (d'après Météo France, novembre 2019). B : Répartition des précipitations annuelles du secteur d'étude, période 1994-2014 (modifié, d'après Bollot, 2014).

La répartition spatiale des précipitations, suivie grâce aux données météorologiques du CIVC, montre plus de contrastes. Les précipitations sont en effet plus abondantes sur les plateaux que dans la plaine de la Champagne crayeuse. Par endroits, on constate des écarts supérieurs à 100 mm entre le rebord du plateau et le fond de la dépression orthoclinale, comme sur le versant nord de la Montagne de Reims (figure 6B). Sur la commune de Bouzy, au niveau de la percée cataclinale de la Marne, pour une dénivellation de 100 mètres, les précipitations passent de 679 mm en haut du talus à 654 mm en bas. A ce gradient altitudinal s'ajoute un effet d'abri, puisque les pluies sont souvent associées à un temps d'ouest : la dépression crayeuse est donc moins arrosée.

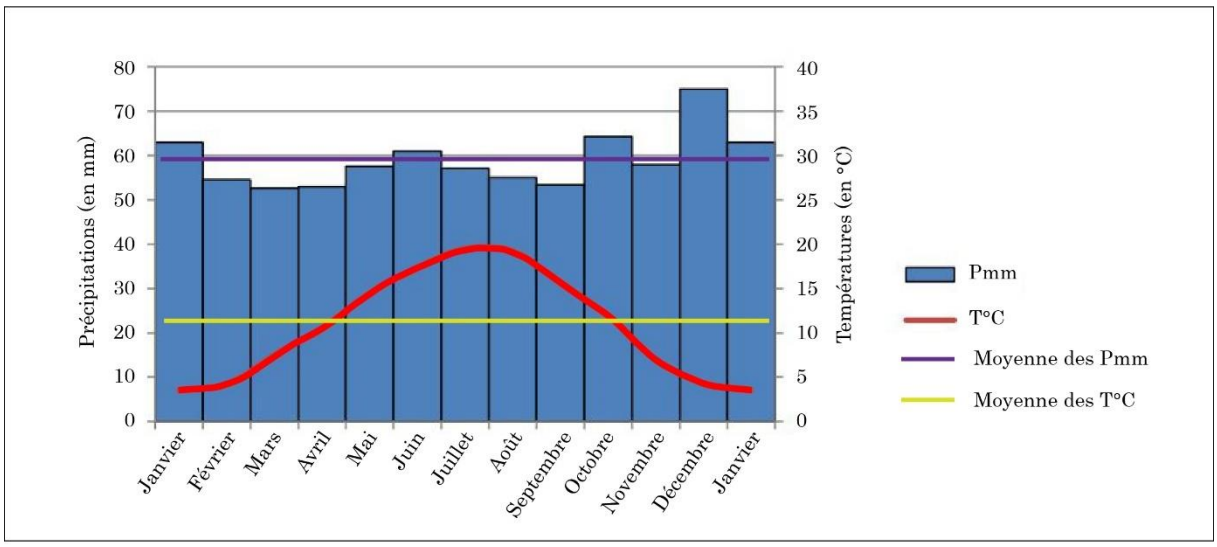


Figure 7. Diagramme ombrothermique d'Épernay, période 1983-2013 (données du CIVC, d'après Bollot, 2014).

2. Forces, résistances et conditions de rupture

2.1. Rhéologie et mouvements de masse

La rhéologie (Bingham, 1922) étudie la déformation des corps (fluide et solide) à partir de leurs propriétés intrinsèques et de la façon dont elles évoluent lorsque ces corps sont soumis à des conditions changeantes (Bertran *et al.*, 2001 ; Bertran *et al.*, 2004b ; Bertran *et al.*, 2004a). Les mesures faites en laboratoire, même si elles tentent de modéliser les conditions naturelles (en faisant varier les forces qui s'exercent sur les matériaux ainsi que les paramètres d'humidité) restent éloignées de la complexité et de la diversité des données de terrain, particulièrement pour des matériaux discontinus, en l'occurrence les roches, les formations superficielles et les sols (s.s.). Cette approche théorique permet néanmoins d'établir des comportements de référence permettant de reconstituer, en ce qui concerne la géomorphologie dynamique, des critères de rupture pour des événements passés (donc une histoire morphoclimatique) ou pour des événements à venir (donc une anticipation de la dynamique de surface probable – sinon prévisible). Il s'agit donc, au total, d'aborder les forces et les résistances en jeu sur les versants en tenant compte 1/ de la nature des matériaux : lithologie (minéralogie, granulométrie), porosité, perméabilité, 2/ des conditions hydrogéologiques et climatologiques (pluviométrie), et 3/ des aménagements.

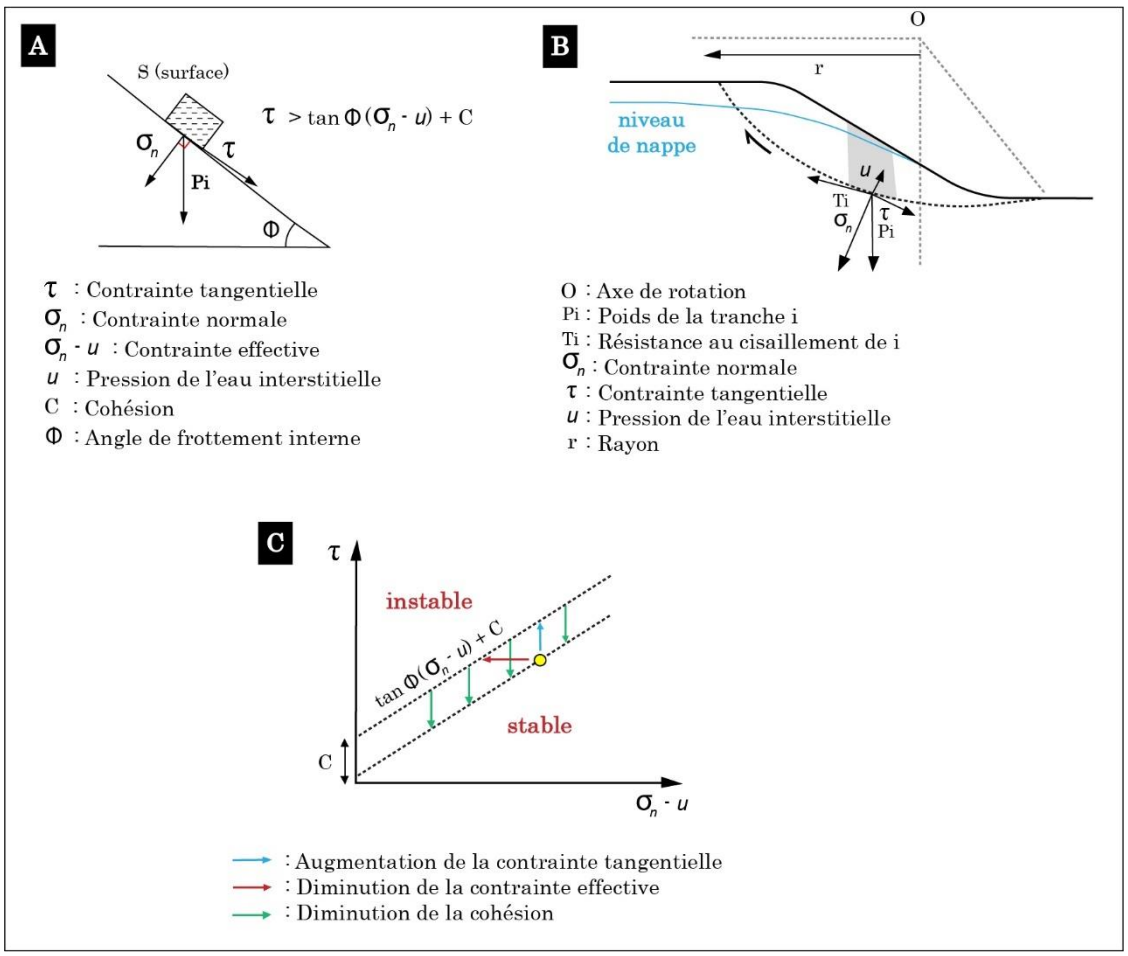


Figure 8. Les forces s'exerçant sur des matériaux en position de versant (modifié, d'après Bertran et al., 2001).

A : Forces exercées sur un solide par la gravité. B : Forces s'exerçant dans un glissement rotationnel. C : Rôle des paramètres τ, ($\sigma_n - \rho$) et C sur la stabilité d'un versant.

La figure 8 résume quelques aspects fondamentaux de la stabilité d'un versant. Une augmentation de la pente accroit la contrainte de cisaillement τ' et diminue la contrainte effective σ' (figure 8A) ; la cohésion d'un matériau diminue en même temps que sa teneur en eau (pression interstitielle) augmente, car la contrainte totale σ = σ' + u se répartit alors entre le squelette solide et l'eau, diminuant le frottement entre les grains ; les variations conjuguées de la contrainte de cisaillement et de la contrainte normale déplacent la limite entre stabilité et instabilité (figure 8C).

La résistance au cisaillement (formule de Coulomb-Terzaghi) s'écrit :

$$R = C + \sigma_n \,.\, \tan \Phi$$

R : résistance au cisaillement d'un matériau

C : cohésion

Φ : angle de frottement interne

σ_n : contrainte normale

Le coefficient de sécurité (Fs) est le rapport entre les forces de résistance et les forces motrices. A l'équilibre limite il est égal à 1, et il diminue si le poids du sol (P) ou la pression d'eau interstitielle (u) augmentent, ou encore si la cohésion du sol (c') et l'angle de frottement interne (ϕ') diminuent.

$$Fs = \frac{\textbf{somme des forces de résistance}}{\textbf{somme des forces motrices}} = \frac{\Sigma\,[C\,.\ r + (Pi\,.\cos\alpha - u)\,.\ \tan\ \Phi]}{\Sigma\ Pi\,.\sin\alpha} \quad \text{(glissement rotationnel)}$$

Si F > 1 : versant stable

Si F = 1 : équilibre limite

Si F < 1 : versant instable (= risque de rupture)

Avec :

C : Cohésion
l : longueur du cercle de rupture
Pi : Poids de la tranche mobilisée
α : angle de la pente du versant
Φ : angle de frottement interne
u : Pression interstitielle à la base de la tranche mobilisée

(Pi : poids humide ou saturé)

Et :

$$Fs = \frac{\tan\Phi(\sigma n - u) + C}{\tau}$$

Si $\tau < C + (\sigma_n - u).\tan\Phi$: équilibre du versant (contrainte de cisaillement < cohésion + contrainte effective)

Si $\tau > C + (\sigma_n - u).\tan\Phi$: instabilité de versant

Appliqué à un glissement rotationnel dans des matériaux homogènes et cohésifs (non sableux, donc), il en ressort que la rupture initiale (cisaillement) se fait 1/ dans le segment de plus forte pente, 2/ à une profondeur où les forces motrices (Pi . sin α) l'emportent sur les forces de résistance (figure 8B).

C'est ce qui se produit à la semelle de la tranche de « sol » la plus épaisse, donc la plus lourde. L'augmentation du poids d'une tranche est due au poids de l'eau accumulée dans les matériaux[2] (éventuellement sous le toit de la nappe aquifère), eau qui en outre réduit les forces de frottement entre les particules et donc la cohésion des matériaux (état du « sol », figure 9). De là, les terrains

[2] Le poids d'une tranche peut être accentué par des remblaiements en surface, ou diminué par le défrichement – mais dans ce dernier cas la diminution de l'ETP accroit, en retour, la teneur en eau des sols, donc le poids des matériaux.

situés en amont s'affaissent vers l'aval (le long d'un plan de cisaillement rencontrant la surface à la cicatrice d'arrachement) et les terrains situés en aval sont poussés le long d'un plan de cisaillement qui se rapproche de la surface en même temps que la pente diminue. La présence d'une couche argileuse n'est donc pas nécessaire pour que se produise un glissement rotationnel, mais elle favorise l'accumulation d'eau à son toit. Si la teneur en eau de ces argiles augmente suffisamment, le plan de cisaillement peut les affecter, et ils se trouvent alors intégrés dans le glissement sans que l'on puisse les qualifier de « couche savon ». Dans le cas d'un glissement translationnel, la surface de rupture est plane, généralement calée sur une discontinuité structurale et l'équilibre dépend largement de l'angle de frottement interne.

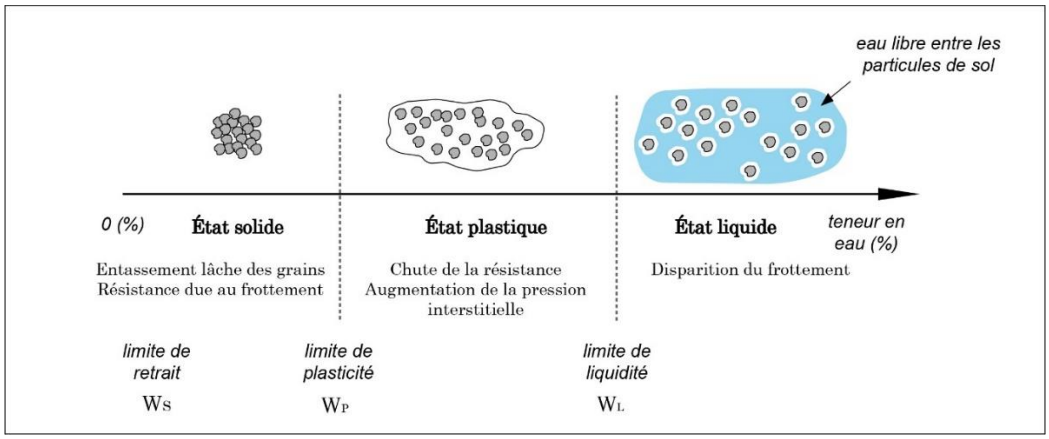


Figure 9. Représentation schématique des différents états des « sols » et position des limites de consistance W (modifié, d'après Dysli, 1997).

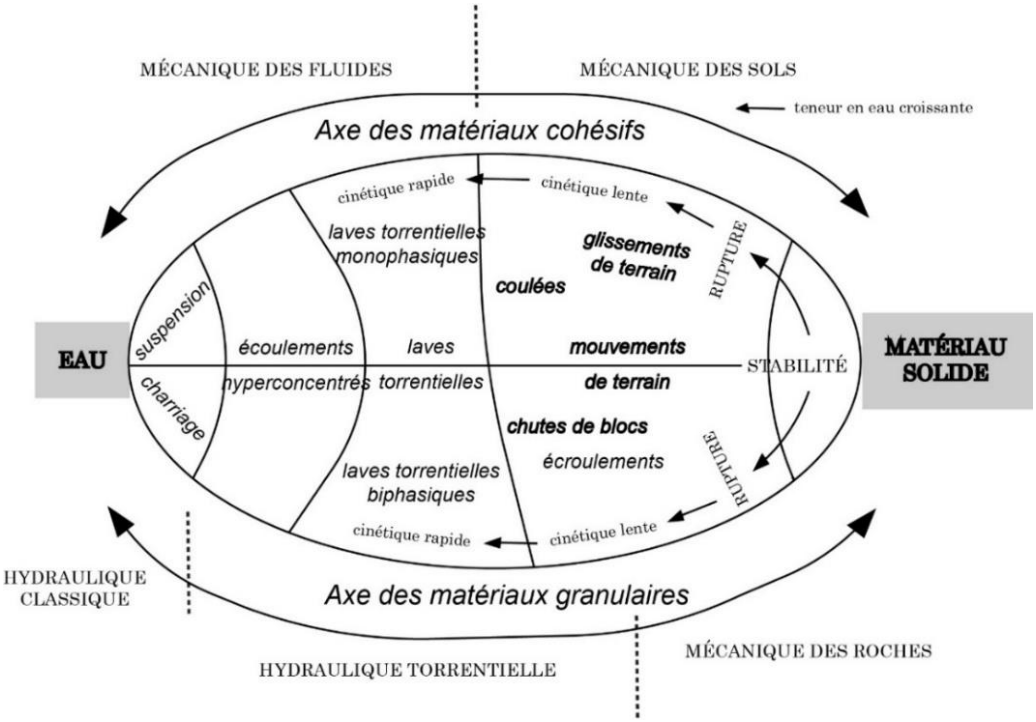


Figure 10. Comportement des matériaux (modifié, d'après Meunier, 1991).

A côté des mouvements profonds pour lesquels le plan de cisaillement est créé par la rupture, des mouvements de plus faible ampleur tirent parti de discontinuités existantes proches de la surface et de natures variées : contact entre sol (s.s.) et roche-mère, entre sol et colluvions, entre colluvions et substrat rocheux, ou encore contacts intra-colluvions. Dans tous les cas, il s'agit de déplacement par gravité assistée, le caractère profond ou laminaire tenant à la disposition et à la nature des matériaux.

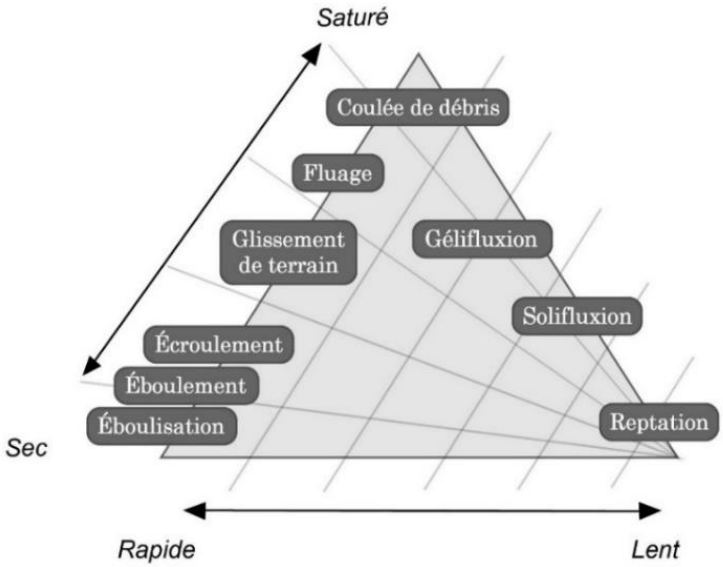


Figure 11. Teneur en eau et types de processus (modifié, de Summerfield, 1991).

Parmi les instabilités actuelles, le glissement rotationnel de Rilly-la-Montagne fait exception (figures 10 et 12C). La solifluxion, processus lent (mesuré en cm.an^{-1}, figure 11) et superficiel (Matsuoka, 2001 ; Hugenholtz et Lewkowicz, 2002 ; Matsuoka, 2010) est plus fréquente mais son impact est en général faible sur les versants viticoles. Les versants affectés présentent des ondulations et des bourrelets, tel l'exemple du lieu-dit « Marais des Diables » dans des sols développés sur les argiles de l'Yprésien inférieur (figure 12F). Plus contraignants, les coulées et les glissements superficiels du vignoble marnais (figure 12A et B) associent une surface de rupture et une surface de recouvrement et affectent le plus souvent des formations superficielles ruisselées (c'est-à-dire des colluvions) ou des coulées et des pans glissés plus ou moins déstructurés. Les chutes de pierres (gravité pure), moins fréquentes, sont associées à la présence d'escarpements de roches dures (calcaire, craie, figure 12D) correspondant à des cicatrices d'arrachement, à des corniches de haut de versant, voire à des déblaiements et à des terrassements (d'origine anthropique) exhumant des strates dures.

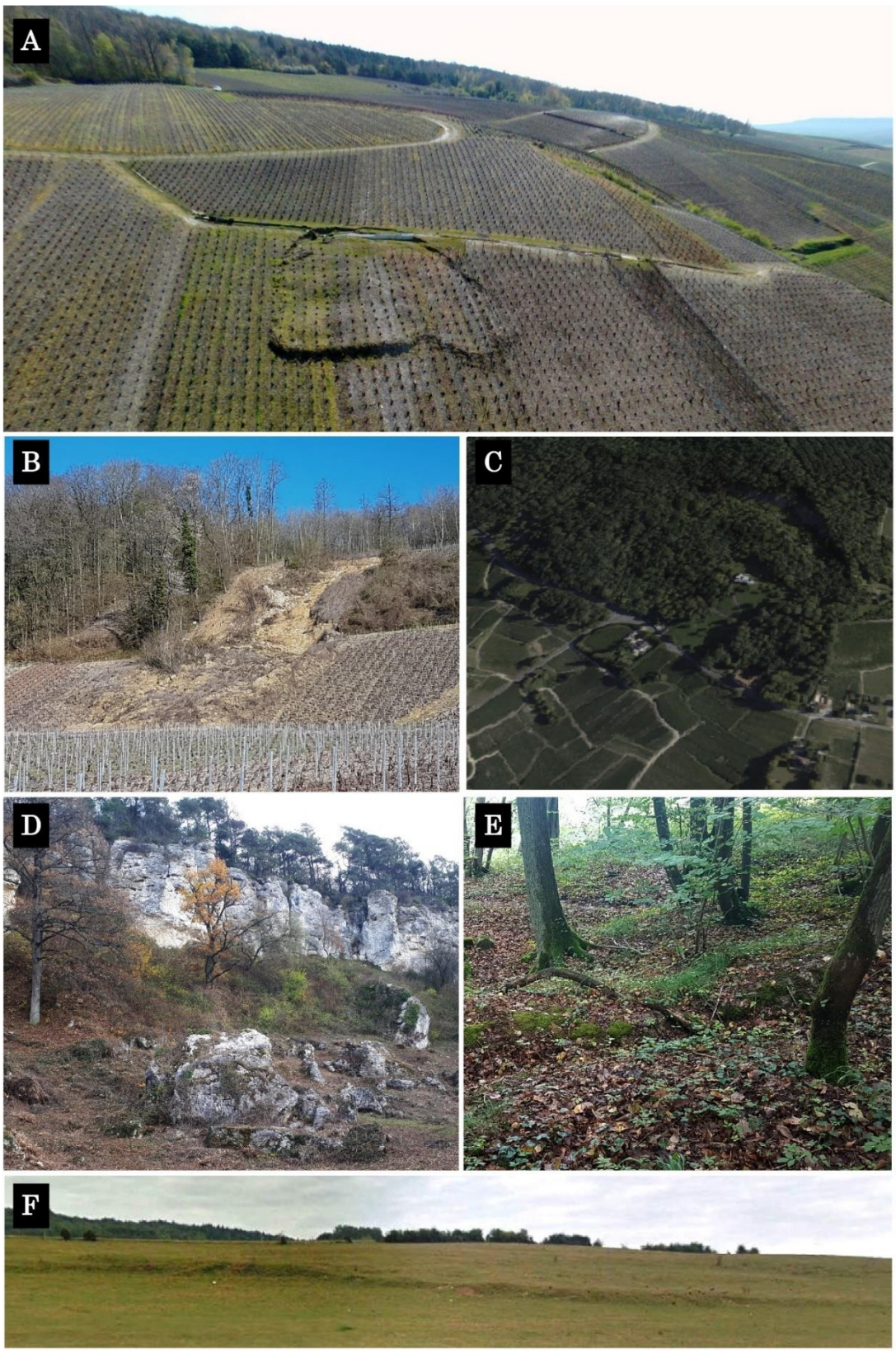


Figure 12. Exemple d'instabilités affectant les versants champenois.

A : Glissement plan à Dizy (13/04/2021). B : Glissement et coulée à Reuil (29/03/2019). C : Glissement rotationnel à Rilly-la-Montagne. D : Chute de blocs à Cuis (23/11/2017). E : Fissures transversales sur une coulée à Rilly-la-Montagne (et troncs en queue de pipe, 27/09/2019). F : Bourrelet de solifluxion à Montigny.

2.2. La part de la structure, du climat et de l'anthropisation

La résistance aux déformations tient donc aux données de la structure, mais aussi aux conditions hydrobioclimatiques contemporaines et passées qui déterminent les bilans hydrologiques. Cela implique une temporalité dans l'activité des versants, liée à la fois aux rythmes climatiques (et saisonniers sur le temps court) et aux états de surface successifs résultant des aménagements successifs sur les versants.

On conçoit qu'un bilan hydrologique excédentaire favorise les mouvements de terrain, situation qui a pu se produire, à l'échelle du Pléistocène, en périodes cataglaciaires (notamment), mais aussi lors de phases humides à l'Holocène, ou à l'occasion de séries d'années humides à l'Actuel. Dans le dernier cas, il s'agit de processus actifs qui sont précisément ceux dont on cherche à comprendre les conditions de déclenchement. Par conséquent, quelle que soit l'échelle de temps, il faut prendre en compte les facteurs structurels (les conditions morphostructurales ainsi que les aménagements anthropiques pour la période récente) et les facteurs conjoncturels (les conditions climatiques). Ces facteurs interagissent selon des scénarii qui modifient le bilan hydrique à l'échelle du géon en fonction de l'état de surface (figure 13).

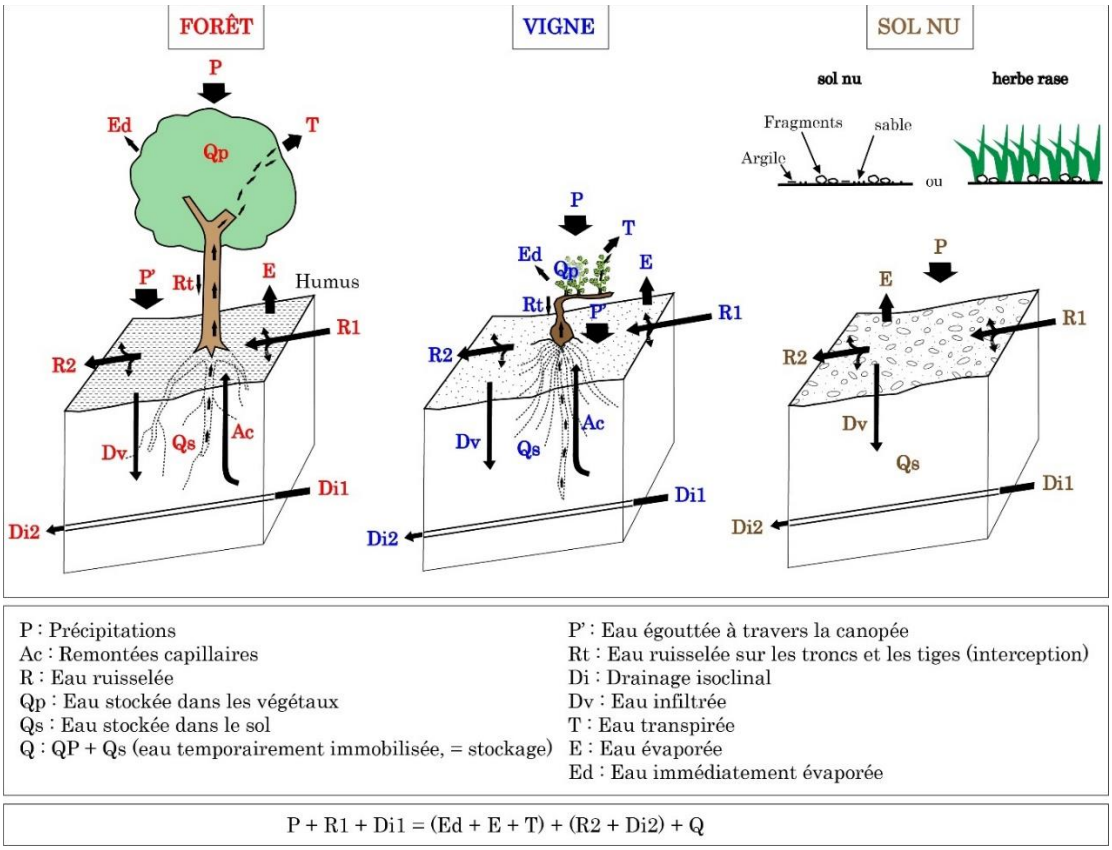


Figure 13. Bilan hydrique dans trois types de géons rencontrés sur les versants champenois (modifié d'après Riou, 1990).

Si le ruissellement augmente du géon forestier vers le sol nu (car défriché), la quantité d'eau stockée dans le sol peut malgré tout s'accroitre (au moins saisonnièrement) en l'absence de prélèvement par la végétation. Il apparaît donc que la modification de la couverture végétale est susceptible d'accroitre aussi bien le ravinement que les mouvements de masse.

2.3. Brève histoire d'un biome anthropique

L'histoire du vignoble champenois débute bien avant celle du vin de Champagne, dès la période gallo-romaine (Garcia, 1986), contribuant à une artificialisation précoce des versants. Cependant le paysage actuel commence à se constituer avec l'apparition du vin pétillant. Au XVIIème siècle le vignoble a une emprise foncière encore modeste, liée à des petites exploitations de taille comprise entre 0,6 et 0,75 ha et ne dépassant pas 3 ha (Musset, 2011).

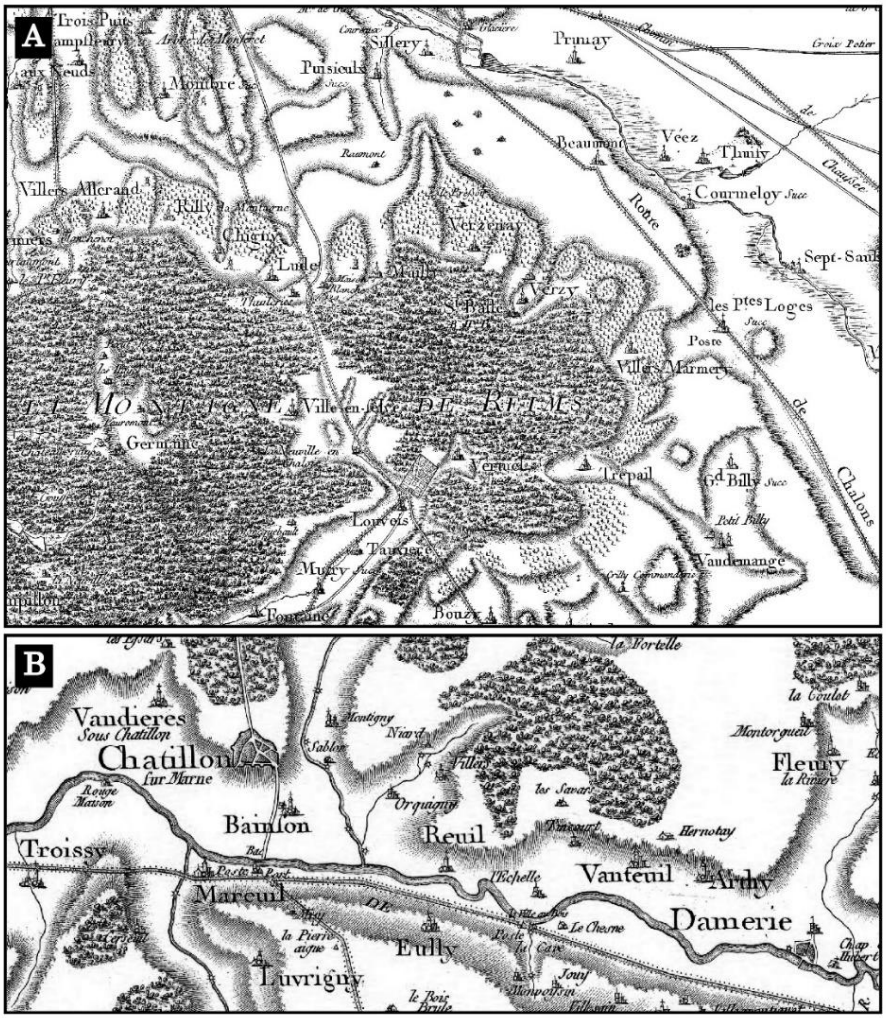


Figure 14. Extraits de la Carte de Cassini de 1740 (échelle : 1/86 400, source : IGN).

A : La Montagne de Reims. B : La vallée de la Marne.

La carte de Cassini montre en outre qu'au milieu du XVIIIème siècle le vignoble occupe essentiellement les versants de la Montagne de Reims, tandis que ceux de la vallée de la Marne, bien que défrichés (tout comme les interfluves), n'ont pas encore une vocation viticole (figure 14). En 1773, les deux vignobles de Reims et d'Épernay couvraient tout de même déjà 12 350 ha. La délimitation précise du terroir champenois ne date que du début du XXème siècle. La zone de la « Champagne délimitée » (décret de 1908), exclusivement marnaise, couvre 15 000 ha et n'est pas entièrement cultivée[3]. Ce n'est qu'à partir des années 1950 que les plantations de vignes s'étendent dans la zone d'appellation, notamment vers les versants les plus escarpés et boisés. Ainsi la surface du vignoble passe de 9 800 ha à 15 800 ha (dont 11 800 ha dans la Marne) entre 1955 et 1967, soit un accroissement de 61,2 % (tableau 1). Comme le montre l'exemple de la commune d'Aÿ-Champagne (figure 15), le défrichement continue et, au fil des années, des restructurations aboutissent à un agrandissement des parcelles et donc des surfaces exposées. La vulnérabilité du vignoble aux phénomènes d'érosion s'est donc accrue, de sorte que l'impact des glissements de terrain, que ce soit sur les maisons, les infrastructures viticoles, les routes, les réseaux souterrains (captages, systèmes de drainage), et surtout sur les parcelles plantées de vignes, est très coûteux comme l'ont montré les épisodes récents de Rilly-la-Montagne (1986), Boursault (2000) ou Dizy (2021), entre autres. Cette réalité contraste avec la notion de vignoble « froid » septentrional logiquement implanté sur des pentes bien exposées et au substratum poreux (Marre, 2004), donc supposément bien drainés et stables, et de pédoclimat favorable.

[3] La délimitation actuelle de la Champagne viticole intégrant le vignoble de l'Aube date de 1927 et couvre une surface de 34 000 ha.

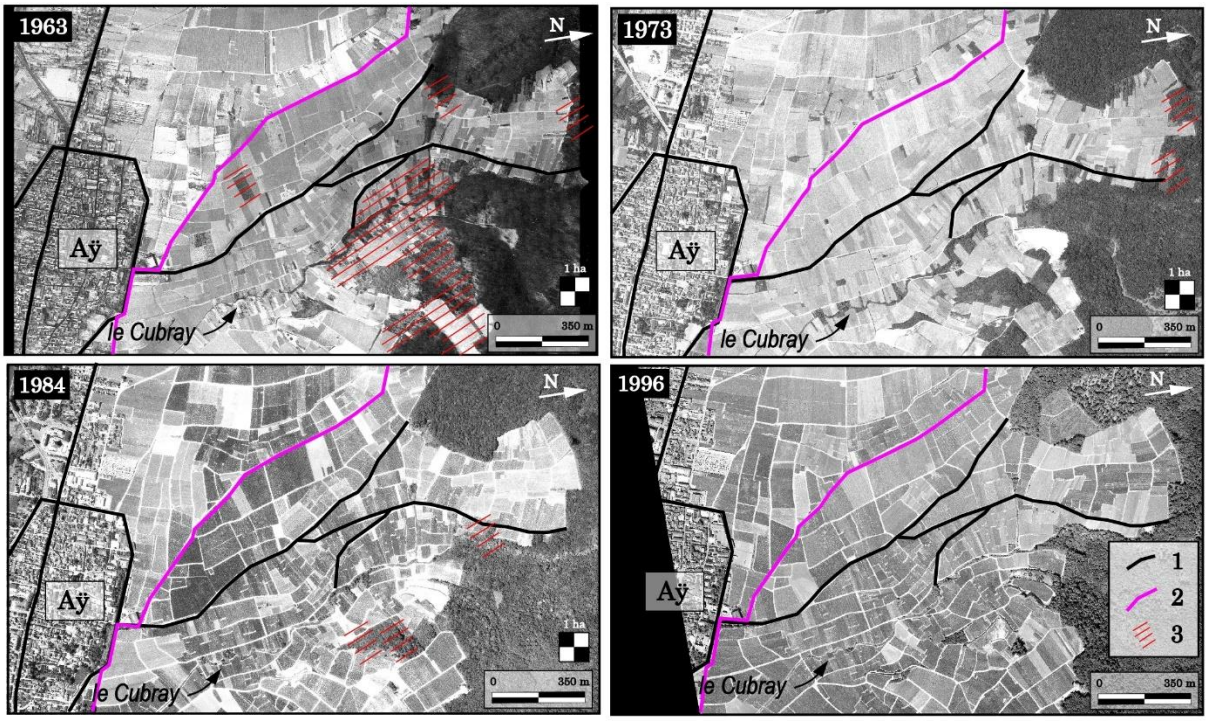


Figure 15. Extension des surfaces viticoles : exemple de la commune d'Aÿ-Champagne.

1 : Route ; 2 : GR 14 ; 3 : Déboisement au profit de la vigne.

Utilisation du sol	1955 (en 1 000 ha)	1967 (en 1 000 ha)	Accroissement (%)
Terres labourables	395,7	454	14,7
Surfaces enherbées	63	80	27,0
Vignes	**9,8**	**15,8**	**61,2**
Divers	10,3	4,1	-
Surface Agricole Utile	478,8	553,9	15,6

Tableau 1. Pourcentage d'accroissement du vignoble entre 1950 et 1967 (d'après Colin, 1971).

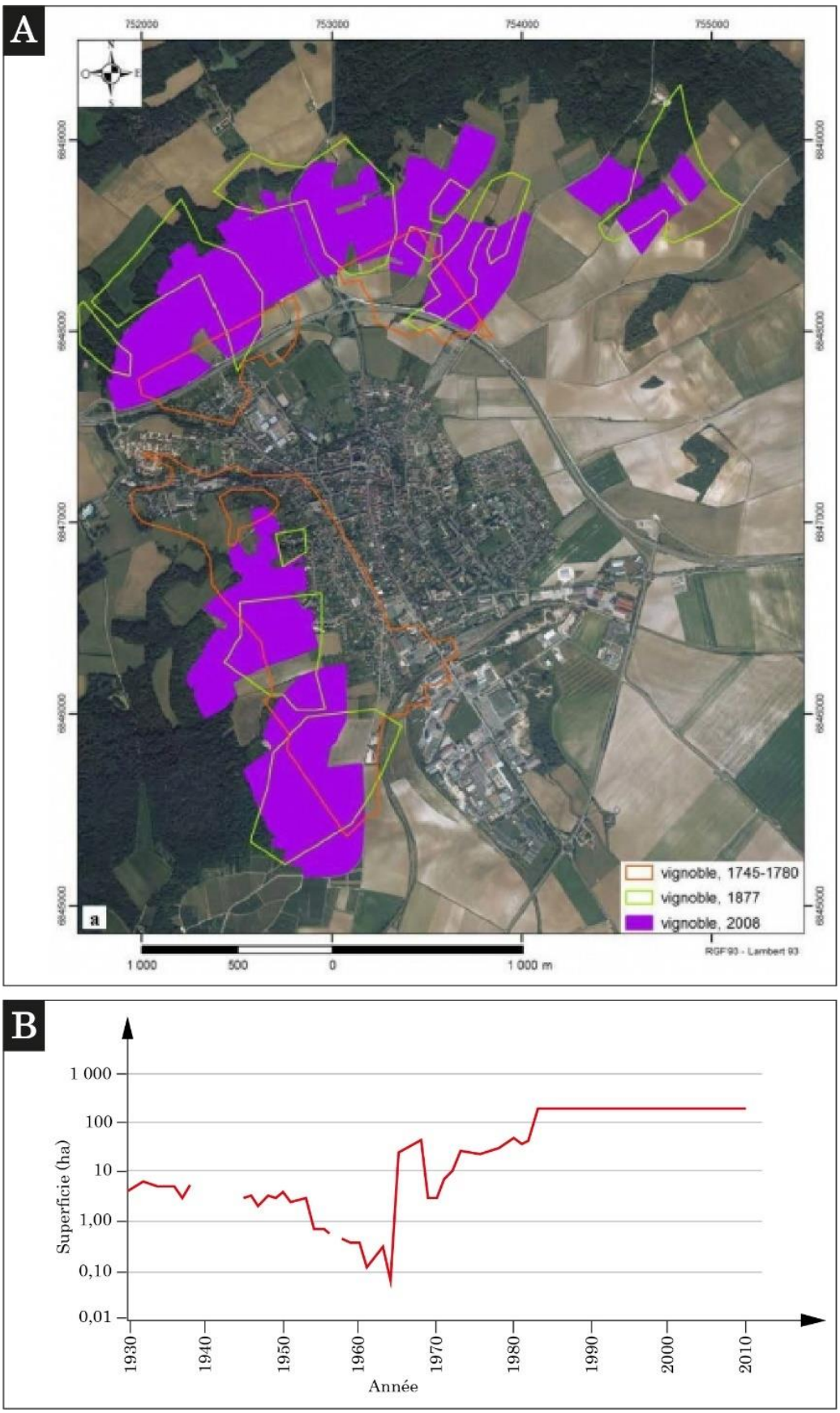


Figure 16. Évolution du vignoble à Sézanne (d'après Combaud *et al.*, 2012).

A : Évolution du vignoble entre 1745 et 2008 (Trudaine, 1745-1780 ; Poinsignon, 1877).

B : Superficie du vignoble de Sézanne entre 1930 et 2010.

CHAPITRE 2.

ETAT DE L'ART

Afin de déterminer les critères de rupture, le rôle des facteurs de prédisposition ainsi que l'impact des forçages dans le déclenchement et l'intensité des processus de glissement, une approche multiméthode est utilisée. Après avoir rappelé les connaissances actuelles sur les instabilités de versants en Champagne, ce chapitre permet de justifier le choix des méthodes pour l'étude des instabilités de versant et de présenter les techniques d'investigation retenues pour répondre aux problématiques spatio-temporelles spécifiques aux versants champenois. Il précise également les secteurs ciblés et la nécessité d'une recherche menée à trois échelles spatiales : à l'échelle de la vallée, à l'échelle du versant et à l'échelle parcellaire.

1. Etat des connaissances dans le vignoble

Les premiers commentaires sur les dynamiques de versants en Champagne apparaissent au milieu du XXème siècle, après qu'un segment de route départementale de la Commune de Champillon (sur versant sud de la Montagne de Reims) a dû être rectifié suite à un « glissement » (Poinsot, 1946). Après les années 1950, les mouvements sur les versants sont évoqués dans les notices de la carte géologique à 1/50 000, d'abord comme « éboulis de pente » (Blier, 1969), puis comme « couches glissées en masse » (Hatrival, 1977), et enfin comme un ensemble regroupant des « *coulées de solifluxion ainsi que de nombreuses coulées boueuses, des éboulements et des glissements de terrain »* (Laurain *et al.,* 1986*)*. Suite aux glissements de Rilly-la-Montagne en 1986, de Cuis en 1988 puis de Boursault en 2000 affectant des versants entiers et provoquant des dégâts importants, les études se multiplient (Cozeret, 1987 ; Guérémy et Vejux, 1987 ; Marre et Guérémy, 1987 ; Dewez *et al.*, 2005), auxquelles font suite des travaux sur le risque "glissements de terrain" dans le cadre de l'élaboration du Plan de Prévention des Risques Naturels appliqué au vignoble champenois (Zornette *et al.*, 2006 ; Pannet, 2008 ; Pannet *et al.*, 2008 ; Zornette *et al.*, 2009) et des recherches soutenues par le Comité Champagne, ex-CIVC, Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne (Bollot, 2014, ainsi que les présents travaux) à destination des vignerons entre autre (Bollot et Garcia, 2015 ; Ortonovi *et al.*, 2019).

1.1. Des glissements de terrain à la cambrure de versant

La connaissance des mouvements de masse sur les versants du vignoble champenois (découpé en trois dans sa section marnaise : Montagne de Reims, Vallée de la Marne et une partie de la Côte des Blancs) s'est affinée cette dernière décennie (Bollot, 2014). Une distinction a été faite entre les versants évoluant par « glissement de terrain » s.l. et ceux évoluant par cambrure de versant (Bollot, 2014 ; Pierre *et al.*, 2017). Contrôlées par la structure géologique, ces deux modalités d'évolution s'excluent mutuellement. Elles ne procèdent pas des mêmes mécanismes, n'ont pas le même âge, et finalement n'opposent pas les mêmes contraintes en termes d'aménagement des versants et de risque.

Dans la vallée de la Marne, qui entaille le plateau de la Brie champenoise, ainsi que dans la Montagne de Reims, le Lutétien moyen est représenté par des faciès incompétents laguno-marins (sables coquillés) ou laguno-continentaux (marnes vertes) qui participent à la déstabilisation des versants. Cette structure est favorable aux glissements de terrain s.s., qui peuvent être plus ou moins volumineux et profonds et sont récurrents (Guérémy et Marre, 1996 ; Van Den Eeckhaut *et*

al., 2010). A l'inverse, les Calcaires grossiers du Lutétien moyen qui déterminent la surface des plateaux du Tardenois et du Soissonnais, au nord de la cuesta bartonienne, sont défavorables aux processus de glissement et évoluent par cambrure. Ce processus, analysé par les auteurs anglais (*valleyside cambering*, Hollingworth *et al.*, 1944), a été décrit en France par Buvignier, 1852 dans le Jurassique de la Côte de Bar, puis évoqué par Maubeuge, 1949 au travers d'une réflexion sur les « structures superficielles » en tant que « problème méconnu de géologie appliquée ». Dans le Tardenois et le Soissonnais, c'est finalement l'observation, en rebord de plateau, d'un phénomène de détente mécanique des bancs calcaires du Lutétien moyen observé en carrière souterraine (Devos *et al.*, 2012) et la description d'un modelé spécifique des versants de vallée qui ont permis de mettre en évidence une cambrure de versant (Bollot, 2014).

1.2. Âge et critères de rupture

En plus de critères morphologiques (fraîcheur des formes), mais aussi sédimentologiques et stratigraphiques (faciès et relations géométriques entre formations superficielles ; Marre, 1987, l'âge des glissements de terrain est souvent évalué à partir de leur taille et, corrélativement, de leur état de conservation (figure 17), et la chronologie des événements est calée sur les fluctuations climatiques pléistocènes et holocènes, mettant en avant l'impact des périodes à bilan hydrologique excédentaire plus favorable à la déstabilisation des versants (figure 18).

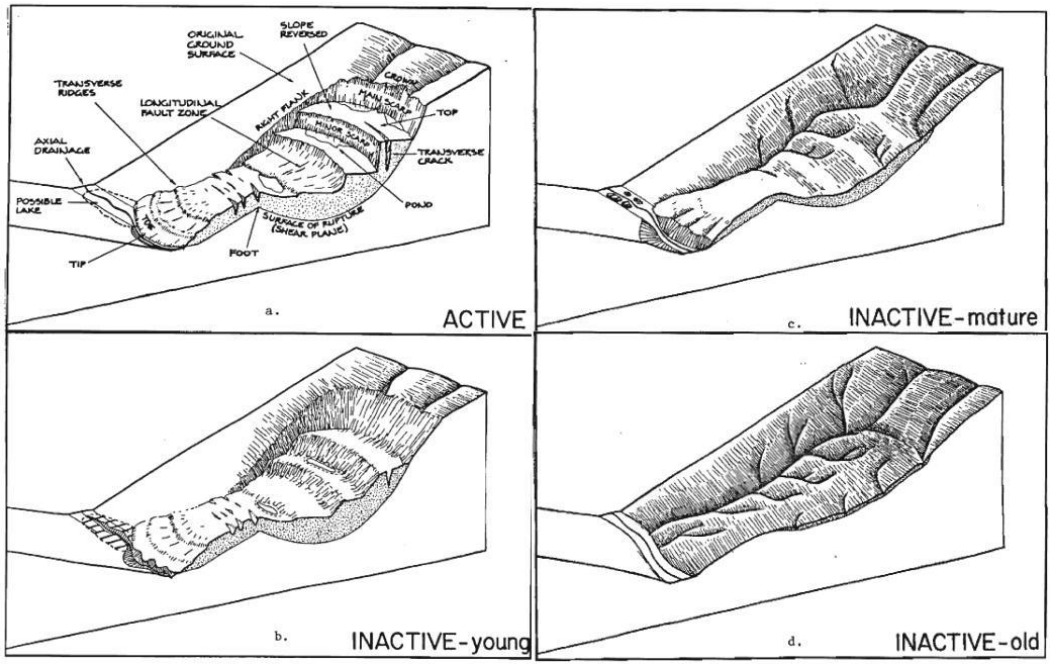


Figure 17. État d'activité des glissements de terrain (d'après McCalpin, 1984).

Ainsi, les gros glissements tardiglaciaires sont associés à la fonte du pergélisol (Panek *et al.*, 2008 ; Pánek *et al.*, 2008 ; Pánek *et al.*, 2010 ; Pánek *et al.*, 2012a). Les glissements moins volumineux d'âge atlantique à subboréal résultent de conditions climatiques plus fraîches et humides (Soldati *et al.*, 2004 ; Hradecký *et al.*, 2007 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2007a ; Pánek *et al.*, 2008 ; Borgatti et Soldati, 2010 ; Wanner *et al.*, 2011 ; Pánek *et al.*, 2012b ; Pánek *et al.*, 2014 ; Zerathe *et al.*, 2014 ; Pánek, 2015). Les glissements récents (subatlantiques à actuels), souvent plus modestes (Astrade *et al.*, 1998), sont rattachés à des oscillations fraîches et accessoirement à une anthropisation croissante (González Díez *et al.*, 1996 ; González-Díez *et al.*, 1999). En outre, ces glissements, quel que soit leur âge, peuvent être réactivés dans des proportions relevant des conditions climatiques (pluviométrie) et du potentiel d'instabilité qui peut s'accroître (à nouveau) avec le temps (Maquaire, 2002).

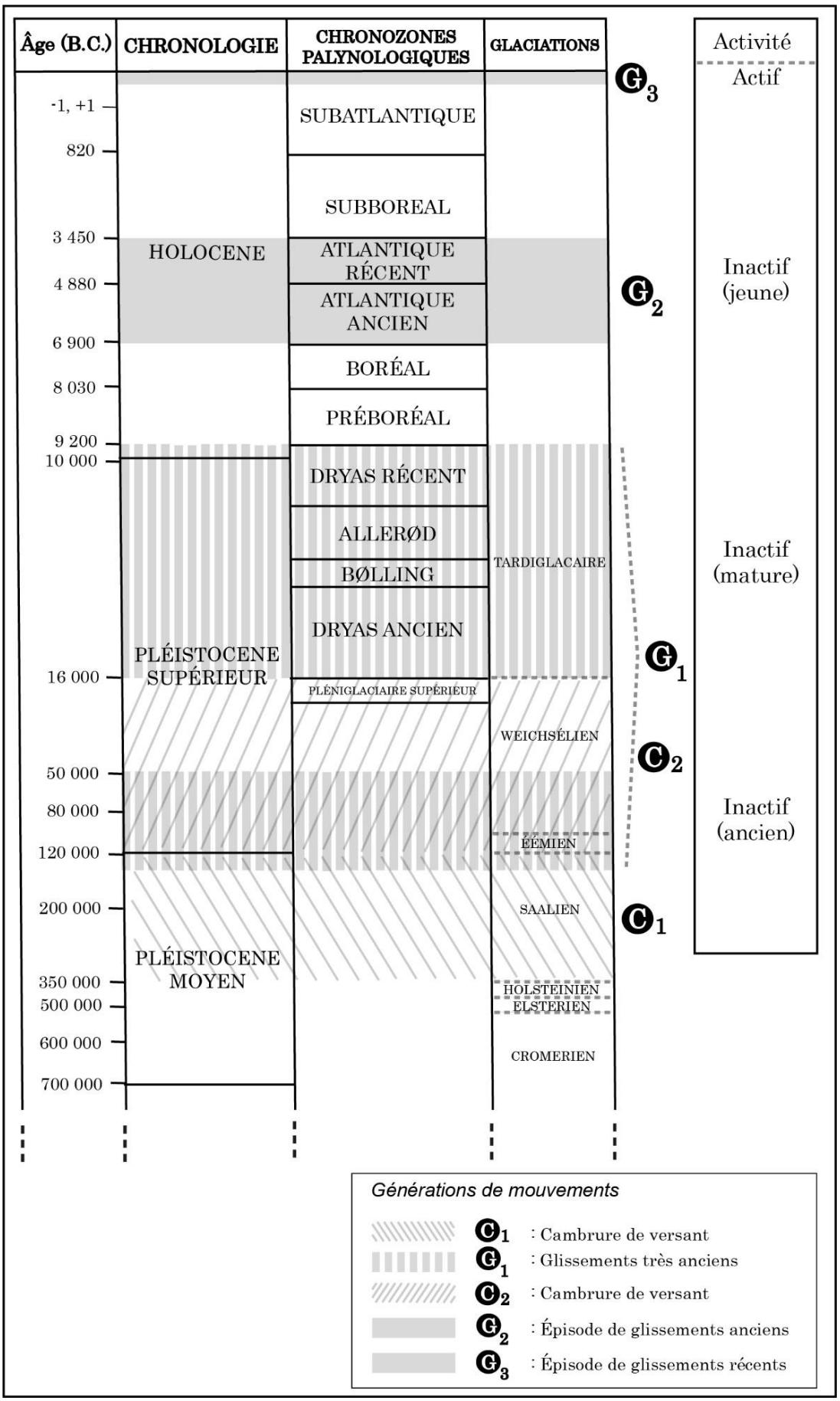


Figure 18. Chronologie des glissements et de la cambrure (modifié, d'après Magny, 1995).

Suivant cette logique, l'approche hydrogéologique de la mise en place et de l'évolution des glissements de terrain est pertinente (Bollot *et al.*, 2015), et il est probable qu'un bon nombre de gros glissements (parmi les 260 recensés dans le vignoble marnais, Bollot, 2014) sont anciens, tandis que les glissements de taille plus modeste sont actuels ou récents. L'exemple de la vallée de la Semoigne (Bollot, 2014) indique cependant que les réactivations holocènes peuvent également être corrélées à une vidange aquifère, donc relever de processus hydrogéologiques, plutôt que de l'infiltration directe des précipitations. Ce dernier processus doit tout de même être pris en compte et, pour le dernier siècle, son rôle s'évalue classiquement à partir de l'analyse des statistiques climatologiques (notamment le cusum des précipitations mettant en valeur les séries d'années sèches ou humides). Sur des pas de temps plus courts, un bilan hydrique peut être établi à partir des données de la télédétection multispectrale (Gu *et al.*, 2007 ; Borgogno-Mondino *et al.*, 2018). En s'appuyant sur la relation connue entre l'état de la phytomasse déterminé par les indices de végétation et l'état hydrique des sols mesuré sur le terrain, il est possible d'utiliser les indices NDVI et NDWI pour mettre en évidence les zones de fortes fluctuations annuelles du bilan hydrique, et d'en évaluer l'impact sur la morphogenèse (Ortonovi *et al.*, 2021).

A ce stade, il apparaît que les glissements volumineux (et en général considérés comme anciens) s'expliquent par une dynamique hydrogéologique conditionnée par un bilan hydrologique excédentaire, et dans ce cas la recherche des mécanismes déclencheurs passe par une analyse structurale (nature et disposition des roches) et par la spatialisation des ressources en eau (Bollot, 2014 ; Bollot *et al.* 2015). Les glissements actuels et de plus faible ampleur semblent au contraire être activés à partir de leur surface et dans ce cas, les investigations doivent être orientées vers le bilan hydrique et tous les paramètres de surface qui l'influent (Ortonovi *et al.*, 2021).

Les rythmes climatiques ont moins d'influence sur les processus de cambrure, qui nécessitent en plus d'un bilan hydrologique excédentaire des conditions hydrogéologiques spécifiques (rivière drainante, nous y reviendrons).

2. Méthodes et outils

La modélisation des facteurs de prédisposition permet de mieux prévoir l'occurrence spatiale et temporelle des instabilités (Fressard, 2013). Les méthodes utilisées pour ces travaux de recherche (figure 19) pour caractériser les mouvements de masse et leurs causes passées et/ou actuelles relèvent d'une part de la géophysique (couplée avec les données lithostratigraphiques et hydrogéologiques) qui renseigne sur la structure superficielle des versants, et d'autre part de l'utilisation d'imageries (lidar, télédétection, photo interprétation, photogrammétrie) qui

permettent de suivre l'état de surface des versants (occupation des sols, couvert végétal, état hydrique de la biopédosphère).

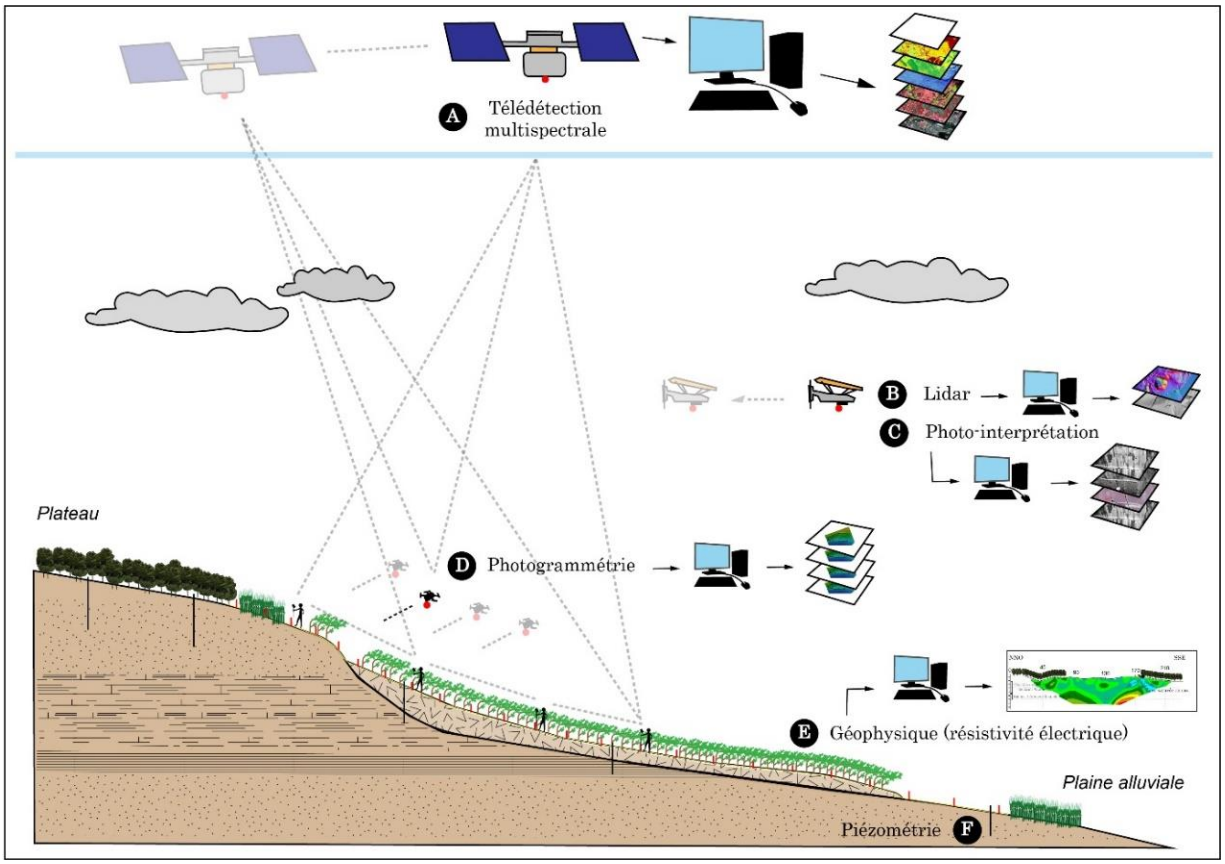


Figure 19. Méthodes utilisées pour étudier les instabilités de versant.
A : Télédétection multispectrale. B : Imagerie lidar. C : Photo interprétation d'imagerie aérienne géoréférencés. D : Photogrammétrie par drone. E : Géophysique (tomographie de la résistivité électrique des sols). F : Suivi piézométrique.

2.1. La photo-interprétation

La photo-interprétation d'images aériennes permet, après géoréférencement, de retracer l'occupation des sols (Wolff Moine *et al.*, 2009 ; Li *et al.*, 2016) ainsi que de suivre les instabilités qui se sont produites avant le milieu du siècle dernier et pour lesquelles peu de données sont disponibles. La totalité des images aériennes utilisés lors a été téléchargée sur le site de l'IGN remonter le temps et géoréférencée sous SIG (figure 20 et 27). De nombreuses données issues de la photo-interprétation permettent d'appuyer les observations de terrain et soulignent pour de nombreux sites investigués l'importance des changements d'occupation du sol (remembrements, déforestation, apparition de canalisations, bétonisation) dans le déclenchement d'instabilités.

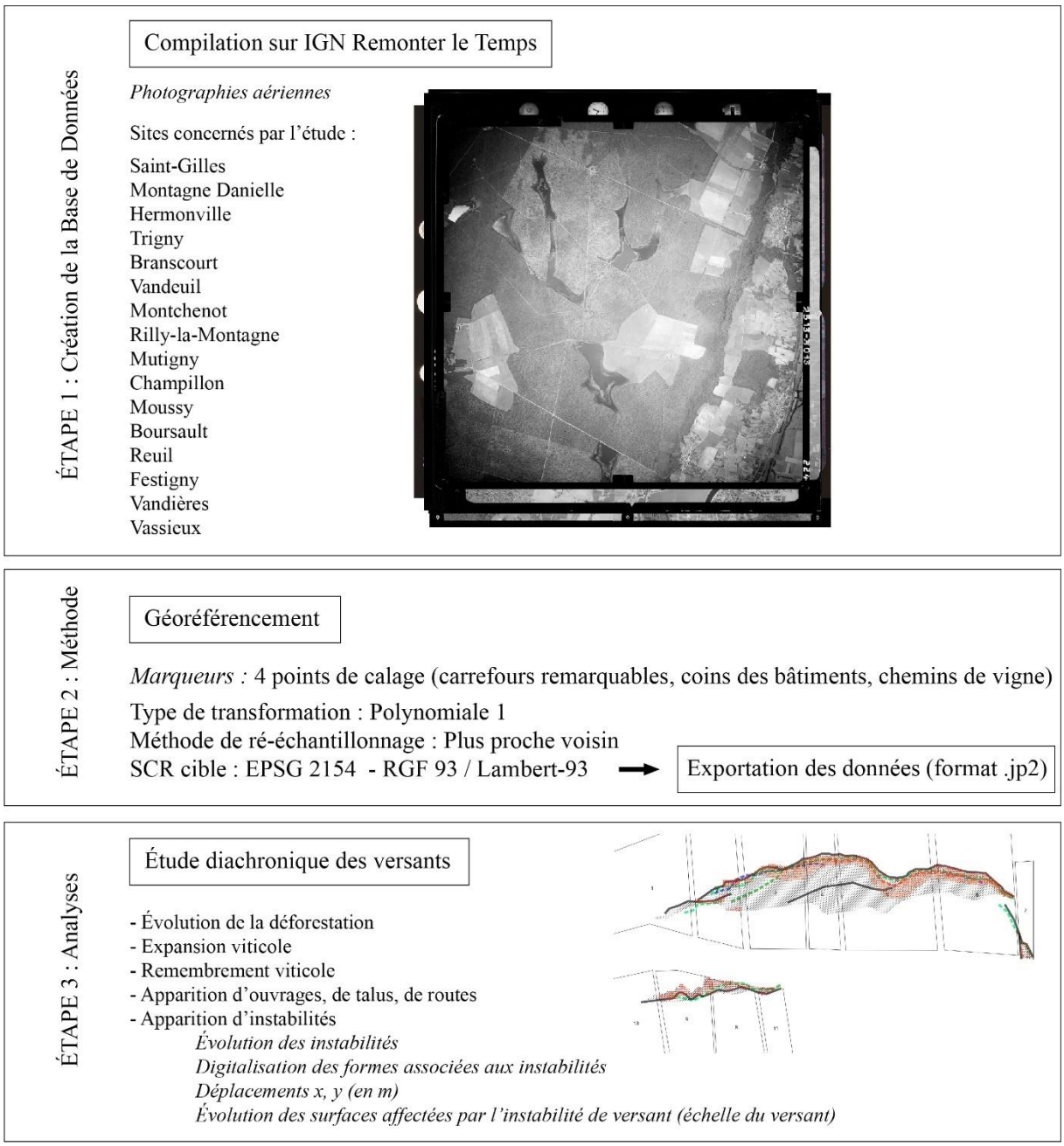


Figure 20. Méthodologie de l'étude des versants par photo-interprétation.

2.2. La photogrammétrie

La photogrammétrie par drone permet, par le biais de plusieurs campagnes de terrain, de suivre à plusieurs moments de l'année et sur plusieurs années l'évolution de la topographie dans le référentiel (x, y, z) à l'échelle du versant ou du modelé. L'extraction d'un nuage de points issus des photographies obtenues par le survol du drone dirigé vers la cible sous plusieurs angles dans un logiciel de photogrammétrie permet de créer un modèle topographique de précision centimétrique. Il est donc possible, grâce à cette méthode de suivre les déformations et de calculer une cinétique

de glissement sur différents pas de temps (Walstra *et al.*, 2007 ; Stumpf *et al.*, 2014 ; Cheng *et al.*, 2021).

2.3. L'imagerie lidar

L'utilisation du lidar aéroporté (Guido *et al.*, 2011 ; Van Den Eeckhaut *et al.*, 2012 ; Gomez *et al.*, 2021) permet après récupération et traitement des données (x, y, z) une description à très grande échelle (de l'ordre du cm) du modelé associé aux instabilités (y compris dans les zones où le couvert végétal est dense) mais aussi de la végétation affectée par ces mouvements (par exemple des différences de hauteur de canopée liées à des déformations du sol (Raber *et al.*, 2002 ; Shi *et al.*, 2018) ou à une croissance différentielles (figures 21 et 23).

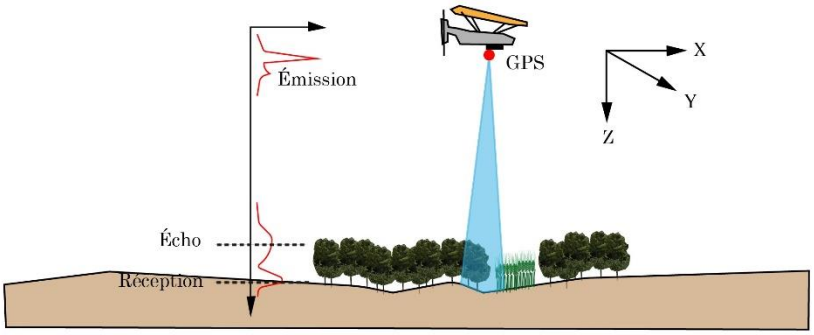


Figure 21. Acquisition des données par lidar aéroporté.

2.4. La télédétection multispectrale

La télédétection multispectrale (Chorowicz et Deroin, 2003) permet d'étudier la réponse de surface du sol dans différents domaines de longueurs d'ondes (visible, Proche-Infrarouge – PIR, Moyen Infrarouge – MIR, Infrarouge lointain – SWIR) qui renseignent sur la teneur en eau de la surface des sols et celle des végétaux, paramètres dont la fluctuation est susceptible de modifier la dynamique morphogénique (Alleaume *et al.*, 2013 ; Lissak *et al.*, 2020) qui en retour influence la « charge en eau » (Vidal *et al.,* 1987).

Lorsqu'un rayonnement électromagnétique atteint une surface, certaines longueurs d'onde sont absorbées tandis que d'autres sont réfléchies (figure 22). Une partie du rayonnement peut éventuellement être transmise à travers l'objet si celui-ci est plus ou moins transparent, avec un changement de direction de la propagation dû à la réfraction. La partie du rayonnement qui est absorbée modifie l'énergie interne de l'objet et produit de la chaleur qui sera réémise sous forme d'un rayonnement à une plus grande longueur d'onde. Un corps totalement opaque ne transmet pas

le rayonnement ($\tau = 0$), qui est donc en partie absorbé et en partie réfléchi ($\alpha + \rho = 1$). Un corps parfaitement transparent ne réfléchit pas le rayonnement ($\rho = 0$), mais en absorbe et en transmet une partie ($\alpha + \tau = 1$).

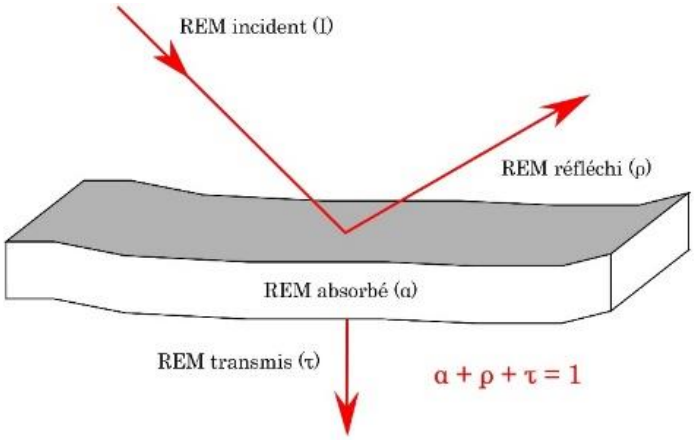


Figure 22. Absorption, réflexion, et transmission du rayonnement électromagnétique (modifié, d'après Bonn et Rochon, 1992).

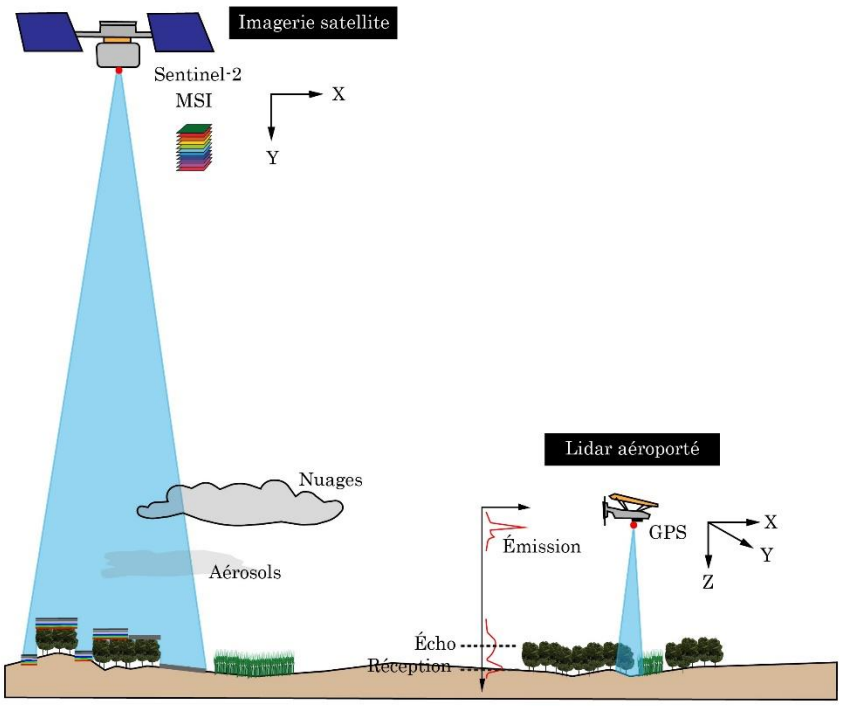


Figure 23. Acquisition des données par imagerie satellite (comparaison avec le lidar).

La réflectance se définit comme le rapport entre le flux lumineux réfléchi et le flux lumineux incident. La signature spectrale est l'ensemble des caractéristiques du rayonnement

électromagnétique réémis, conditionnées par les propriétés de la matière irradiée, nécessaires et suffisantes pour l'identifier[4] sur les images satellites (figures 23 et 24).

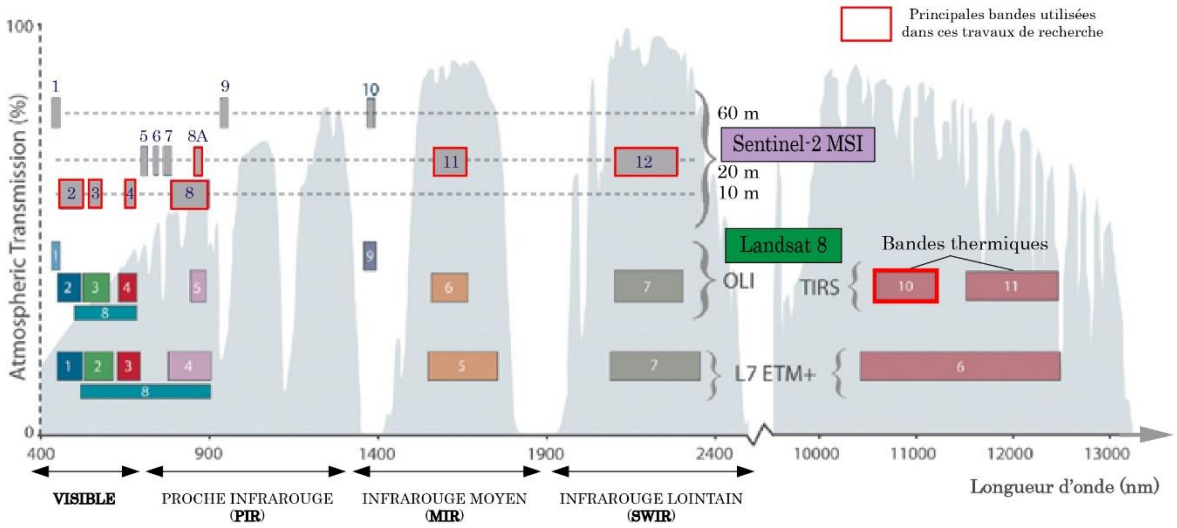


Figure 24. Comparaison des domaines spectraux de Landsat 8 et de Sentinel-2 (modifié, d'après *Government Web & Data Archive*, landsat.gsfc.nasa.gov, 2015).

L'imagerie Sentinel-2 permet d'enregistrer les informations des caractéristiques spectrales de la surface terrestre dans 13 bandes, qui couvrent des intervalles allant du domaine du visible au domaine de l'infrarouge lointain. Six de ces bandes, de haute résolution spatiale (de 10 à 20 m), sont utilisés (figure 24 et tableau 2).

Sentinel-2A et B MSI		
Bandes	Longueur d'onde centrale (µm)	Résolution (m)
2 (Bleu)	0,492	10
3 (Vert)	0,560	10
4 (Rouge)	0,665	10
8A (PIR)	0,865	20 → 10
11 (MIR)	1,610	20 → 10
12 (SWIR)	2,190	20 → 10
Landsat 8 Operational Land Imager (OLI) and Thermal Infrared Sensor (TIRS)		
Band 10 (Thermal Infrared 1)	10,60 - 11,19	100

Tableau 2. Détails des données utilisées pour l'étude multispectrale.

[4] France Terme, ministère de la culture.

Les données Landsat 8 livrent des informations supplémentaires sur les propriétés spectrales des surfaces, notamment le Landsat 8 OLI TIRS qui grâce à son module TIRS permet d'enregistrer des informations dans l'infrarouge thermique (figure 24 et tableau 2). Ces données sont accessibles en téléchargement libre sur *scihub.copernicus.eu* (Agence Spatiale Européenne) pour Sentinel-2, et sur *earthexplorer.usgs.gov* (*U. S. Geological Survey, Earth Explorer*) pour Landsat 8.

2.5. La géophysique : analyse de la structure interne des mouvements de terrain

La tomographie des résistivités électriques (Grandjean *et al.*, 2006a ; Grandjean *et al.*, 2006b ; Jongmans et Garambois, 2007 ; Lissak, 2012 ; Ling *et al.*, 2016 ; Yacinlkaya *et al.*, 2016 ; Hojat *et al.*, 2019 ; Kannaujiya *et al.*, 2019) permet de caractériser la structure interne des mouvements de masse par le biais des teneurs en eau des matériaux qui le constituent, révélant leur porosité, leur perméabilité et de fait les circulations d'eau.

La méthode repose sur l'injection d'un courant électrique dans le sol grâce à un système composé de bobines électriques (constituées de 32 câbles électriques de 125 m) et d'une soixantaine d'électrodes en acier inoxydable (disposées tous les 5 m pour les mesures). Il est possible de faire les mesures après avoir installé et connecté les deux premières bobines, et, pour gagner en profondeur, on peut installer d'emblée les quatre bobines. Le système est branché au résistivimètre et relié à une batterie et à un multiplexeur (figure 25). L'acquisition des mesures est lancée pour une période de 30 minutes. La mesure par dGPS des coordonnées de chaque électrode permet de reconstituer la topographie de surface du profil. La différence des valeurs de résistivité se traduit sur le tomogramme par une différence de tons de couleurs qui s'étendent du bleu (faible résistivité) au violet (forte résistivité) en passant par le vert et le rouge. Elle dépend de plusieurs facteurs, notamment de la salinité et la température de l'eau, mais surtout de la quantité d'eau par unité de volume. Les mesures de terrain sont intégrées sur ordinateur grâce au logiciel RES2DInv.

Le dispositif utilisé est celui de la configuration Wenner (figure 26). Il permet d'acquérir des informations précises sur les entités les plus proches de la surface et offre une bonne résolution pour les formations en profondeur. Les électrodes de mesure (M, N) sont disposées à l'intérieur des électrodes d'injection (A, B). La méthode d'acquisition de la résistivité est dite en gradient. Cette technique consiste à mesurer les différences de potentiel entre électrode d'envoi A et électrode de réception B, en deux points (M et N). Le courant injecté est de 200 mA, en 340 injections sur les 64 électrodes de la ligne mise en place.

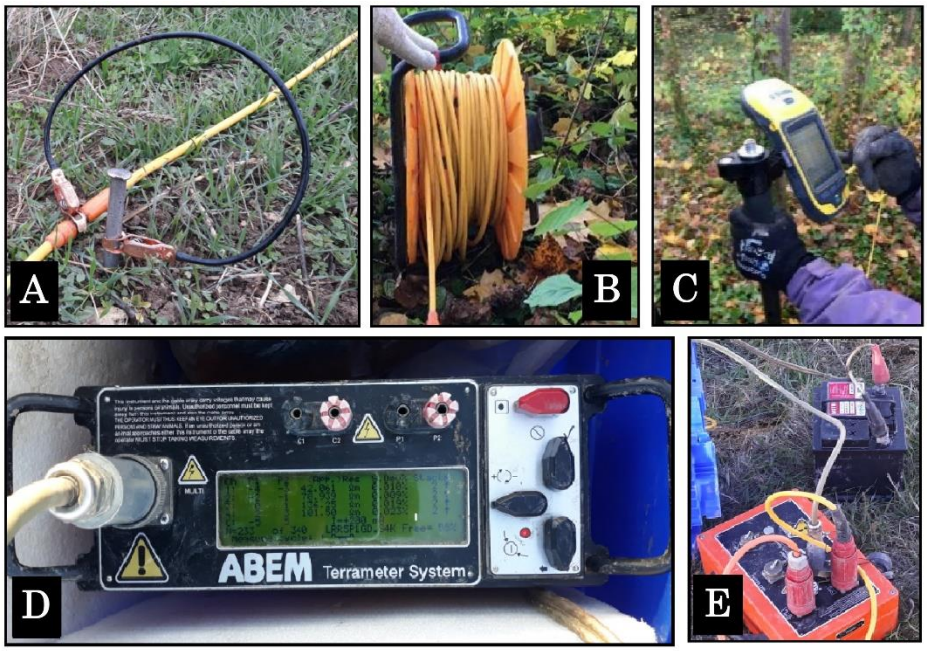


Figure 25. Matériel utilisé pour la tomographie des résistivités électriques.
A : Électrode et raccordement à la bobine. B : Bobine électrique. C : dGPS utilisé pour la topographie. D : Résistivimètre. E : Batterie et multiplexeur (orange).

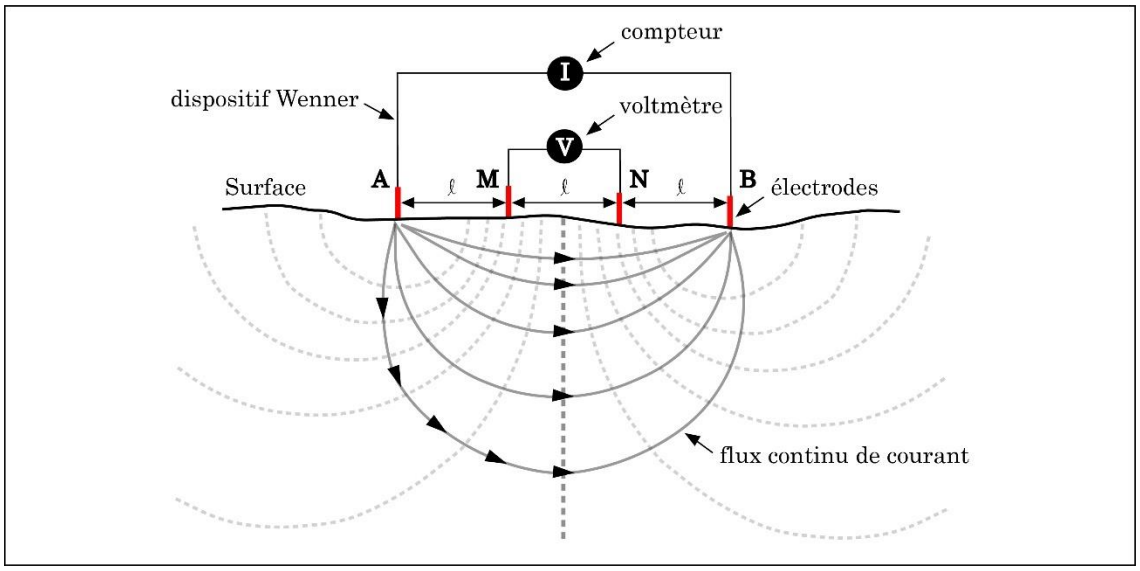


Figure 26. Principe du dispositif Wenner-Schlumberg.

3. Une géomorphologie applicable

La question des mouvements de terrain dans le vignoble champenois – Montagne de Reims, Vallée de la Marne, Côte des Blancs (plus une incursion dans le Sézannais) – est abordée sous l'aspect fondamental et appliqué, puisqu'il s'agit de dresser une cartographie de la susceptibilité aux mouvements de terrain basée sur les causes intrinsèques (fondamentalement morphostructurales)

et accidentelles (climatiques) dans un contexte très anthropisé (le vignoble). Les pertes économiques qu'entraine les instabilités sur les versants justifient cette double approche qui éclaire le fonctionnement de mécanismes se déroulant et parfois se répétant sur le temps long mais qui semblent s'emballer sur le temps court qui est le nôtre et dans lequel les enjeux s'accroissent. En analysant la nature et le poids des forçages naturels et anthropiques qui conduisent à l'instabilité des versants on espère s'approcher d'une gestion du risque dans laquelle rentre une part d'information (savoir) et une autre de solution (agir). La carte de la figure 27 localise les sites étudiés.

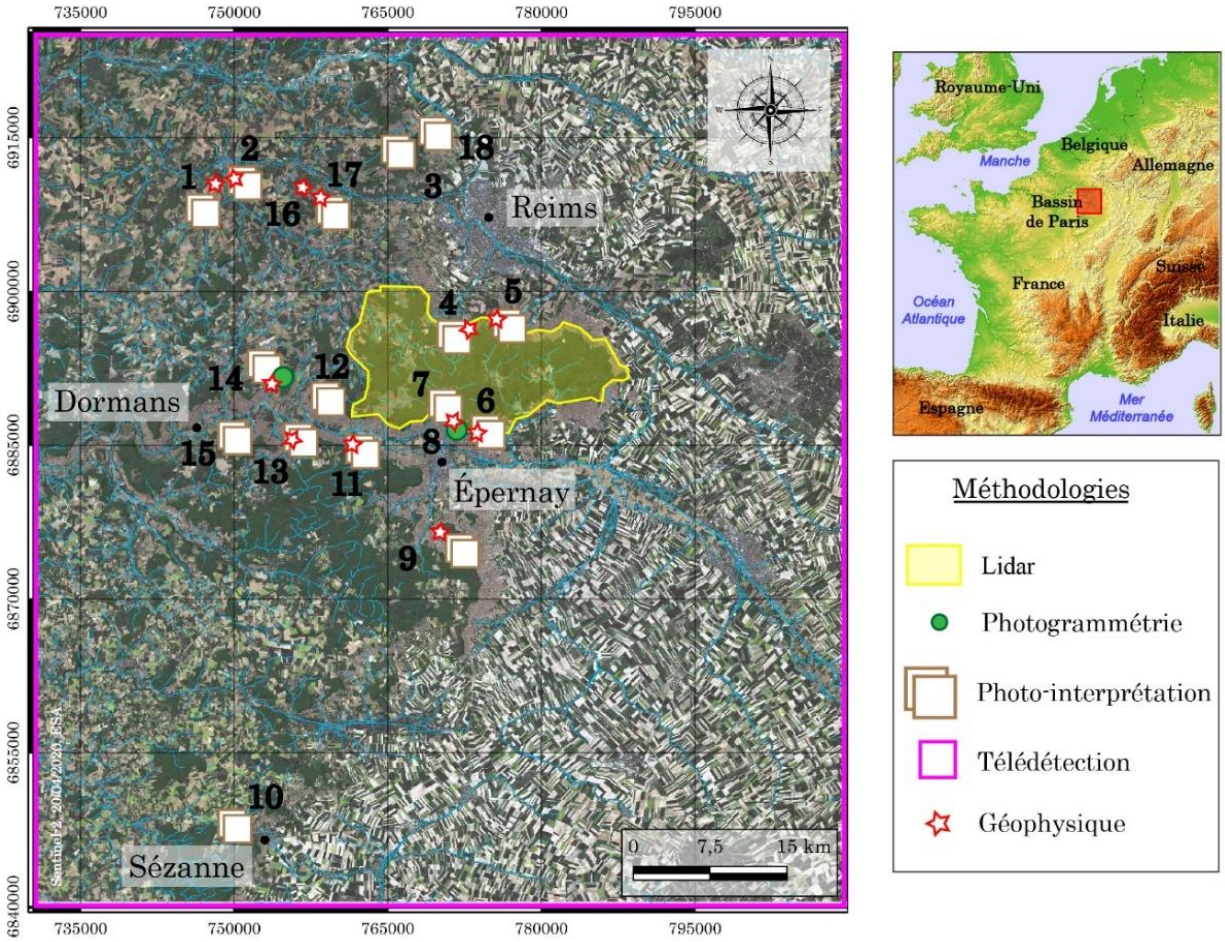


Figure 27. Sites et méthodes utilisées.

1 : Saint-Gilles ; 2 : Montagne Danielle ; 3 : Trigny ; 4 : Montchenot ; 5 : Rilly-la-Montagne ; 6 : Mutigny ; 7 : Champillon ; 8 : Dizy ; 9 : Cuis ; 10 : Sézanne ; 11 : Boursault ; 12 : Reuil ; 13 : Festigny ; 14 : Vandières ; 15 : Vassieux ; 16 : Vandeuil ; 17 : Branscourt ; 18 : Hermonvillle.

PARTIE II.

Des dynamismes variés : processus anciens et instabilités récentes

Deux processus majoritaires façonnent le modelé des versants du secteur d'étude : au nord, les versants de la vallée de l'Ardre et du Soissonnais ont évolué par cambrure et présentent une morphologie spécifique (Devos et al., 2012 ; Bollot, 2014 ; Pierre et al., 2017) ; au sud, les versants ont été affectés par une succession de glissements de terrain coalescents souvent de grande ampleur, à présent stabilisés, dormants, ou réactivés (Bollot, 2014). Comprendre la répartition spatiale et la géométrie interne des versants du secteur d'étude permet de démontrer un certain contraste entre la dynamique de versants du nord (Soissonnais et Tardenois), et celle du sud (Tardenois, Montagne de Reims, vallée de la Marne). Cette partie permet, grâce à diverses techniques d'investigation, de caractériser les deux grands processus qui conditionnent actuellement la stabilité des versants du vignoble champenois. Elle se décline en deux chapitres :

► Le **chapitre 3** permet de traiter la question de la stabilité des versants du nord du secteur d'étude, de préciser la recherche sur le processus de cambrure et d'établir un premier inventaire « typologique » des cuves champenoises.

► Le **chapitre 4** aborde les processus d'instabilité récents qui affectent les versants de la Montagne de Reims et de la vallée de la Marne.

CHAPITRE 3.

LES PROCESSUS ANCIENS DU TARDENOIS ET DU SOISSONNAIS

Ce troisième chapitre s'attèle à décrire la structure et la répartition spatiale des versants cambrés et des « cuves » (Laurain, 1995) afin d'apporter des précisions sur la morphologie et l'âge des versants du Tardenois et du Soissonnais. Le modelé des « cuves champenoise » est exploré et se distingue de celui des versants cambrés. L'approche géophysique (résistivités électriques) est choisie car elle permet non seulement de confirmer la cartographie semi-automatisée des versants cambrés obtenue grâce à l'approche par télédétection, en révélant la structure des versants, mais aussi d'étudier le lien entre morphogenèse des cuves, glissements de terrain et cambrure. Une première typologie de versants cambrés est établie.

1. La cambrure de versant

La cambrure de versant (figure 28) est un processus morphogénique qui ne résulte pas d'une dynamique de surface au sens strict. Elle correspond au fléchissement d'une strate calcaire reposant sur des niveaux sableux érodés par soutirage (Bollot, 2014), ou argileux érodés par fluage (Hollingworth *et al.*, 1944). Dans son mouvement de descente, la strate calcaire se débite en blocs préparés par une détente mécanique liée au creusement de la vallée et créant un réseau de fissures parallèles aux versants (figure 29) (Devos et al., 2012). Demangeot, 1981 propose le terme d'endodynamique pour désigner tout ce qui aboutit, en surface, à une détente des roches sans intervention de la météorisation, tandis que le soutirage et le fluage des formations meubles sous-jacentes s'apparentent à une « érosion de subsurface » (Hawkins et Privett, 1979). Les deux mécanismes combinés aboutissent à l'élaboration d'une « structure superficielle » typique. Cette notion a été utilisée par les auteurs anglais (Hollingworth *et al.*, 1944 ; Hawkins et Privett, 1979 ; Selby, 1993 ; Ballantyne et Harris, 1994) pour qualifier les déformations qui ne relèvent ni des mouvements de masse, ni de la tectonique, telles qu'on en observe de nombreux exemples sur les versants des plateaux éocènes de l'est du bassin de Paris (Pierre *et al.*, 2017).

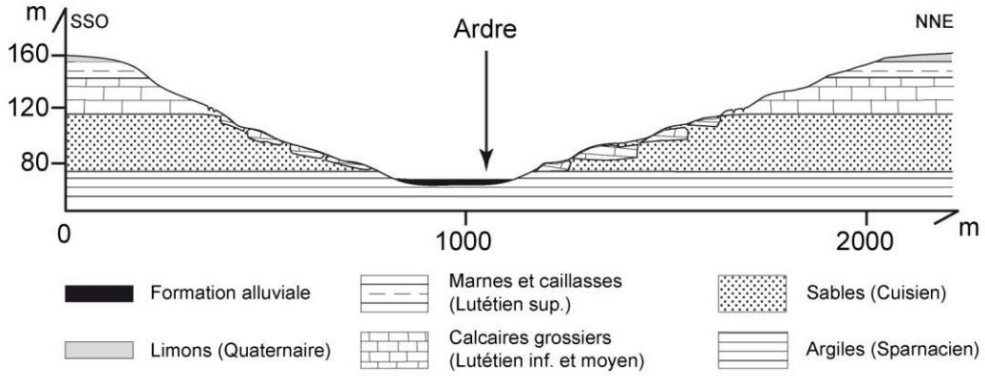


Figure 28. Versants cambrés de la vallée de l'Ardre (d'après Bollot et al., 2014).

Dans la vallée de l'Ardre, cependant, bien que les conditions structurales de la cambrure soient réunies, le processus ne se réalise pas toujours de façon parfaite, ce qui se traduit par des profils de versant variés dont la genèse reste à définir. Le phénomène de cambrure y a été identifié à partir de données de surface, i.e., affleurements et modelé des versants (Bollot *et al.,* 2014), et dans les carrières souterraines en bordure de plateau, où la fracturation et l'affaissement des calcaires sont directement observables (Devos *et al.*, 2012 ; Bollot *et al.*, 2014). Cependant, ces données sont insuffisantes pour reconstituer précisément la géométrie de la structure interne des versants cambré. L'analyse en coupe (investigation géophysique) et en plan (télédétection) de ces versants

permet d'en restituer la structure superficielle, et partant, de comprendre les causes de la diversité de leur modelé ainsi que la spécificité de la morphogénèse de la vallée de l'Ardre. L'interprétation de ces données, révélant le caractère fossile des processus hydrogéologiques et géomorphologiques, met en avant un héritage des formes et pose la question de la stabilité actuelle des versants.

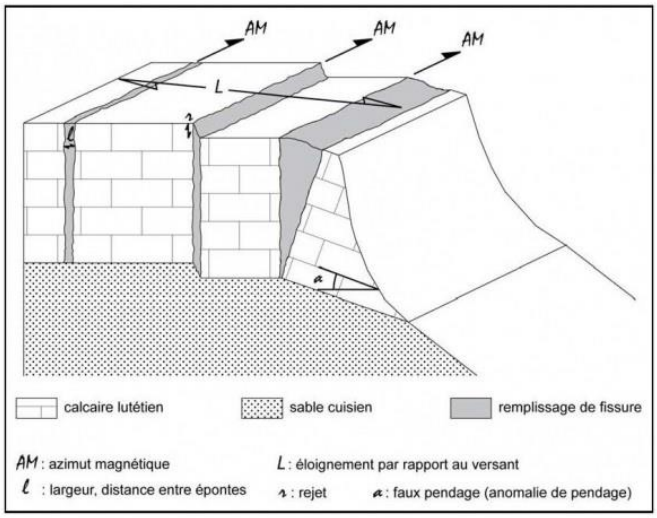


Figure 29. Fracturation des calcaires en rebord de plateau (Vallée de l'Ardre, d'après Devos et al., 2012).

1.1. Contexte morphostructural de la cambrure

La vallée cataclinale de l'Ardre, sur le revers de la côte d'Île-de-France, entaille la partie sud-est du plateau du Soissonnais (figure 29). La rivière prend sa source dans la Montagne de Reims (250 m) et rejoint la Vesle à Fismes (60 m) après un trajet d'une trentaine de kilomètres. L'orientation générale de la vallée, calée sur la faille de Fismes (Duprat, 1997), est SE-NW, à l'exception du dernier tronçon, entre Saint-Gilles et Fismes, contraint par une ondulation synclinale S-N (Devos *et al.*, 2015). Son encaissement atteint rapidement une centaine de mètres (à deux kilomètres de la source) et cette valeur est conservée jusqu'à sa confluence avec la Vesle du fait de l'inclinaison conjointe du plateau du Soissonnais dont les formations éocènes présentent un dispositif structural monoclinal à faible pendage ouest. La surface de ce plateau est définie par l'affleurement des Marnes et caillasses du Lutétien supérieur. Les versants de la vallée recoupent, du haut vers le bas, le Lutétien moyen (bancs calcaires) et inférieur (sables grossiers glauconieux), puis les sables de l'Yprésien supérieur (figure 31). Ces trois unités constituent l'aquifère principal (Devos *et al.*, 2015). En fond de vallée, la rivière coule sur les argiles aquicludes de l'Yprésien inférieur Laurain *et al.*, 1986. Les affluents de rive gauche de l'Ardre issus de lignes de sources situées sur la cuesta bartonienne (fig. 1), découpent le plateau et les versants du drain principal en

multipliant les saillants et les rentrants. À ce titre, ils accentuent la détente mécanique générant une fracturation croisée dans les calcaires du Lutétien moyen. À l'amont de Bligny (figure 30), l'Ardre entaille le plateau du Tardenois (s.s.) défini par les calcaires de Saint-Ouen, et la série bartonienne affleure alors sur les deux versants (sables du Bartonien inférieur, puis calcaires et marnes du Bartonien moyen).

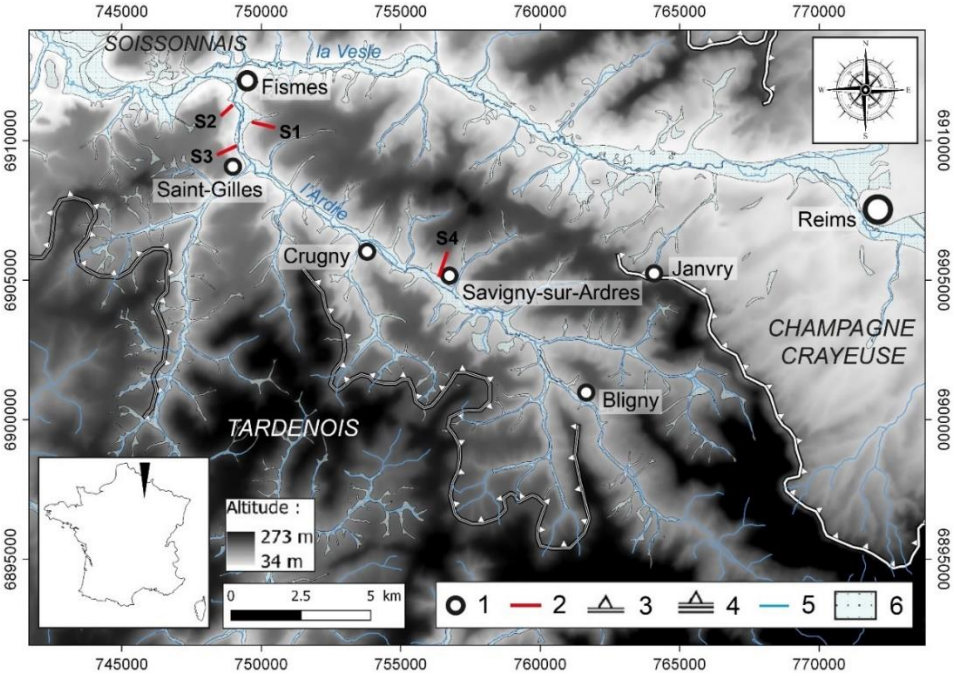


Figure 30. La vallée de l'Ardre.

1 : Localité ; 2 : Transect de résistivité électrique (TRE) ; 3 : Cuesta d'Île-de France ; 4 : Cuesta bartonienne ; 5 : Réseau hydrographique ; 6 : Plaine alluviale.

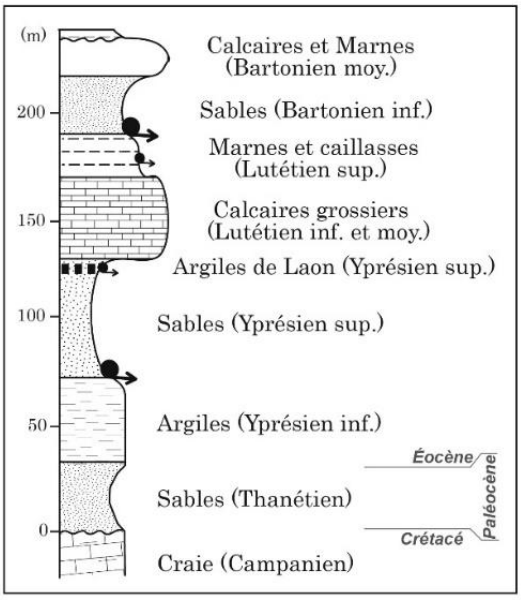


Figure 31. Lithostratigraphie du secteur de la vallée de l'Ardre.

1.2. Méthodes d'analyse de la cambrure

La structure superficielle des versants est déterminée à partir de critères morphologiques (analyse du modelé, interprétation d'affleurements : coupes S1 à S4) (figure 30), d'investigations géophysiques (profils de résistivité électrique permettant d'établir l'état hydrique des matériaux sur une quarantaine de mètres de profondeur, duquel sont déduit la nature et la disposition de ces matériaux : coupes S1 et S2, figures 35A et B), et par télédétection (repérage en plan des blocs calcaires subaffleurants par analyse des réflectances, figures 32B et C). Ainsi, 39 images issues de la base de données Sentinel-2 ont été analysées, l'objectif étant d'abord de caractériser la réponse des différentes surfaces et d'isoler la réflectance des blocs calcaires subaffleurants (figure 32), puis de confirmer la cartographie obtenue en réalisant des investigations de géophysique sur des secteurs présentant des profils de versants cambrés. Enfin, le calcul et la comparaison d'indices morphométriques le long de profils transversaux (Bull et McFadden, 1977) permet de mettre en avant la topographie spécifique de la vallée de l'Ardre. La démarche est résumée ci-dessous (figure 32).

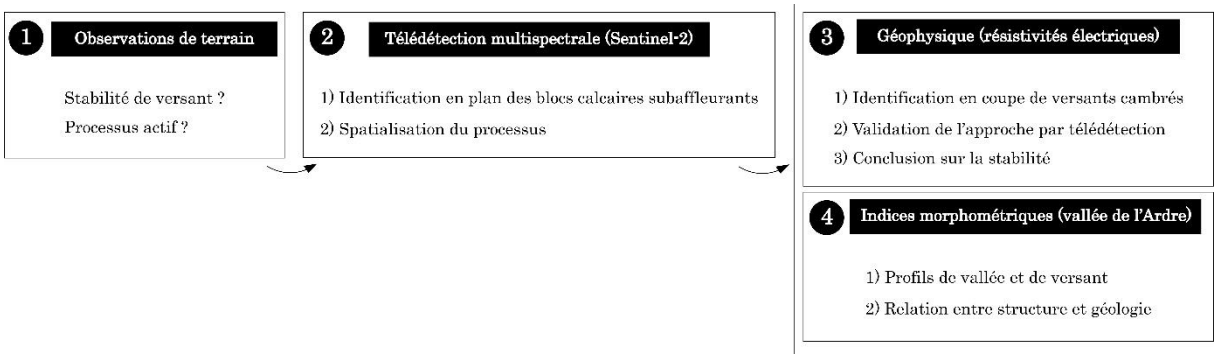


Figure 32. Démarche méthodologique pour l'étude de la cambrure de versant.

1.3. La répartition en plan de la cambrure

1.3.1. Apport de la télédétection multispectrale pour l'identification des blocs

Entre Savigny-sur-Ardres et Fismes, les versants de la vallée de l'Ardre ont fait l'objet d'une analyse spectrale par télédétection (figures 33 et 34) à partir d'images Sentinel-2 datant d'octobre 2016 à novembre 2019, acquises via la plate-forme *Copernicus Open Access Hub* (ESA, 2018) et géoréférencées. Six bandes spectrales ont été utilisées : bleu, vert, rouge, PIR (proche infrarouge), MIR (moyen infrarouge) et SWIR (infrarouge lointain). Les bandes du MIR et du SWIR (livrées

brutes avec une taille de pixel de 20 m) ont été recalibrées à 10 m via Sentinel SNAP (ESA *Sentinel Application Platform* v7.0.0). La reconnaissance et l'extraction des réflectances ont été réalisées après l'assemblage des six bandes (logiciel ENVI, *Exelis Visual Information Solutions*, Boulder, Colorado, v5.3).

Les matériaux géologiques ont une réflectance spécifique (Yésou *et al.*, 1993 ; Fraser *et al.*, 1997) ce qui permet de les différencier par télédétection à condition qu'ils soient subaffleurants (Hunt, 1979 ; Clark, 1999 ; Porwal et González-Álvarez, 2019). Sur les versants cambrés, il s'agit de repérer la présence de blocs calcaires (du Lutétien moyen) reposant généralement sur des sables (de l'Yprésien supérieur) et éventuellement séparés et/ou plus ou moins recouverts par des colluvions (Quaternaire), disposition classique déduite de l'analyse du modelé et d'affleurements sur le terrain (Bollot *et al.*, 2014). Comme les colluvions et les blocs calcaires n'ont pas les mêmes propriétés spectrales, l'analyse par discrimination de la réflectance de la surface des versants permet de cartographier la répartition des blocs calcaires (figures 33 et 34).

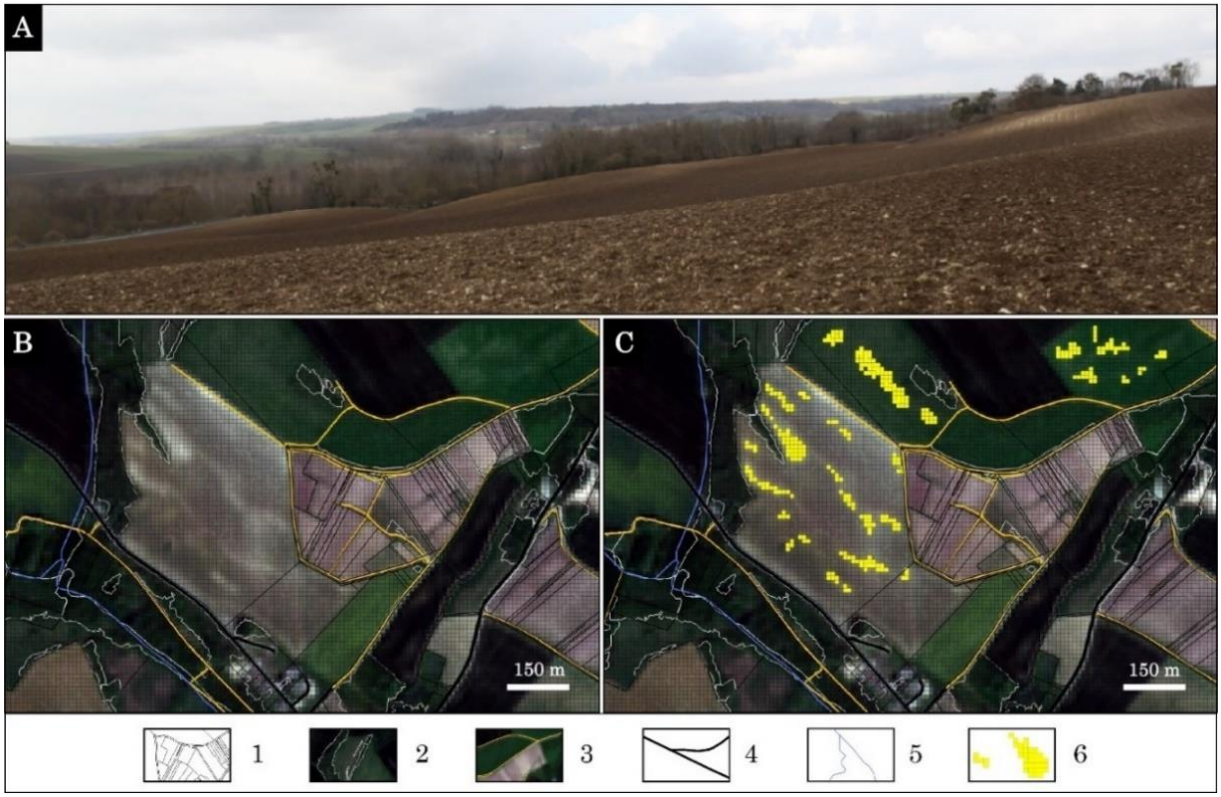


Figure 33. Répartition des blocs calcaires en rive droite de l'Ardre (secteur de Courville) : polygonisation de la réponse des blocs calcaires subaffleurants.

A : Versant cambré à la Montagne Danielle, les surfaces blanchâtres correspondent aux blocs calcaires (photographie : A. Devos, 2013). B : Vue satellite d'un versant cambré à Courville (Sentinel-2, 21/04/2018). C : Blocs calcaires polygonisés grâce à la méthode d'identification par télédétection. 1 : Parcellaire (BD Parcellaire, source : BD TOPO IGN) ; 2 : Végétation ; 3 : Chemin ; 4 : Route ; 5 : Cours d'eau ; 6 : Pixels retenus pour l'identification des blocs calcaires.

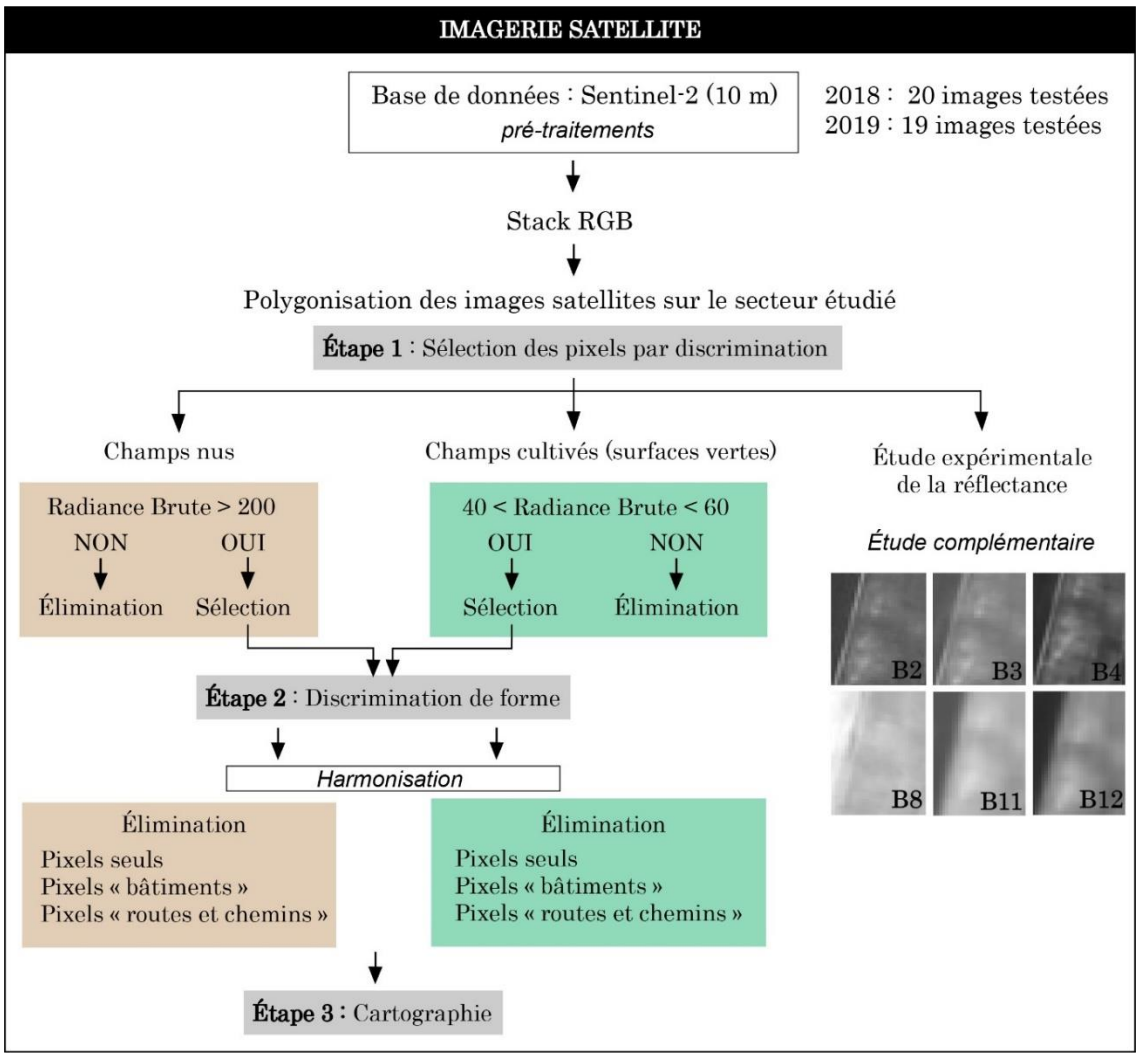


Figure 34. Méthode de cartographie des blocs calcaires par télédétection.

1.3.2. La répartition en plan des blocs calcaires

Ces blocs, en subsurface, sont révélés par des pics de réflectance compris dans le domaine électromagnétique du MIR, avec des valeurs moyennes oscillant entre 35 % et 45 % (figure 35C). Les valeurs de réflectance pour le PIR et pour le SWIR sont légèrement plus faibles, 32 % à 38 % en moyenne. En comparaison, les secteurs dans lesquels les blocs calcaires sont absents ou dissimulés donnent, dans ces trois domaines, des valeurs de réflectance inférieures de 10 points.

Il ressort de l'analyse spectrale par télédétection que le nombre de blocs calcaires détectés est nettement plus élevé dans la partie aval de la vallée de l'Ardre, où on les retrouve jusqu'à la base de versants dont la pente est faible (inférieure à 6°) et régulière (figure 36). À l'inverse, en amont de Crugny, les blocs détectés, moins nombreux, sont toujours situés dans la partie haute des versants, en bordure du plateau, et ils dominent des versants en pente forte (supérieure à 11°) et exempts de blocs. Enfin, le village de Saint-Gilles, sur le versant de rive gauche de l'Ardre, occupe

un vaste replat déterminé par la présence de blocs calcaires à mi-pente, ce qui confère un caractère unique au profil topographique de ce versant. Cette méthode ne livre pas d'inventaire exhaustif car des formations superficielles trop riches en calcaire et à forte réflectance, ou bien trop épaisses, dissimulent des blocs calcaires (et, en outre, les zones boisées ne peuvent être prises en compte). Des vérifications sur le terrain montrent cependant qu'il existe une bonne corrélation entre profil de versant et répartition spatiale des blocs calcaires établie par télédétection (figures 33A, 35 et 36A).

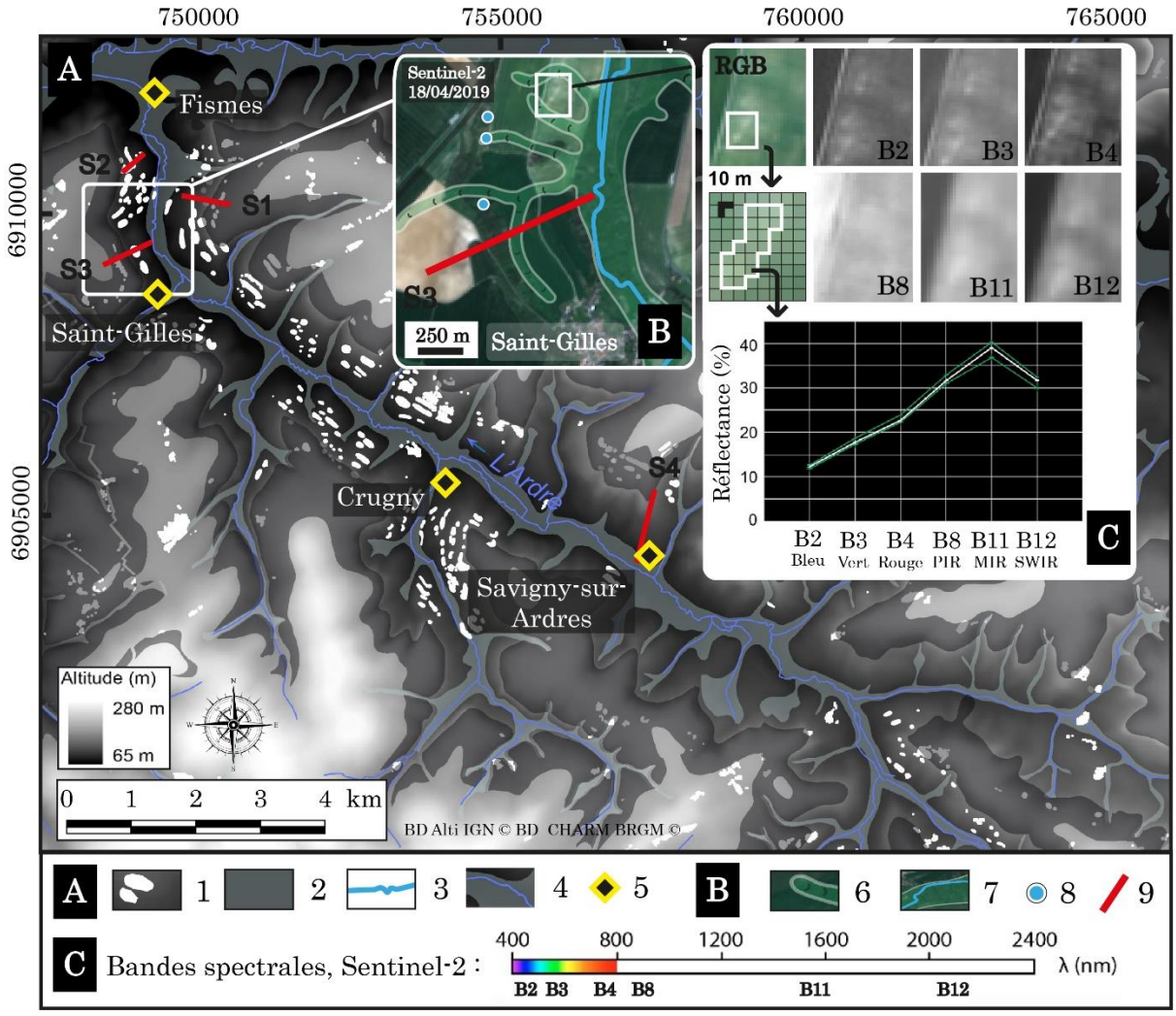


Figure 35. Cartographie par télédétection des blocs de calcaire lutétien (vallée de l'Ardre).

A : Secteur étudié. 1 : Blocs calcaires ; 2 : Lutétien ; 3 : Cours d'eau ; 4 : Plaine alluviale ; 5 : Localité. B : Versant de rive gauche de l'Ardre, au nord de Saint-Gilles. 6 ; Vallon sec ; 7 : Plaine alluviale ; 8 : Source ; 9 : Profil étudié. C : Identification des blocs calcaires (taille du pixel : 10 m ; RGB : vraie couleur), et courbe de réflectance moyenne d'un bloc.

1.4. La répartition en coupe des blocs calcaires

Afin de confirmer la méthode par télédétection, qui spatialise les blocs calcaires, des profils de résistivité (S1 et S2) ont été réalisés selon la technique de tomographie électrique, (méthode d'acquisition en gradient, Jongmans et Garambois, 2007), qui met en évidence la présence de blocs calcaire et de confirmer la structure interne de versants identifiés comme cambrés. Les électrodes ont été disposées sur le terrain à intervalles de 2,5 mètres, sur une longueur de 630 m (S1) et de 380 m (S2), et la topographie des électrodes a été réalisée au dGPS. À l'aval, dans la section N-S de la vallée, entre Saint-Gilles et Fismes, deux profils longitudinaux de résistivité électrique ont été réalisés (figure 36). Le profil S1, situé sur la rive convexe d'un méandre encaissé de l'Ardre, est réalisé sur un versant de pente faible et régulière, raccordant sans rupture de pente la surface du plateau au fond de la vallée. Le profil S2 est réalisé sur le versant opposé, en rive concave. Ce versant est plus court et il est dominé par une corniche calcaire.

Le tomogramme du profil S1 révèle une succession d'objets de fortes résistivités, comprises entre 225 et 630 Ohm.m, flottant dans une masse de faible résistivité (30 Ohm.m en moyenne) (figure 36A). Il s'agit des blocs dissociés de calcaires du Lutétien moyen repérés, pour certains, par télédétection ; ils sont moins conducteurs car inscrits en zone non saturée de l'aquifère. Du haut vers le bas du versant, leur taille s'amenuise et leur disposition se modifie : long de 40 m, épais de 20 m et relevant vers l'aval (selon un angle compris entre 8° et 12°) dans la partie amont du profil ; deux fois moins volumineux et à peu près horizontaux dans la partie médiane ; de faible épaisseur et d'inclinaison conforme à la pente du versant (< 6°) dans la partie aval. La surface topographique est régularisée (pente de 6° à 11°) par une couche de colluvions (résistivités comprises entre 80 et 250 Ohm.m) dont l'épaisseur atteint 20 m, et qui proviennent des Marnes et caillasses du Lutétien supérieur (qui, dans leur position initiale, déterminent des niveaux aquifères multicouches perchés). Les matériaux de faibles résistivités (< 80 Ohm.m) de la base du profil sont les sables de l'Yprésien supérieur, dont l'épaisseur décroissante du haut vers le bas du versant implique l'abaissement de la strate calcaire. Les sables reposent sur le toit des argiles de l'Yprésien inférieur (à 80 m d'altitude), dans la zone saturée de l'aquifère. À l'extrémité aval du profil l'Yprésien inférieur est raviné par un dépôt alluvial de faible teneur en eau (résistivités supérieures à 250 Ohm.m). La présence d'un parking sur remblai à cet endroit explique en partie ces valeurs de résistivité élevées.

Le tomogramme du profil S2 présente une géométrie un peu différente (figure 36B). La coupe débute à 120 m d'altitude, dans le tiers inférieur de la corniche de calcaires lutétiens. Comme sur

le versant opposé, on retrouve une succession de blocs calcaires (également visibles en télédétection) soulignée par de fortes résistivités (250 à 800 Ohm.m), mais leur taille et leur disposition ne présentent pas de gradient d'amont en aval. De plus, ces blocs font défaut entre 90 et 100 m (distance horizontale) et sont peu visibles entre 240 et 280 m. Enfin, la couverture colluviale est plus hydrophile (résistivités de 30 à 40 Ohm.m) et d'épaisseur plus régulière (± 10 m). La partie haute du profil, en bordure de plateau, montre des blocs calcaires affaissés en contre bas de la corniche et séparés les uns des autres par des fissures de détente ouvertes (Devos *et al.*, 2012), remplies de colluvions. Le mur des calcaires du Lutétien moyen s'abaisse ainsi de 25 m en trois marches. Le bloc de la marche la plus basse est solidaire d'un niveau de sables argileux (Argiles de Laon) de faibles résistivités (< 30 Ohm.m), lui-même affaissé. Plus bas sur le versant, entre 100 et 220 m (distance horizontale), quatre blocs calcaires de taille et de pendage variable se succèdent. À cet endroit, il n'y a quasiment plus de sables yprésiens (résistivités < 30 Ohm.m) sous le Lutétien. Enfin, après un deuxième segment sans blocs bien individualisés, on retrouve, à l'aval du profil, trois blocs calcaires reposant parfois directement sur les argiles yprésiennes dont le toit est à 75 m d'altitude.

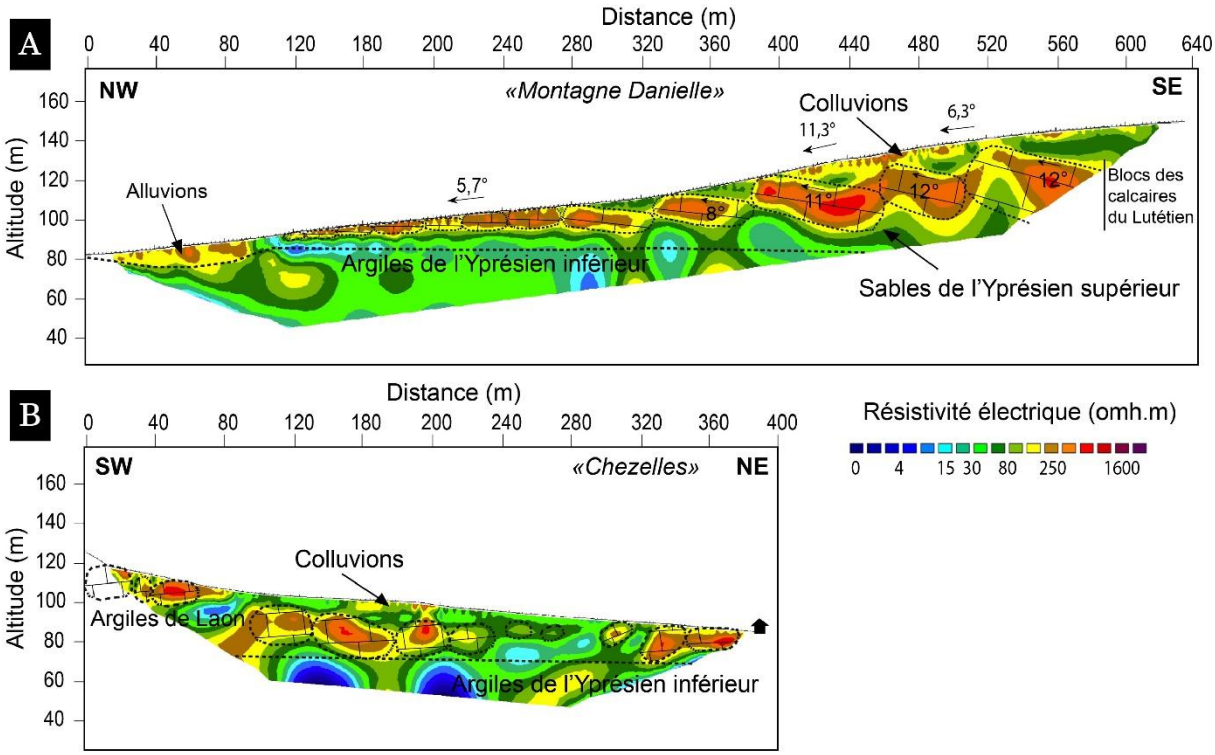


Figure 36. Interprétation de la structure superficielle à partir des tomogrammes de résistivité électrique S1 (A) et S2 (B).

Le croisement des données satellites, géophysiques, topographiques et structurales permet donc de déterminer d'une part, la répartition des blocs calcaires sur les versants de la vallée de l'Ardre, et

de constater d'autre part, que les profils topographiques des versants traduisent trois types de structure superficielle (figure 37) : les versants en pente douce et uniforme, drapés de blocs calcaires (type 1, figure 37A) ; les versants qui présentent une rupture de pente convexe à leur jonction avec le plateau (corniche de calcaires lutétiens) et une pente forte en contre bas, développée dans les sables yprésiens (type 2, figures 37B et 37A) ; les versants à corniche calcaire sommitale et à replat intermédiaire (type 3, figure 35C).

1.5. Diversité des profils de versants cambrés

Le profil de la Montagne Danielle (figures 33A, 36A et 37A) représente l'archétype du versant cambré à pente douce (type 1) dans l'Eocène du Soissonnais (Bollot *et al.*, 2014). Il ne se distingue des exemples décrits en Angleterre (Hollingworth *et al.*, 1944 ; Chandler *et al.*, 1976 ; Horswill et Horton, 1976 ; Hobbs et Jenkins, 2008) que par le faciès sableux de la couche incompétente. Cette particularité, qui implique un processus d'érosion de subsurface de type soutirage (du sable) plutôt que fluage (d'argile), se traduit par une épaisseur particulièrement importante de terrains affectés par le processus de cambrure, du fait de l'épaisseur initiale des sables de l'Yprésien supérieur (30 à 40 m) et de leur perméabilité intrinsèque faisant que toute la strate sableuse est susceptible d'être affectée par le soutirage. À l'inverse, dans les exemples anglais, le fluage des argiles (résultat de l'infiltration des eaux de surface) ne peut se produire que sur une épaisseur limitée du fait de leur faible perméabilité (le fluage nécessite que le seuil de plasticité soit atteint). L'érosion de subsurface (Hawkins et Privett, 1979) propre à la structure des versants de la vallée de l'Ardre conduit donc à une amplitude verticale de la structure superficielle proportionnelle à l'épaisseur initiale des sables de l'Yprésien supérieur (de l'ordre de 40 m à la Montagne Danielle ; figure 37A).

Par endroits, les circulations d'eau dans l'aquifère principal (associant calcaires lutétiens et sables yprésiens) sont modifiées par la présence, au sommet de l'Yprésien supérieur, d'intercalations argilo-sableuses (figure 37) dont l'épaisseur varie de 2 à 10 m : les Argiles de Laon (Laurain *et al.*, 1976). Ce niveau est discontinu, mais là où il existe, et si son épaisseur est importante, il se comporte comme un aquitard et ralentit considérablement le drainage des eaux infiltrées vers les sables yprésiens sous-jacents. Si les Argiles de Laon ne sont pas toujours observables à l'affleurement, leur présence est révélée par des lignes de sources calées sur le contact entre l'Yprésien supérieur et le Lutétien inférieur et moyen, émergences d'un aquifère perché. Par conséquent, le caractère localement bicouche de l'aquifère principale associant calcaires lutétiens et sables yprésiens diminue les circulations d'eau dans les sables, et ralentit de fait leur soutirage. Le processus de cambrure ne se produit alors qu'au-dessus des Argiles de Laon, par évacuation des

sables grossiers glauconieux du Lutétien inférieur dont la faible épaisseur réduit l'amplitude verticale du processus (figure 37B). L'encaissement postérieur de la vallée conduit à un modelé de cambrure « perchée » (type 2), comme à Savigny-sur-Ardres (figures 37B et 38A).

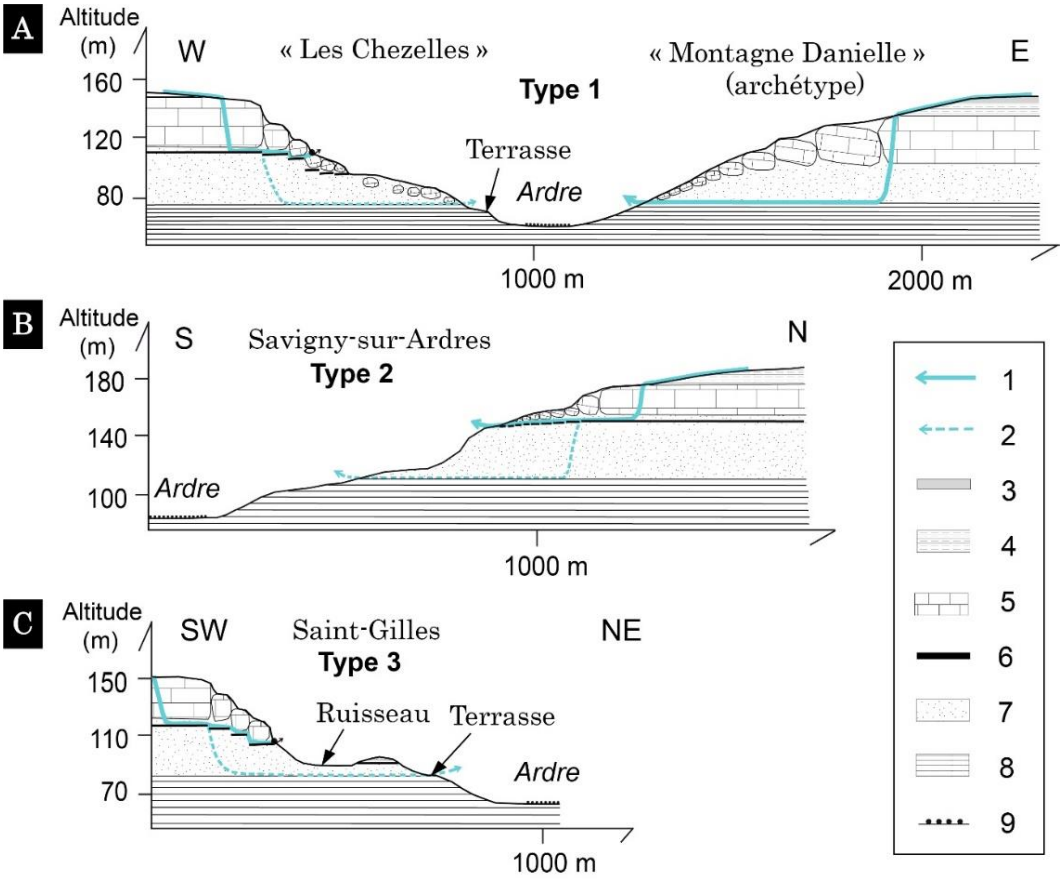


Figure 37. Profils synthétiques des différents types de versants cambrés de la vallée de l'Ardre.
A : Type 1, Montagne Danielle et Chezelles ; B : Type 2, Savigny-sur-Ardres ; C : type 3, Saint- Gilles. 1. Ecoulement souterrain principal ; 2 : Ecoulement souterrain secondaire (aquifère bicouche) ; 3 : Loess (Quaternaire) ; 4 : Marnes et caillasses (Lutétien supérieur) ; 5 : Calcaires grossiers (Lutétien inférieur et moyen) ; 6 : Argiles de Laon (Yprésien supérieur) ; 7 : Sables (Yprésien supérieur) ; 8 : Argiles (Yprésien inférieur) ; 9 : Plaine alluviale.

Entre Saint-Gilles et Fismes, en rive gauche de l'Ardre, la rupture de pente entre la surface du plateau et le versant forme toujours une corniche très marquée, interprétée comme la partie amont fortement affaissée d'un versant cambré (figure 35B, profil électrique S2, Chezelles). Cependant, dans le secteur de Saint-Gilles, le versant en contre bas de la corniche présente un (parfois deux) replat correspondant, plusieurs affleurements l'attestent, à la partie supérieure des sables yprésiens – dont les Argiles de Laon – recouverts de calcaires lutétiens (figure 38C). Ces replats sont attribués par Laurain et Thévenin, 1995 à des pans glissés au-dessus d'un plan de cisaillement recoupant les argiles yprésiennes sous-jacentes, et ces auteurs interprètent donc la rupture de

pente convexe du haut de versant comme la trace d'une niche d'arrachement (plutôt que comme la partie amont d'un versant cambré). Cependant, les observations de terrain (altitude régulière du contact entre les sables de l'Yprésien supérieur et argiles de l'Yprésien inférieur) (figure 38C) incitent à interpréter ces replats comme des lambeaux de versant cambré, caractéristique du type 3.

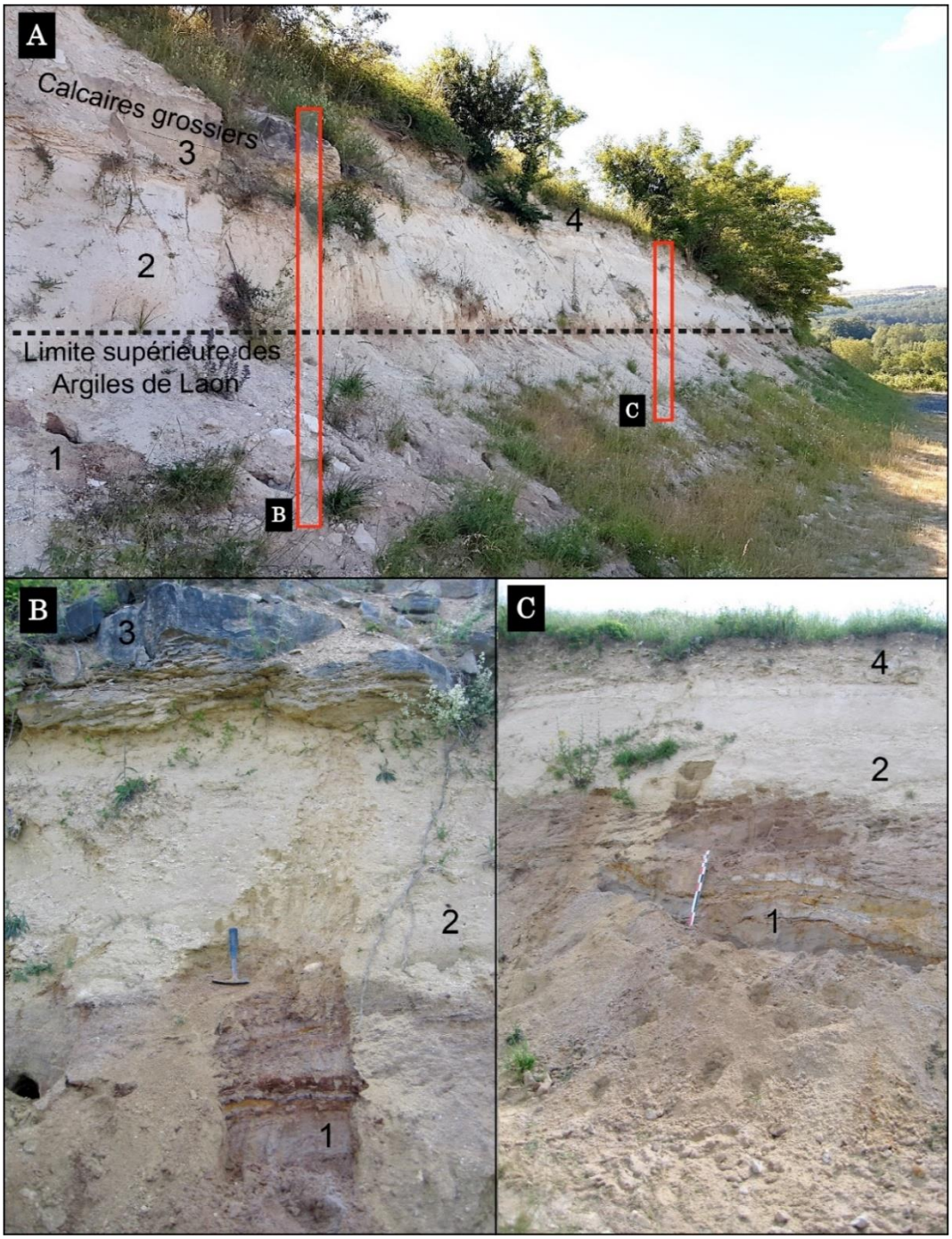


Figure 38. Le contact Yprésien supérieur-Lutétien inférieur et moyen, Savigny-sur-Ardres.

A : Vue d'ensemble. B : Détail du contact Yprésien supérieur-Lutétien inférieur et moyen. C : Détail du contact Yprésien supérieur-Lutétien inférieur (photographie : G. Pierre, 2013). 1 : Argiles de Laon ; 2 : Sables glauconieux ; 3 : Banc calcaire ; 4 : Colluvions périglaciaires, (photographie : G. Pierre, 2013).

1.6. Morphogenèse et âge

Si l'on replace le processus de cambrure dans le contexte morphogénique et structural de la vallée de l'Ardre (Ortonovi *et al.*, 2020), la coexistence et la répartition spatiale des différents types de versant décrits trouve une explication. Le processus de cambrure est synchrone du creusement de la vallée, et s'achève quand la rivière rencontre les argiles yprésiennes et y creuse son lit : l'aquifère du Lutétien inférieur et moyen et de l'Yprésien supérieur se trouve alors perché et la rivière n'est plus drainante (Pierre *et al.,* 2017). Si cet aquifère est monocouche, la cambrure est parfaite (type 1) et des blocs calcaires reposent, en bas de versant, sur les argiles yprésiennes, comme à la Montagne Danielle (figure 36A).

En présence des Argiles de Laon, l'aquifère est bicouche : les argiles rassemblent et drainent les eaux infiltrées dans les calcaires du Lutétien moyen, ce qui diminue les circulations d'eau dans les sables de l'Yprésien supérieur, donc leur soutirage. Dans ce cas, le creusement de la vallée est plus rapide que le processus de cambrure – qui se limite alors aux sables grossiers du Lutétien inférieur (soutirés) et aux calcaires du Lutétien moyen (affaissés), comme à Savigny-sur-Ardres (figures 37B et 38A). Le résultat est une cambrure perchée (type 2).

La présence des Argiles de Laon n'a pas eu le même effet entre Saint-Gilles et Chezelles où le faciès de cambrure perchée ne se rencontre pas (le versant de Chezelles s'apparente au type 1). Ce constat conduit à s'interroger sur le rôle de la rivière sur la dynamique du versant qui domine la rive concave du méandre encaissé de l'Ardre. À Saint-Gilles, une terrasse d'érosion à 15 m, limitée vers le versant par l'affleurement des sables yprésiens (figure 37C) témoigne d'un stade de creusement moins profond durant lequel les sables yprésiens, alors en position de berge, ont dû être activement sapés par le cours d'eau, ce qui a accéléré leur déblaiement (ainsi que celui des blocs de calcaires lutétiens sus-jacents) et fait reculer le bas d'un versant cambré. Ce cas de figure conduit à définir le type 3 comme un profil de cambrure tronqué. En effet, à l'aplomb du replat, l'épaisseur réduite à 10 m des sables de l'Yprésien supérieur ne peut résulter que de leur soutirage conduisant à une structure cambrée. De même, ce n'est qu'après la mise en place de cette structure cambrée que les émergences de la nappe des calcaires du Lutétien moyen, calées sur le sommet des Argiles de Laon (au pied de la corniche), ont nourri de nombreux ruisseaux qui ont raviné le versant, et isolé un replat calé sur un bloc affaissé. Le secteur en creux en amont du replat correspond donc au talweg d'un ruisseau (figures 35B et 37C) et non à une contre-pente de glissement rotationnel, comme l'interprétaient Laurain et Thévenin (1995). La même chose aurait pu se produire sur le versant conduisant à la ferme Chezelles s'il y avait eu, à cet endroit, les mêmes émergences dans la partie haute du versant, beaucoup moins nombreuses que vers Saint-Gilles.

La dynamique de rive concave n'a pas eu les mêmes conséquences à la ferme Chezelles. À cet endroit, la terrasse de 15 m est entièrement développée dans les argiles yprésiennes, de sorte que les blocs de calcaires lutétiens reposent 5 m au-dessus du niveau de terrasse, sur le haut de la berge argileuse (figures 36 et 37A) : le bas du versant cambré est donc resté intact. Néanmoins, comme à Saint-Gilles, ce versant de rive concave est plus court que celui de la rive convexe (Montagne Danielle), sa pente moyenne est donc plus forte, d'où l'affaissement rapide, par appel au vide, de la corniche calcaire du haut de versant, que l'on ne retrouve pas dans les types 1 et 2.

En l'absence de terrasse alluviale (la basse terrasse dans les argiles de l'Yprésien inférieur en fond de vallée est nue), lesquelles sont incompatibles avec le processus de cambrure de type 1 et 3 (figures 37A et 37C), ou avec la nature sableuse des versants associés à la cambrure de type 2 (figure 37B), l'âge des versants cambrés est difficile à établir. Il est cependant probable que cette morphologie existait déjà dans le Soissonnais au Saalien, comme le suggère l'exemple de Janvry (figure 39), en rive gauche de la vallée de la Vesle, où un versant cambré a été tronqué par les divagations d'une paléo-Vesle (Bollot *et al.,* 2014) dont les rares dépôts alluviaux de la terrasse de ± 30 m (altitude absolue 100 m) se rapportent probablement au stade isotopique 5e (Eémien, Cojan *et al.*, 2007). À ce stade, l'Ardre (affluent de la Vesle) avait donc déjà éventré les calcaires du Lutétien moyen (dont le mur est à 120 m d'altitude dans le secteur de Saint-Gilles), initiant, dans sa vallée, le processus de cambrure, lequel est susceptible de se produire tant que l'incision n'a pas atteint les argiles de l'Yprésien inférieur. Dans le cas contraire, la vidange aquifère ne s'effectue plus que par des sources de bas de versant, ce qui n'est pas propice au soutirage des sables, même dans un contexte morphoclimatique favorable (c'est-à-dire à bilan hydrologique excédentaire, tel qu'en périodes cataglaciaires).

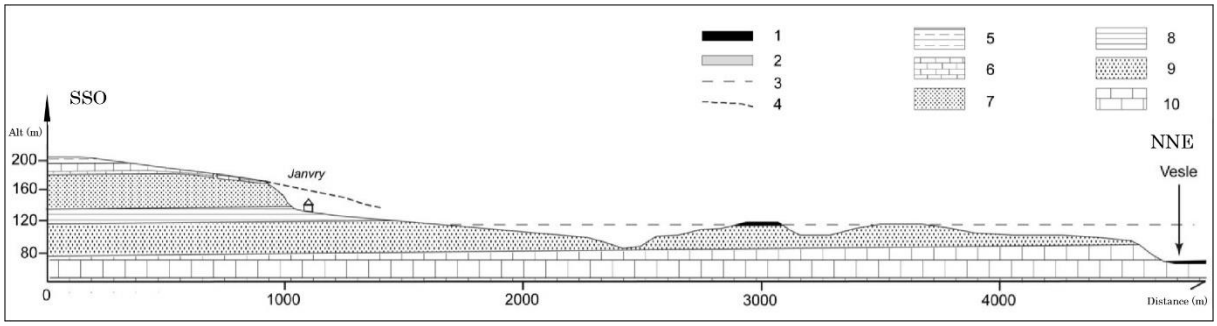


Figure 39. Cambrure tronquée à Janvry (d'après Bollot e*t al.,* 2014).

1 : Formations colluvio-alluviales ; 2 : Limons (Quaternaire) ; 3 : Creusement saalien supposé ; 4 : Cambrure tronquée ; 5 : Marnes et caillasses (Lutétien supérieur) ; 6 : Calcaires grossiers (Lutétien inférieur et moyen) ; 7 : Sable (Yprésien supérieur) ; 8 : Argile (Yprésien inférieur) ; 9 : Sable (Thanétien) ; 10 : Craie (Campanien).

Vallées	Effectifs	Pb moy (en m)	Fv moy (m)	Gb min	Gb max	Alt min	Alt max rg	Alt max rd	Crg max	Crd max	**Fv/Pb**	**R**
Ardre	26	218	**970**	2310	4013	98	202	209	129	131	**4,5**	**7,5**
Marne	13	210	**360**	1600	3900	-	-	-	165	163	**1,7**	**2,2**

Tableau 3. Valeurs moyennes des indices morphométriques pour la vallée de l'Ardre et la vallée de la Marne barroise. Les indices sont définis sur la figure 40.

La comparaison des indices morphométriques (Bull et McFadden, 1977) calculés sur le profil transversal de la vallée de l'Ardre et sur celui de la vallée de la Marne à sa traversée du plateau tithonien du Barrois (Lejeune, 2005) traduit sans ambigüité la relation entre structure géologique, cambrure de versant et géométrie de la vallée (tableau 3 et figure 40). L'indice d'évasement (R) de la vallée, égal à 2,2 pour la Marne (figure 40B), est supérieur à 7,5 pour l'Ardre (figure 40A). Corrélativement, le fond de vallée est étroit le long de la Marne de sorte que plaine alluviale et fond de vallée se confondent (Fv/Pb = 1,8), et un peu plus large le long de l'Ardre, où la plaine alluviale est encadrée par une basse terrasse « rocheuse » (méplats ou replats dans les argiles de l'Yprésien inférieur ; Fv/Pb = 4,5). D'autre part, dans les deux cas de figure, il n'existe pas de terrasses anciennes. Cela s'explique par l'étroitesse de la vallée de la Marne (dans son cours barrois : passage en gorge dans l'épais affleurement des calcaires du Portlandien inférieur), et par l'incompatibilité entre cambrure de versant et formation de terrasses le long de l'Ardre : cette rivière a conservé son tracé rectiligne au cours de son incision, et seule sa grande base s'est élargie au fur et à mesure de l'affaissement des versants par cambrure, phénomène corrélatif de l'encaissement et se propageant à partir du talweg.

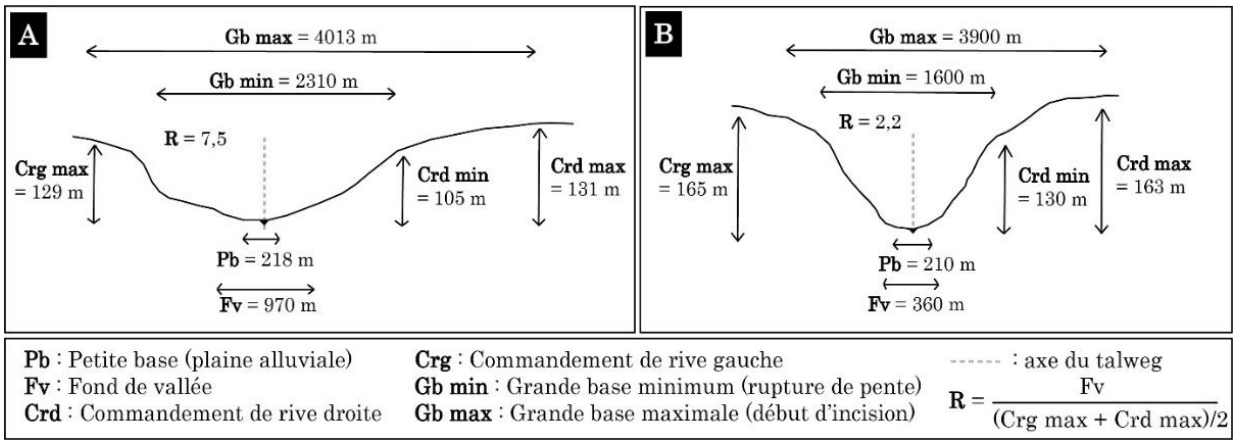


Figure 40. Paramètres morphométriques.

A : Profil transversal de la vallée de l'Ardre. B : Profil transversal de la vallée de la Marne barroise.

Le fonctionnement hydrogéologique actuel reflète toujours la dichotomie entre l'amont et l'aval de la vallée de l'Ardre (Devos *et al.,* 2015) qui est à l'origine de la répartition spatiale du phénomène de cambrure. À l'amont, la structure et le morcellement d'un aquifère à la fois faiblement capacitif et faiblement transmissif ne sont pas propices à la cambrure. À l'aval, l'aquifère monocouche est capacitif, et le faciès sableux de l'Yprésien supérieur et calcaire du Lutétien inférieur et moyen lui confère une forte transmissivité, conditions favorables à la cambrure. Cependant, dans le contexte climatique actuel (faibles ressources en eau, aquifère perché), le processus de cambrure n'est plus fonctionnel. Par ailleurs, pendant les épisodes morphogènes du Quaternaire, à bilan hydrologique excédentaire (phases cataglaciaires), des effets de site (rive concave de méandre) ou des conditions structurales particulières (présence des Argiles de Laon) ont modifié les modalités d'évolution des versants, conduisant à des cambrures tronquées ou perchées, respectivement. Au total, la forme est fossile (Chandler *et al.*, 1976) et les versants cambrés sont stables. Cette stabilité contraste avec l'instabilité chronique des versants de la Montagne de Reims et de la Vallée de la Marne qui, en l'absence de bancs de calcaires grossiers du Lutétien moyen, évoluent uniquement par glissements et/ou coulées, nous le verrons. L'ensemble des versants du vignoble ne peut donc être traité de la même façon en termes de gestion du risque (Van Den Eeckaut *et al.,* 2010).

2. Les cuves

2.1. Caractérisation de la forme

Un aspect de la topographie des têtes de vallons (secs ou à écoulement intermittent) sculptés dans les formations tertiaires du Tardenois et du Soissonnais est l'existence de « cuves », terme utilisé dans le vignoble (initialement dans le Sézannais par Laurain, 1995) pour désigner une famille de formes en amphithéâtre qui ponctuent les hauts de versant de la côte d'Ile-de-France et ceux des vallées cataclinales du revers (figures 41 et 43). Dans le Tardenois et le Soissonnais, la carte topographique associe fréquemment à ces formes le terme de « fond », néanmoins c'est précisément dans ces deux régions que ce modelé évoque le mieux la forme d'une cuve. Les cuves, par conséquent, se trouvent souvent associées au modelé de cambrure et donc à la structure géologique qui le conditionne et sont au contraire rarement associées au modelé de glissement. Leur présence nécessite donc celle des bancs de calcaires grossiers du Lutétien moyen (figure 41).

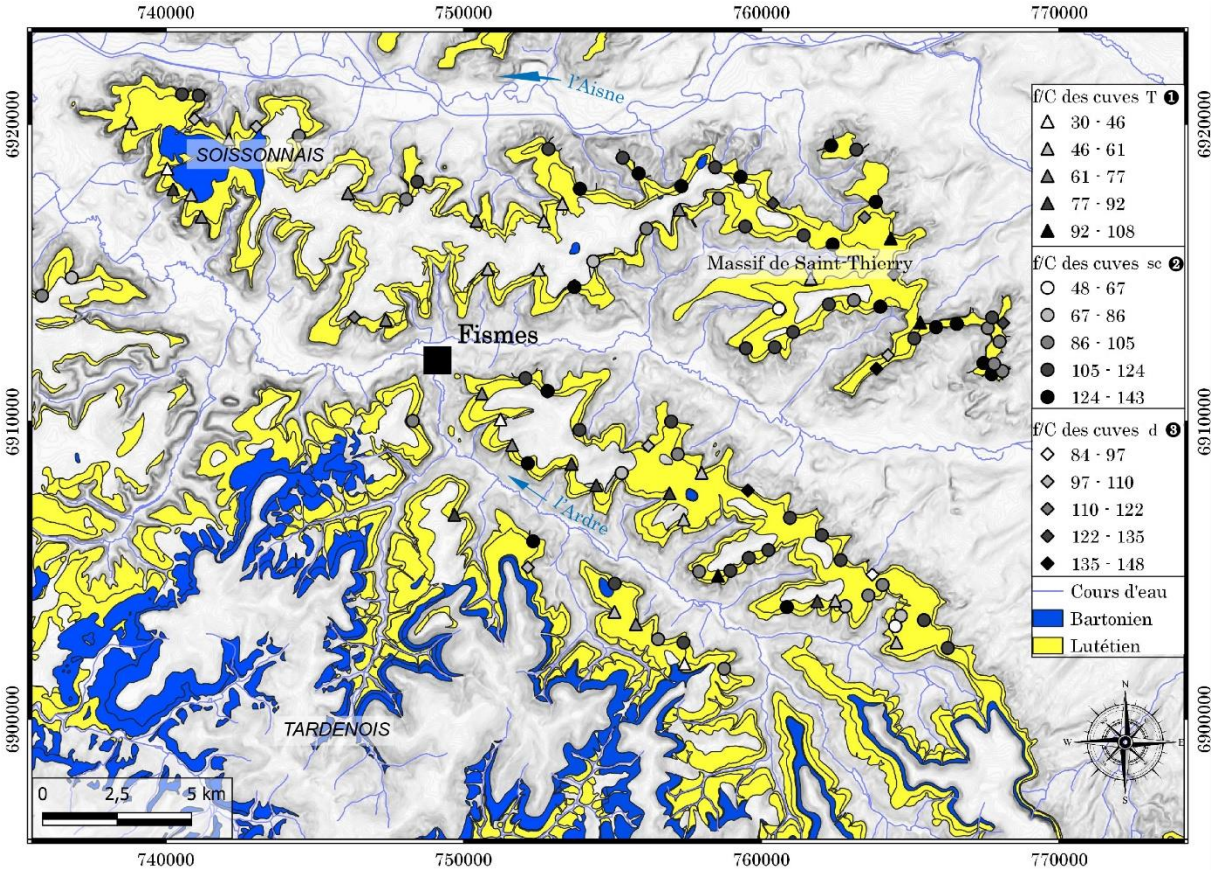


Figure 41. Répartition spatiale des cuves (fonds de carte : BD ALTI et BD Charm-50, IGN).

1 : Cuves triangulaires ; 2 : Cuves semi-circulaires ; 3 : Cuves doubles.

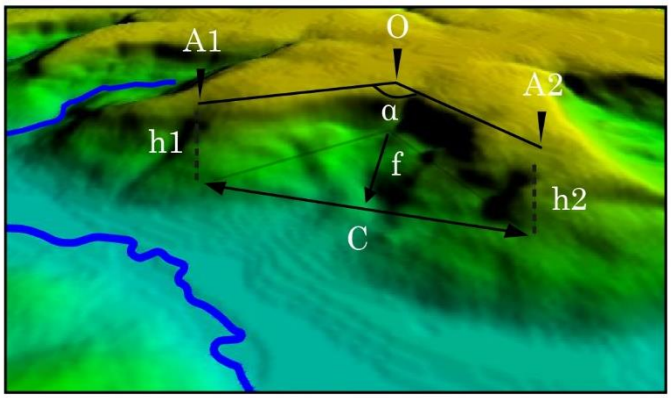


Figure 42. Indices morphométriques utilisés pour caractériser les cuves.

C : Corde ; f : Flèche ; h1 et h2 : Hauteurs du versant des extrémités gauche et droite ; A1 et A2 : Altitudes du haut de versant des extrémités gauche et droite de la cuve ; α : Angle d'ouverture de la cuve ; O : Centre de l'arc-de-cercle constituant le rebord de la cuve.

Existe-il une relation génétique entre cambrure et cuve, et quels en seraient les enseignements en termes de morphogenèse et de dynamique des versants ? Une typologie des cuves établie à partir du calcul d'indices morphométriques (figure 42) et de l'analyse du modelé et des formations

superficielles (via la tomographie) qui leurs sont associés permet de s'interroger sur l'origine et le fonctionnement de ces formes. Au-delà de leur genèse (processus et âge), la question est de savoir s'il existe une relation exploitable entre présence de cuves et instabilité des versants : s'agit-il de formes actives ou fossiles ?

2.2. Répartition et géométrie des cuves

L'utilisation du MNT de la BD ALTI, un modèle numérique de terrain (25 m) décrivant la forme et l'altitude normale de la surface du sol permet de générer une carte des pentes et de faire un inventaire des éléments de type « cuve », soit 130 objets positionnés en x et y (figure 43A). La création d'une base de données à partir du logiciel Qgis 3.14 permet de lister leurs caractéristiques géométriques et ainsi de les classer par familles (figures 43B, C et D).

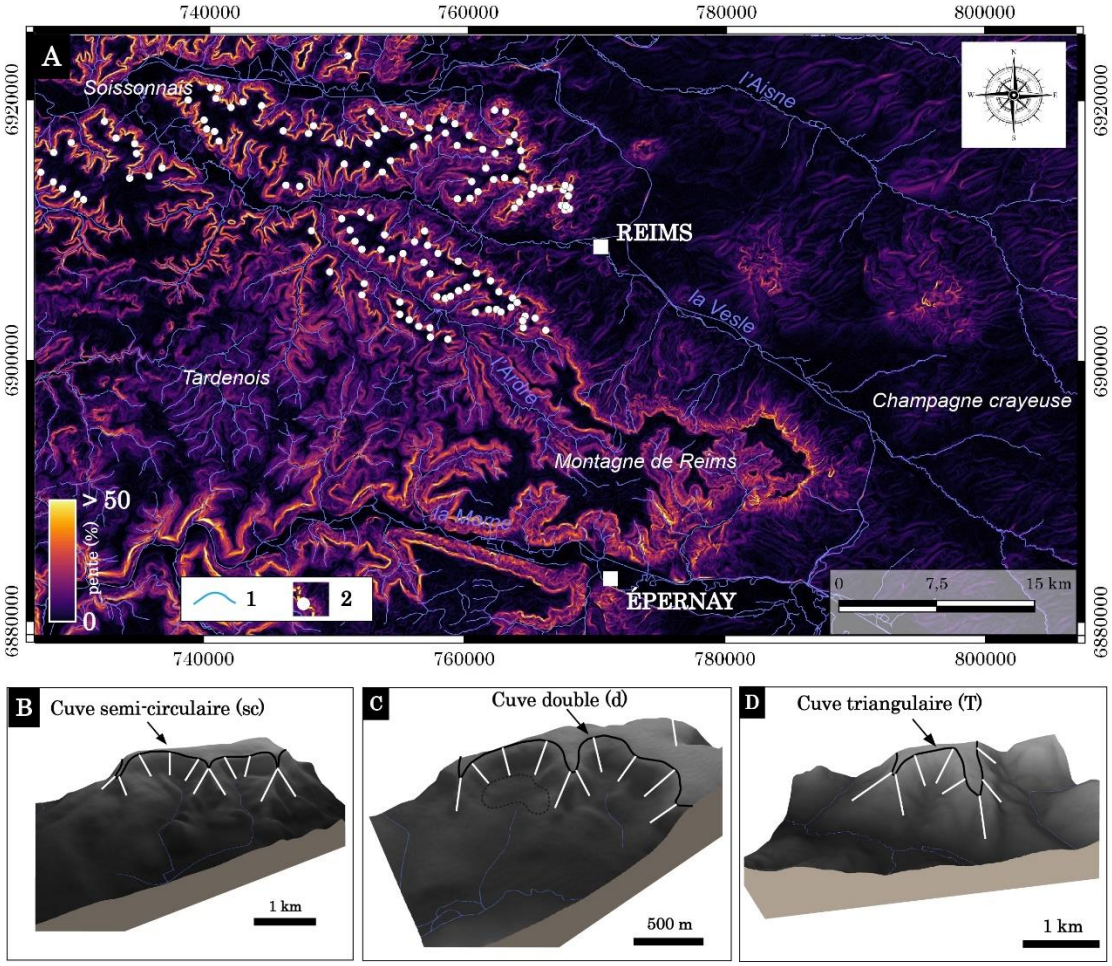
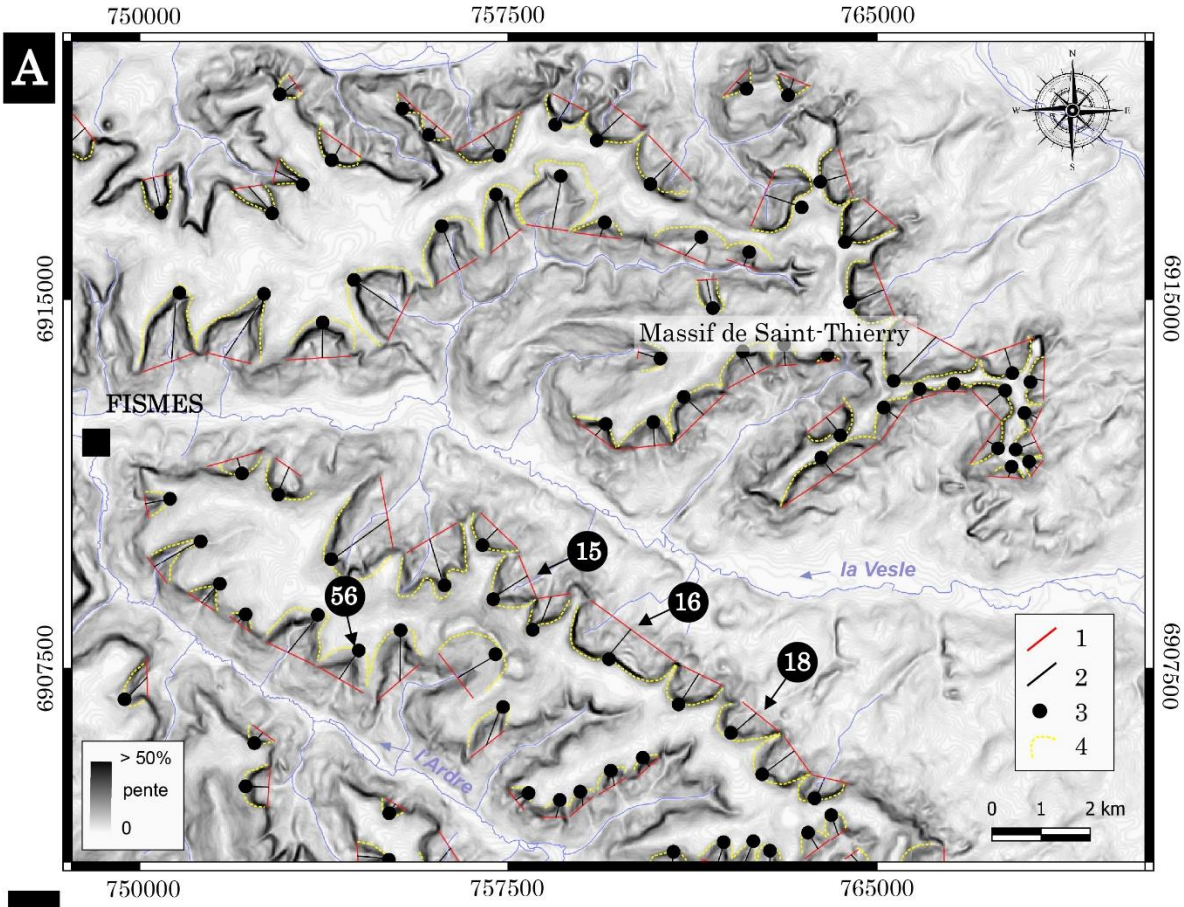


Figure 43. Les types de « cuves » (fond de carte : BD ALTI, IGN).

A : Répartition spatiale des cuves. B : Cuve semi-circulaire à Branscourt. C : Cuve double à Pargny-lès-Reims. D : Cuve triangulaire à Vandeuil.

En plan, trois types se dégagent : un premier type, en forme d'arc brisé (triangulaire), regroupe 41 cuves ; un deuxième type, majoritaire, en forme d'arc outrepassé (semi-circulaire), regroupe 75 cuves ; un troisième type, en forme d'arc en anse de panier (cuve double) regroupe 14 cuves (figures 43 et 44B).



B

Cuve	id	Flèche (m)	Corde (m)	Angle (°)	Orientation	Forme	Drain	X (m)	Y (m)	f/C
Vandeuil	15	705,853	886,743	89	NE	U	oui	757193,534	6908906,42	0,02125088
Branscourt	16	696,753	2125,147	141	NE	W	oui	759549,289	6907689,28	0,32786108
Rosnay	18	540	927,129	113	NE	U	non	762030,683	6906189,45	0,58244322
Fosse du Bon Martin	56	681,689	1053,884	79	SO	V	non	754456,932	6907865,97	0,64683495

Figure 44. Cartographie des cuves de l'Ardre et de la Vesle en amont de Fismes, et paramètres morphométriques.

A : Paramètres morphométriques et topographie des cuves. 1 : Corde ; 2 : Flèche ; 3 : Point médian du rebord de la cuve ; 4 : Rebord amont. B : Détails des paramètres morphométriques de quelques cuves.

Les cuves triangulaires (figure 43D) sont caractérisées par un angle d'ouverture aigu, compris entre 30° et 92°. Elles peuvent avoir une grande flèche, sont rarement drainées et se raccordent sans rupture de pente à des vallons en pente forte et à drainage intermittent entaillant les versants (typiquement en rive droite de la vallée de l'Ardre, id n°56 de la figure 44).

Les cuves semi-circulaires (figure 43A) sont les plus nombreuses et sont caractérisées par un angle plus ouvert, en général obtus, mais compris entre 80° et 143° selon la taille de la cuve. Soit elles présentent un drainage intermittent et se raccordent à des vallons en pente faible entaillant un niveau de terrasse fluviatile (typiquement en rive gauche de la vallée de la Vesle) ; soit tout drainage en est absent et elles se raccordent par une rupture de pente marquée à un vallon sec entaillant un bas de versant et rejoignant une plaine alluviale (cuves perchées : typiquement le long des affluents de rive droite de la Vesle, et aussi sur le flanc nord du Massif de Saint-Thierry, figure 45).

En rive gauche de la Vesle, les cuves en arc en anse de panier (figure 43C), plus largement ouvertes (entre 97° et 148°) correspondent à des cuves-doubles, coalescence du type précédent dont elles conservent les caractéristiques hydrographiques.

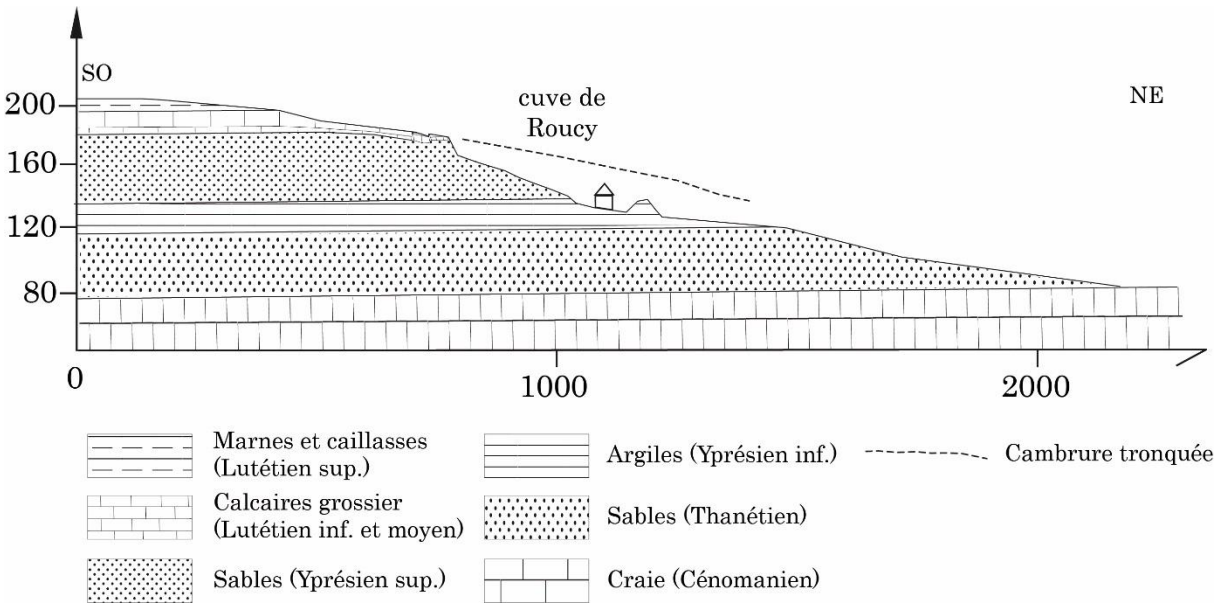


Figure 45. Un exemple de cuve perchée à Roucy (flanc nord du Massif de Saint-Thierry, bassin versant de l'Aisne).

L'exposition des versants (conditionnée par l'orientation des vallées – elle-même conditionnée par la tectonique ; Duprat, 1997) influence sûrement la forme des cuves. En effet, l'essentiel des cuves orientées à l'ouest (NW, W, SW) sont de petite taille, de forme triangulaire et ont un degré d'ouverture inférieur à la moyenne (rapport f/C important, figure 46), tandis que les cuves semi-circulaires et les cuves doubles, de plus grande taille, sont orientées à l'est (NE, E, SE). Il n'est pas exclu que ces différences morphométriques soient accentuées par la formation de congères de neige sous le vent, en périodes froides (qui explique, en Champagne crayeuse, les vallons dissymétriques ; Wiedman, 1976).

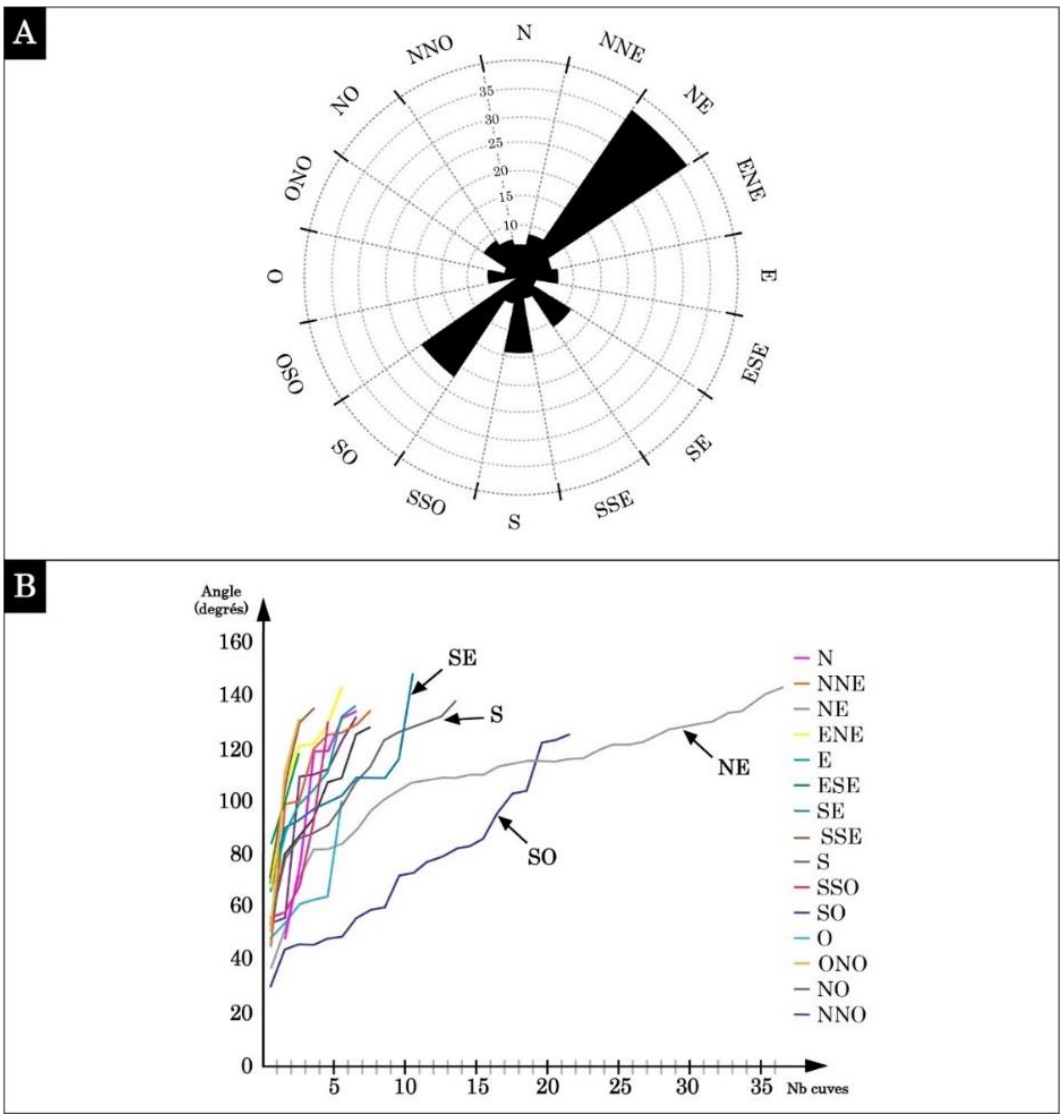


Figure 46. Orientation des cuves du Soissonnais et du Tardenois.

2.3. Origine et contrôle structural de la forme

La forme de cet élément en tête de vallon, largement tributaire de la structure géologique, dépend aussi de son âge et donc de son histoire. Les cuves (telles que nous les définissons) sont typiques des plateaux du revers de la côte d'Île-de-France où affleurent les calcaires grossiers du Lutétien moyen reposant sur les sables de l'Yprésien supérieur (Laurain *et al.*, 1976), structure conditionnant par ailleurs le modelé de cambrure de versant dans lequel s'insèrent les cuves.

En effet, les têtes de vallon en forme de cuve procèdent de l'incision des versants cambrés par des cours d'eau d'ordre 1 selon l'ordination de Horton et dans des conditions d'imperméabilité de surface. Leur position induit leur géométrie, qui se calle sur le réseau orthogonal de fissures de détente affectant les calcaires grossiers du Lutétien moyen (Devos *et al.* 2012). Les fissures parallèles à la vallée principales déterminent la limite amont des cuves, tandis que les fissures –

plus récentes – parallèles au vallon d'ordre 1 orientent les éperons qui cloisonnent les cuves et leur donne leur géométrie spécifique. A cette origine structurale s'ajoute peut-être, pour les cuves de la rive gauche de la Vesle, le travail de sape de paléoméandres d'une Vesle divagant sur son large fond plat dont il reste des témoignages vers 100 m NGF (au nord de Janvry par exemple, figure 39). La cuve double de Branscourt illustrerait bien cette hypothèse. Cependant, la mauvaise conservation d'alluvions anciennes de la Vesle sur un substrat sableux (les sables du Thanétien) ne permet pas de la confirmer. Les cuves plus récentes de la vallée de l'Ardre, ou non remodelées par les cours d'eau (comme celles perchées au-dessus des affluents de rive droite de la Vesle), de plus petite taille, sont triangulaires ou semi-circulaires.

2.4. Âge et contexte morphoclimatique

Comme la cambrure des versants de la vallée de l'Ardre est postérieure à l'Eémien (cf. supra, figure 18 p. 47 et p. 72), et qu'elle nécessite un environnement favorable à l'infiltration et un bilan hydrologique excédentaire, elle se produit essentiellement au Weichselien, en période anaglaciaire où l'évapotranspiration décroit et/ou cataglaciaire où l'infiltration augmente en même temps que le pergélisol régresse (Pierre *et al.*, 2017). Le cuvage et les vallons de premier ordre qui lui sont superposés nécessitent au contraire un ruissellement de surface et une faible infiltration – associée à la rémanence d'un pergélisol. En toute logique, les vallons de premier ordre de la vallée de l'Ardre sont weichseliens et associés à des interstadiaires. Une telle phase de creusement rapportée à l'Interpléniglaciaire (entre 60 000 et 30 000 BP environ) est reconnue dans le nord de la France (Antoine, 1998 ; Lahousse, 2003). Ici, la formation de cuves par recul des bancs calcaires des hauts de versant, en tête des vallons, s'explique par l'émergence de sources au contact du Lutétien moyen (fissuré par détente mécanique) et des sables de l'Yprésien supérieur dégelés en surface et ravinés. Cette ligne de sources de haut de versant est également due à la présence d'Argiles de Laon qui favorisent par endroits l'existence de nappes perchées.

Sur un même versant, les processus de cambrure et de cuvage ne sont donc pas contemporains. Les vallons d'ordre 1 de la vallée de l'Ardre incisent des versants (déjà) cambrés, tout comme ceux de la rive gauche de la Vesle l'ont fait avant que les versants, cambrés au cycle précédent (Saalien), ne soient grugés par la rivière et que la cambrure ne soit tronquée (figue 37). En conséquence, les vallons reliés directement à la Vesle ou à ses affluents d'ordre 2 (associés aux cuves perchées) sont saaliens, tout comme ceux drainant les cuves perchées du nord du Massif de Saint-Thierry. Dans tous les cas, le modelé des versants de ces vallées est hérité.

Cependant, les conditions lithostratigraphiques, qui se modifient d'est en ouest en fonction du pendage ouest de la série tertiaire et de l'épaisseur croissante du calcaire grossier du Lutétien

moyen et des sables de l'Yprésien supérieur, confèrent à ces cuves des proportions et un aspect différent, également lié à leur âge respectif. En effet, entre la percée cataclinale de la Vesle et la vallée de l'Ardre à Saint-Gilles (figure 41), le mur du Lutétien moyen s'abaisse de 60 m et celui de l'Yprésien supérieur de 80 m. La cambrure, qui dépend de l'affleurement de ces deux formations sur les versants est donc précoce à l'est et plus tardive à l'ouest (où ces couches sont atteintes plus tardivement au fur et à mesure du creusement des vallées).

2.5. Le modelé des cuves de Branscourt et de Vandeuil

Ces deux cuves situées sur le versant de rive gauche de la vallée de la Vesle (figure 47) relèvent du type semi-circulaire pour celle de Vandeuil et du type cuve double pour celle de Branscourt. Dans les deux cas, les versants qui relient le sommet du plateau (et des éperons) au fond de la cuve sont convexo-concaves et entaillent à leur base les argiles de l'Yprésien inférieur sans que ne s'observe de rupture de pente avec la partie supérieure du versant (figure 48B).

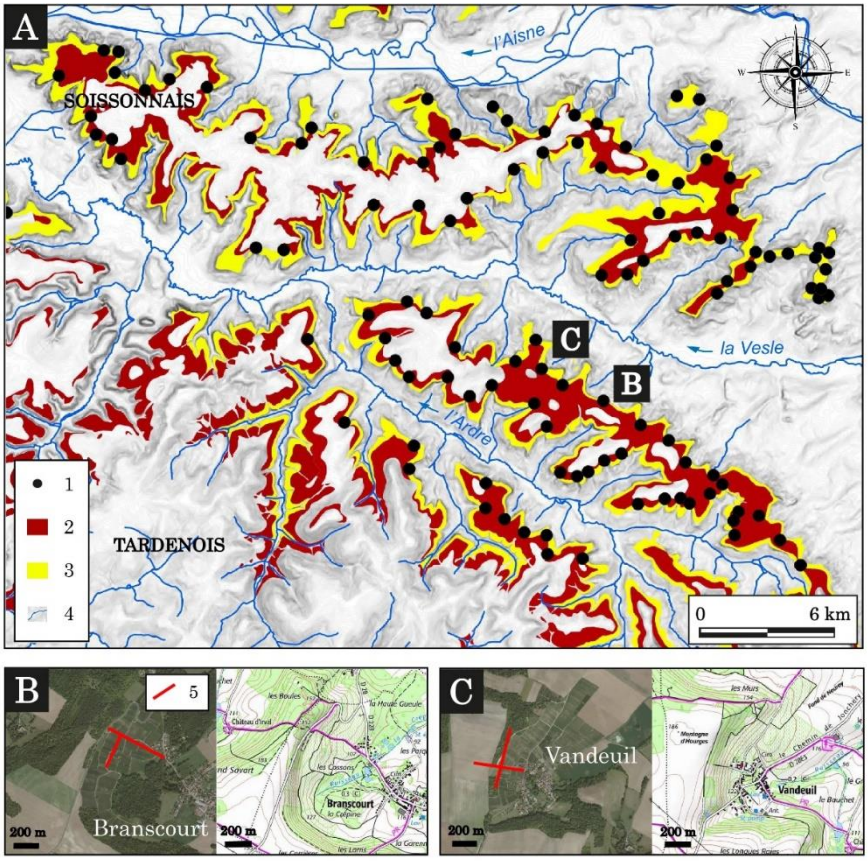


Figure 47. Les cuves du Soissonnais et du Tardenois (A) et celles de Branscourt (B) et de Vandeuil (C).

1 : Cuve ; 2 : Lutétien supérieur (Marnes et caillasses) ; 3 : Lutétien moyen (Calcaires grossiers) ; 4 : Réseau hydrographique ; 5 : Transect de résistivité électrique.

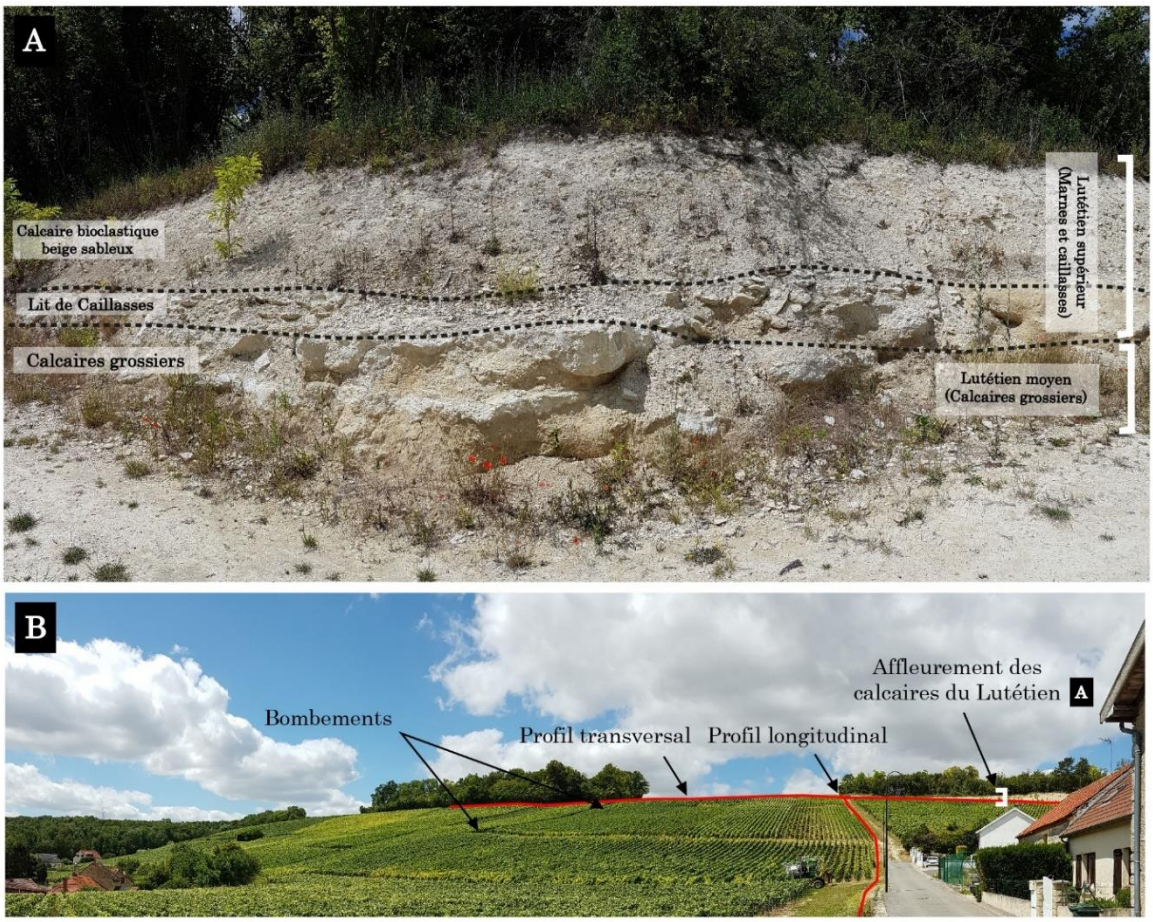


Figure 48. Versant de la cuve de Vandeuil.

A : Contact du Lutétien moyen et du Lutétien supérieur à Vandeuil. B : Position des tomographies électriques (29/06/2020).

Les profils de résistivité permettent d'identifier la structure superficielle des versants latéraux de ces deux cuves (figure 49). Sur le profil longitudinal à Branscourt (figure 49A), les différentiels de résistivité mettent bien en valeur, à une altitude inférieure à celle du mur du Lutétien moyen, la présence de blocs de calcaire grossier (résistivité supérieure à 180 Omh.m) affaissés par soutirage des sables de l'Yprésien supérieur (résistivité comprise entre 30 à 90 Ohm.m). La taille de ces blocs diminue assez rapidement vers le bas du versant (en comparaison de ce qui s'observe à la Montagne Danielle, dans la vallée de l'Ardre) : cela est sans doute dû au réseau de fissures orthogonales dans les bancs de calcaire grossier, résultat d'une détente initiale parallèle à la vallée de la Vesle, puis d'une détente postérieure parallèle au vallon affluent de la Vesle. Le croisement des deux directions débite le calcaire grossier en blocs de petite taille (Devos *et al.,* 2012) qui disparaissent plus vite par dissolution. Le tomogramme longitudinal de Branscourt montre en outre, à partir de la distance horizontale 240 m, que les argiles de l'Yprésien inférieur, en bas du versant (résistivité inférieure à 30 Ohm.m), sont recouvertes d'une formation de résistivité plus élevée (atteignant 85 Ohm.m) épaisse d'une dizaine de mètres. Ce sont les colluvions sableuses issues des sables de l'Yprésien

supérieur, reportées sur la carte géologique (feuille de Fismes, Laurain *et al.,* 1976). Le profil transversal (figure 49C), qui suit la courbe de niveau des 130 m (en bas de versant) montre, superposés à un reliquat de sables yprésiens (épaisseur de 5 à 10 m sur les 30 m initiaux ; résistivité de 30 Ohm.m), des blocs de calcaires lutétiens (200 Ohm.m).

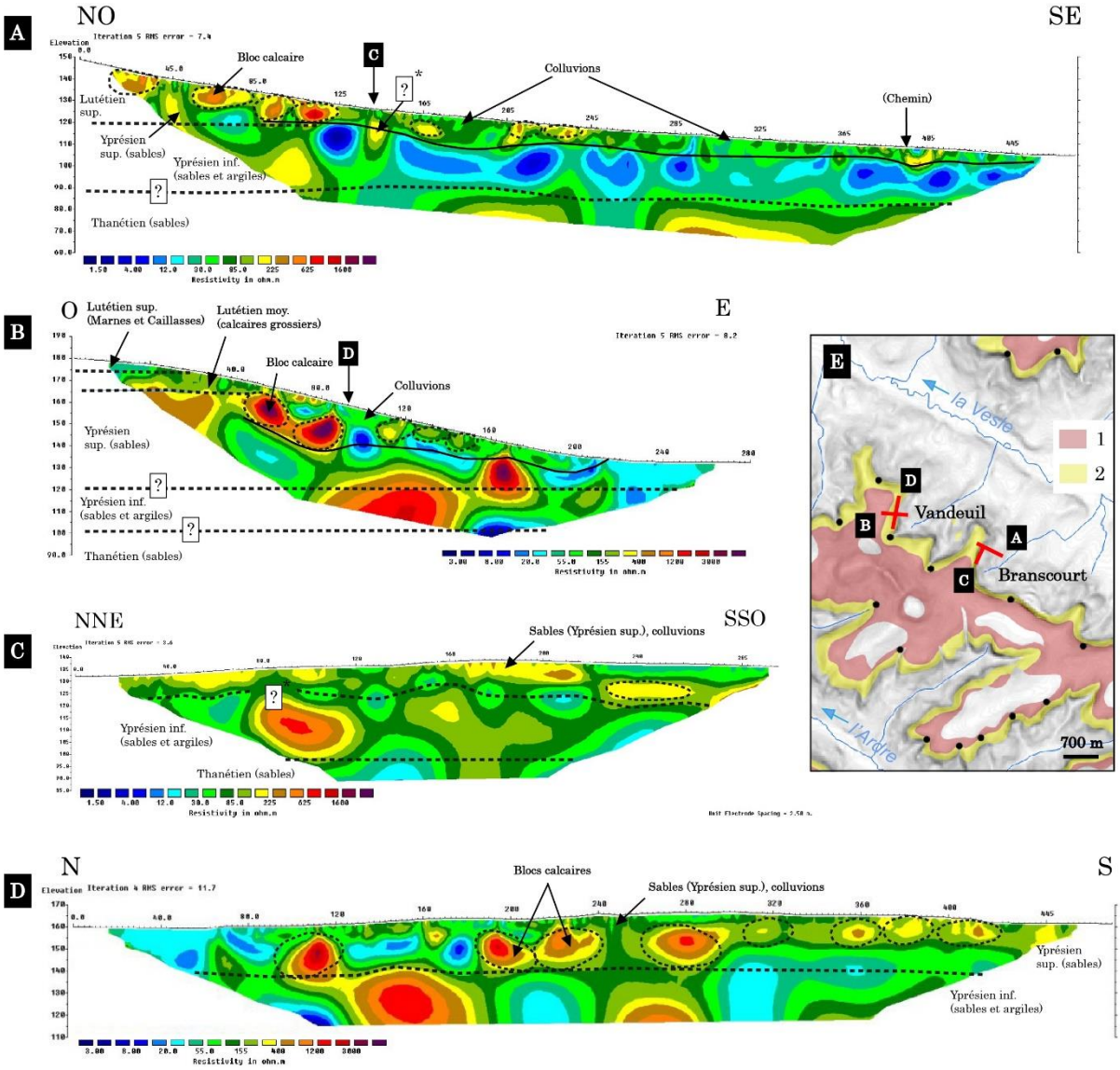


Figure 49. Tomographie de résistivités électriques, des cuves de Branscourt (novembre 2018) et de Vandeuil (juin 2020).

A : Profil longitudinal, cuve de Branscourt. B : Profil longitudinal, cuve de Vandeuil. C : Profil transversal, cuve de Branscourt. D : Profil transversal, cuve de Vandeuil. E : Affleurements du Lutétien. 1 : Lutétien supérieur (Marnes et Caillasses) ; 2 Lutétien moyen (Calcaires grossiers).

A Vandeuil (figures 48 et 49B et D), la configuration générale est semblable. Le profil longitudinal débutant plus haut sur le versant, le passage du banc calcaire continu aux blocs dissociés y est visible (point 40 m, distance horizontale), et le nombre de gros blocs dans le segment cambré

diminue brutalement entre les points 90 et 160 m, alors qu'apparaissent des valeurs de résistivité plus faibles (inférieures à 30 Ohm.m) dans les sables yprésiens, trahissant une infiltration et une circulation d'eau, visible également sur le profil transversal (figure 49D). Ce dernier, levé dans la partie haute du versant (altitude 160 m), présente des blocs calcaires (résistivité supérieure à 400 Ohm.m) de taille encore imposante, et une épaisseur de sable yprésien variable mais déjà bien réduite.

Au total, les vallées de la Vesle et de l'Ardre, parallèles, ont évolué selon une dynamique similaire, mais à deux périodes différentes et dans des contextes structuraux, hydrographiques et hydrologiques différents (la Vesle est allochtone et son bassin versant à l'amont de la percée cataclinale est vaste). Il en résulte un modelé dans lequel la cambrure est diversement conservée : limitée aux versants dans la vallée de l'Ardre et limitée aux cuves – tronquées – dans la vallée de la Vesle. En outre, les cuves les plus anciennes s'élargissent par cambrure et acquièrent une forme semi-circulaire ou double (figure 50).

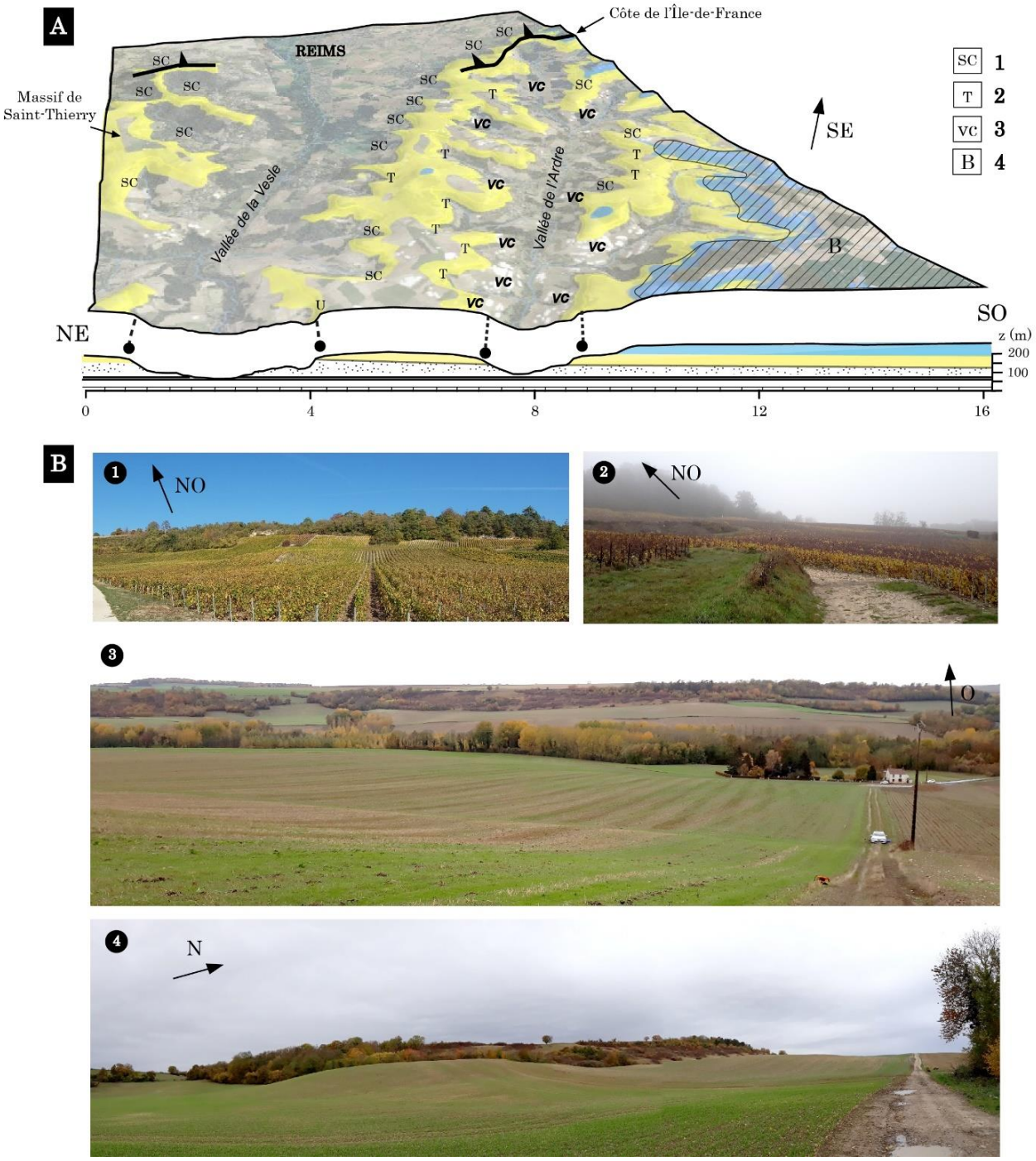


Figure 50. Spatialisation des versants cambrés et des cuves (vallée de l'Ardre et de la Vesle, France).

A : Section de la vallée de la Vesle et de la vallée de l'Ardre présentant les versants cambrés et la position des cuves en fonction de la géologie et la topographie. 1 : Cuves semi-circulaires. 2 : Cuves triangulaires ; 3 : Versant cambré ; 4 : Limite des formations du Bartonien. B : Différents types de versants. 1 : Cuve de Trigny (17/10/2018). 2 : Cuve de Branscourt (16/11/2018) ; 3 : Versant cambré de la Montagne Danielle (au premier plan, 07/11/2018) ; 4 : Versant cambrés de type 3, à Saint-Gilles (07/11/2018).

CHAPITRE 4.

ACTIVITE DES GLISSEMENTS DE TERRAIN CHAMPENOIS

De très nombreuses instabilités affectent actuellement les versants du vignoble champenois. La photo-interprétation d'images aériennes permet, dans un premier temps de retracer l'occupation des sols et d'en analyser la part de l'anthropisation dans le déclenchement des instabilités superficielles. L'imagerie lidar, qui permet de décrire et de préciser le modelé récent associé aux instabilités de versant, est couplée aux mesures géophysique qui sont réalisées dans le but de valider les observations de terrain et de mieux comprendre la part de la structure dans le fonctionnement des instabilités. Ce chapitre a pour objectif de comprendre la structure des dernières instabilités qui ont affecté des versants, qui ont par ailleurs subi plusieurs périodes de remembrement.

1. Les glissements de terrain actifs

De plus en plus d'instabilités sont constatées sur les versants viticoles et forestiers du vignoble champenois. Dans la vallée de la Marne, de nombreux témoignages de propriétaires mentionnent des coulées plus ou moins importantes, des réactivations, l'apparition de fissures, parfois de ressauts qui, lorsqu'ils dépassent une dizaine de centimètres, peuvent devenir gênants pour la viticulture, voire dangereux lorsque sur des versants en pente des engins agricoles sont utilisés. Il est difficile de savoir si ces témoignages sont plus nombreux parce que les vignerons sont plus informés et font preuve d'un intérêt croissant pour la conservation des « sols », ou si le risque mouvement de terrain augmente, que le forçage soit d'origine climatique ou anthropique. Quoiqu'il en soit, la situation est à l'origine d'une demande croissante d'informations sur l'aléa et peut-être surtout sur la prévention et sur la remédiation. Ainsi, depuis 2018, neuf sites ont fait l'objet de visites (diligentées par le CIVC) afin de diagnostiquer les signes avant-coureurs d'instabilité, voire de constater les dégâts (tableau 4).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Lieu	**Champillon**	**Vandières**	**Moussy**	**Reuil**	**Festigny**	**Mutigny**	**Châtillon-s/-Marne**	**Dizy**	**Écueil**
Date d'investigation	11/2018	11/2018	01/2019	03/2019	03/2019	06/2020	12/2020	02/2021	07/2021

Tableau 4. Communes affectées par des mouvements de terrain depuis 2018 (vallée de la Marne).

Entre Reims et Dormans, onze mouvements de masse significatifs se sont produits en l'espace de deux années, dont dix dans la vallée de la Marne (figure 51), et ce nombre est sans doute sous-estimé car les propriétaires ne font pas tous appel aux institutions lorsqu'ils constatent des dégâts sur leurs parcelles. Ces mouvements sont toujours moins importants que ceux à l'origine des glissements « anciens », auxquels ils se superposent souvent (mais pas systématiquement). Ils n'en sont pas moins contraignants dans une économie centrée sur la vigne, et les exemples d'arrachage de pieds de vigne, d'installation de systèmes de drainage (d'ailleurs controversés…), d'aplanissement puis de repiquage des vignes ne sont pas rares. Nous verrons que ces corrections ne mettent pas les viticulteurs à l'abri de nouveaux dégâts.

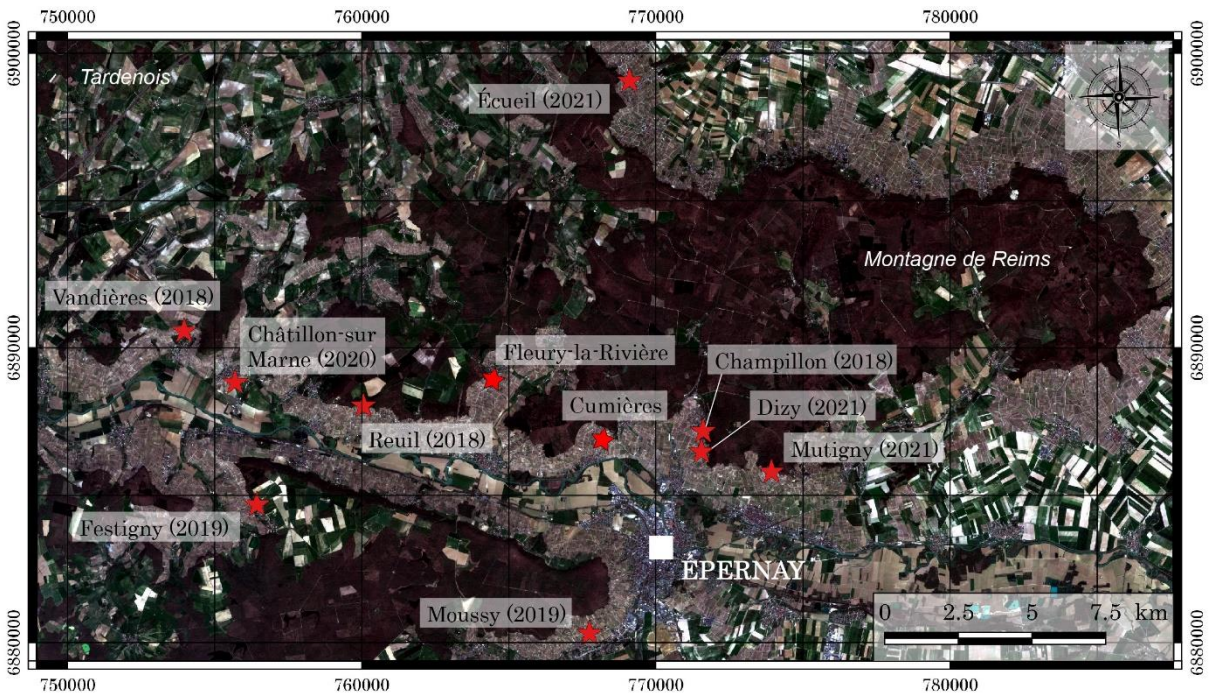


Figure 51. Cartographie des instabilités recensées de 2019 à 2021 dans la vallée de la Marne.

Outre les ondulations du sol et les fissures qui apparaissent dans les rangs de vignes, des mouvements plus importants bloquent la culture de la vigne : parfois dans certains cas, les vignes sont détruites par des coulées ou par des glissements, comme c'est le cas à Reuil (figure 52) dans une parcelle défrichée sur une pente forte (> 20°) correspondant à la surface d'un dépôt de versant grésiforme (périglaciaire) adossé à la corniche de calcaire du Bartonien .Un glissement s'est produit dans les grèzes (figure 52C) et la coulée qui en est issue vient mourir sur un ancien replat de glissement (figure 52B). Cette configuration permet d'ailleurs de dater le glissement de terrain initial : il est préglaciaire, puisque l'escarpement de tête a été régularisé par des dépôts de versant périglaciaires. Il s'agit de la partie amont du vaste glissement rotationnel – ancien – des Jacotines (Bollot, 2014).

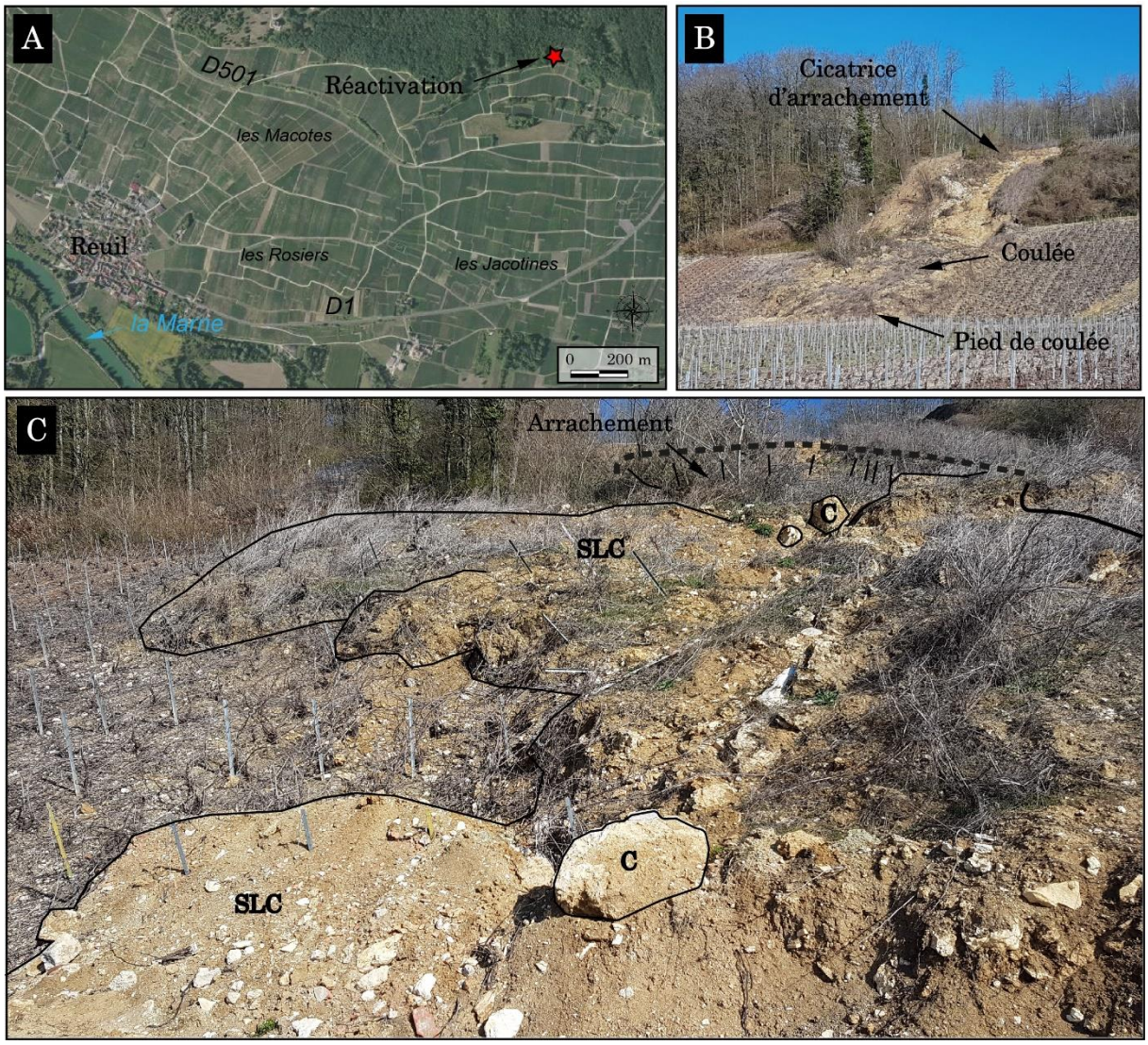


Figure 52. Glissement-coulée sur la commune de Reuil (déclenchement fin 2018, photographie : mars 2019).

A : Localisation du mouvement de terrain (2019). B : Vue d'ensemble du mouvement de terrain. C : Surface du pan glissé (SLC : formation sablo-limono-calcaires (remaniant la grèze) ; c : Blocs calcaires du Bartonien).

Des dégâts importants se sont également produits dans le vignoble d'Écueil en juin 2021 à la suite d'un glissement dans les Marnes et caillasses du Lutétien supérieur, sur le front de la Côte d'Île-de-France : la cicatrice d'arrachement atteint 3 m par endroits (figure 53A). À Chatillon-sur-Marne, une coulée superficielle affecte une parcelle en jachère (figure 53B). Parfois, les mouvements n'endommagent pas la vigne mais empêchent les engins agricoles de passer entre les rangs (dont l'écartement est en général de 1,5 m). Dans ce cas, les viticulteurs réparent les dégâts année après années (tension/distension des fils de palissage, souches surélevées, fissures dans le sol) années après années ou éventuellement mettent en jachère les zones les plus instables (figure 53B).

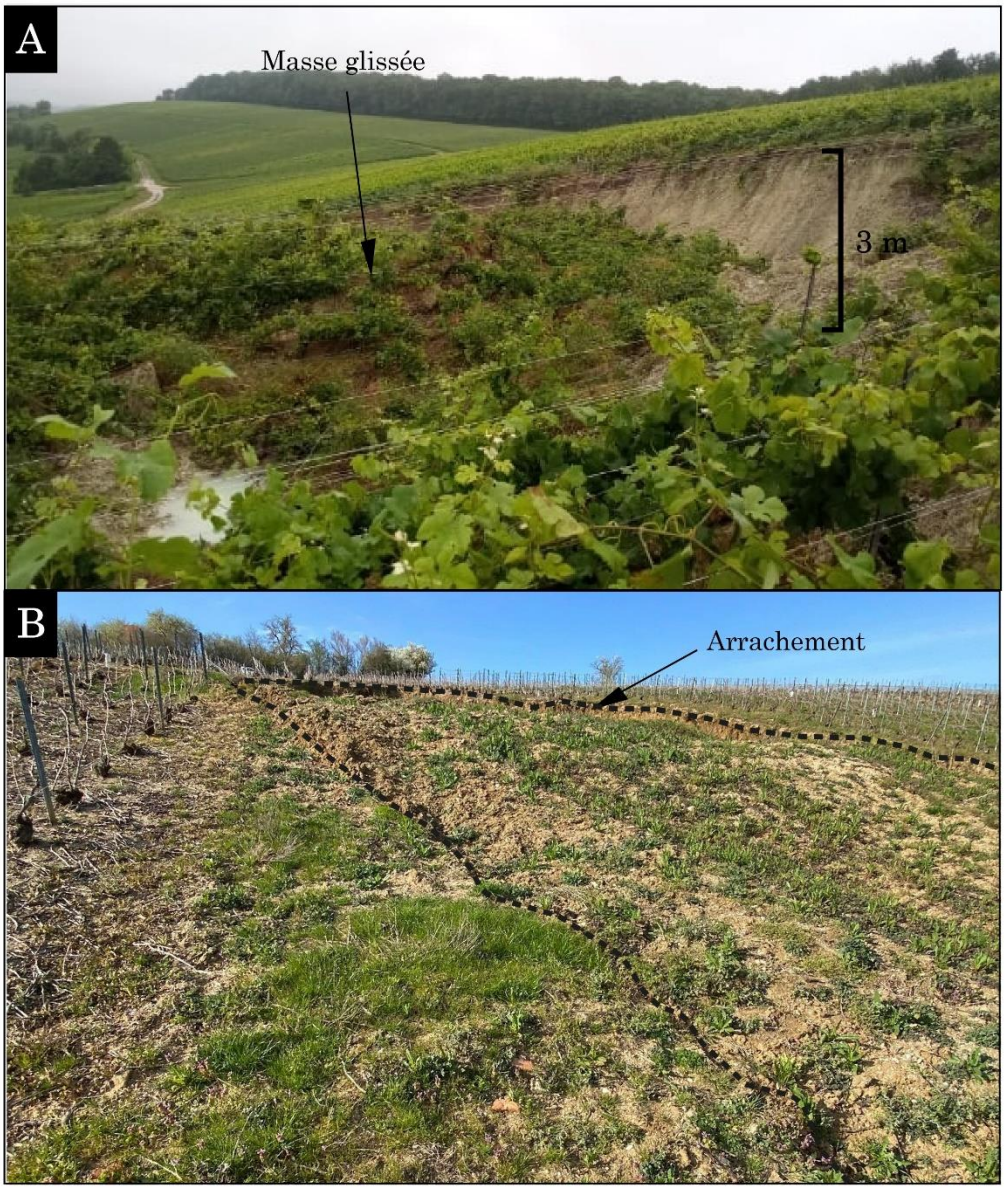


Figure 53. Instabilités actuelles (2021).

A : Glissement à Écueil après les événements pluvieux de juin 2021 (photographie : J. Hervieux). B : Coulée superficielle dans une parcelle en jachère à Châtillon-sur-Marne, décembre 2020 (photographie : C. Conart).

À Dizy, un glissement plan, épais d'un mètre et d'une surface de 300 m², décale de quelques mètres 19 rangs de vigne (dont la productivité est compromise, figure 54B et C). Dans ce dernier exemple, la localisation de sourcins, bien que proche du contact entre sables de l'Yprésien supérieur et argiles de l'Yprésien inférieur, est probablement également conditionnée par la perméabilité variée des formations superficielles qui nappent le versant (figures 54E et 55). A l'aval, une canalisation en béton (figure 54A, D et 55) a été installée, sans doute pour protéger du ruissellement une parcelle en pente plus forte (21°) sur substrat crayeux. Cependant, l'épisode pluvieux de janvier-février 2021 (figure 56) a accru les circulations d'eau (infiltration peu profonde, émergence et ruissellement), et

en aval une canalisation a favorisé l'infiltration déclenchant le glissement (là encore une discontinuité entre formations superficielles contrôle l'écoulement (figure 54D). Cet exemple illustre à la fois l'inefficacité de certains aménagements ponctuels et la complexité des causes structurelles des instabilités combinant l'influence de l'(hydro)géologie, des formations superficielles et des pratiques culturales.

Figure 54. Glissement plan à Dizy (déclenchement en février 2021).

A : Cicatrice d'arrachement du glissement (12/02/2021). B : Pied du glissement. C : Influence du parcellaire et des chemins d'exploitation sur la circulation de l'eau sur le versant. D : Tête du glissement. E : « Sourcin » (et nappe d'eau gelée).

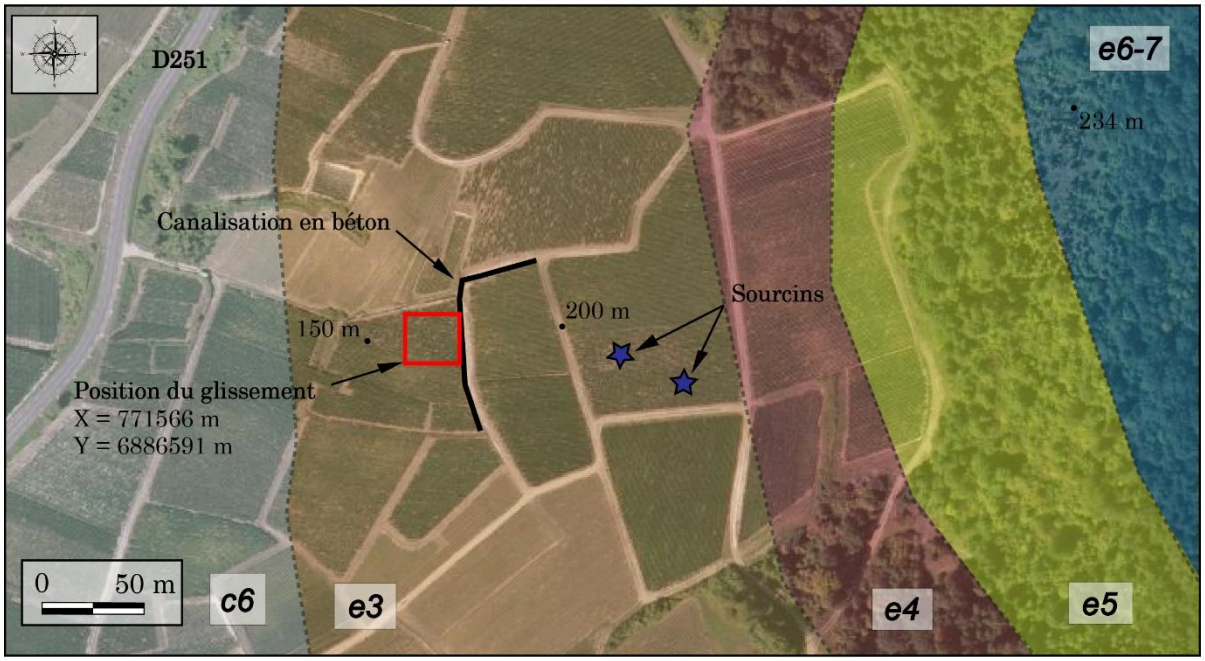


Figure 55. Contexte environnemental du glissement de Dizy.

c6 : Craie du Campanien supérieur ; e3 : Argiles de l'Yprésien inférieur ; e4 : Sables de l'Yprésien supérieur ; e5 : Marnes et caillasses du Lutétien supérieur ; e6-7 : Marnes et calcaire du Bartonien.

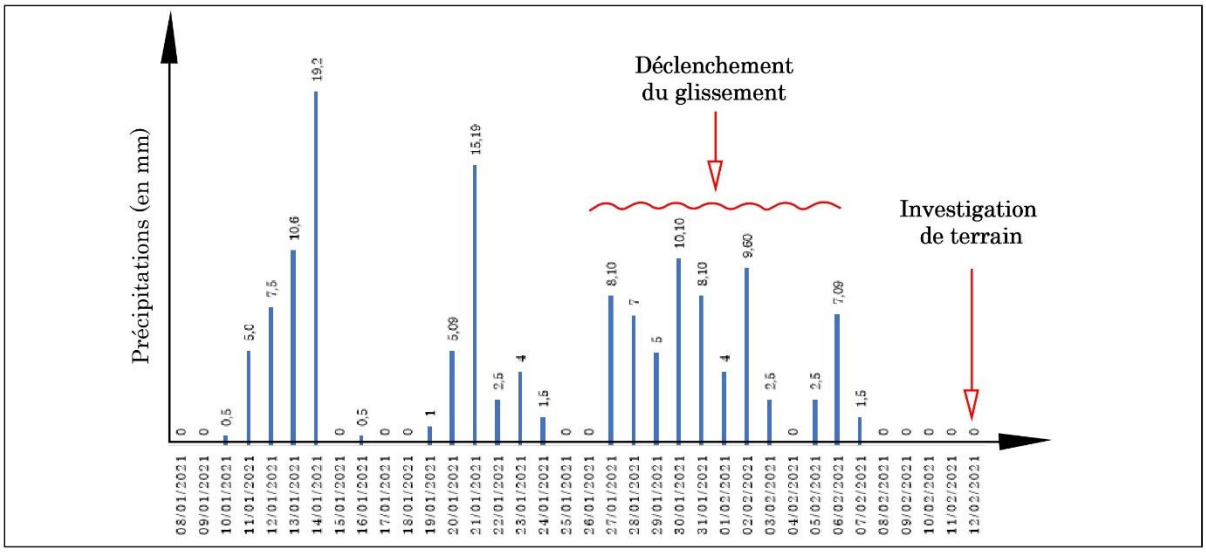


Figure 56. Précipitations du 8 janvier au 12 février 2021 (données de la station CIVC de Sacy).

2. Les mutations récentes du terroir viticole

2.1. Apport de la photo interprétation

Afin de retracer l'histoire récente de l'occupation des sols du vignoble champenois, une interprétation à partir d'images aériennes est réalisée sur les secteurs où des mouvement de terrain importants se sont récemment produits, à savoir : 1/ dans la Montagne de Reims : Rilly-la-

Montagne, Champillon, Montchenot, Mutigny ; 2/ dans la vallée de la Marne : Cuis, Boursault, Reuil, Vandières ; 3/ dans le vignoble Sézannais : Sézanne ; mais aussi dans des secteurs du Tardenois et du Soissonnais – où se rencontre essentiellement la cambrure de versant : 4/ dans le Massif de Saint-Thierry : Trigny, Hermonville ; 5/ dans la vallée de l'Ardre : Saint-Gilles, la Montagne Danielle. Le but est d'analyser la relation entre anthropisation et dynamique des versants, au gré de déboisements et des reboisements (souvent au profit ou aux dépens de la viticulture), et dans un contexte général d'extension du vignoble. L'analyse multidate par photo interprétation d'images aériennes géoréférencées permet de retracer l'occupation du sol des versants champenois.

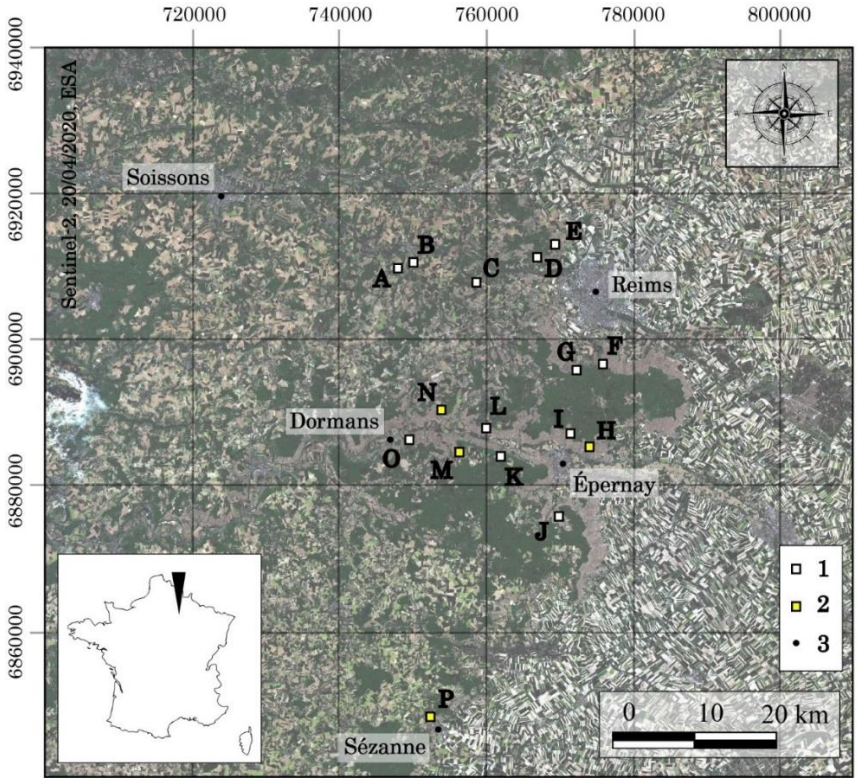


Figure 57. Localisation des secteurs analysés par photo interprétation.

1 : Versants analysés par photo interprétation ; 2 : Versant analysés par photo interprétation et cités dans le texte ; 3 : Localité repère. A : Saint-Gilles. B : Montagne Danielle. C : Branscourt. D : Trigny. E : Hermonville. F : Rilly-la-Montagne. G : Montchenot. H : Mutigny. I : Champillon. J : Cuis. K : Boursault. L : Reuil. M : Festigny. N : Vandières. O : Vassieux. P : Sézanne.

Les photographies aériennes sont collectées sur le site de l'IGN « Remonter le temps », téléchargée en format .jp2 et géoréférencées sous SIG selon la méthode des points de calage dans le référentiel Lambert-93 EPSG 2154. Les clichés utilisés, argentique ou numérique, ont une échelle comprise entre 1/10 000 et 1/29 000 en général (pour les argentiques) ou une résolution comprise entre 40 et 70 cm (pour les numériques). Quatre secteurs, représentatifs de l'instabilité récente des versants

sont retenus (figure 57) : 1/ le glissement de Festigny (figure 57M), dans la vallée du Flagot (affluent de rive gauche de la Marne), 2/ le glissement de Vandières (figure 57N), en rive droite de la Marne, 3/ le glissement de Mutigny (figure 57H) dans la vallée du Cubray (affluent de rive droite de la Marne), 4/ le glissement de Sézanne (figure 57P), sur la côte d'Île-de-France.

2.2. Défrichement et instabilités à Festigny

Le versant en contre-bas du lieu-dit le Chêne la Reine montre des signes d'instabilité depuis le début des années 2000. En 2008, des indices d'excès d'humidité et de déformation apparaissent déjà : zone à prêles sur une parcelle en friche à mi-versant (figure 58A), rangs de vignes déformés (figure 58B), ondulation de surface probablement liée à de la solifluxion[5] (figure 58C), en outre une parcelle forestière en amont de laquelle est installée une gouttière transversale vient d'être défrichée et le sol en partie décapé (figure 58D).

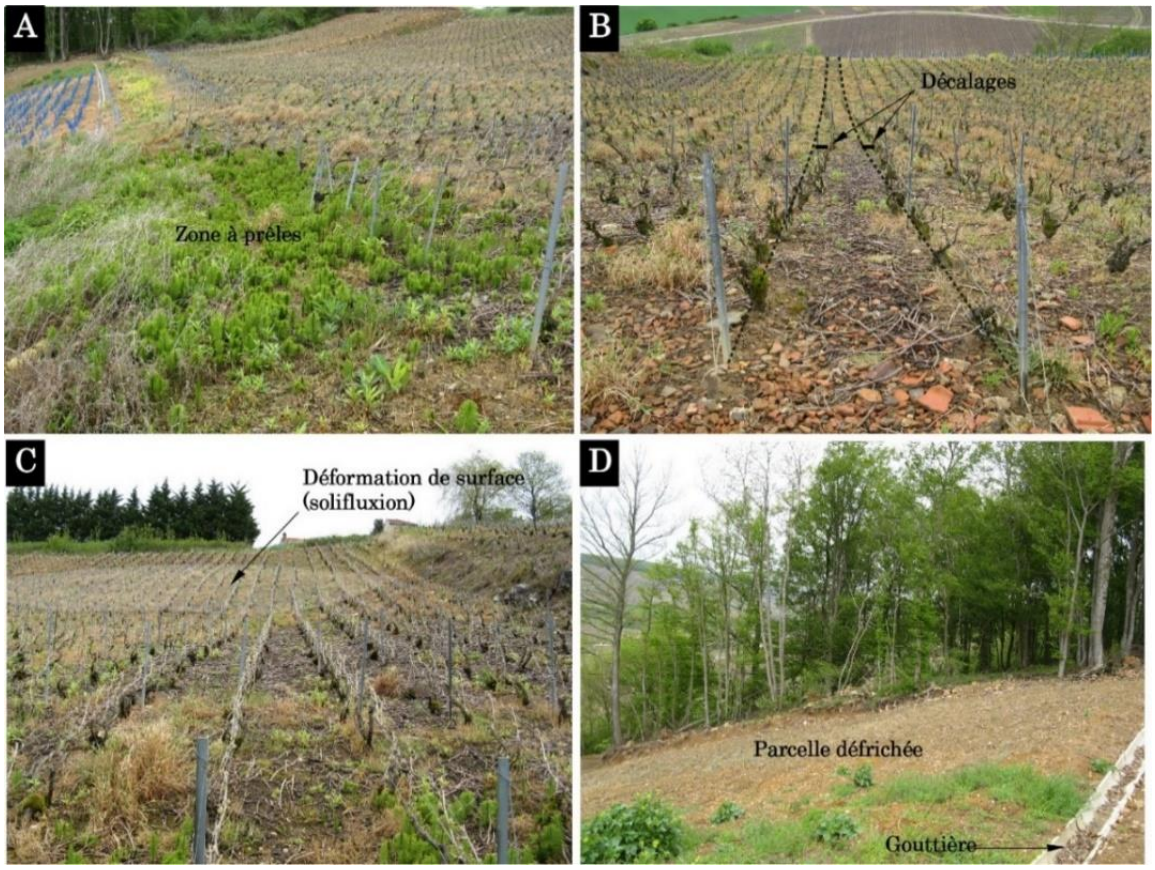


Figure 58. Etat des lieux du glissement de Festigny, en 2008 (photographies : N. Bollot).

A : Excès d'humidité du sol (zone à prêles). B et C : Déformations de surface. D : Préparation d'une parcelle avant plantation de vigne.

[5] À noter aussi l'existence probable d'un ancien puit comblé à cet endroit.

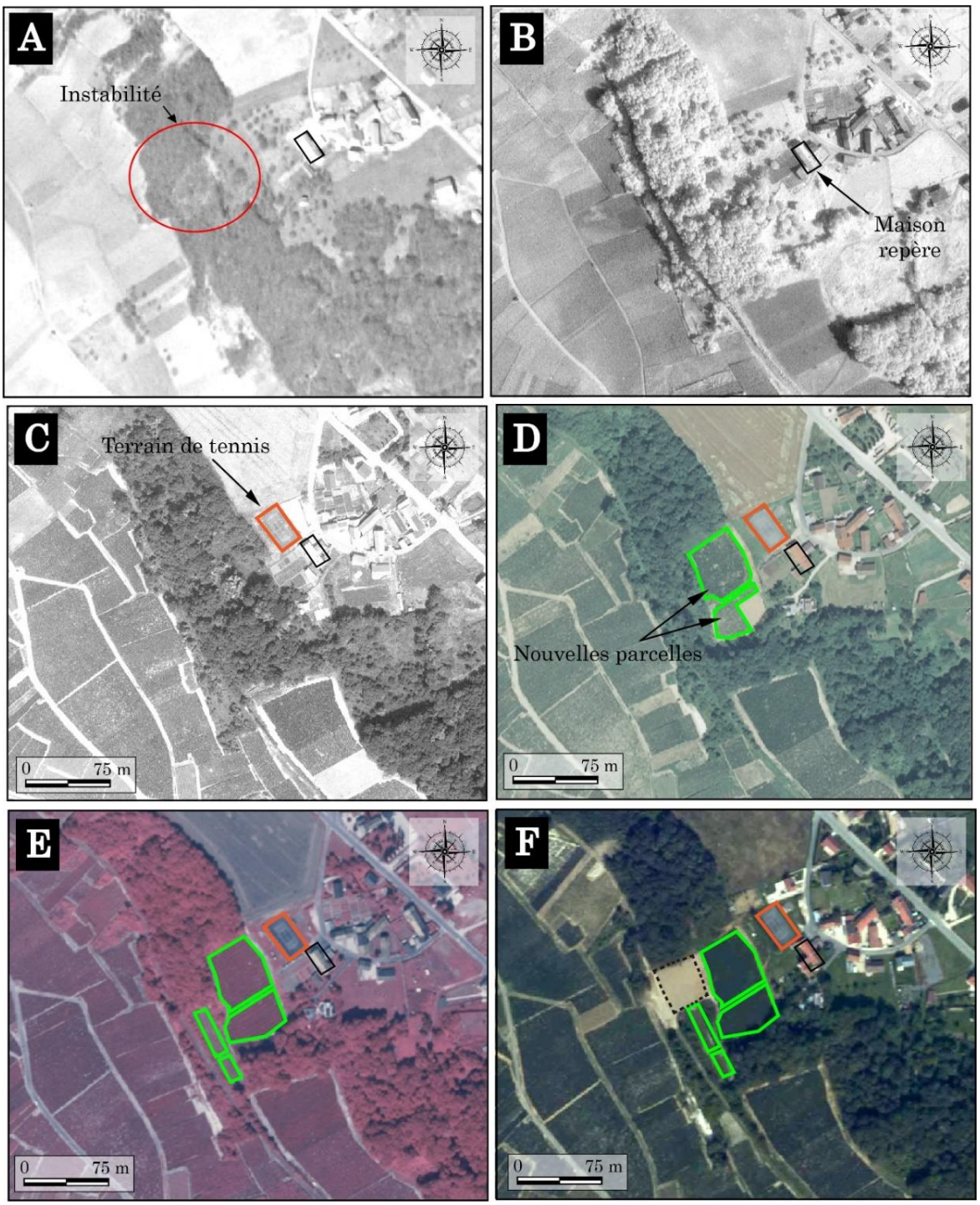


Figure 59. Évolution de l'occupation des sols, versant du Chêne la Reine (Festigny), période 1951-2004.

A : Avril 1951, 1/25 000. B : Juin 1975, 1/17 000. C : Juillet 1982, 1/14 000. D : Juillet 1990, 1/20 000. E : Août 1994, 1/27 000. F : Septembre 2004 (résolution 81 cm).

L'analyse des photographies aériennes, de 1951 à 2020 montre un recul de la forêt au profit de la vigne, comme c'est le cas général dans la vallée de la Marne. En avril 1951 (figure 59A) des signes d'instabilité sont déjà visibles à la rupture de pente convexe du haut de versant (215 m) où l'on aperçoit en lisière du bois une surface claire, probablement un décrochement dans les marnes

blanches du Bartonien. À cette époque, le segment en pente forte (supérieure à 17°) est essentiellement forestier, mais la parcelle en contre-bas du décrochement paraît moins densément végétalisée : il est probable qu'elle soit déjà instable. En 1975 (figure 59B) sur le même secteur, la densité végétale s'est accrue et la parcelle en rebord de plateau devient forestière. En revanche, au sud-est, l'ensemble du versant est défriché et mis en vigne (environ 1 ha, sur la photo). En 1982, une parcelle semi-forestière en bordure de plateau est défrichée (et remplacée par des terrains de sport). En 1990, la moitié haute du versant (où démarre l'actuel glissement) est défrichée et plantée en vigne (figure 59D), puis le défrichement progresse vers le bas du versant en 1994 et à nouveau en 2004 (figure 59F) au profit de la vigne.

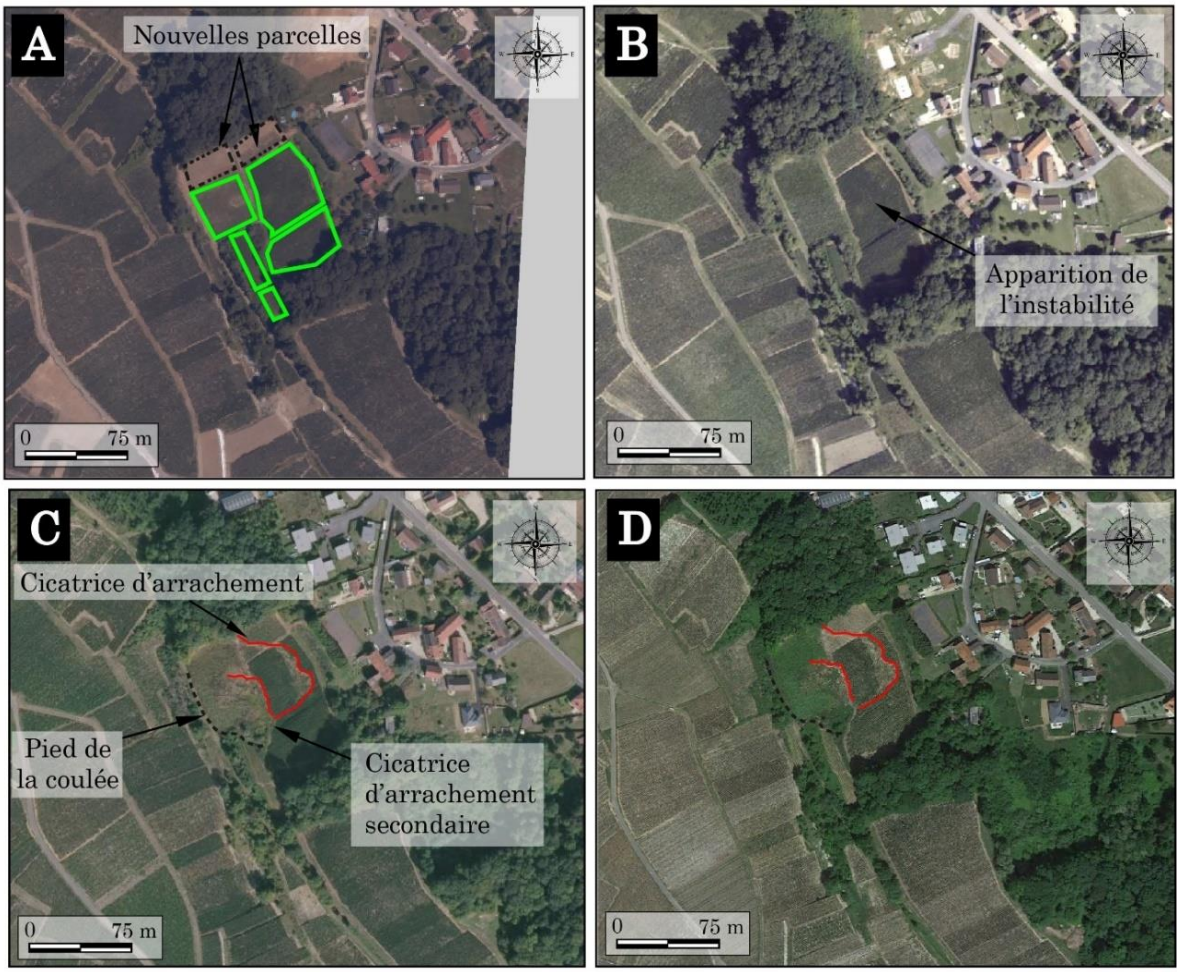


Figure 60. Évolution des instabilités récentes (glissement de Festigny).

A : Photographie aérienne, le 27/07/2008 (67 cm de résolution). B : Photographie aérienne, le 01/08/2011 (50 cm). C : Photographie aérienne, le 14/09/2019 (20 cm). D : Photographie aérienne, le 16/05/2020 (20 cm).

Les signes précurseurs de glissement (observés sur le terrain, figure 58) ne se distinguent pas sur la photographie aérienne de 2008 (figure 60A), sur laquelle la forêt recule encore au profit de la

vigne. En revanche, sur la photo de 2011, des signes d'instabilité apparaissent sur le haut du versant sur environ 400 m² (figure 60B). L'instabilité touche alors 950 m² de vignes sans qu'aucune correction ne soit apportée. Actuellement (figure 60C et D), plus d'un demi hectare de vignes est touché par le glissement, qui s'étire sur 81 m de longueur et 79 m de largeur. En contrebas, les parcelles sont laissées à l'abandon (31 ares environ). En effet, les sources avoisinantes fonctionnent activement toute l'année, même en été.

2.3. L'anthropisation à l'origine du glissement récent de Vandières ?

Tout comme pour le glissement de Festigny, les premiers signes d'instabilité de versant à Vandières sont apparus au début de l'année 2000 (figure 61). La commune de Vandières connaît elle aussi un essor du vignoble durant la seconde moitié du siècle dernier, cependant, le bas du versant subit d'abord un reboisement entre 1950 et 1980 (figure 61), puis un défrichement, et à la fin des années 1980, un terrassement, probablement pour diminuer la valeur de la pente, consistant en un apport de terre et un talutage dans le tuffeau de Damery (Lutétien moyen). À la fin des années 1990, le versant est entièrement recouvert par la vigne. C'est à partir de cette nouvelle configuration qu'apparaissent des signes de déstabilisation puis un glissement dans la partie médiane du versant (figures 60 et 62). La zone affectée par le glissement, entre les 60 m séparant le talus anthropique et la cicatrice d'arrachement, s'étend sur 235 m d'est en ouest. L'escarpement lié à l'arrachement atteint 5 mètres par endroits, et des arrachements secondaires apparaissent, y compris en contre bas du talus anthropique (figure 61). Les arrachements et fissures liées à l'instabilité sont recensées sous SIG (figure 63) et montrent de plus en plus de signes menaçant le versant, encore planté en vigne.

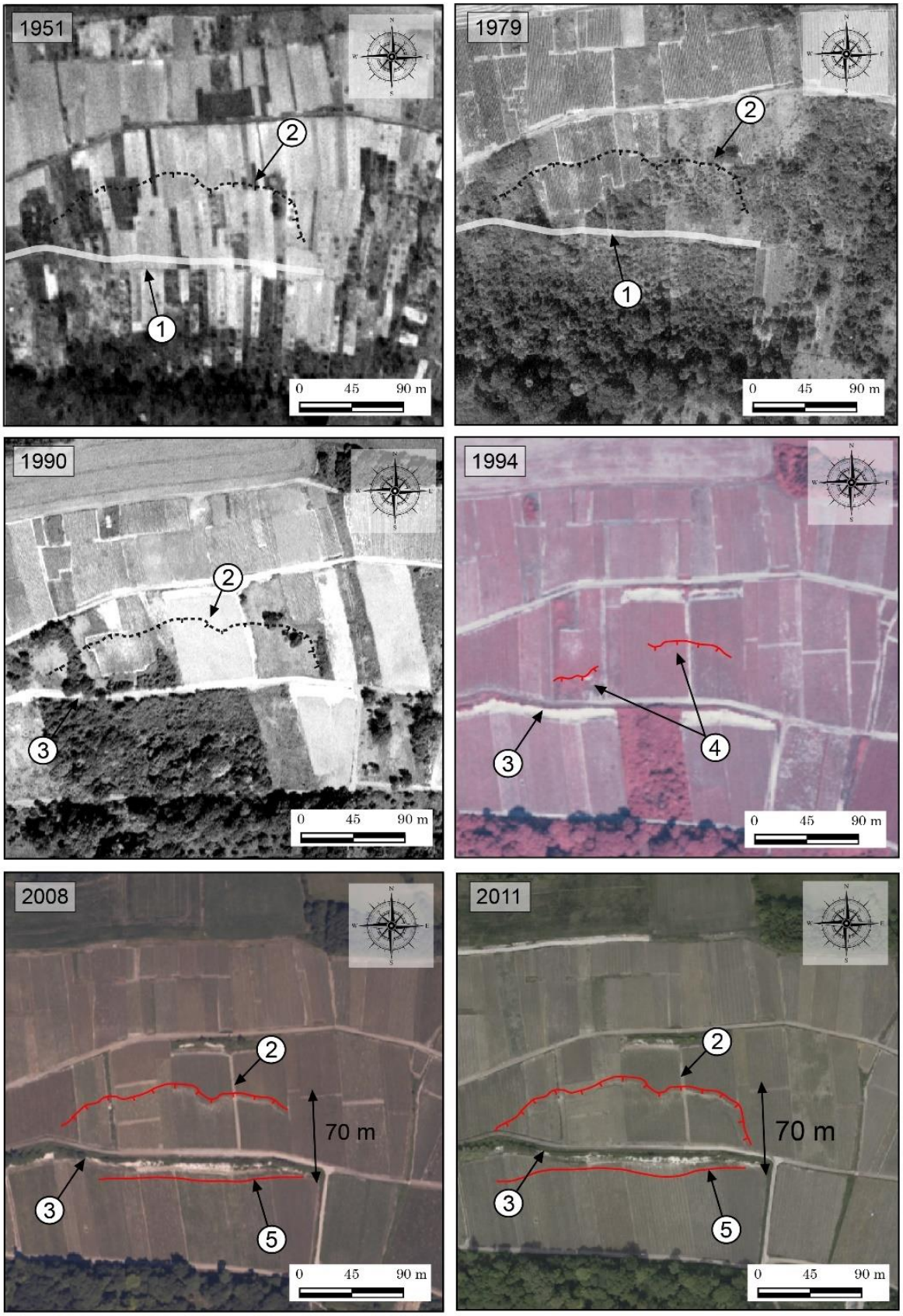


Figure 61. Photo interprétation multidate du versant de Vandières (1951 à 2011).

1 : Future position du talus anthropique ; 2 : Future position de la cicatrice d'arrachement ; 3 : Talus anthropique ; 4 : Premières cicatrices d'arrachement (1994) ; 5 : Limite aval des mouvements.

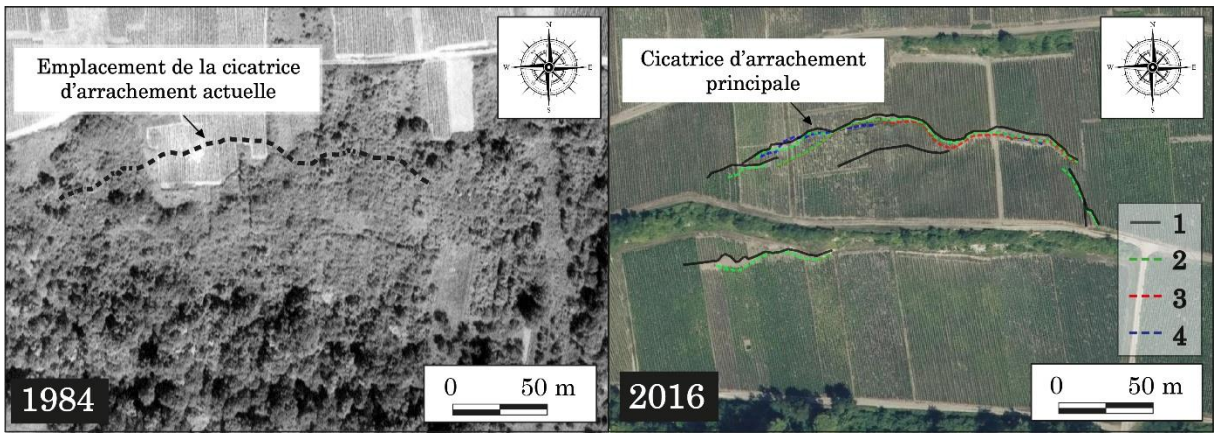


Figure 62. L'extension du vignoble et la progression des instabilités à Vandières (photographie aérienne, source : IGN remonter le temps).

1 : Cicatrice en 2019 ; 2 : Cicatrice en 2016 ; 3 : Cicatrice en 2011 ; 4 : Cicatrice en 2004.

Les dommages sur la vigne se font en effet sentir dès 2001 avec 1,2 ares touchés (figure 63), puis s'intensifient : en 2008, 5 ares sont affectés (892 points de résolution 50 cm déterminés par extraction raster sous SIG via l'imagerie aérienne). Actuellement, la zone de glissement recouvre plus de 80 ares et des fissures de tension apparaissent en amont du talus anthropique qui menace de s'effondrer.

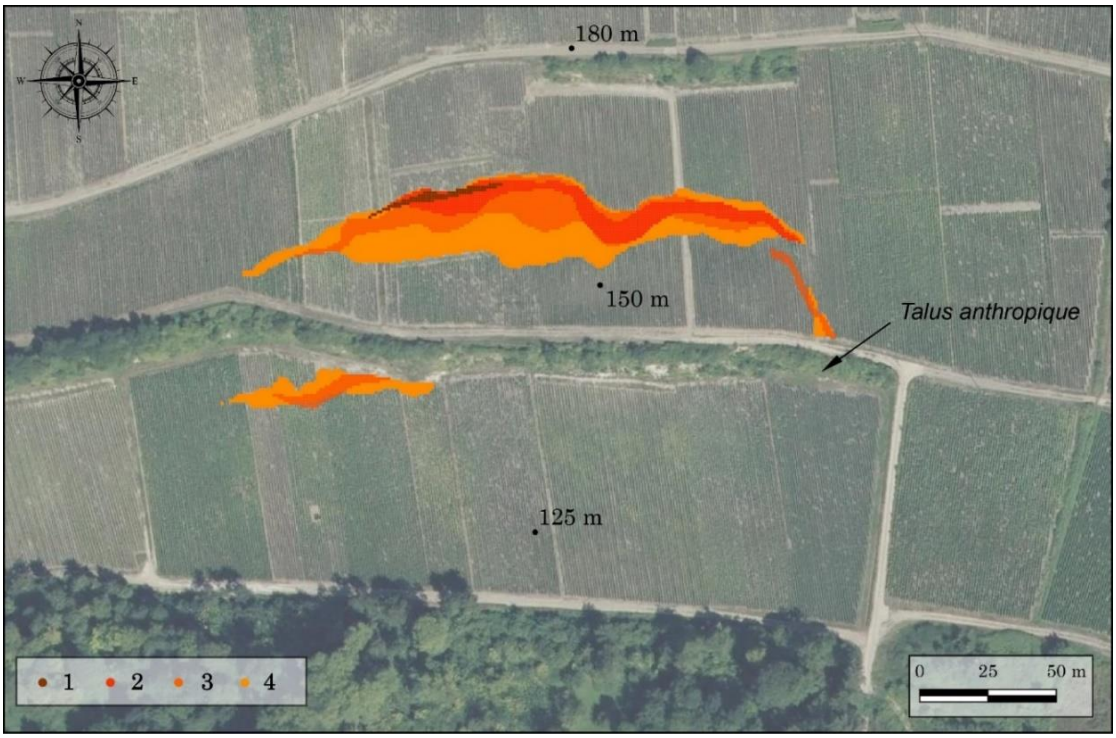


Figure 63. Accroissement des surfaces affectées par des arrachements à Vandières (source de la photographie aérienne : IGN).

1 : Surface affectée en 2001 ; 2 : Surface affectée en 2008 ; 3 : Surface affectée en 2011 ; 4 : Surface affectée en 2019.

2.4. Réactivations sur les coulées de Mutigny

La photo interprétation des images aériennes des versants de rive gauche de la vallée du Cubray, sous le village de Mutigny, permet de repérer des déformations visibles dès la fin des années 1980. Elles affectent des parcelles situées sur un replat (lieu-dit Les Charmières) dans la partie amont d'un ancien mouvement de terrain (figure 62) constitué de matériaux issus de terrains tertiaires mobilisés dans des « conditions climatiques périglaciaires » (Hatrival, 1977). Sur ce replat, des sondages (fosses faites à la pelleteuse) ont permis de distinguer, sur une épaisseur de l'ordre de 5 m, deux coulées successives recouvertes par endroits de remblaiements d'origine anthropique et reposant sur la craie du Cénomanien (Marre *et al.*, 1997). La coulée inférieure est essentiellement composée de débris de marnes du Lutétien supérieur qui affleurent en haut de versant, et la coulée supérieure de sables de l'Yprésien supérieur et de débris d'Argiles à meulière, ces derniers provenant du sommet de l'interfluve. La surface de cet ensemble de coulées est égalisée par des remblaiements hétéroclites (craie, bois, meulière…) d'origine anthropique. En aval du replat, les coulées s'engouffrent dans des vallons entaillant la craie puis s'étalent en larges éventails dans le fond de la vallée du Cubray (Bollot, 2014). C'est sur le replat que des signes d'instabilité apparaissent à partir de la fin des années 1990 et se développent dans les années 2000, tandis que sur le terrain s'observent des bourrelets de solifluxion et des petits arrachements.

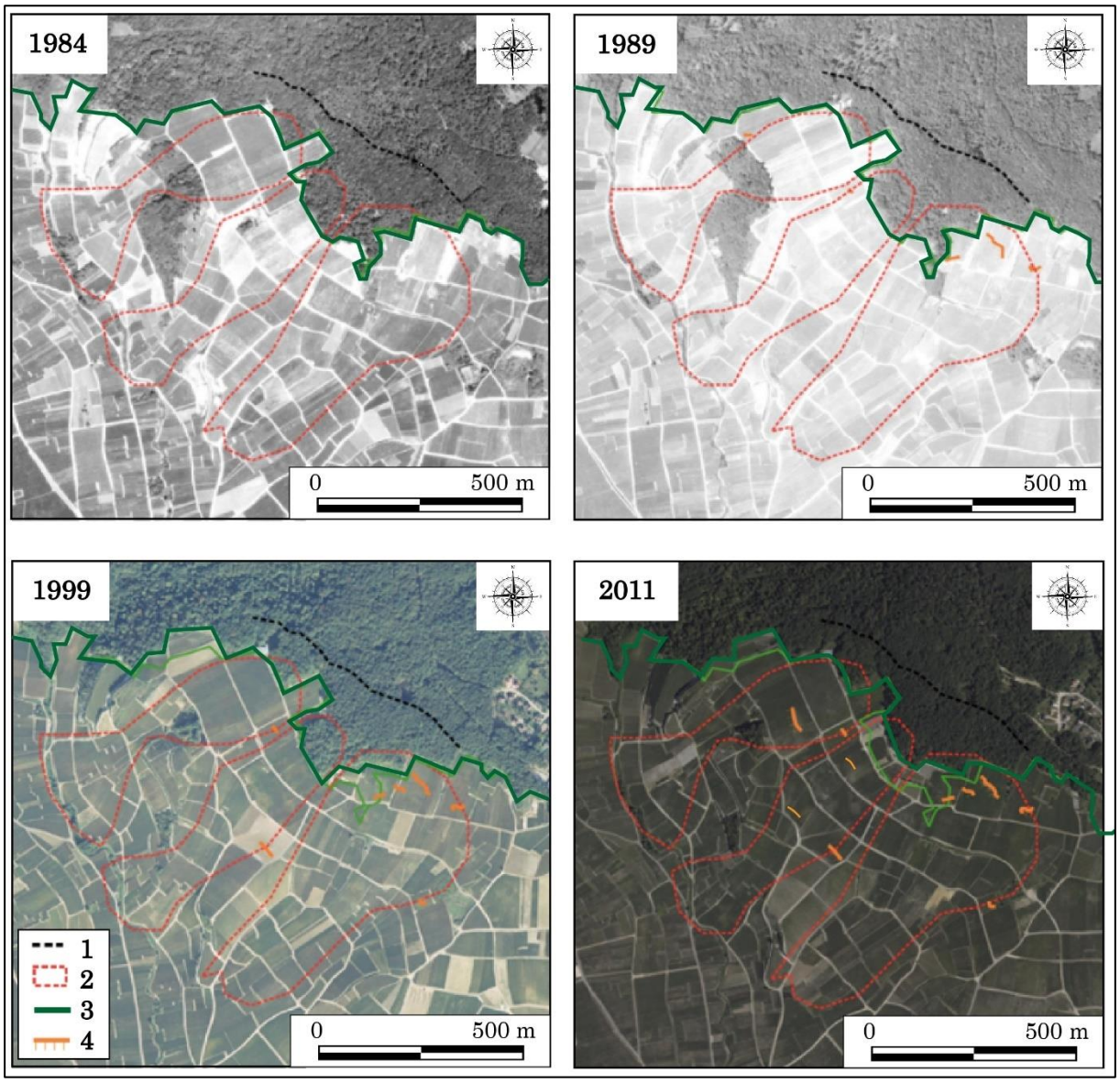


Figure 64. Photo interprétation multidate du versant de Brise-Pot (Mutigny).

1 : Escarpement principal supposé du glissement pléistocène ; 2 : Position des coulées holocènes ; 3 : Délimitation de la forêt en 1984 ; 4 : Arrachements et fissures de réactivation actuels (source des photographies aériennes : IGN).

2.5. Des signes d'instabilités mineures dans le vignoble de Sézanne.

La Côte d'Île-de-France dans le secteur de Sézanne a une structure relativement simple : la craie remonte très haut sur le front de la cuesta, et le haut du versant est taillé dans l'Yprésien indifférencié (argile et sable) reposant en discordance sur la craie et recouvert par le calcaire du Bartonien formant corniche.

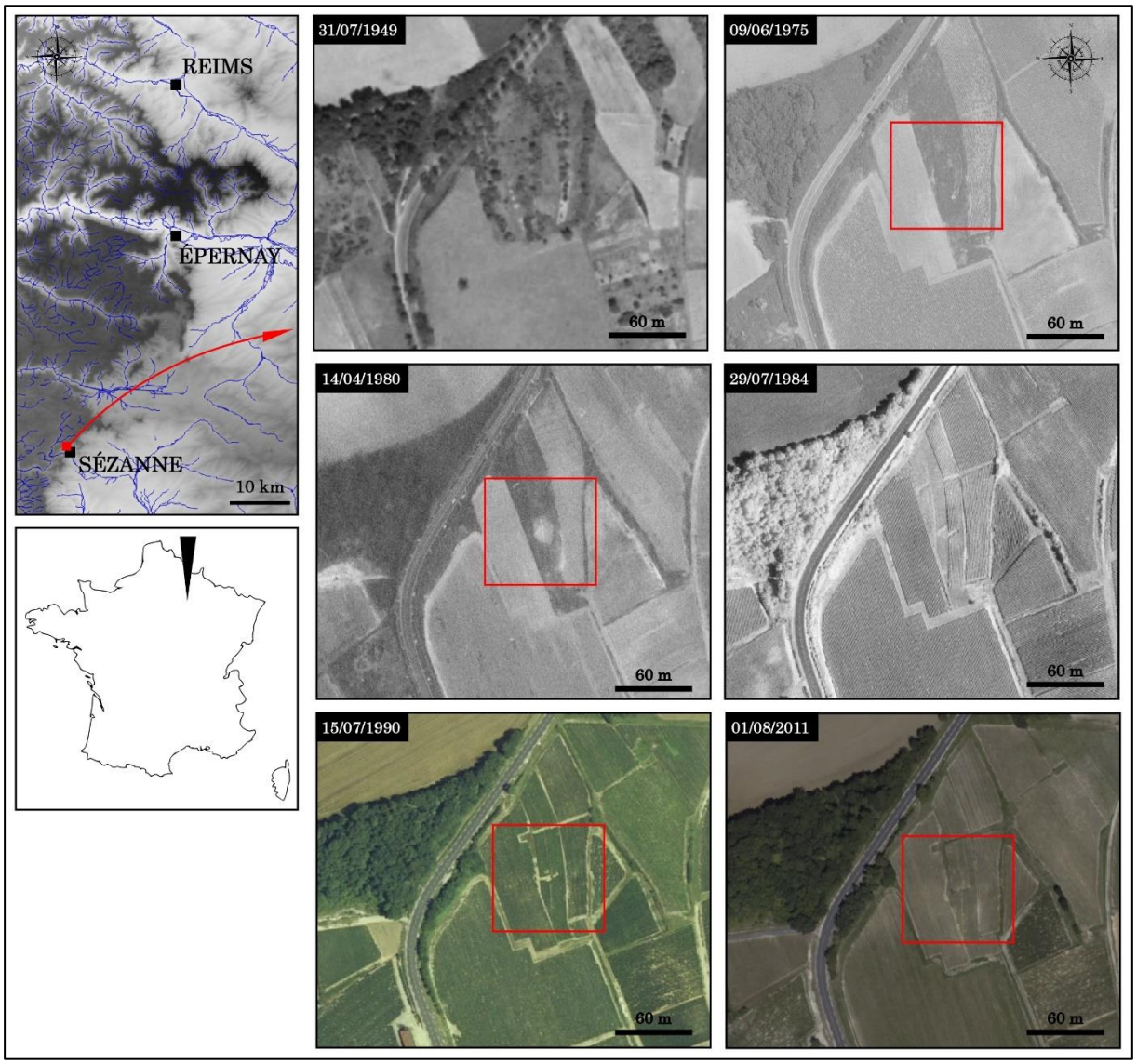


Figure 65. Instabilité dans le vignoble du Sézannais.

Au nord de la ville de Sézanne, le long de la D951, un affaissement circulaire apparait dans une parcelle viticole sur la photo de 1980 (figure 65). La parcelle affectée est située sur une pente faible (16°) où affleure l'Yprésien indifférencié (e3-4 de la carte géologique). Cette parcelle appartient à un ensemble qui était occupé par une lande et/ou des vergers en 1949, et qui est planté en vigne en 1975. Sur la photo de 1975, des griffures parallèles à la pente sont visibles, et à partir de 1984 la forme circulaire perdure et s'élargit : le chemin d'exploitation est détourné de quelques mètres sur la photo de 2011. Il s'agit sans doute d'un ancien site d'extraction (pour les besoins locaux) d'argiles et/ou de sables de l'Yprésien inférieur et supérieur qui sont nombreux, dans le Sézannais, sur le haut du versant de la Côte d'Ile-de-France (Goguel, 1965). Plus ou moins bien remblayés, ils sont aujourd'hui facteurs d'instabilités.

3. Détection des mouvements de terrain : apport des levés aériens lidar

3.1. Semi-détection des formes associées au glissement de terrain

Afin de mieux comprendre le fonctionnement des versants soumis à l'aléa gravitaire, la caractérisation à moyenne échelle (1/10 000) des mouvements de terrain est nécessaire. En Champagne, la dynamique de versants a fait l'objet de nombreuses recherches et, à partir d'observations de terrain et de cartographies géomorphologiques, d'une spatialisation de l'aléa et d'une classification des glissements de terrain – qu'il s'agisse d'héritages, de réactivations ou de nouveaux mouvements (sans que la distinction entre chaque type soit pour autant assurée). En précisant les caractéristiques topographiques des mouvements de terrain, la modélisation en 2 ou 3 dimensions, en complément des données antérieures, permet de mieux définir les contours de l'objet mouvement de terrain et donc d'orienter le questionnement et le choix des méthodes utiles à leur compréhension. Les données lidar permettent de restituer à l'échelle centimétrique le modelé des versants en éliminant les contraintes de visibilité (zones forestières, présence de nuages) d'accès (topographie, domaines privés), ou d'acquisition (connexion aux satellites pour le dGPS) et de réaliser des modèles numériques de terrain.

3.1.1. Acquisition et traitement des données

Une campagne de levé aérien lidar, financée par la Région Grand Est, le Conseil Départemental de la Marne et la DRAC Grand Est, a été réalisée à la demande du Parc Naturel Régional de la Montagne de Reims dans le cadre d'un projet de recherche mené sur le massif forestier de la Montagne de Reims. Réalisée en février 2018 sur trois jours, elle couvre 245 km² (figure 66) et a pour objectifs initiaux : 1/ de mettre en évidence d'éventuels sites archéologiques, mais aussi de préciser la topographie de sites remarquables tels que ceux de l'abbaye de Saint-Basle ou du château de Vernay, ou encore de préciser les impacts topographiques de la Grande Guerre ou ceux liés aux carrières d'extraction, 2/ d'obtenir des caractéristiques dendrométriques des peuplements forestiers, 3/ de cartographier le réseau de drainage et les formes karstiques de surface, et enfin 4/ d'obtenir la topographie à très grande échelle des secteurs affecté par des mouvements de terrain. Cette campagne de vol (tableau 5) a permis de générer un semis de 6 points/m² à l'aide des logiciels RiAnalyze et RiWorld (Riegl). Une fois le semis de points re-échantillonné, l'interpolation par la technique de pondération de l'inverse de la distance permet de déterminer un maillage contenant des cellules dont la moyenne pondérée est calculée à partir des valeurs des points du voisinage. Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) à haute résolution a donc un maillage de 50 cm x 50 cm sur

la zone d'acquisition. Cela représente un immense avantage pour l'étude des glissements de terrain situés dans cette zone. Qu'elles se trouvent dans un secteur forestier ou sur les versants viticoles, il est possible de détecter avec une très haute précision toutes les formes associées aux instabilités de versant et de les référencer, ce qui permet à la fois d'actualiser la cartographie géomorphologique, et de la préciser.

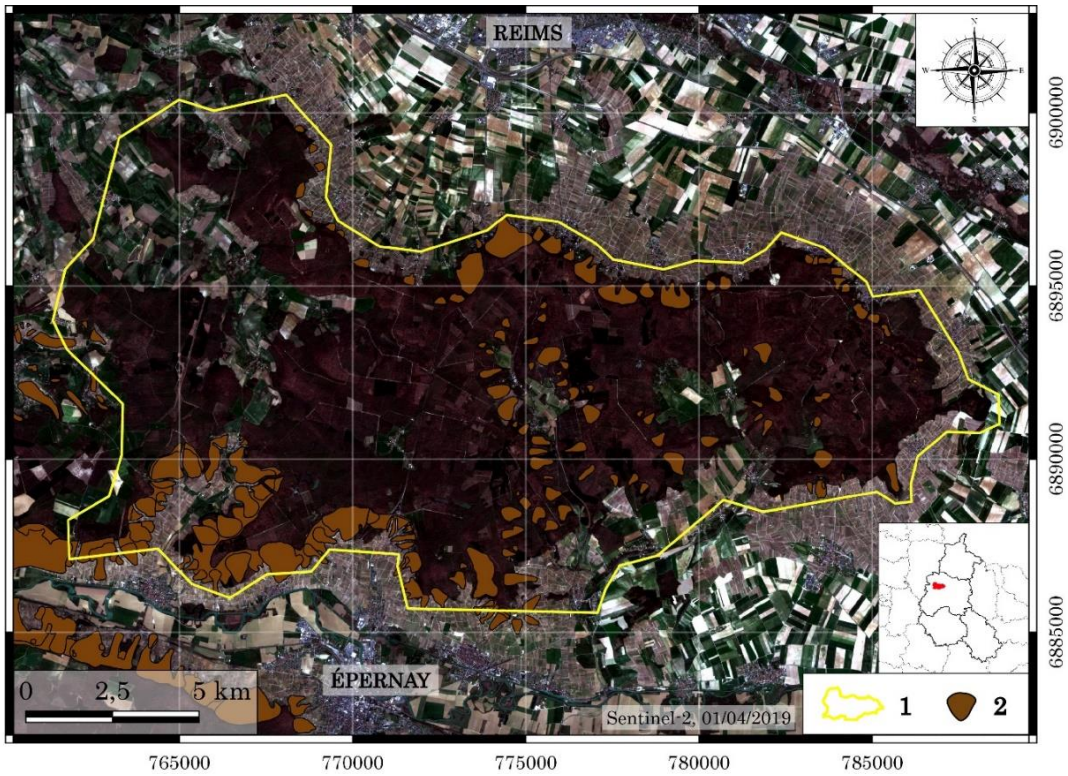


Figure 66. Délimitation de la zone du levé lidar de la Montagne de Reims (1) et cartographie des glissements de terrain (d'après Bollot, 2014) (2).

Conditions météorologiques		
21/02/2018	Brume, faible visibilité	
22/02/2018	Brume, faible visibilité, rafales à partir de 16h	
23/02/2018	Ciel clair, vent fort	
Laser	Riegl LMS Q68Oi	
Paramètres		Valeur nominale
Hauteur de vol		550 m / sol
Vitesse de vol		125 Noeuds
Angle de scan		60°
Fréquence de scan		400 kHz
Précision altimétrique (écart-type)		10 cm
Précision planimétrique (écart-type)		25 cm
Densité moyenne de points émis par bande		6 points / m²
Recouvrement		60 %

Tableau 5. Paramètres de vol et conditions météorologiques de la campagne lidar.

Outre les avantages liés à la cartographie indirecte de vastes surfaces (Van den Eeckhaut *et al.*, 2007b ; Jaboyedoff *et al.*, 2012), l'utilisation du lidar permet d'obtenir un ensemble de rasters contenant des informations géoréférencées et de relever de nombreux indices morphologiques témoignant de l'activité des versants. Cette partie présente la cartographie issue de la semi-détection réalisée sous eCognition (© *Trimble Inc.* 2017) via un procédé de segmentation, intégrant les informations topographiques à très grande échelle issues du raster du levé aérien lidar et un indice de couleur issu des orthophotographies (figure 68). Appelée « Orientée objet », cette méthode génère des « objets » ou des « régions » par un procédé de segmentation de l'image raster : le logiciel crée des entités homogènes en regroupant plusieurs pixels ayant des caractéristiques communes de forme, de couleur, de contraste, de compacité, de lissage etc. en entités vectorielles, le but étant de détecter et de classer les formes associées à la présence de glissements de terrain quel que soit leur degré de conservation. Il s'agit donc d'affiner l'analyse du modelé des versants en faisant la part entre les formes structurales et les formes liées au processus d'érosion (les mouvements de terrain en l'occurrence). L'analyse du chevelu hydrographique dont les relations avec les glissements sont porteuses d'enseignements – sur leur déclenchement (par sapement) puis sur leur état de conservation (par déblaiement ; cf. infra figure 17, p. 45) – apporte des informations sur les causes et sur l'ancienneté relative des mouvements de terrain. Le découpage du fichier lidar en 18 dalles de 25 km² facilite et augmente l'efficacité pour le processus de traitement (figure 67).

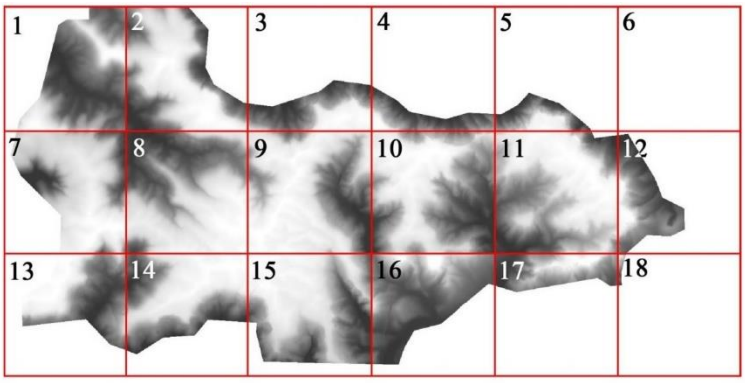


Figure 67. Découpage des dalles lidar couvrant la Montagne de Reims.

Deux indices issus de l'analyse sous SIG sont déterminés à l'aide de l'algorithme dérivé de l'utilitaire MNE de GDAL : l'inclinaison du terrain (la pente, mesurée en degrés) et l'indice de rugosité, noté Ra (rapport entre la surface réelle du MNT et la surface géométrique de la dalle). Ce dernier indice est créé à partir des valeurs d'altitude de chaque point lidar sur la surface d'une dalle. Ainsi, il est ensuite calculé à partir du MNT sur la surface géométrique attribuée à la dalle.

Pour faire ressortir au mieux ces deux indices, il est nécessaire de créer un maillage de 10 x 10 m de sorte que chaque pixel placé au sein de la dalle de 10 m détienne la même valeur que les autres. Les valeurs sont exprimées par une moyenne, mais le principe de calcul par la plus grande différence entre les cellules d'un pixel central et les cellules environnantes est respecté.

Les trois zones principales que cette méthode permet de détecter sont : 1/ la zone d'ablation (orthophotographie, lidar, pente), 2/ la zone d'accumulation – c'est-à-dire la coulée (lidar), et 3/ le bourrelet frontal. Les données Sentinel-2 à 10 m, testées dans l'arbre de détection, n'apportent pas suffisamment de contrastes de réflectance pour fournir une segmentation aboutie – cela est dû à une forte densité de la couverture forestière.

Les critères de sélection pour la segmentation sont la rugosité, la couleur, et la forme (figure 68).

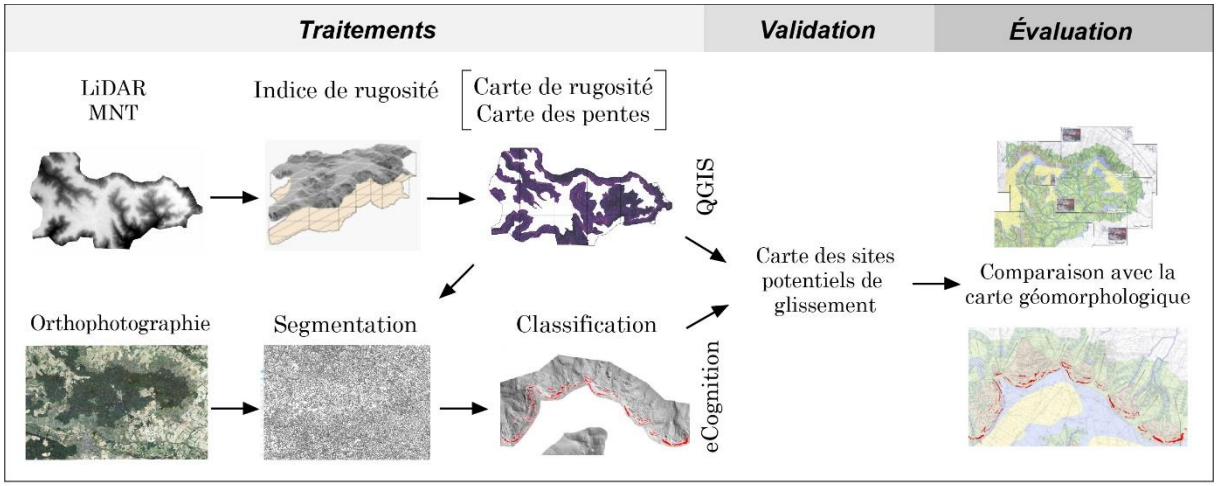


Figure 68. Etapes de la semi-détection automatique des unités géomorphologiques associées aux glissements de terrain de la Montagne de Reims.

3.1.2. Vers une détection semi-automatique des cicatrices d'arrachement

La cartographie de la rugosité polygonisée (1. Géotraitement, 2. Polygonisation) montre des secteurs où la rugosité atteint des valeurs très importantes, avec des indices supérieurs à 70, ce qui signifie que ces surfaces présentent un modelé très irrégulier alors que d'autres sont plus uniformes. Dans la majorité des cas, ces zones accidentées se trouvent dans des secteurs de forte pente, en haut de versant où affleurent les formations lutétiennes. Cette analyse dont les résultats sont conformes aux attentes met en évidence, dans des endroits forestiers et peu anthropisés, de secteurs à fort contraste de régularité de surface jusqu'ici non décrits (figures 69 et 70). L'analyse de la rugosité permet en effet d'identifier des cicatrices d'arrachement, des ruptures de pente secondaires ou encore des bourrelets frontaux à l'aval des coulées.

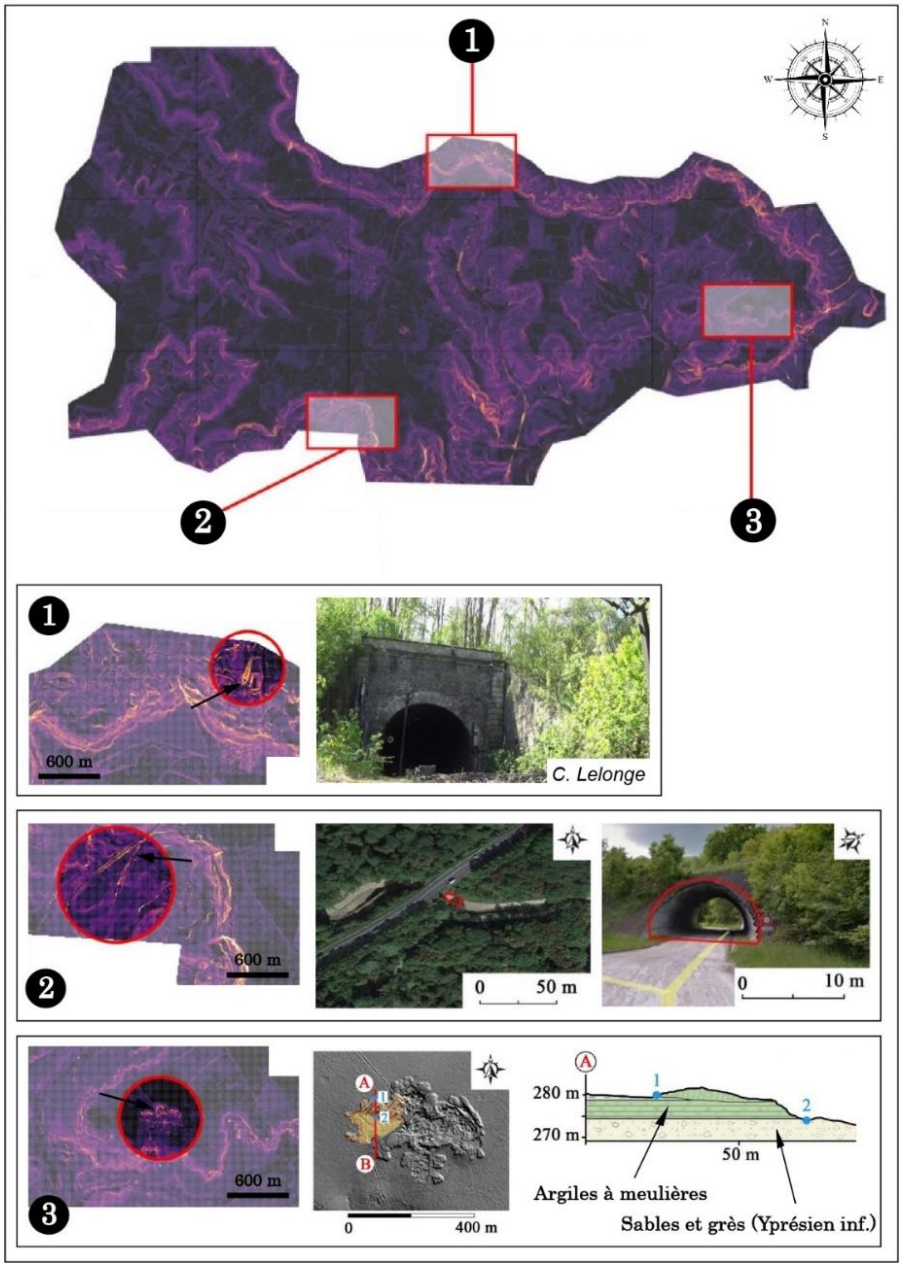


Figure 69. Exemples d'artefacts issus de l'analyse de la rugosité.

1 : Le tunnel ferroviaire de Rilly-la-Montagne ; 2 : La route départementale entre Reims et Épernay ; 3 : Une carrière à ciel ouvert, au nord-ouest de Trépail.

Quelques biais – des secteurs à forte rugosité non associables à des glissements de terrain – peuvent être corrigés dans l'arbre de décision de eCognition : il s'agit de routes surélevées, de ponts, d'entrées de tunnel (figure 69). Quelques zones de texture grenue et d'aspect papuleux correspondent aux verses de carrières à ciel ouvert (exploitations d'argiles à meulières, figure 69). Des critères de forme et de taille des surfaces doivent donc être introduits dans l'arbre de décision afin d'éliminer les artefacts. Les biais restants peuvent être corrigés par un contrôle sur le terrain. L'utilisation du lidar permet donc de faire un inventaire (figures 70 et 72) et une cartographie de haute résolution de l'aléa mouvement de terrain, pour la Montagne de Reims.

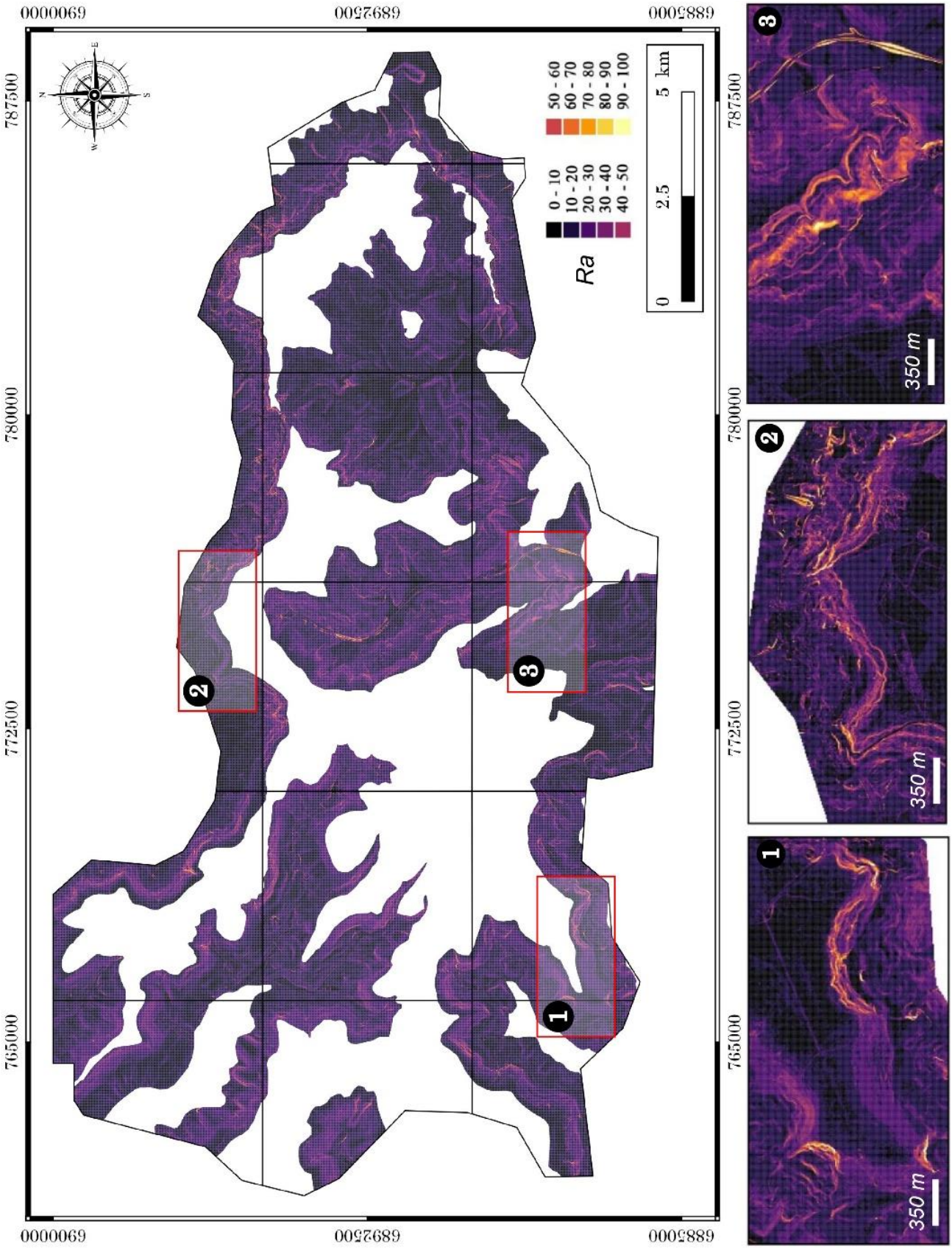


Figure 70. Carte de rugosité de la Montagne de Reims et de trois secteurs présentant d'anciennes cicatrices de glissement.

1 : Secteur de Cumières ; 2 : Secteur de Rilly-la-Montagne ; 3 : Vallon de la Lingonne.

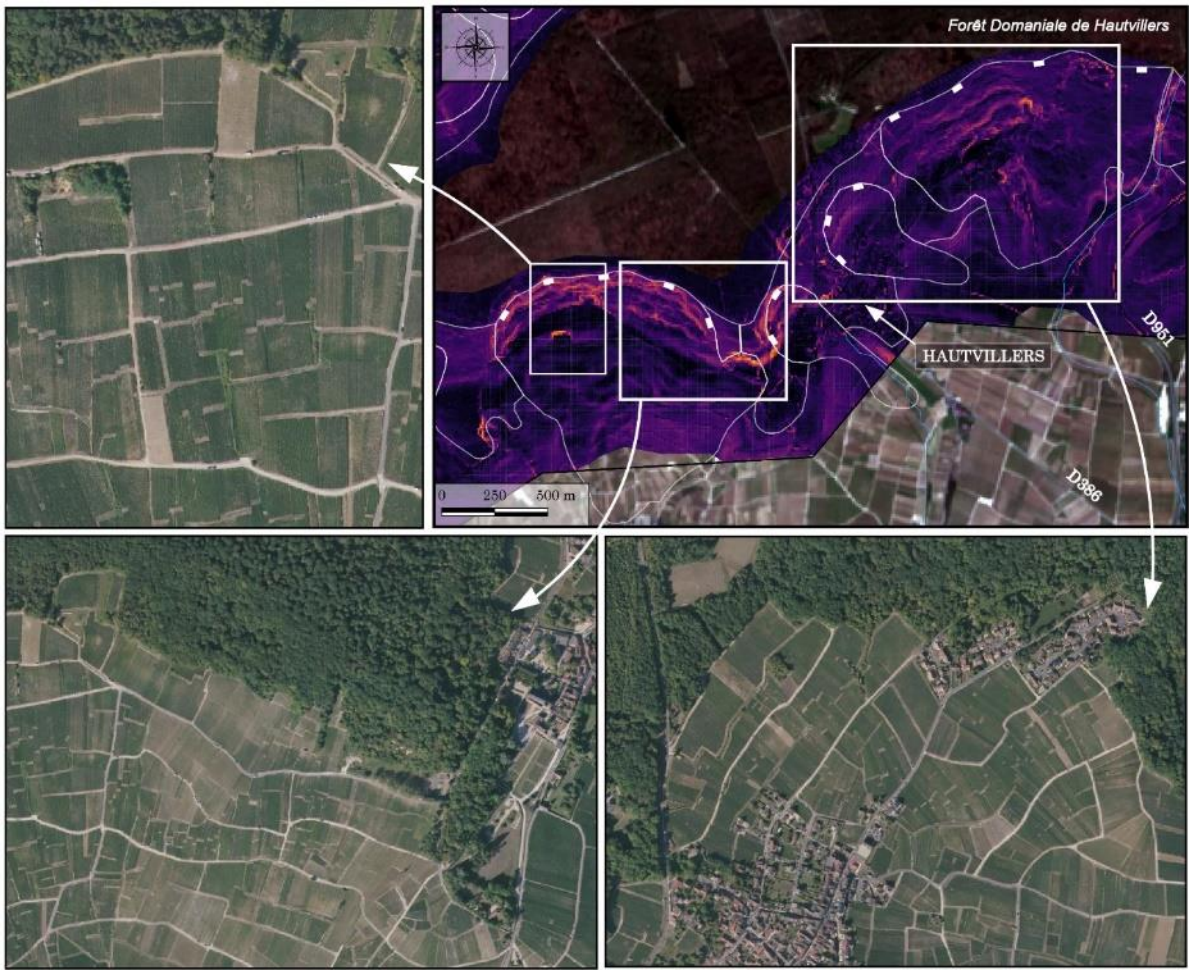


Figure 71. Rugosité et détection de glissements dans le secteur d'Hautvillers (fond de carte IGN, 2019).

3.1.3. La carte issue de la segmentation multicritères

L'extraction réalisée sous eCognition a permis de générer un fichier de formes (« shapefile ») qui recense 101 entités de glissement (des cicatrices d'arrachement principales et secondaires). La cartographie basée sur des levés de terrain (Bollot, 2014) en recensait 134 (figure 72) et la différence tient au fait que logiciel a permis d'associer plusieurs segments d'escarpements qui semblaient distincts sur le terrain (le couvert forestier gênant les observations). Si les cicatrices d'arrachement sont aisément reconnues par le logiciel, les surfaces correspondant à des coulées sont plus difficiles à mettre en évidence après la segmentation. Elles peuvent néanmoins faire l'objet d'une analyse à plus grande échelle (comme sur les glissements de Rilly-la-Montagne et de Champillon, infra p. 119-134).

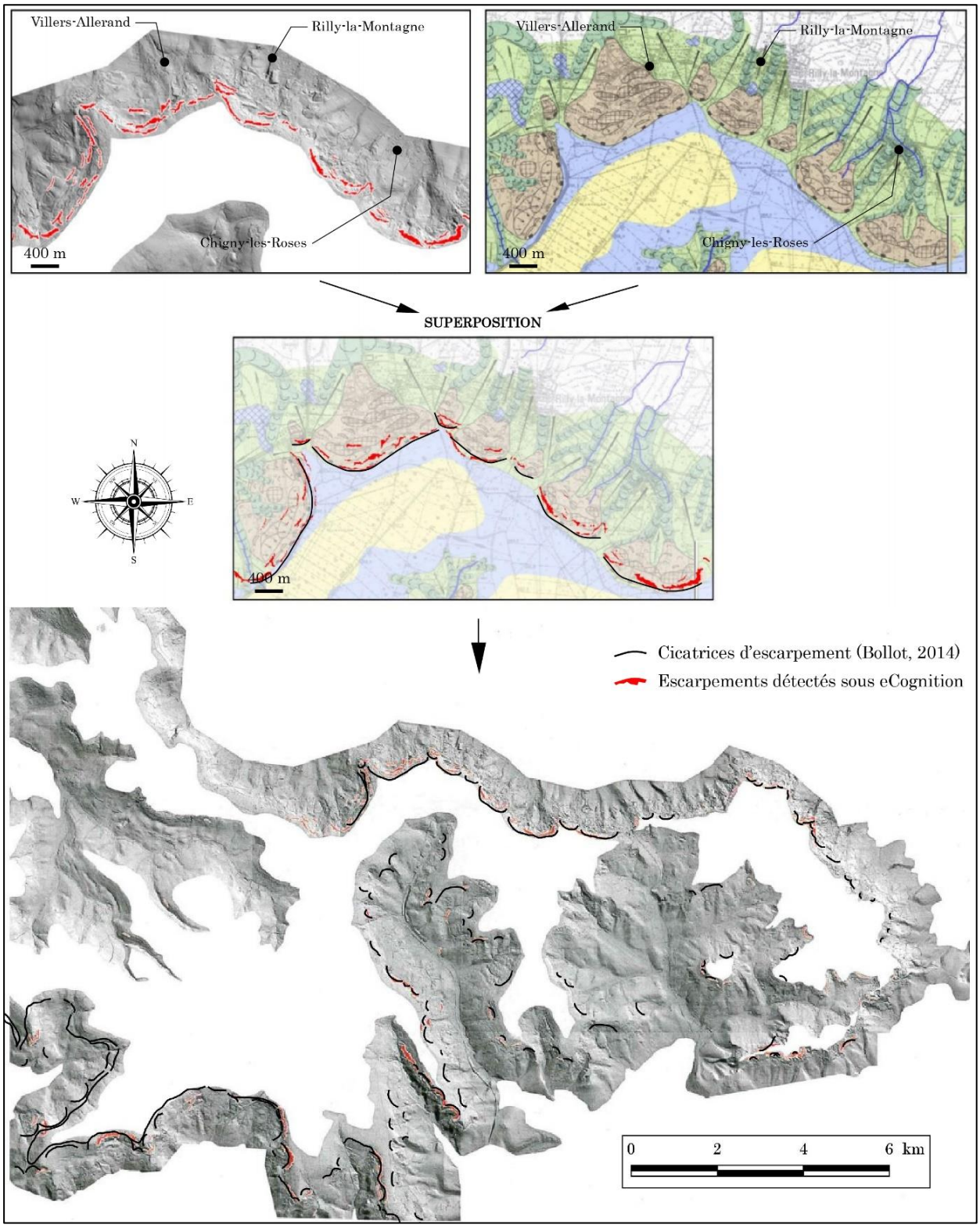


Figure 72. Cartographie des cicatrices de glissement obtenues grâce à eCognition.

3.2. Morphologie des glissements : Rilly et Champillon

Le lidar met en évidence un modelé de glissements (actifs, stabilisés ou anciens) plus ou moins bien conservé, dans un secteur forestier peu anthropisé. Se distinguent :

- Les zones d'arrachement, dont les principaux traits sont 1/ l'escarpement principal, délimitant la couronne du glissement – le plan de glissement, signalé par l'indice de rugosité et par l'image lidar, est net et cannelé, et 2/ les fissures de détente ouvertes sur la couronne.

- Le corps des masses glissées, dont les principaux traits sont des replats en contre-pente (dans le cas des glissements rotationnels), parfois signalés par des fissures transversales et des zones bosselées au pied du glissement (s.s.).

- Les coulées, dont la topographie est plus régulière et la pente conditionnée par celle des versants. Le bourrelet frontal est plus ou moins prononcé en fonction de la nature des matériaux et de leur teneur en eau au moment de la mise en place.

Ces trois ensembles n'apparaissent pas toujours, ou pas avec la même netteté en fonction du modelé initial et/ou de l'état de conservation du glissement. La figure 73 résume la démarche suivie pour délimiter et décrire les glissements, en l'occurrence ceux de Rilly-la-Montagne et de Champillon.

Cette démarche associe au MNT lidar une analyse par photo-interprétation des images aériennes géoréférencées de l'IGN (1950-actuel), un Modèle Numérique de la Canopée (MNC) lidar, et les données morphostructurales issues de la carte géologique (BRGM) et de l'inventaire cartographique des mouvements de terrain de la vallée de la Marne et de la Montagne de Reims (Bollot, 2014).

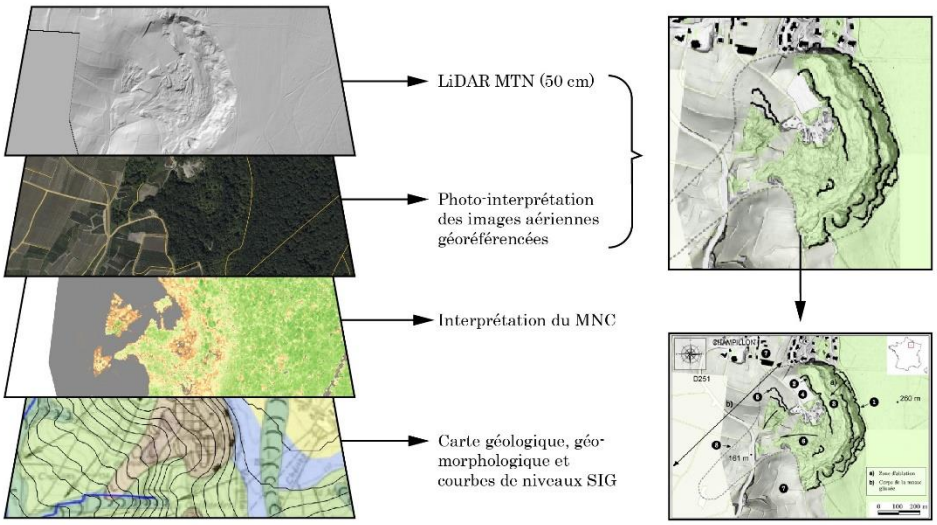


Figure 73. Méthode utilisée pour caractériser les glissements de terrain.

3.2.1. Le glissement de Rilly-la-Montagne

Le glissement de Rilly-la-Montagne, sur le versant nord de la cuesta d'Île-de-France a une superficie d'environ 9 ha. Il s'est déclenché le 23 août 1986, vers 11 heures du matin, en contrebas

du Mont Joli, entrainant le « Pavillon de Suède », une maison cossue construite sur ce versant forestier en partie défriché au cours du XXème siècle (figure 74).

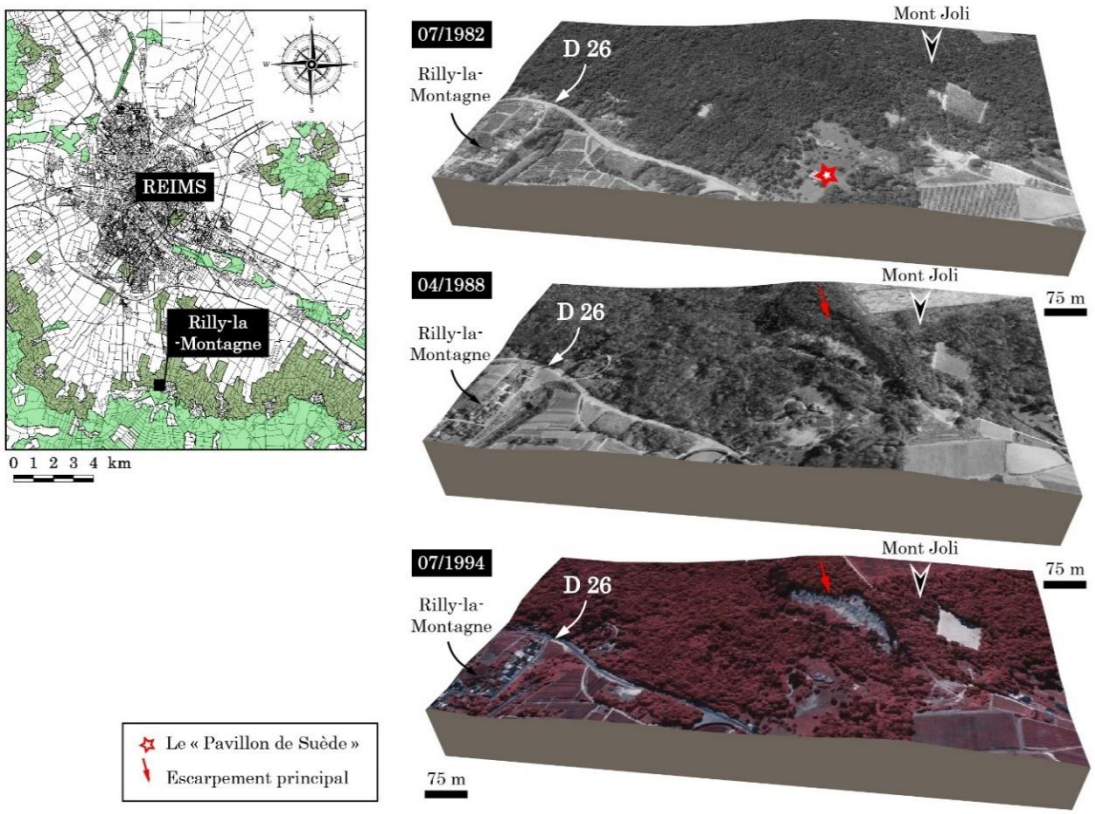


Figure 74. Évolution 1988-1994 du glissement de Rilly-la-Montagne (source des photographies : IGN remonter le temps).

Le phénomène a été décrit et cartographié comme un glissement de type rotationnel dont l'escarpement principal, strié et haut d'une douzaine de mètres domine un replat d'une largeur de 140 m (Marre, 1987 ; figure 75A). Située en forêt, les blocs glissés présentent, en 1986, une vaste dépression (40 m sur 140 m), comportant également de nombreuses fissures ouvertes. La photo interprétation d'images aériennes et l'analyse sous SIG permettent d'illustrer l'impact environnemental de ce glissement (figure 75B) : la couverture forestière, dans la partie amont, a été détruite sur plus de 38 047 m² des 139 024 m² du glissement. Comme le versant est exempt de cours d'eau qui auraient pu être responsables d'un sapement basal ou d'une érosion régressive déstabilisatrice[6], ce glissement est considéré comme une « forme exclusivement d'interfluve et d'origine climatique » (Marre, 1987) affectant des terrains du Tertiaire (Lutétien et Yprésien supérieur et inférieur), la cicatrice d'arrachement se développant dans les marnes vertes du Lutétien continental.

[6] Ce n'est pas tout à fait exact, puisque le glissement s'engouffre dans un vallon (sec) : le trou Saint-Jean.

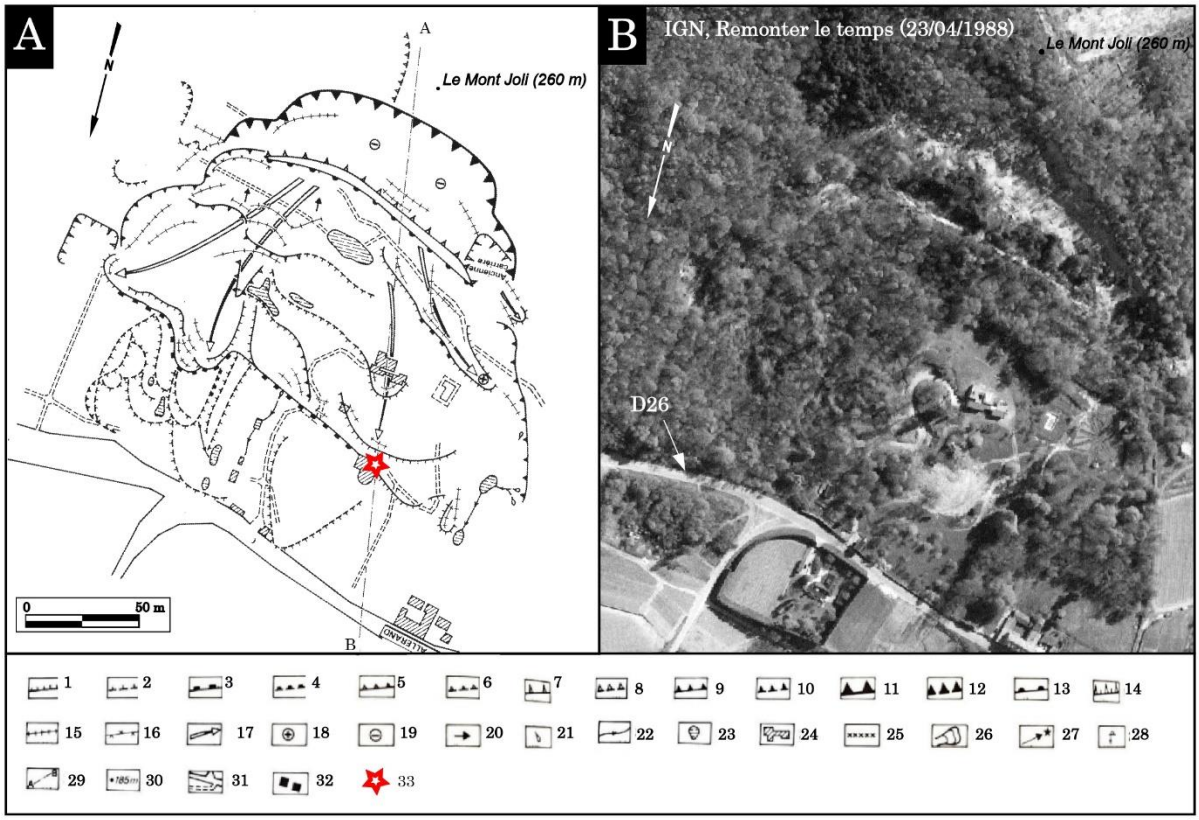


Figure 75. Le glissement de terrain de Rilly-la-Montagne.

A : Croquis géomorphologique, février 1988 (d'après A. Marre, 1987). 1 et 3 : bourrelet actuel ; 2 et 4 : bourrelet ancien ; 5 et 7 : cicatrice de distension actuelle ; 6 et 8 : cicatrice de distension ancienne ; 9 et 11 : cicatrice de départ actuelle ; 10 et 12 : cicatrice de départ ancienne ; 13 : ancien « versant » basculé vers l'aval ; 14 : ancienne carrière ; 15 : fissure de distension ; 16 : fissure en compression ; 17 : sens de déplacement de la coulée ; 18 : « horst » ; 19 : « graben » ; 20 : contre-pente ; 21 : source ; 22 : ruissellement ; 23 : zone humide ; 24 : maisons ; 25 : mur détruit ; 26 : coulée boueuse ; 27 : chute de blockhaus ; 28 : contre-pente ; 29 : tracée de la coupe ; 30 : point côté ; 31 : routes ; 32 : anciens abris ; 33 : Emplacement du Pavillon de Suède. B : Photographie aérienne, avril 1988. Légende simplifiée.

À partir d'un modèle numérique de canopée (MNC) obtenu par extraction et analyse du nuage de points lidar correspondant au sommet des arbres, on observe que le peuplement arboré est toujours affecté par le glissement, particulièrement sur le bloc glissé amont, au pied de la cicatrice d'arrachement principale où un peuplement épars de jeunes conifères et d'arbustes recolonise le versant en pente forte calé sur l'arrachement. Le substrat correspond à des éboulis de pente fins, majoritairement des limons sablo-argileux, couvrant à peine les marnes lutétiennes (figure 76B). L'échelle de couleur de la cartographie de la hauteur de la canopée permet de distinguer trois zones (figure 76A) : en gris, correspondant aux segments de versants en pente forte, la végétation est très clairsemée et basse (1 m), constituée essentiellement de conifères ; en orangé, de part et d'autre de

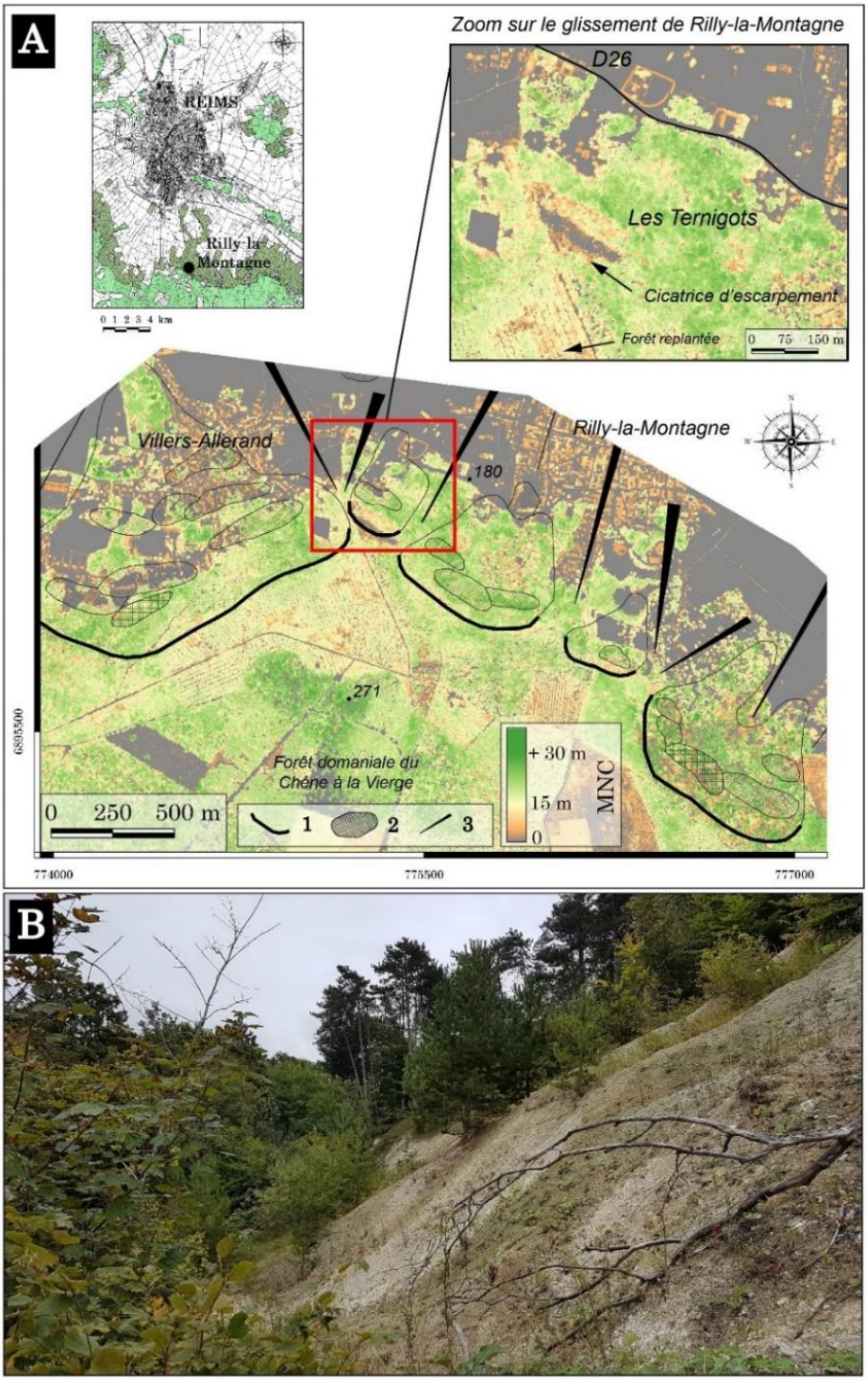


Figure 76. Influence du glissement sur les formations végétales (Rilly-la-Montagne).

A : Modèle numérique de la canopée. 1 : Cicatrice d'arrachement ; 2 : Replat ; 3 : versant originel. B : Aspect de la végétation au niveau de la cicatrice d'arrachement principale (17/09/2019).

l'escarpement principal et s'étendant surtout vers le glissement, la végétation est constituée de jeunes arbres dont la hauteur est comprise entre 2 et 15 mètres (associés à des herbacées hydrophiles) ou encore d'arbres anciens déplacés par le glissement et tentant de retrouver la verticalité par gravitropisme négatif ; en vert, un peuplement de conifères, de chênes et de charmes

d'âge mûr croît sur les secteurs moins affectés par le glissement. Leur hauteur peut dépasser 25 mètres, hauteurs moyennes des arbres peuplant la forêt de la Montagne de Reims.

L'analyse des formes à partir du MNT lidar sous SIG du glissement de Rilly-la-Montagne apporte, 35 ans après, des informations sur sa superficie et sur son modelé. L'escarpement principal (figures 77A et 78A), dans les niveaux marneux du Lutétien continental, délimite une couronne s'étendant d'est en ouest sur 500 m, actuelle bordure du plateau de la Montagne de Reims défini par les calcaires du Bartonien. En contre bas, deux volumineux blocs glissés et basculés encadrent une dépression (« graben ») correspondant à des petits blocs pincés séparés par des fissures transversales. La surface du bloc amont est recouverte par des lobes de coulées, qui nappent également, par endroits, l'escarpement principal. Les matériaux de coulée participent à l'hydromorphie (signalée par les prêles) due aux marnes lutétiennes de la partie supérieure des blocs. A la faveur des contre-pentes, les mares les plus étendues se trouvent aussi dans cette zone, dont la largeur maximale est de 200 m. De nombreuses sources jalonnent le glissement (figure 79), traduisant une modification du drainage qui peut être favorable à de nouveaux désordres. Néanmoins, la partie haute du glissement ne présente pas de signes d'activité majeurs depuis 1986.

En contre bas du glissement s.s., plusieurs coulées recouvrent le versant sur une distance longitudinale de 250 m. Hormis dans la zone non forestière du Pavillon de Suède, leur surface très irrégulière présente des fissures transversales (figures 77B3 et 78E) et des ravines. L'ensemble formé par les coulées est toujours en mouvement comme l'attestent les déformations d'un mur (reconstruit après 1986) délimitant une propriété (figure 78D). L'extension des coulées, limitée au secteur situé en amont de la route D 26, semble délimiter l'emprise du mouvement de 1986. Cependant, des désordres atteignent, en aval de la route, le vignoble dans lequel le modelé, peu identifiable sur l'image lidar, présente des ondulations (« vignes folles ») typiques de tensions affectant les formations superficielles. Il y a donc soit une superposition d'épisodes de mouvements de masse sur une durée indéterminée (figure 80), soit une poussée consécutive au glissement de 1986, que pourraient corroborer les fissures apparues sur la D 26 en 1988 (Marre, 1987). Quoiqu'il en soit, le lidar montre, sur le rebord du plateau, un réseau de tranchées crénelées (figure 77C) recoupé par le glissement ainsi que, sur le flanc sud-est du glissement, des trous d'obus preuve que s'il existait un glissement antérieur à la Grande Guerre, sa superficie (amont) était inférieure à celle du glissement actuel.

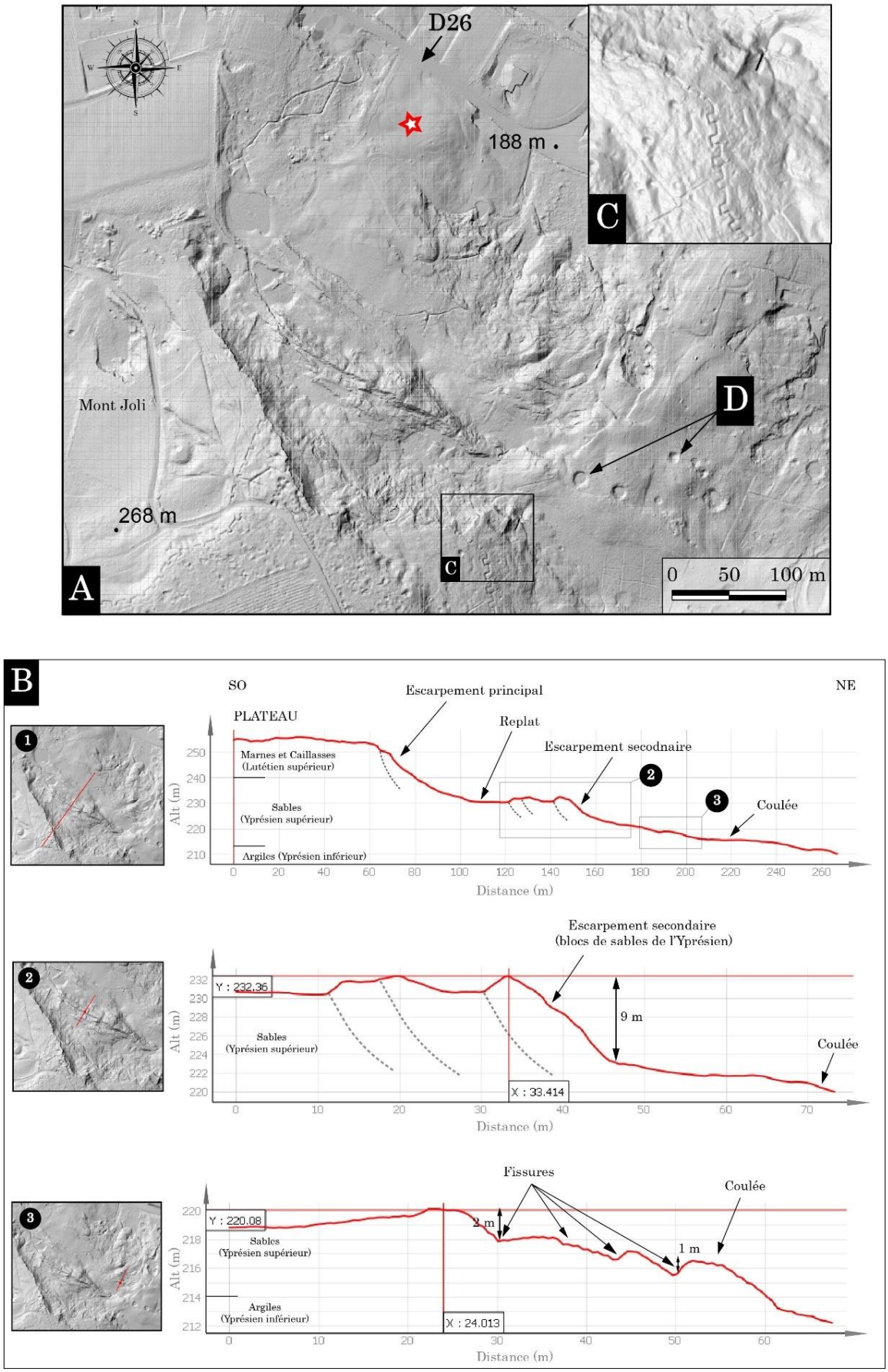


Figure 77. Modelé du glissement de Rilly-la-Montagne d'après l'image lidar (A) et profil topographique de 3 sections (B).

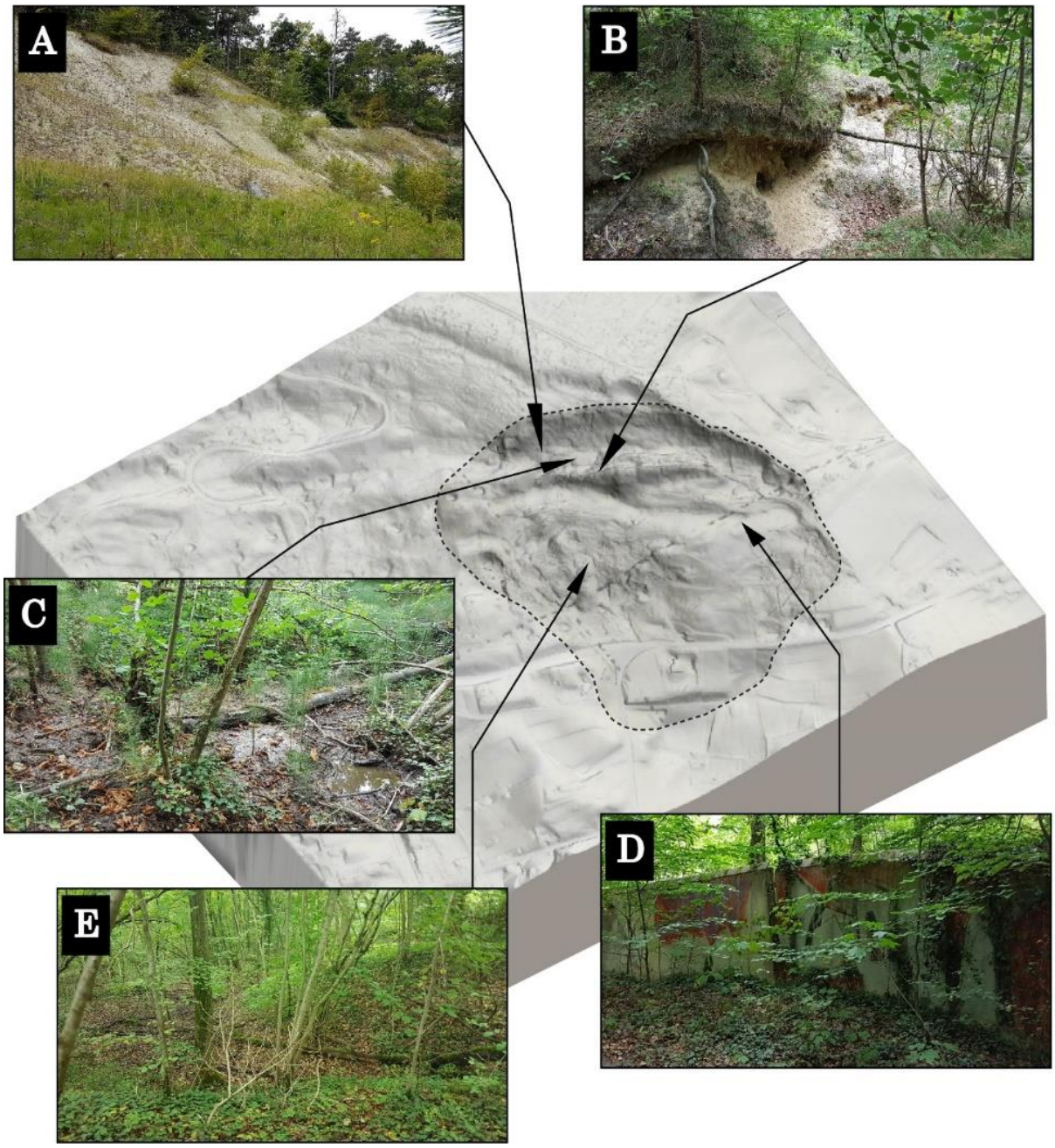
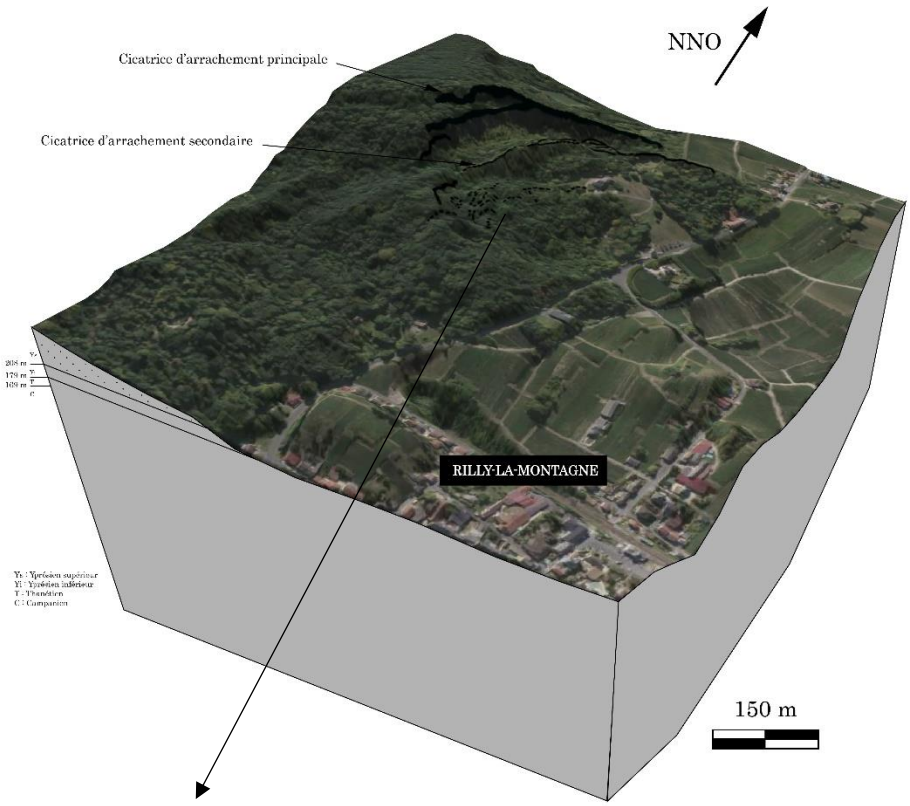


Figure 78. Quelques aspects de surface du glissement de Rilly-la-Montagne.

A : Arrachement principal. B : Basculement des sables de l'Yprésien supérieur. C : Zone humide située sur une contre-pente. D : Mur reconstruit et déformé par la coulée. E : Surface de la coulée.



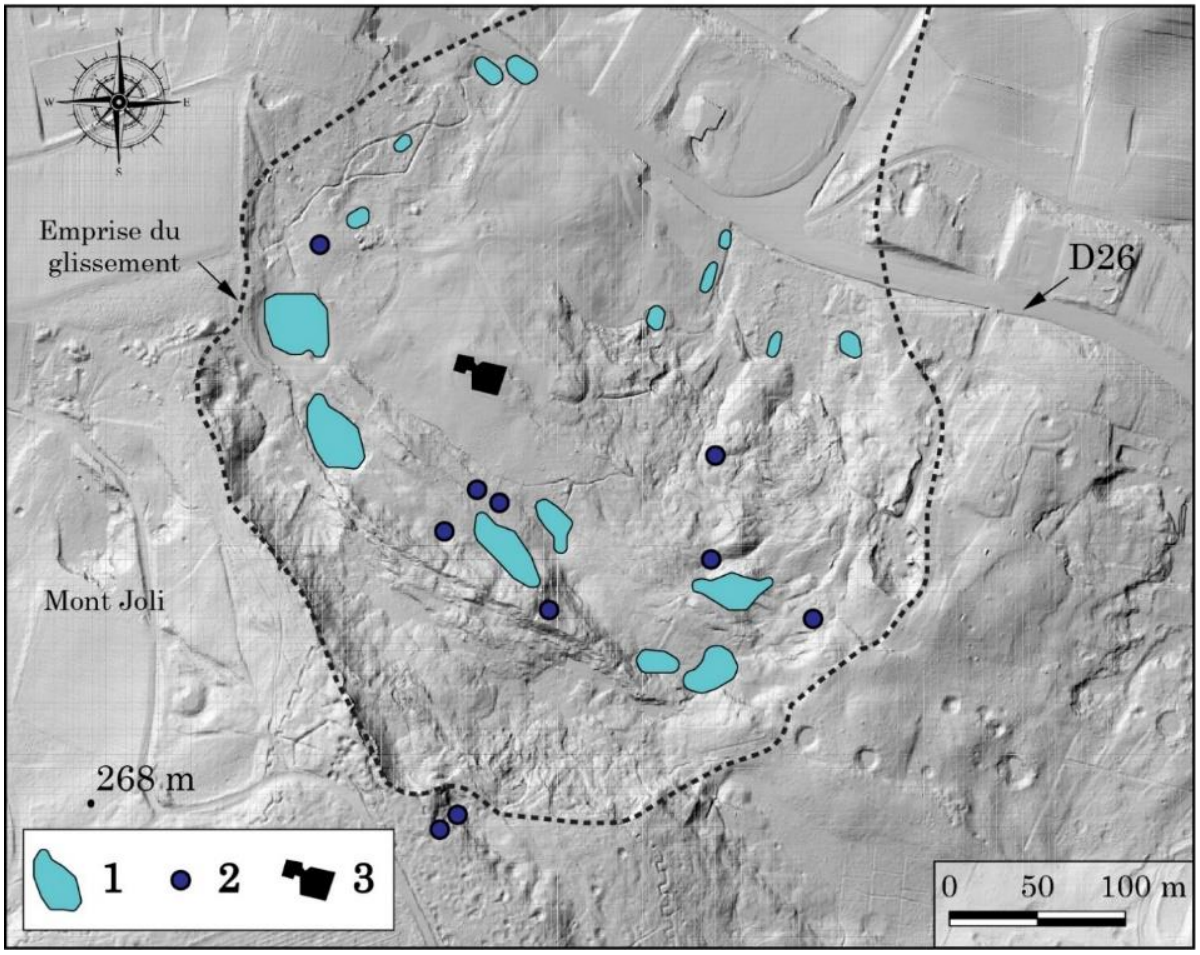


Figure 79. Hydrologie de surface du glissement.

1 : Mares permanentes ou temporaires ; 2 : Sources (d'après Marre, 1987) ; 3 : Pavillon.

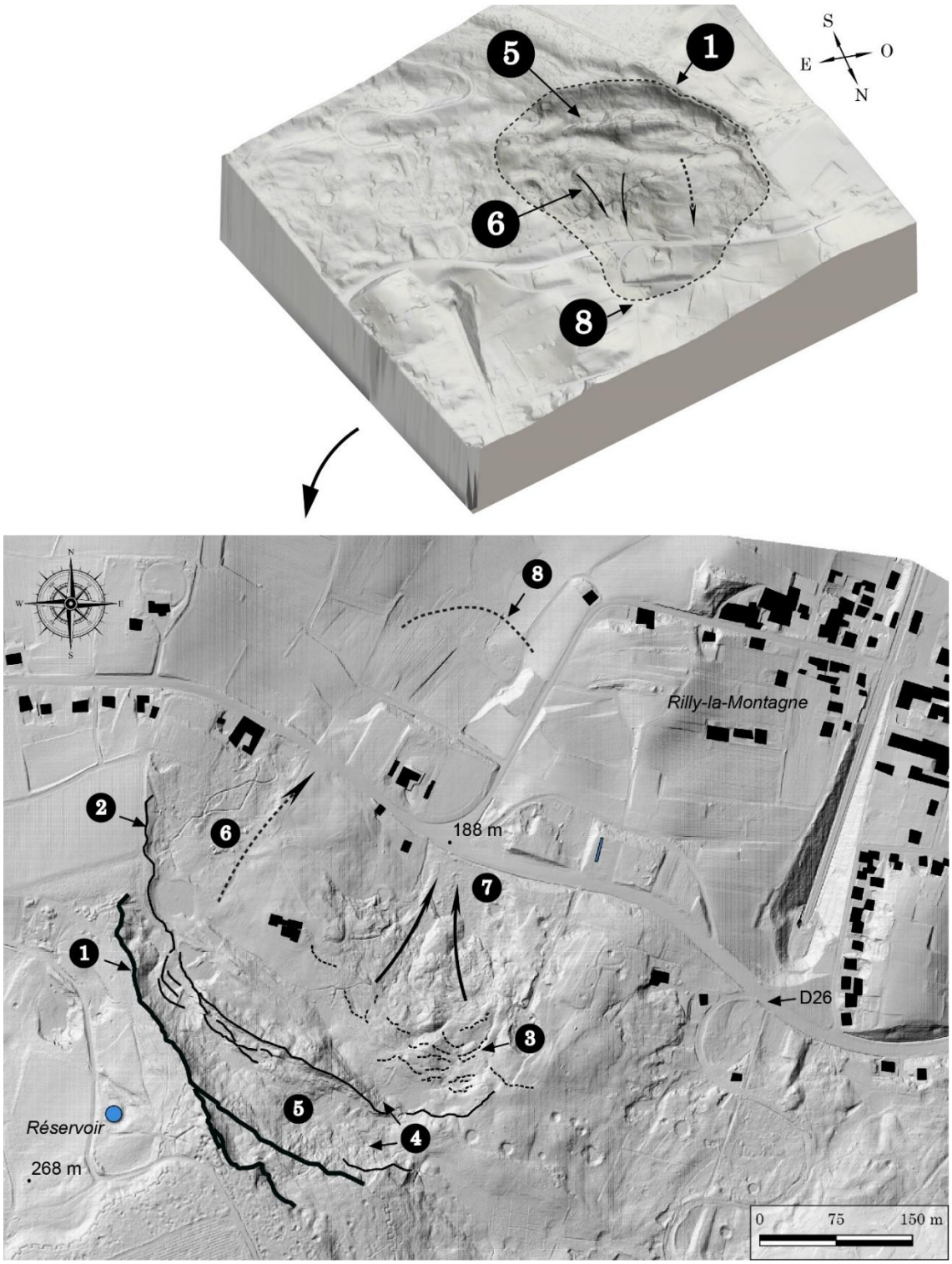


Figure 80. Morphologie du glissement de Rilly-la-Montagne d'après l'imagerie lidar.

1 : Cicatrice d'arrachement principale ; 2 : Cicatrice d'arrachement secondaire ; 3 : Fissures transversales ; 4 : Blocs glissés (Lutétien supérieur et Yprésien supérieur) ; 5 : Dépression ; 6 : Coulée régularisée (anthropisation) ; 7 : Coulées ; 8. Limite aval des désordres.

3.2.2. Le glissement de Champillon

En rive droite de la Marne, dans l'entonnoir de percée cataclinale, le glissement de Champillon, régulièrement réactivé depuis le début du siècle, affecte les terrains tertiaires du versant sud de la Montagne de Reims, dans le bassin versant du ruisseau de Champillon. Ce glissement est l'un des premiers décrit en Champagne par Poinsot, dans le bulletin de la Société d'étude des Sciences Naturelles de Reims, en 1946. La route, construite en 1852, subissait des déformations en arc de cercle jusqu'à être décalée d'un rayon de 13 à 14 mètres en aval du lieu-dit « les Rosières ». Son tracé n'a pas été remis en cause, et le segment endommagé a été conservé et transformé en parking qui existe encore aujourd'hui. La superficie totale du glissement est de 23 ha. La comparaison des photos aériennes de 1951, 1994 et 2011 ne montre pas d'évolution manifeste des formes associées au glissement (figure 81).

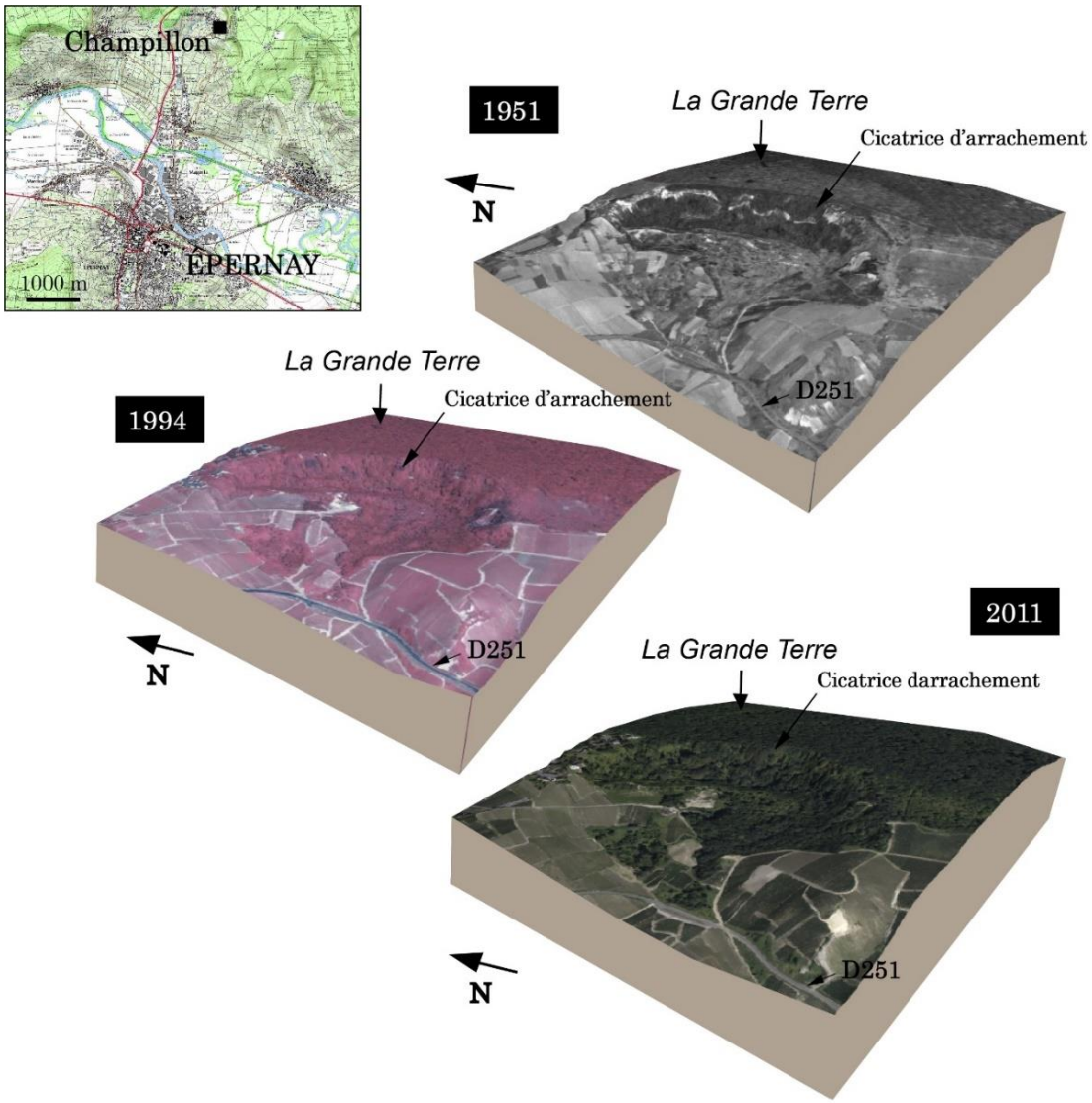


Figure 81. Évolution du glissement de Champillon (source des photos : IGN remonter le temps).

La cicatrice d'arrachement sur l'escarpement principal d'âge inconnu mais antérieure à 1850 d'après la carte d'état-major, est bien visible en 1951. Elle est colonisée en 1994 par une végétation forestière, de même que le corps du glissement (au lieu-dit les Rosières). A l'extrémité nord du mouvement, la coulée, remodelée et aplanie, a été plantée en vignes et supporte aussi un terrain de sport. A l'inverse, quelques parcelles de vignes ont été rendues à la forêt à proximité de la D 251, c'est-à-dire sur la partie aval de la coulée.

L'analyse du MNC permet de voir l'influence du glissement sur les peuplements végétaux (figure 82). Ainsi sur la couronne, à l'amont du glissement, la hauteur des arbres dépasse les 25 m (couleur verte du rebord du plateau dit la Grande Terre), mais n'excède pas 10 à 15 m sur l'escarpement lui-même (couleur jaune). Sur le replat au pied de l'escarpement, on retrouve à nouveau un peuplement de ligneux dont la taille dépasse 20 m de hauteur, qui laisse place, en bordure ouest du replat, à une végétation basse (couleur grise) : il s'agit d'une ancienne décharge de gravats superposée à la coulée. A l'exception de ce secteur, et contrairement à l'exemple de Rilly-la-Montagne, à partir d'une date indéterminée comprise entre 1951 et 1985, le glissement de Champillon ne présente plus de zone de recolonisation végétale basse. En revanche, une coulée manifestement active (remaniant la première) est couverte d'une végétation plus basse (inférieure à 5 m) (figures 82 et 83B).

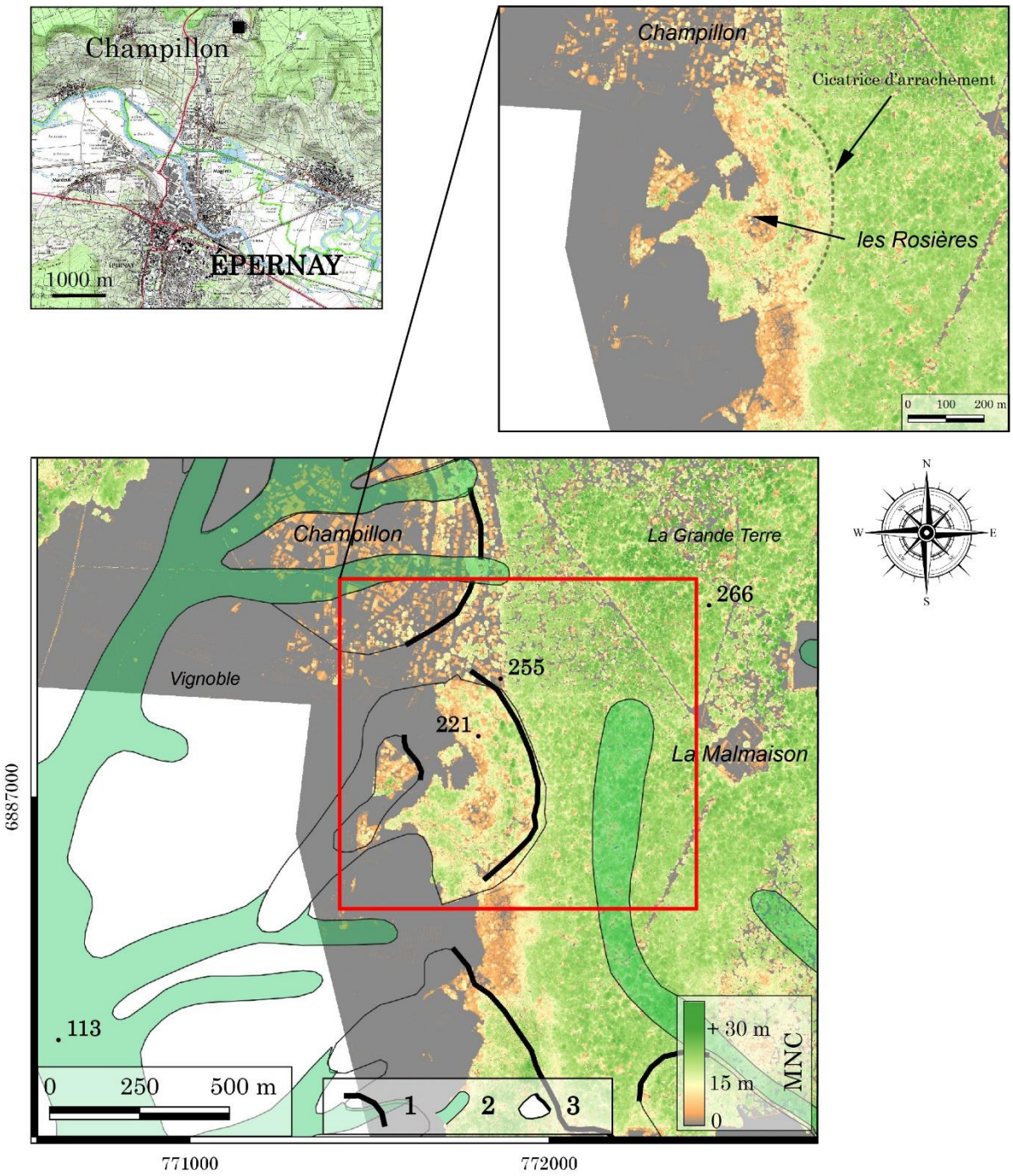


Figure 82. Caractéristiques des formations végétales et emprise du glissement de Champillon.
1 : Cicatrice d'arrachement ; 2 : vallon ; 3 : Mouvements de terrain (glissement et coulée anciens et coulée récente).

Les éperons crayeux qui contraignent la coulée sont plantés en vigne et apparaissent donc en gris sur le MNC ainsi que sur l'image traitée sous le logiciel *Relief Vizualisation Toolbox* RVT (figure 83A).

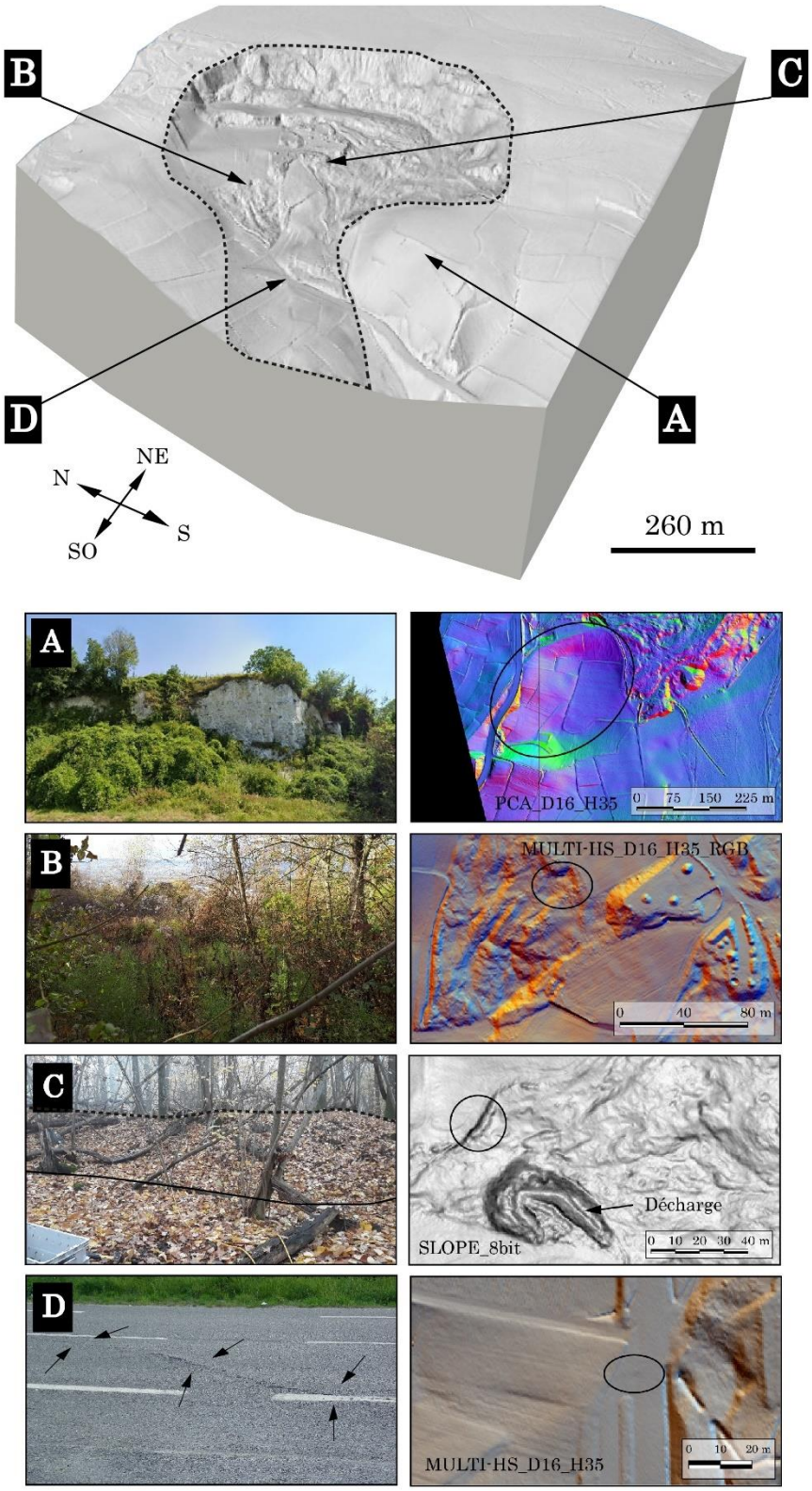


Figure 83. Détails de la morphologie du glissement de Champillon.

A : Éperon crayeux. B : Coulée récente (zone humide à prêles). C : Coulée. D : Fissures transversales sur la route.

Le MNT lidar du versant de Champillon permet de distinguer la zone d'ablation dominée par un escarpement de tête haut de 30 m et long de 1 045 m entaillant les terrains argilo-marneux du Bartonien supérieur et les Marnes et Caillasses du Lutétien supérieur. Ces niveaux peu résistants nourrissent, dans la partie nord, des éboulis-coulées d'ampleur variable couvrant partiellement l'escarpement et se terminant en lobes sur le replat de glissement (figure 83A et C). Le corps de la masse glissée présente, dans la partie nord, un replat massif à contrepente (altitude 220 m) dont la largeur (80 m) (figure 83A et C) diminue vers le sud au profit de coulées qui s'engouffrent dans un vallon entaillant la craie (figures 83A et 84D). Cet ensemble de coulées long d'environ 300 m et dont la surface est bosselée (et boisée) couvre 5,6 ha (figure 83B). Une partie du secteur a été utilisée comme décharge au siècle dernier (figure 83C). Le modelé de coulée n'est plus discernable sur l'image lidar à partir de la cote 175 m (dans le vignoble), bien qu'une langue s'étende, d'après la carte géologique (Hatrival, 1977), jusqu'à la cote 130 m en contrebas de la D251. Des déformations sont d'ailleurs observables sur la route (fissures, figure 83D) et encore en contrebas dans le vallon (bombements) jusqu'au pied de la coulée reposant sur la craie. Une centaine de mètres plus au nord, en amont de la route, le lidar met également en évidence une zone très irrégulière, d'une surface de 1,5 ha environ (figures 82A et 84B), qui correspond à une coulée secondaire superposée à la première, colonisée par de jeunes arbres et des prêles (figures 83B et 85). Cette coulée semble se réactiver comme l'indique un ressaut dans une parcelle en amont (figure 85), à moins qu'il ne s'agisse du foirage d'un remblaiement anthropique. La photo aérienne de 1994 montre d'ailleurs un cheminement (en partie en lisière d'un bois) sur le même tracé toujours visible dans la parcelle en vigne en 2011 (figures 85 et 86). Le cliché de 1951 montre en outre que la parcelle affectée était en partie boisée durant la deuxième moitié du siècle dernier, et peut-être faut-il voir là une relation entre occupation des sols, bilan hydrique et morphogenèse.

L'emprise totale du glissement (figures 82 et 87) ne semble donc pas s'être accrue depuis le levé de la carte géologique (Hatrival, 1977). En revanche, l'ensemble présente des signes d'activité (déformations de surface : bombements et fissures) et en outre, en dehors des parcelles de vigne, le couvert végétal s'est densifié, modifiant nécessairement le bilan hydrique et l'équilibre dynamique de ce secteur. Dans les faits, le glissement continue chaque année de causer des dégâts sur la route et dans le vignoble.

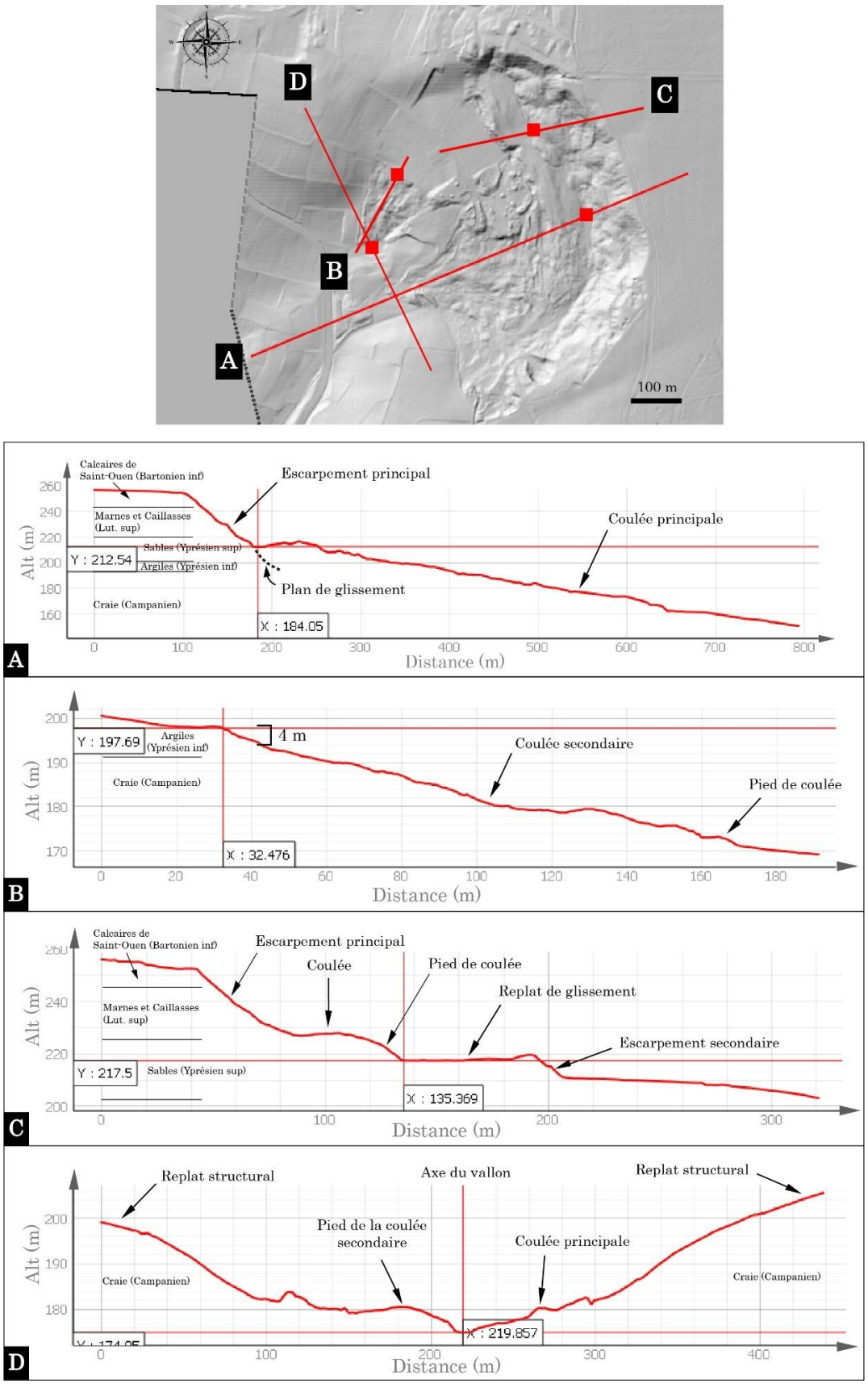


Figure 84. Profils en long et en travers du glissement de Champillon (issus du plugin « *Terrain profil* » de QGIS).

A : Profil longitudinal de l'ensemble du glissement et de la coulée. B : Profil longitudinal de la coulée secondaire. C : Le replat de glissement. D : Profil transversal au vallon.

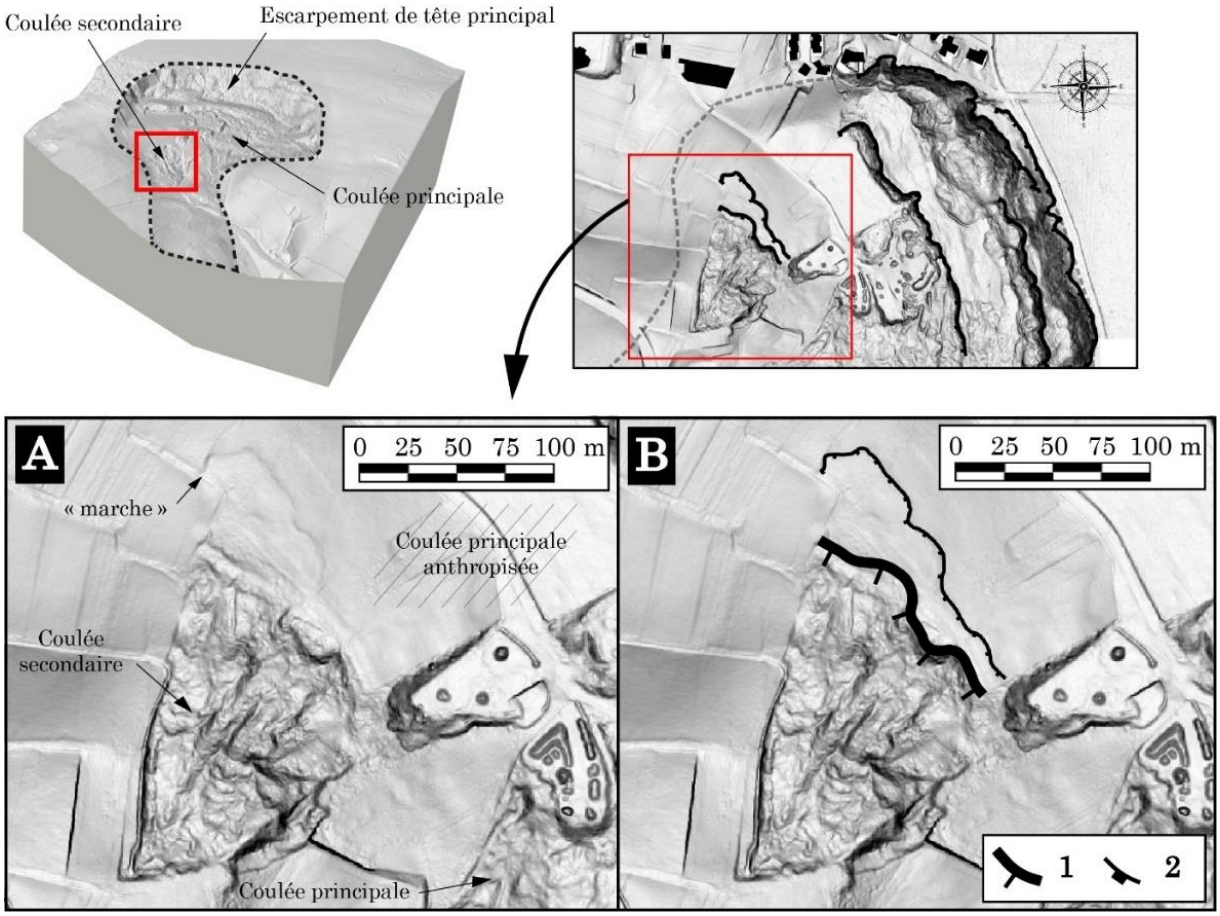


Figure 85. Générations de coulées : réactivations dans le glissement de Champillon.

A : Modelé de la coulée secondaire. B : Digitalisation de l'instabilité nouvelle sous SIG. 1 : Arrachement ; 2 : Arrachement secondaire.

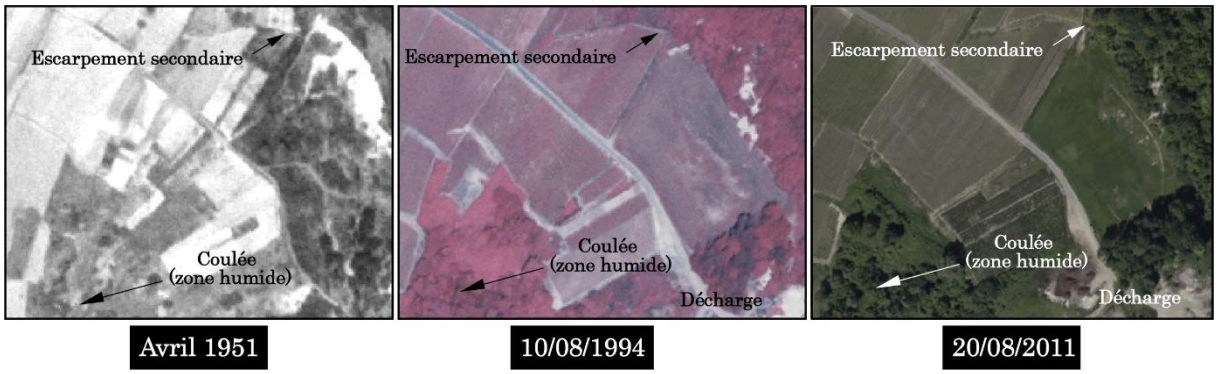


Figure 86. Photographies aériennes de la coulée secondaire du glissement de Champillon.

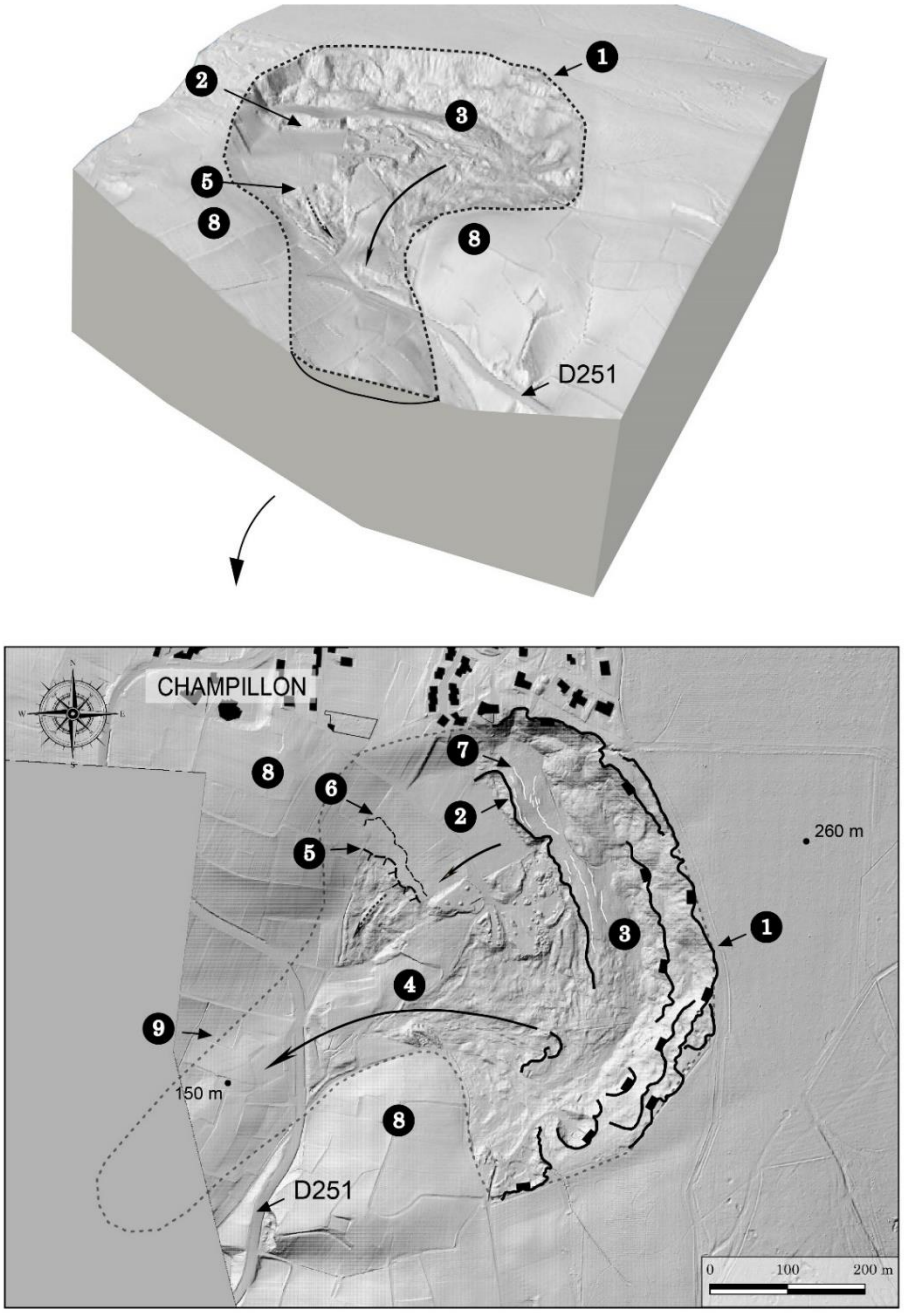


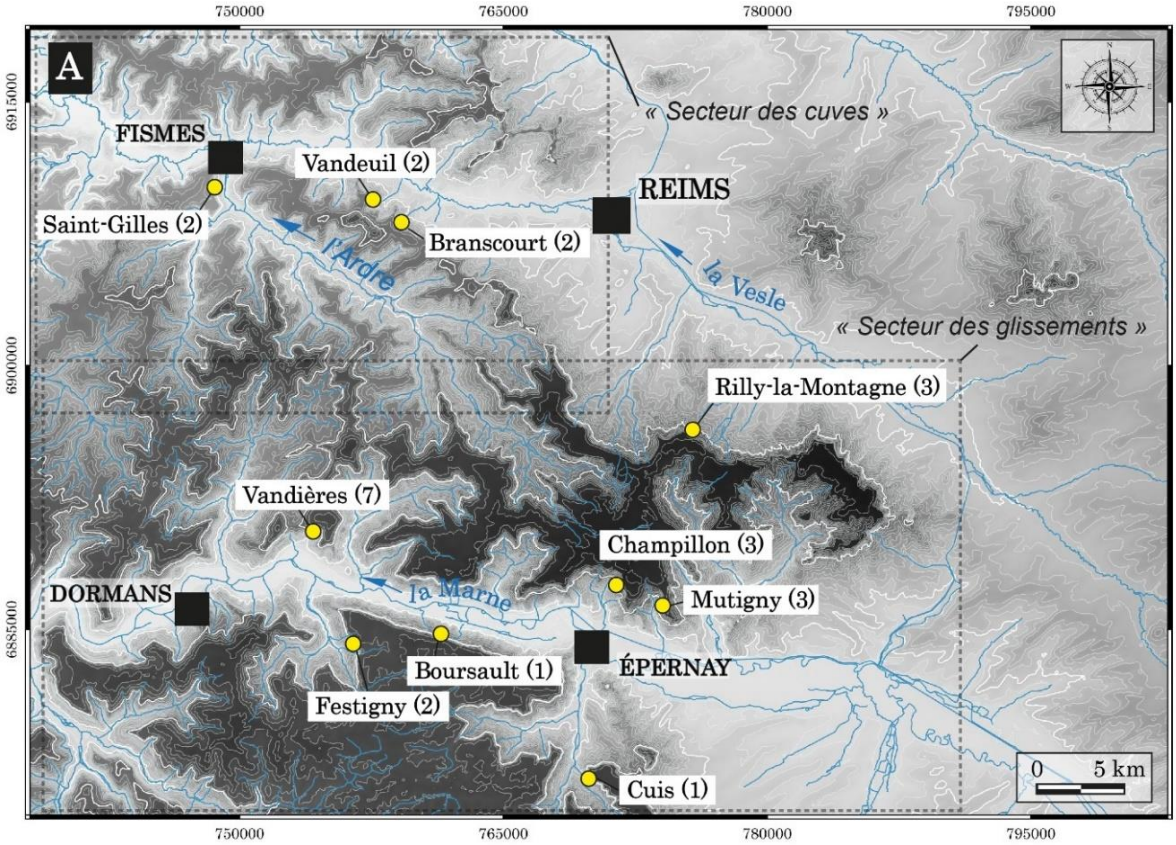
Figure 87. Morphologie du glissement de Champillon.

1 : Cicatrice d'arrachement principale ; 2 : Cicatrice d'arrachement secondaire ; 3 : Replat de glissement ; 4 : Coulées principales ; 5 : Cicatrice de la coulée secondaire ; 6 : Ressaut ; 7 : Fissures de détente ; 8 : Replat structural (toit de la craie) ; 9 : Limite de l'ensemble glissement-coulée.

4. La structure interne des glissements

Lors de quatre campagnes de terrain, 25 profils géophysiques (résistivité électrique) ont été réalisés sur sept glissements et/ou coulées des secteurs de la Montagne de Reims et de la vallée de la Marne (figure 88). Les campagnes se sont déroulées en novembre 2018 et 2019, en septembre 2019 et 2020, et en juin 2020, cette dernière présentant des conditions saisonnières (plus humides) a priori un

peu différente des 4 autres. Le choix des profils est parfois conditionné par l'accessibilité des parcelles (propriétés clôturées, absence de cheminements), mais tient surtout à l'activité manifeste des mouvements de terrain – quelle que soit leur ampleur – et à la volonté d'en savoir plus sur des mouvements déjà étudiés (mais sans tomographie) : Rilly-la-Montagne (Marre, 1987), Cuis (Guérémy et Vejux, 1987), Mutigny (Marre et al., 1997), Vandières, Boursault, Festigny (Bollot, 2014) et Champillon (Cozeret, 1987 ; Bollot, 2014).



B

Campagne	Date	Nb de profils
Campagne 1	novembre 2018	10 profils
Campagne 2	septembre 2019	2 profils
Campagne 3	novembre 2019	4 profils
Campagne 4	juin/juillet 2020	7 profils
Campagne 5	septembre 2020	2 profils

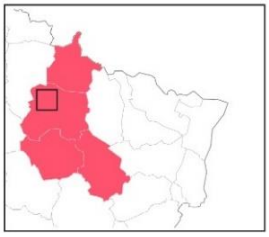


Figure 88. Localisation des profils géophysiques (A) (le nombre de transects réalisés sur chaque est renseigné entre-parenthèses) et date des investigations (B).

La mesure de la résistivité électrique de matériaux déplacés et in situ constituant un versant renseigne sur leur teneur en eau, leur nature et leur disposition, par conséquent il est possible d'établir, à partir d'une tomographie, la structure interne des mouvements de terrain et également de déterminer leur volume. En outre, les secteurs humides (de faible résistivité) renseignent sur les trajets que cette eau emprunte. Or une des causes premières des mouvements de masse de type

glissement et/ou coulée est un bilan hydrologique excédentaire (Bollot *et al*, 2015) déstabilisant les roches en place et/ou les formations superficielles. L'interprétation des tomogrammes se base aussi sur la connaissance de la lithostratigraphie initiale des versants, et s'appuie donc sur les données de la Banque du Sous-Sol du BRGM.

4.1. Le glissement de Cuis

Le glissement des « Marottes », en rive droite du Darcy sur la commune de Cuis, affecte le versant occidental de la Montagne d'Avize, 6 km au sud d'Epernay (figure 89A). Le versant recoupe, du bas vers le haut, la craie campanienne et la série éocène. Le bas de versant, taillé dans la craie, est en pente forte (15°) et le segment taillé dans les argiles et les sables de l'Yprésien inférieur et supérieur puis dans les marnes du Lutétien supérieur est en pente plus faible (11°). Une corniche calcaire, à vif ou couverte de dépôts de pente périglaciaires (Guérémy et Vejux, 1987) domine le tout (figure 89B). Dans l'Eocène de la Montagne d'Avize, l'aquifère multicouche (calcaire du Bartonien et sable de l'Yprésien supérieur séparés par les marnes du Lutétien supérieur) est peu développé. Le glissement des Marottes, survenu en 1988, correspond à une réactivation de la coulée d'un glissement rotationnel holocène remaniant lui-même un glissement « pléistocène » (puisque son escarpement de tête est régularisé par des dépôts grésiformes de période froide, qui sont emportés là où l'escarpement de tête a rejoué, voir la figure 89B). La coulée produite par la phase de glissement holocène débute à 195 m et se divise en deux langues qui empruntent des vallons entaillant la craie. La coulée nord est celle qui a subi une réactivation en 1988, et la tomographie électrique la recoupe transversalement au niveau de la route D 240, juste avant l'entrée du vallon (figure 89A et B).

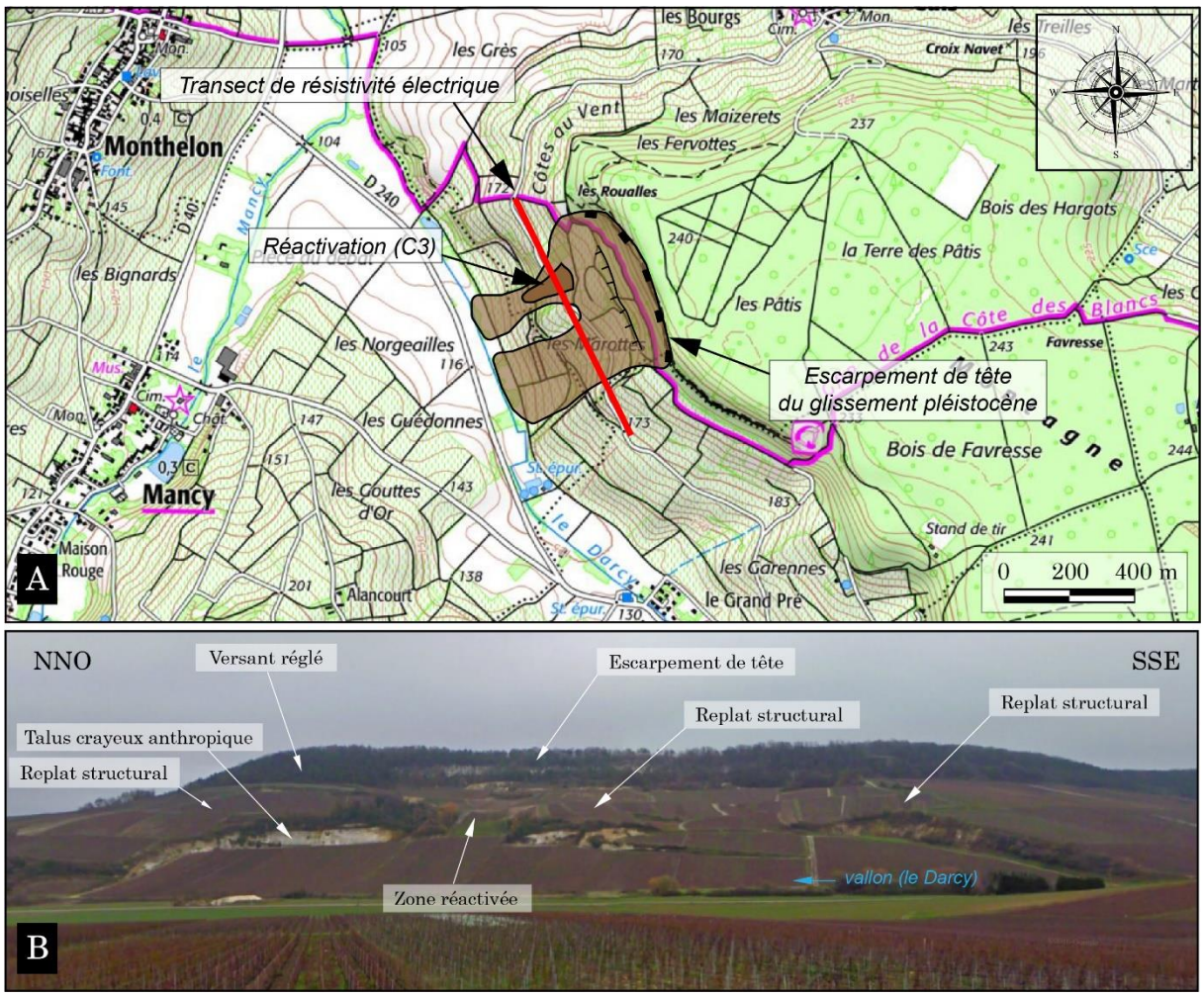


Figure 89. Le glissement de Cuis.

A : Emprise et contexte topographique. B : Panorama du glissement.

Sur la tomographie (figure 90A), le toit de la craie est signalé par les volumes de forte résistivité (jusqu'à 700 Ohm.m). Au contact de la craie (vers le haut) se trouve une zone de très faible résistivité (10 Ohm.m) traduisant la discontinuité qui sépare la craie des formations superficielles sus-jacentes : c'est la surface de séparation entre les matériaux de la coulée et le substrat crayeux, qui draine les eaux infiltrées. Au-dessus de cette surface la résistivité est un peu moins faible (30 Ohm.m) dans les matériaux déplacés (et les sols), et les écarts de résistivité correspondent probablement à l'hétérogénéité de ces matériaux issus des niveaux argileux, sableux, marneux et calcaire de la série éocène. Au total, le long de ce transect, le versant est uniformément recouvert de formations superficielles sur une épaisseur pouvant atteindre 10 m (figure 90B). La réactivation de 1988, située entre les points 280 et 300 (distance horizontale en m) apparait donc comme un épiphénomène, qui s'est pourtant soldé par la destruction totale de la parcelle située dans le vallon en contre-bas de la route et de celle en amont de la route. Il est notoire que le défaut de drainage à l'origine de cette réactivation a été accentué par des « aménagements spontanés » dans les parcelles

du haut du versant (initiatives privées qui ne sont pas toujours bienvenues). À l'extrémité SE du profil, le niveau superficiel de très forte résistivité a une origine anthropique : c'est le remblaiement graveleux d'un parking.

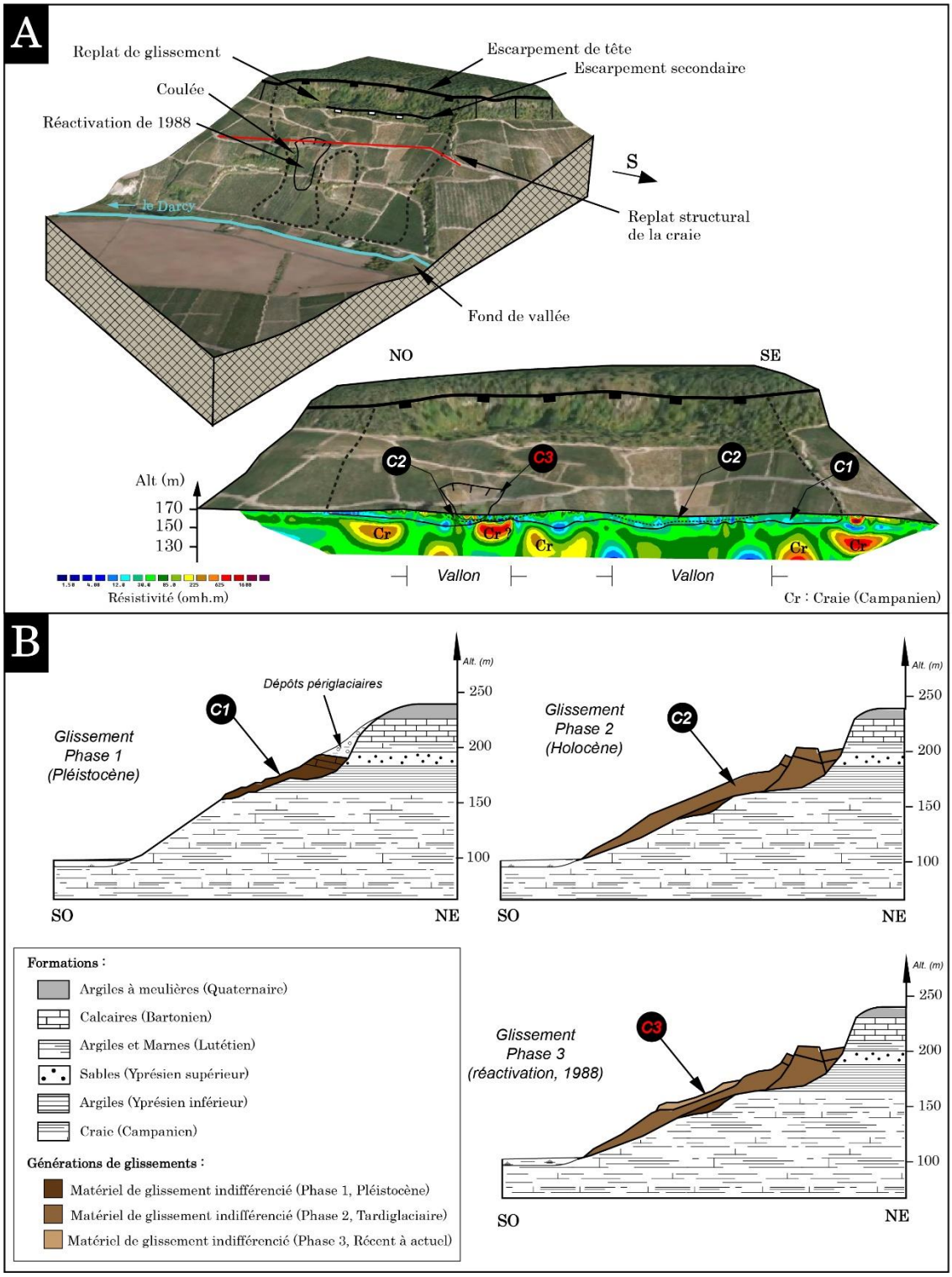


Figure 90. Interprétation du glissement de Cuis.

A : Relation entre la structure interne et le modelé (source : BD RGEAlti de l'IGN). B : Les phases du glissement de Cuis (d'après Guérémy et Vejux, 1987).

4.2. Le glissement de Rilly-la-Montagne

Le glissement de Rilly-la-Montagne, survenu en 1986, a fait l'objet d'une cartographie à grande échelle dans l'année qui a suivi l'événement (figures 75), donnant une bonne image du bouleversement de la topographie et de la structure initiale d'un versant intact (à cet endroit) du flanc nord de la montagne de Reims (cartographié en 1972, Wiedmann, 1976). Une nouvelle carte a été levée en 1988 (Marre, 1987), illustrant l'effet des « répliques » postérieures au glissement.
Le glissement occupe la partie supérieure du versant où affleure la série tertiaire, entre la surface du plateau (Bartonien) et le replat structural défini par les calcaires du Thanétien. Afin d'établir la circulation en eau au sein de la masse glissée et de mettre en évidence la structure interne du glissement, trois profils de résistivité ont été établis. Le premier profil (novembre 2018), est effectué le plus longitudinalement possible au sens de la coulée, partant de la couronne et rejoignant la route D 26 dans le village. Deux autres profils, transversaux (septembre 2019), sont réalisés transversalement à la masse glissée et recoupent le premier profil, ce qui permet de replacer les tomogrammes une fois établis, et de vérifier leur concordance. Tous deux sont réalisés d'un bord à l'autre la partie amont du glissement (figure 91A et B), le plus perpendiculairement possible au premier : en effet, les conditions du terrain compliquent le tracé (buttes, densité forestière, fossés).

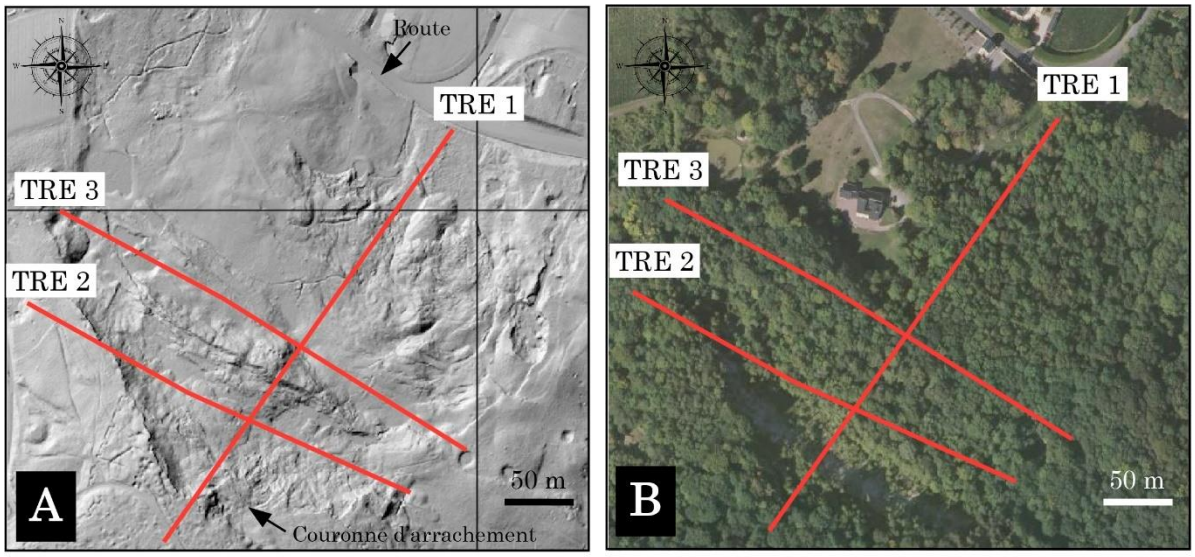


Figure 91. Localisation des profils de résistivités sur le glissement de Rilly-la-Montagne.
A : Vue lidar du glissement et position des transects de résistivité électrique. B : Photographie aérienne du glissement prise en 2011 (51 cm de résolution, source : IGN).

Le profil 1 (figure 92A) présente, du sud vers le nord, la couronne du glissement (c'est-à-dire le rebord du plateau, Bartonien), puis le premier bloc glissé (à partir du point 440) composé de bas en

haut de sables yprésiens (80 à 600 Ohm.m), de marnes lutétiennes (12 Ohm.m) et de marnes et calcaires bartoniens (30 Ohm.m). En profondeur, le sondage électrique n'atteint pas le plan de cisaillement qui entame – en toute logique – les argiles de l'Yprésien inférieur. Des cisaillements secondaires débitent la partie supérieure de ce bloc (point 400 et 360). Le deuxième bloc glissé (à partir du point 320), est constitué d'argiles de l'Yprésien inférieur (10 Ohm.m à l'emplacement du plan de cisaillement), de sables de l'Yprésien supérieur (de 200 à 1600 Ohm.m) et d'un remplissage colluvial humide sur le replat en contre-pente (< 30 Ohm.m). Au point 200 débute la coulée, ravinante sur les argiles de l'Yprésien inférieur. Le plan de recouvrement est souligné par des résistivités de l'ordre de 12 Ohm.m. Il s'agit donc d'un glissement rotationnel dont la profondeur maximale dépasse 50 m (le plan de cisaillement du bloc 1 descend au moins jusqu'à 190 m (dans l'Yprésien inférieur), ce qui en fait le mouvement récent (pour ne pas dire actuel) le plus volumineux de tout le vignoble.

Le profil 2 (figure 92B) relie les deux flancs du glissement en traversant le premier bloc. Le plan de cisaillement (résistivité < 12 Ohm.m) se suit à une profondeur moyenne d'une trentaine de mètres sous la surface topographique, dans les argiles de l'Yprésien inférieur (qui ne sont plus dans leur position initiale au-dessus de cette limite). Il apparait en outre qu'il existe deux plans de glissement distincts, et que chacun présente un profil transversal très irrégulier. Cette configuration traduit un emboitement de glissements, des profondeurs de rupture variées, ce qui tient sans doute à la topographie initiale et peut-être aussi aux variations latérales de faciès dans la série éocène. Entre les points 0 et 280, les fortes résistivités en surface (jusqu'à 625 Ohm.m) correspondent aux sables de l'Yprésien supérieur et aux marnes du Lutétien entrainés dans le glissement.

Le profil 3 (figure 92C) suit la jonction entre le glissement et deux coulées (résistivité < 30 Ohm.m pour les coulées et < à 12 Ohm.m pour les plans de recouvrement). Une coulée apparait entre les points 120 et 280, une autre au-delà du point 360 et leur épaisseur atteint une quinzaine de mètres. Les volumes de forte résistivité (> 200 Ohm.m) correspondent aux sables de l'Yprésien supérieur et le plan de cisaillement de l'aval du glissement apparait probablement entre les points 240 et 320 (résistivité < 4 Ohm.m), à une profondeur d'une quarantaine de mètres.

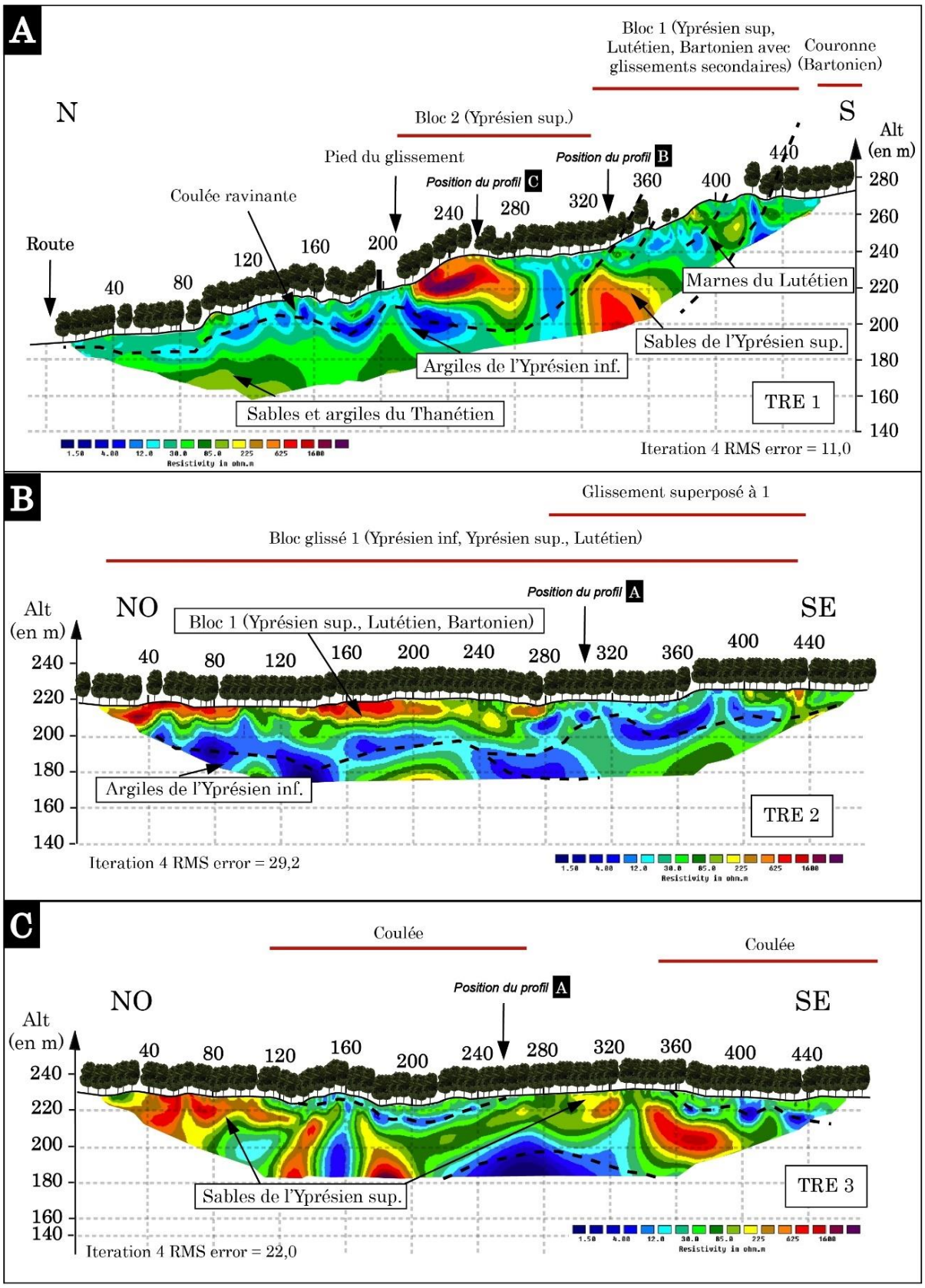


Figure 92. Profils de résistivité électrique sur le glissement de Rilly-la-Montagne.

A : Transect de résistivité électrique 1 (longitudinal). B : Transect de résistivité électrique 2 (transversal). C : Transect de résistivité électrique 3 (transversal).

4.3. Le glissement de Champillon

Sur la commune de Champillon, l'exploitation de l'imagerie lidar a permis de dresser une cartographie de ce mouvement de terrain à partir de plusieurs clés de lecture (analyse du couvert végétale, morphologie de surface), d'en délimiter l'emprise et d'en reconnaître l'activité récente (cf. supra, p. 127-134). Trois profils de résistivité électrique permettent d'en déterminer la structure interne (figure 93) : deux profils longitudinaux (TRE 1 part du pied de l'escarpement de tête, TRE 2 du pied du glissement (s.s.) et un profil transversal (TRE 3) recoupant obliquement le vallon canalisant les coulées à l'aval du glissement.

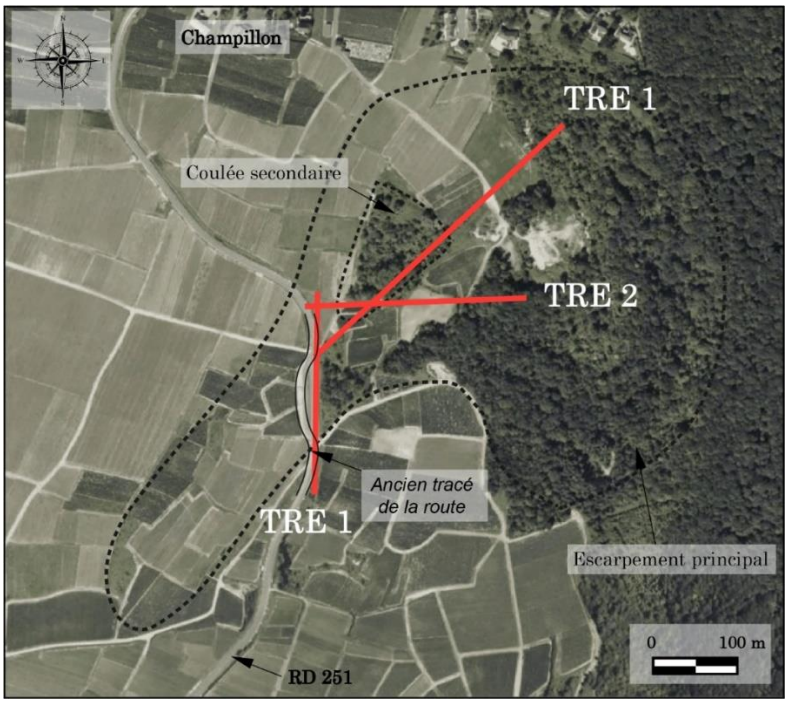


Figure 93. Le glissement de Champillon : position des transects de résistivité électrique (TRE).

Le profil 1 (figure 94A) présente nettement deux ensembles séparés par une zone de faible résistivité (< 12 Ohm.m). La partie profonde correspond essentiellement à la craie (forte résistivité, entre 80 et 200 Ohm.m en moyenne) dont le « toit » se situe vers 180 m d'altitude. A partir du point 360 (distance horizontale), l'altitude du sommet de la craie s'abaisse : cela correspond à la partie du versant où cette formation affleurerait si elle n'était pas recouverte par une coulée. Entre les points 160 et 360, la craie est encore couverte par les argiles de l'Yprésien inférieur dans lesquelles se trouvent la surface de contact entre la coulée et le substrat. C'est le plan de recouvrement, qui prolonge le plan de cisaillement (courbe) visible dans la partie amont du profil. Ce dernier affecte l'ensemble des formations éocènes, et isole, sur la coupe, un bloc glissé dont l'épaisseur est d'au moins 30 m. En surface de ce bloc, les volumes de forte résistivité (200 à 600 Ohm.m) correspondent

aux sables de l'Yprésien supérieur, jadis exploités à cet endroit (carrières Lanson). Se retrouvent donc, d'amont en aval, le glissement (et le pied de glissement) puis la coulée dont l'épaisseur n'excède pas une dizaine de mètres. Le profil 2 (figure 94B) montre la coulée ravinante sur la craie et dans la partie amont, sur la coulée, les restes d'une décharge de gravats (autour du point 40) qui semble d'ailleurs avoir modifié le drainage souterrain de l'eau (souligné par les faibles valeurs de résistivité, < 30 Ohm.m). Le profil 3 (figure 94C), transversal et recoupant l'aval d'un vallon entaillant la craie met en évidence deux générations de coulées dont l'emboitement s'observe autour du point 160.

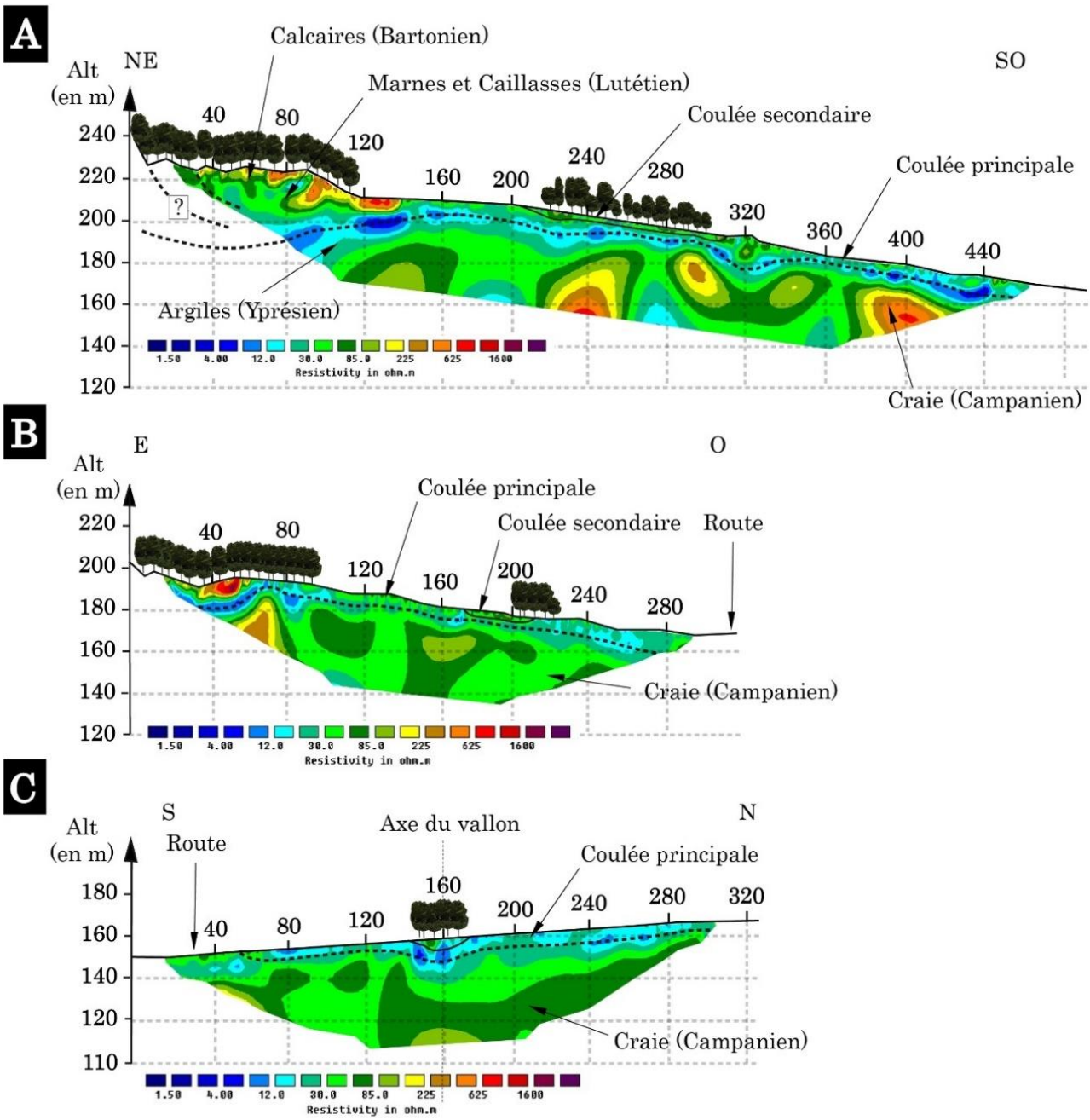


Figure 94. Tomogrammes de résistivité électrique du glissement de Champillon.

A : TRE 1, longitudinal. B : TRE 2, longitudinal. C : TRE 3, transversal au glissement.

4.4. Le glissement de Festigny

Sur la commune de Festigny, le versant compris entre le Mesnil-le Huttier (126 m) et Chêne la Reine (222 m) présente dans sa partie basse une anomalie d'affleurement interprétée comme un « glissement en masse à stratification conservée » (Hatrival, 1977) affectant d'un bloc argile et sable de l'Yprésien inférieur et supérieur, tuffeau du Lutétien moyen et Marnes et Caillasses du Lutétien supérieur (figure 95). L'ensemble se serait détaché « à la faveur de conditions climatiques périglaciaires ». C'est sur le haut en pente forte (18°) du même versant que s'observe des glissements récents (XXème siècle) et actuels (2019) sur des parcelles forestières ou plantées en vigne (cf. supra, figure 60 p. 97).

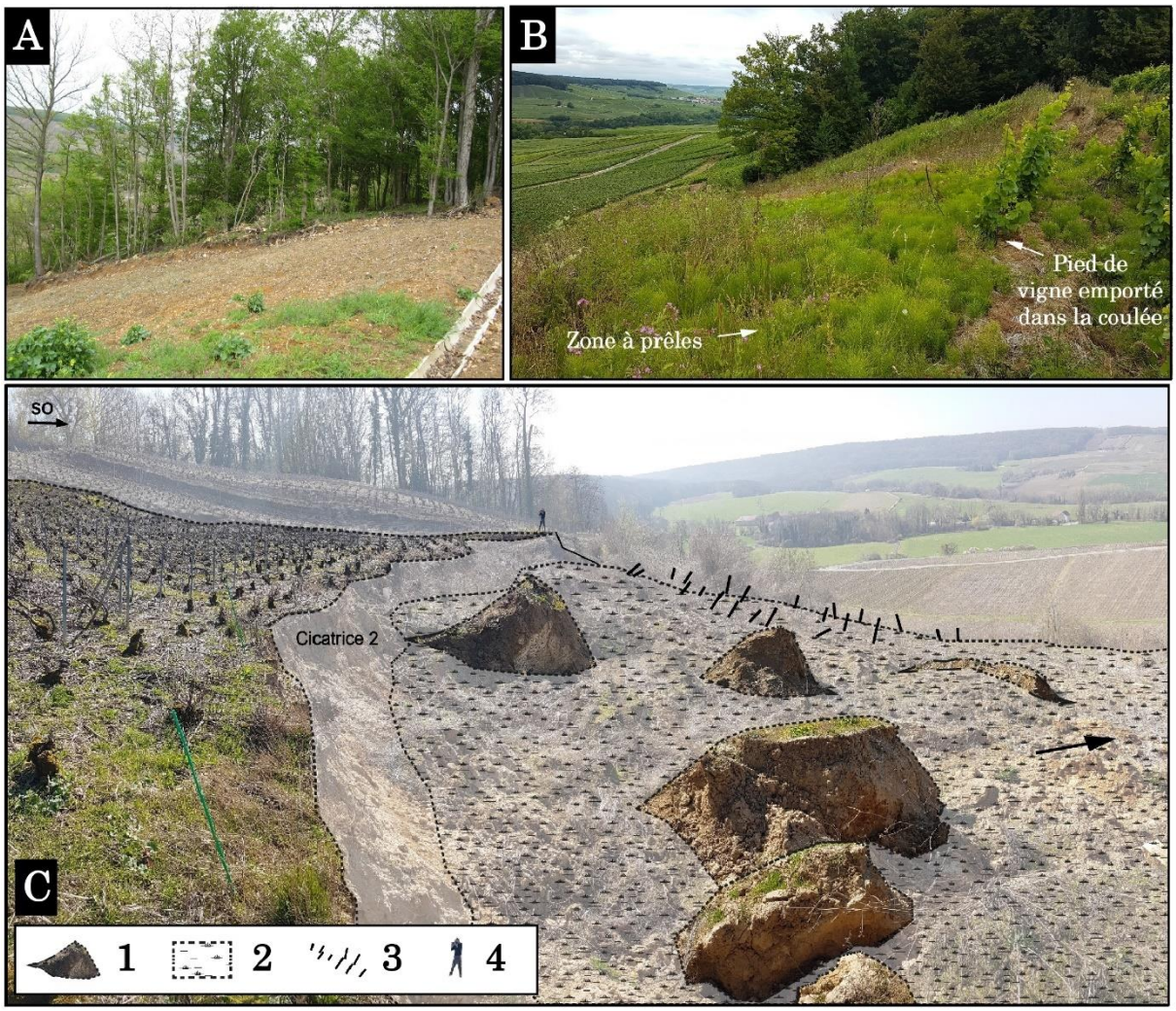


Figure 95. Le glissement de Festigny.

A : Emplacement du futur glissement en avril 2008 (photographie : N. Bollot). B : le glissement en juillet 2020, zone à prêles. C : Le glissement en mars 2019. 1 : Blocs glissés ; 2 : Matériaux de la coulée ; 3 : Piquets de vigne emportés dans le glissement ; 4 : Le personnage donne l'échelle.

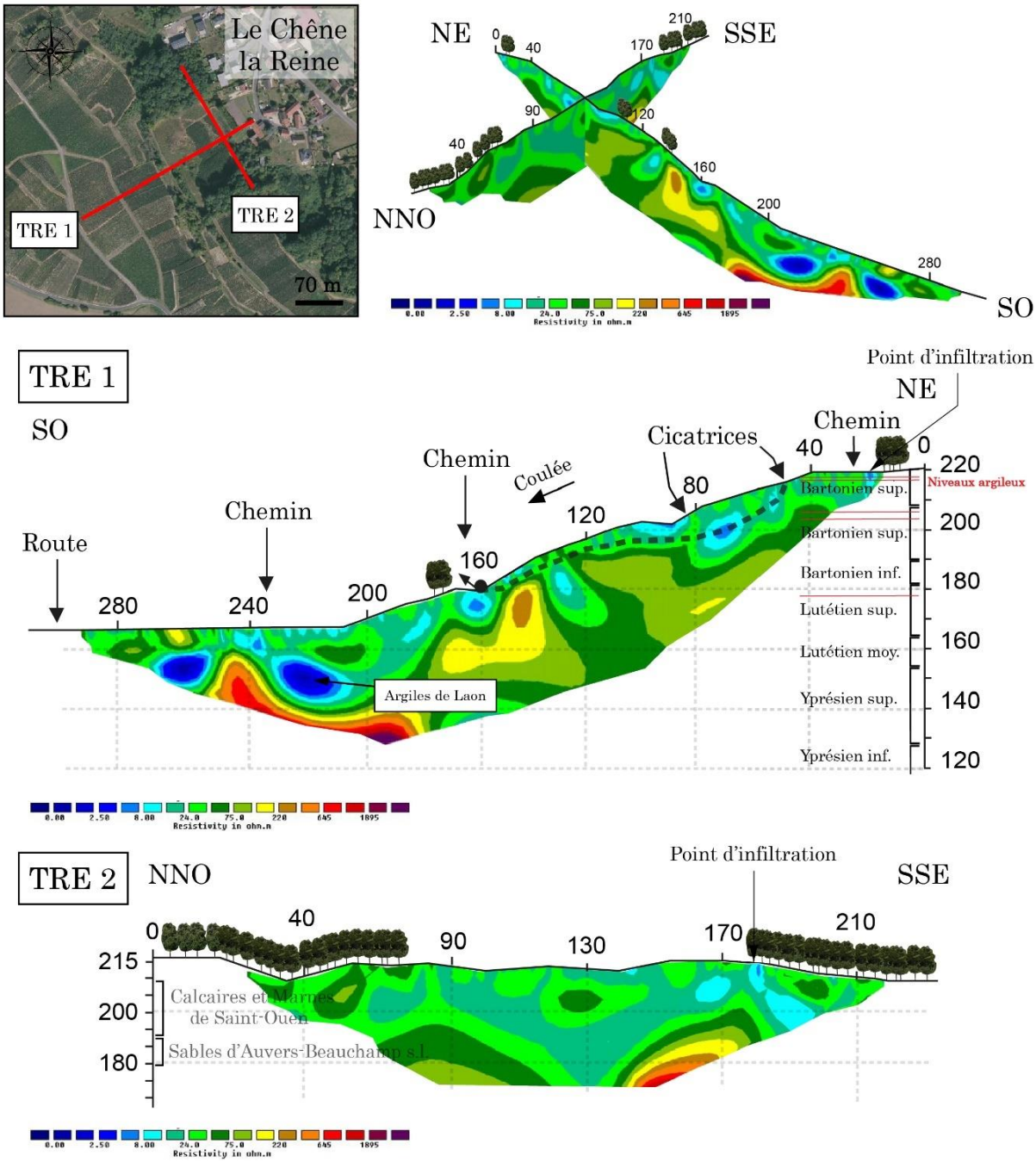


Figure 96. Profils de résistivité électrique du glissement de Festigny.

Deux profils de résistivité ont été réalisés sur ce glissement. Le profil 1 (longitudinal, figure 96) ne présente pas de fort contraste de résistivité (≈ 75 Ohm.m) dans le Lutétien moyen et supérieur et dans le Bartonien, qui constituent le versant et dont les faciès sont ici argileux à marno-argileux (Hatrival, 1977). Leur imperméabilité relative explique d'ailleurs la présence de sources en haut de versant, au contact du calcaire priabonien (qui affleure sur le plateau) et des marnes et argiles bartoniennes. Ce sont d'ailleurs ces sources qui sont à l'origine de la déstabilisation des formations superficielles du versant, dans lesquelles les eaux de ruissellement disparaissent. Les valeurs de résistivité en sub-surface sont inférieures à 20 Ohm.m, et s'abaissent à 8 Ohm.m vers 10 mètres de

profondeur, marquant le plan de cisaillement du glissement (entre les points 60 et 80). Plus bas, une coulée longue de 80 m et peu épaisse (≈ 5 m), s'étire jusqu'au chemin d'exploitation (point 160) où les eaux infiltrées en haut de versant émergent. En contre bas de ce chemin, un ensemble de résistivité variable et moyenne correspond au tuffeau de Damery qui repose sur les Argiles de Laon (Yprésien supérieur) de très faible résistivité (< 8 Ohm.m).

Le second profil (transversal, figure 96), positionné juste en amont du glissement, traduit l'absence d'infiltrations profondes constatée à cet endroit sur le profil longitudinal. Le Bartonien a une résistivité moyenne (comprise entre 24 et 75 Ohm.m). Vers le point 170 (distance horizontale) une zone de faible résistivité (8 Ohm.m) traduit une infiltration superficielle à partir de la source du rebord du plateau, laquelle explique l'instabilité du versant.

4.5. Les coulées de Mutigny

Sur le versant de rive gauche de la vallée du Cubray, sous le village de Mutigny, les coulées étudiées par A. Marre (1997) et cartographiées par N. Bollot (2014) se réactivent depuis peu. Les signes récents de réactivations repérés par photo interprétation (cf. supra, p. 102) s'amplifient depuis 2020. Ces coulées occupent l'emplacement d'un glissement ancien dont l'escarpement de tête (17° par endroits, 25 m de commandement – 250 m au sommet, 225 m à la base) se cale sur les Marnes et caillasses du Lutétien supérieur, recouvertes par les Argiles à meulières (issues de l'altération du Bartonien) sur l'interfluve. Les coulées se développent sur les argiles qui affleurent, d'après la carte géologique, sur un large replat faiblement incliné (7°) vers la vallée et qui se raccordent vers 200 m à un versant en pente forte (15°) taillé dans la craie campanienne. Il semble exister un continuum entre les coulées du replat et celles qui empruntent les vallons dans la craie et s'étalent ensuite jusqu'au Cubray (figure 97).

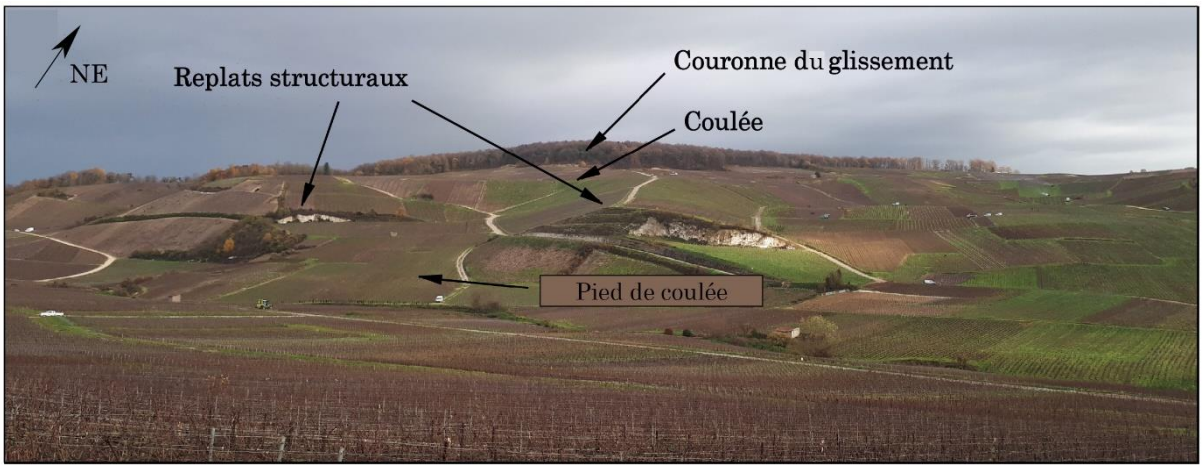


Figure 97. Le versant de Mutigny (23/11/2017).

Trois profils de résistivité électrique-(un longitudinal et deux transversaux) ont été réalisés (juin 2020). Le profil longitudinal (figure 98A) part de l'interfluve boisé (sur le Bartonien à 248 m, au nord du village de Mutigny) et se termine dans le vallon crayeux de Brise-Pot (figure 97), à 150 m d'altitude.

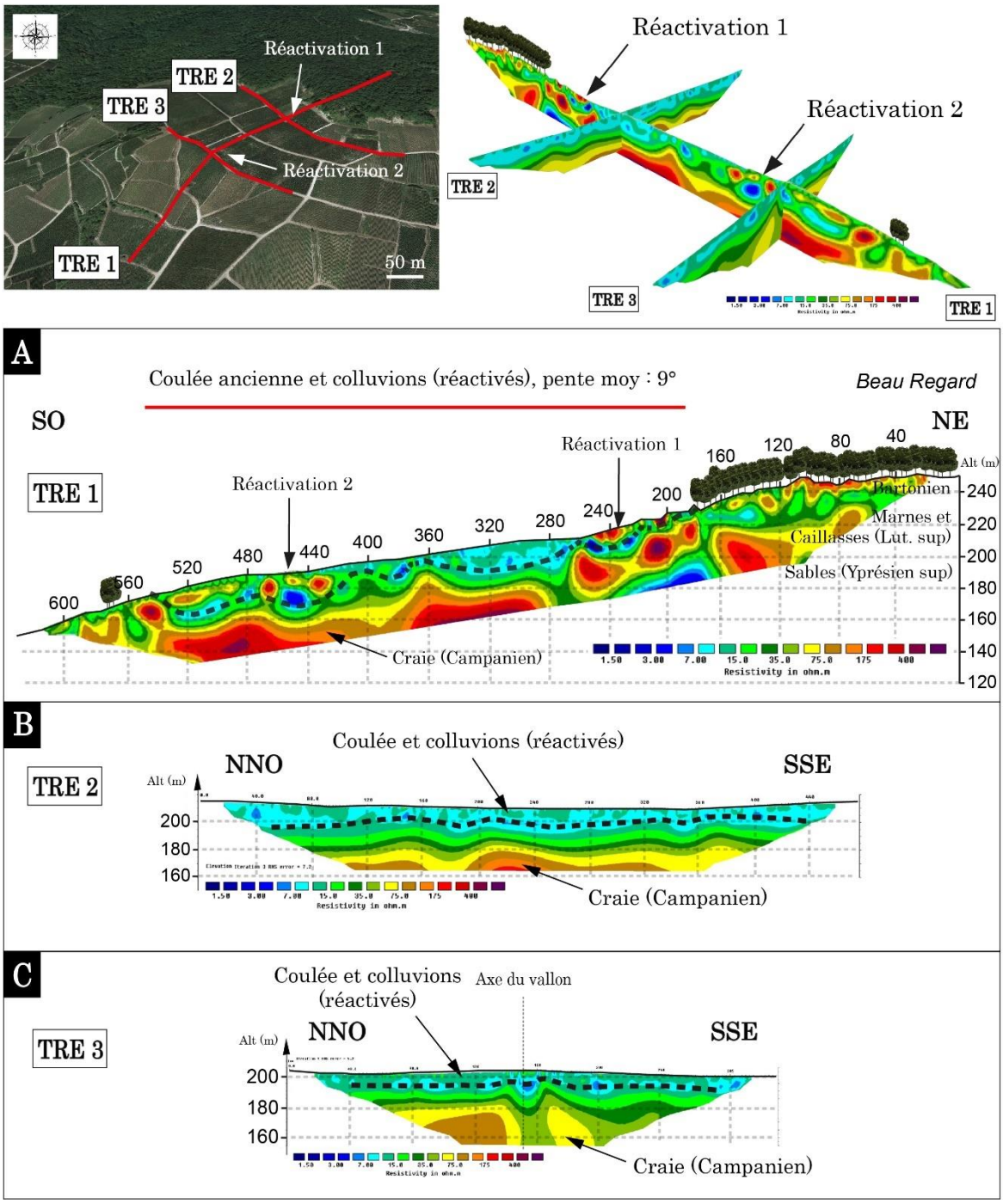


Figure 98. Profils de résistivité électrique du versant de Mutigny (lieu-dit Brise-Pot).
A : Profil longitudinal. B : Profil amont. C : Profil aval.

Sur ce profil, l'ensemble de coulées apparait sans ambiguïté entre les points 180 et 540, couvrant tout le replat depuis le pied de la corniche lutétienne jusqu'aux affleurements crayeux du vallon de

Brise-Pot. Les résistivités les plus faibles (< 7 Ohm.m) marquent le plan de recouvrement (la base des coulées) et les volumes de plus forte résistivité (175 Ohm.m, au niveau de l'arrachement de la réactivation 2) pourraient correspondre à des éléments de craie en aval (au niveau de l'arrachement de la réactivation 2). Dans la partie amont, à un endroit où un arrachement est également visible sur le terrain (réactivation 1, point 240), les fortes résistivités pourraient correspondre à des colluvions remaniant les Marnes et Caillasses (ou à des remblais). Compte tenu de l'épaisseur de cet ensemble (jusqu'à 20 m par endroits), il ne doit plus rester beaucoup d'argiles de l'Yprésien inférieur in situ (le toit de la craie se situe vers 180 m d'altitude). La partie amont du profil s'interprète plus difficilement : on n'y distingue pas bien, entre la corniche du haut de versant et la surface de l'interfluve, la superposition Argiles à meulières/Marnes et caillasses qu'indique la carte géologique[7]. Cependant, l'argile doit bien être présente sur l'interfluve parsemé de mares et le Lutétien supérieur est la seule formation susceptible de conserver une pente significative.

Les deux profils de résistivité transversaux (figures 98A et B) soulignent la continuité et l'épaisseur du recouvrement colluvial et des coulées du replat (figure 97) dans lequel les valeurs de résistivité sont faibles (<15 0hm.m, et entre 3 et 7 Ohm.m pour la surface de recouvrement). On distingue sur le profil 3 la tête du vallon où se concentrent les inféroflux (au point 160). Les couches sous-jacentes, qui présentent des résistivités plus fortes, correspondent sur les deux profils à la craie du Campanien.

4.6. Le glissement de Boursault

Sur le profil transversal de résistivité du glissement superficiel de Boursault (figure 99) se repère surtout un glissement profond (et ancien) dont le plan de cisaillement dans les argiles de l'Yprésien inférieur est bien visible sur la tomographie, vers 25 m de profondeur (résistivité < 12 Ohm.m). Sur la partie ouest du profil (figure 99A), le glissement superficiel qui s'est produit en 2000, emportant la route (figure 99B), n'affecte que des formations superficielles héritées d'instabilités précédentes sur une épaisseur de quelques mètres (Prognon *et al.*, 2016). En dehors des paramètres lithostratigraphiques et hydrogéologiques propices aux instabilités communes à la vallée de la Marne, ce glissement superficiel à une cause supplémentaire (David et Lejeune, 2001) : la présence d'un système de drainage des eaux des terres labourées du plateau dirigé vers le haut du versant, à l'aplomb du glissement.

[7] La carte indique aussi que le secteur se trouve proche de la limite de sédimentation des sables de l'Yprésien supérieur.

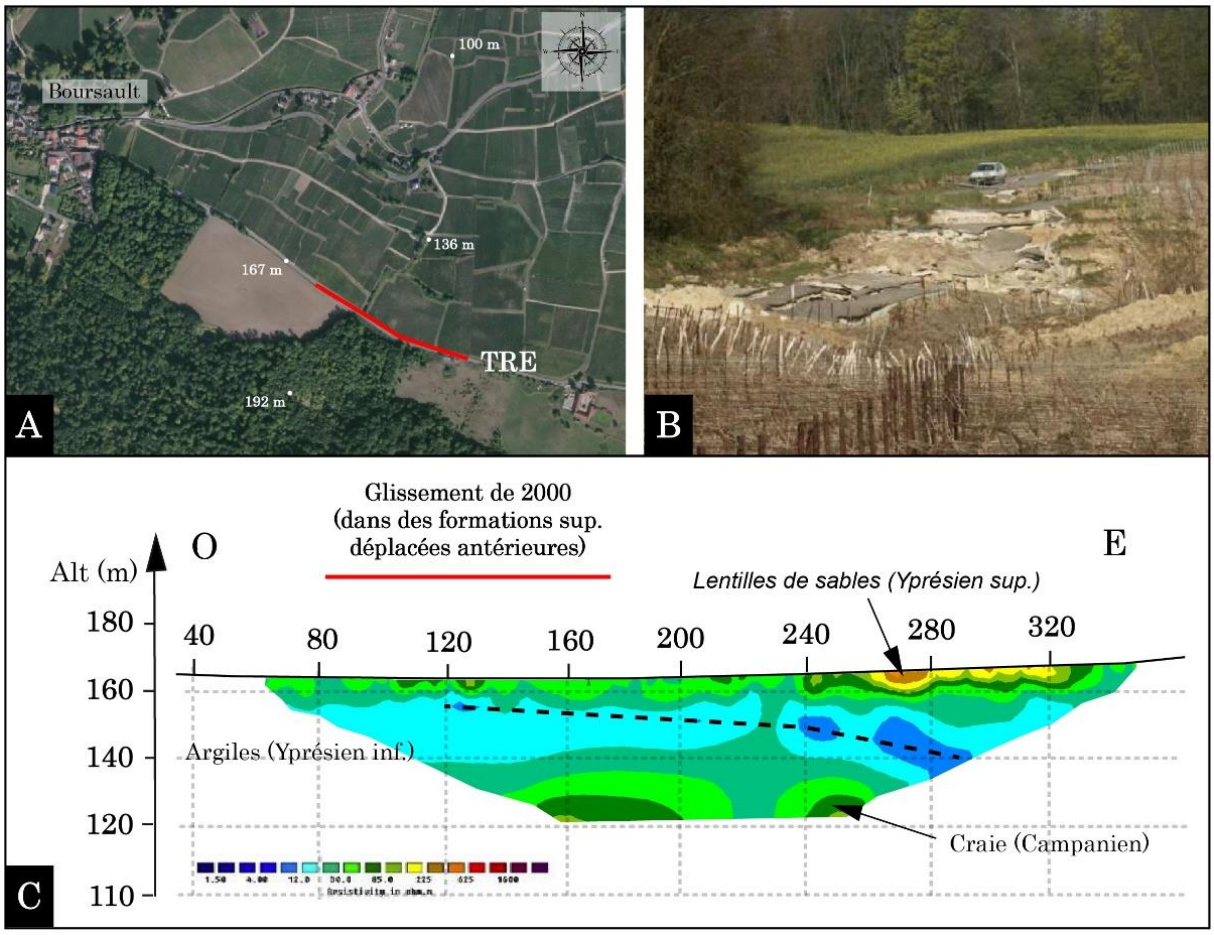


Figure 99. Profils de résistivité électrique et vue du glissement de Boursault (photo BRGM).
A : Vue aérienne du glissement de Boursault (source : IGN). B : Le glissement de Boursault en 2000 (source de la photographie : BRGM). C : Tomogramme de résistivité électrique transversal au glissement de Boursault.

4.7. Le glissement de Vandières

Le glissement de terrain de Vandières, en rive droite de la Marne (figure 100A), affecte un versant en pente forte (15°), entièrement planté en vigne et dont l'altitude passe de 125 m à la base à 200 m sur le rebord du plateau (figure 100B). Les terrains recoupés sont, de bas en haut, les sables de l'Yprésien supérieur, le Tuffeau de Damery (Lutétien moyen), les Marnes et caillasses (Lutétien supérieur) et les marnes plastiques et sables du Bartonien. Sept profils de résistivité électrique ont été réalisés sur ce versant, en novembre 2019 et septembre 2020 (figure 101).

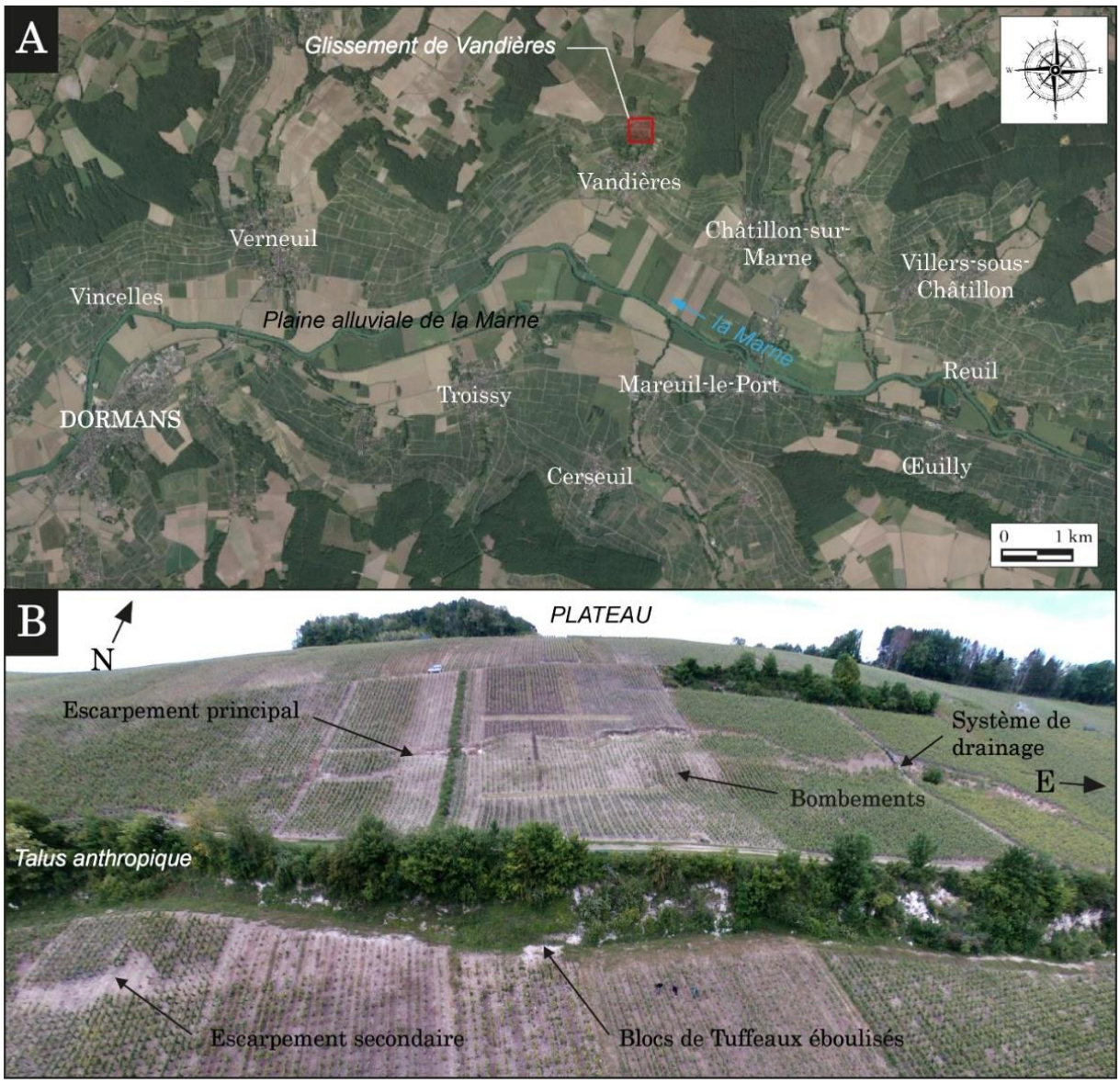


Figure 100. Vue générale du glissement de Vandières.

A : Vue aérienne au-dessus de la vallée de la Marne dans le secteur de Vandières. B : Photographie du glissement de Vandières (le 13/03/2020).

Le profil 1, transversal et longeant la courbe de 140 m (figures 101 et 102C) révèle une structuration horizontale avec des résistivités relativement élevées (entre 120 et 400 Ohm.m) dans le Tuffeau de Damery auquel se superposent des matériaux de plus faible résistivité (entre 68 et 120 Ohm.m), engagés dans le glissement entre les points 120 et 360, et hors glissement de part et d'autre. Les matériaux « en place » sont plus humides (résistivité ≤ 35 Ohm.m). Le profil 4 (figures 101 et 102C), transversal également et longeant la courbe de 175 m, montre des résistivités faibles en surface (sur l'épaisseur d'un sol) puis plus élevées sur une dizaine de mètres de profondeur (marnes et sables du Bartonien) et faibles à nouveau dans le niveau sous-jacent correspondant aux Marnes et caillasses du Lutétien supérieur (réputées être un aquifère multicouche peu capacitif).

Les profils 2, 3, 5, 6 et 7, longitudinaux (figures 101 et 102A et B), recoupent le glissement qui affecte les parcelles comprises entre les 2 profils transversaux. Le plan de cisaillement courbe, souligné par de très faibles résistivités (< 20 Ohm.m) se situe 10 m sous la surface (au maximum). En-dessous, la tomographie restitue mal la structure de la série éocène. En revanche, les infiltrations et les circulations d'eau en subsurface reflètent bien la fracturation, notamment celle du Tuffeau en aval du glissement, déformé par la poussée, d'autant plus que la parcelle aval a été artificiellement abaissée. Ce n'est d'ailleurs pas la seule modification apportée au profil de ce versant, puisque la masse glissée elle-même n'est constituée que de remblais. Tous ces nivellements remontent aux deux dernières décennies du XXème siècle et accompagnent l'extension du vignoble aux dépens des surfaces boisées.

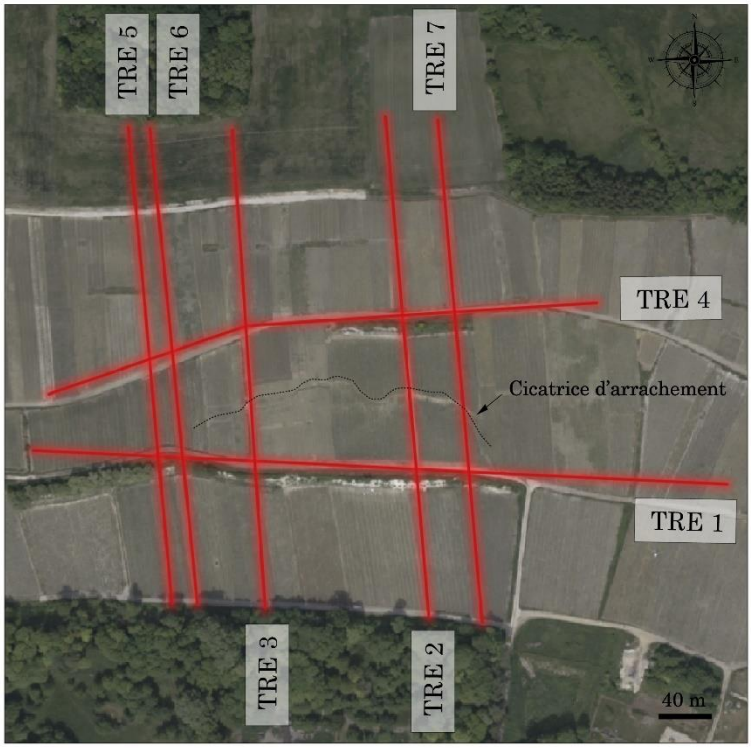


Figure 101. Position des profils sur le versant de Vandières (les profils 1, 2, 3, et 4 et 6 ont été réalisés le 18 novembre 2019 et les profils 5,6 et 7 le 7 les 2 et 3 septembre 2020).

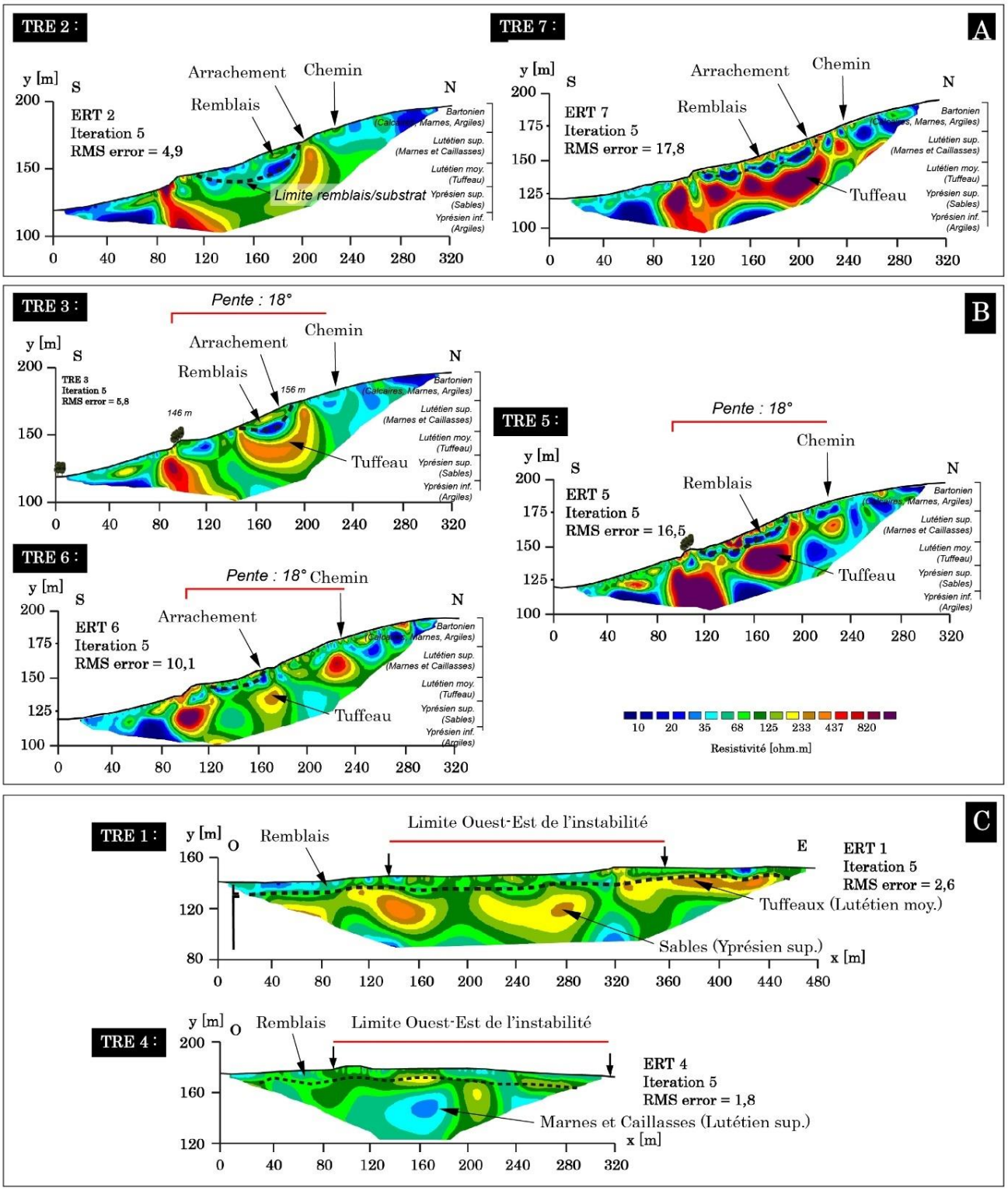


Figure 102. Profils de résistivité électrique, glissement de Vandières.

A : Profils longitudinaux tracés sur le flanc est de l'instabilité. B : Profils longitudinaux tracés sur le flanc ouest de l'instabilité. C : Profils transversaux 1 (aval) et 4 (amont), transversaux à l'instabilité.

4.8. Le glissement de Montchenot

Le glissement de Montchenot se développe dans la même structure que celui de Rilly-la-Montagne, seule manque les faciès résistants des calcaires et des sables grésifiés du Thanétien et donc le replat structural qui leur est associé (figures 103 et 104). Ce glissement occupe la partie amont du bassin versant du Rouillat (affluent de la Vesle) qui entame, par érosion régressive, le plateau de la Montagne de Reims. La morphologie du glissement reportée sur l'image lidar montre, en contrebas d'un escarpement ancien (mais postérieur aux dépôts périglaciaires des versants réglés) une série de replats glissés parfois en contre-pente et associés à des glissements (probablement) plus récents. En aval des blocs glissés se développent trois coulées ravinées par les ruisseaux tributaires du Rouillat (figures 103 et 106D).

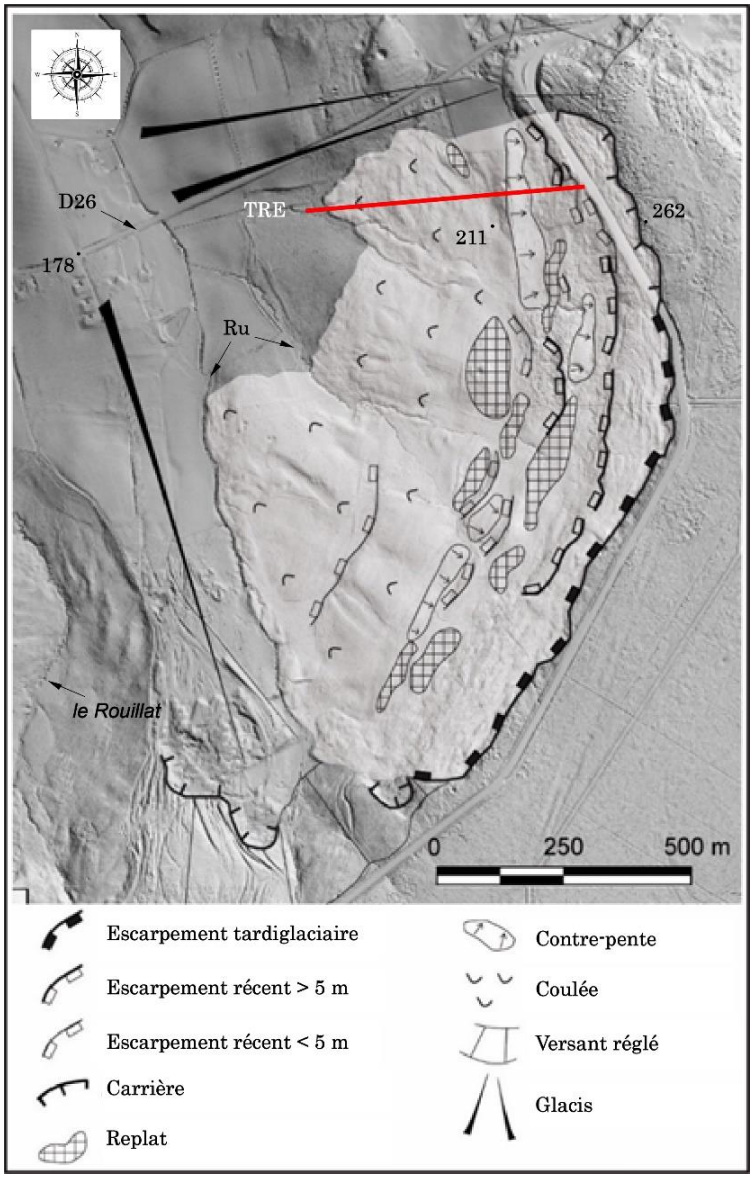


Figure 103. Superficie et modelé du glissement de Montchenot.

Les deux profils de résistivité se complètent : celui en dispositif gradient, plus superficiel mais plus long, va jusqu'au pied de la coulée (figure 104A) et celui en dispositif pôle-dipôle atteint une plus grande profondeur (figure 104B). Vers le point 120 (distance horizontale), à l'aplomb du bloc glissé, on observe du bas vers le haut : la craie du Campanien (≥ 80 Ohm.m) les marnes du Thanétien (45 Ohm.m), les argiles de l'Yprésien inférieur (< 10 Ohm.m), les sables de l'Yprésien supérieur (jusqu'à 350 Ohm.m), et les marnes du Lutétien supérieur (10 Ohm.m) qui affleurent sur la contre-pente. Le plan de cisaillement, quelle que soit la formation recoupée, présente une faible résistivité, de même que le plan de recouvrement par la coulée, à partir du point 200 (distance horizontale) et jusqu'au pied de la coulée. Le petit replat qui apparaît à l'aval de la coulée (figure 104B), souligné par une forte résistivité, correspond à un glissement sur la coulée (la nature des matériaux est indéterminée). L'analyse de l'impact de ce glissement sur l'hydrogéologie du versant a été faite (Bollot, 2014), et il est possible d'en conclure que l'aquifère des sables de l'Yprésien supérieur est à l'origine de la déstabilisation des argiles de l'Yprésien inférieur et donc du glissement. En retour, la structure actuelle du versant conditionne la vidange de l'aquifère qui se fait par les plans de cisaillement et de recouvrement, impliquant des excès d'eau susceptibles de déclencher des déséquilibres.

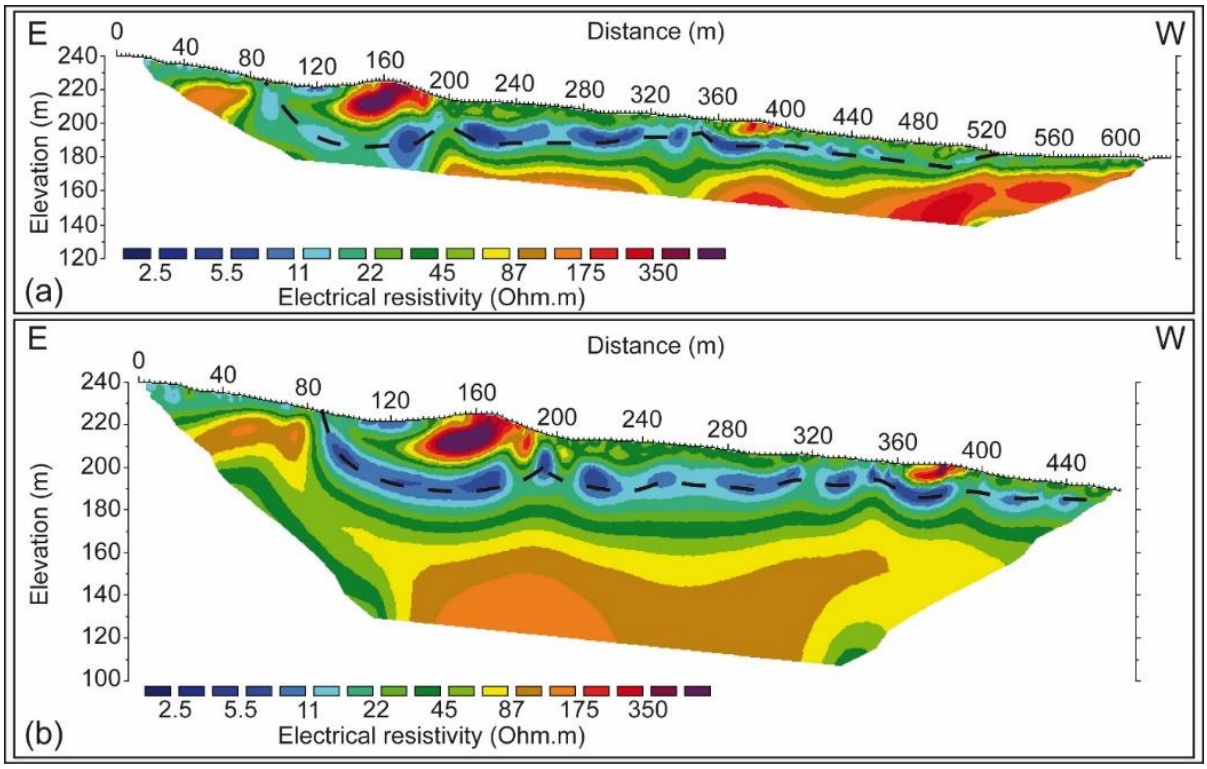


Figure 104. Tomographie des résistivités, profil longitudinal, Montchenot (d'après Bollot, 2014).

La photo aérienne de 1951 (figure 105) laisse penser que la coulée du nord, dont la surface est la plus irrégulière sur l'image lidar, a connu une réactivation récente, ce qui expliquerait le couvert

végétal non forestier (une lande), mais aucun témoignage ne permet de l'affirmer. En revanche, la présence actuelle d'arbres jeunes en queue de pipe ou simplement basculés trahit, sur l'ensemble du glissement et de la coulée, une instabilité superficielle certaine (figure 106).

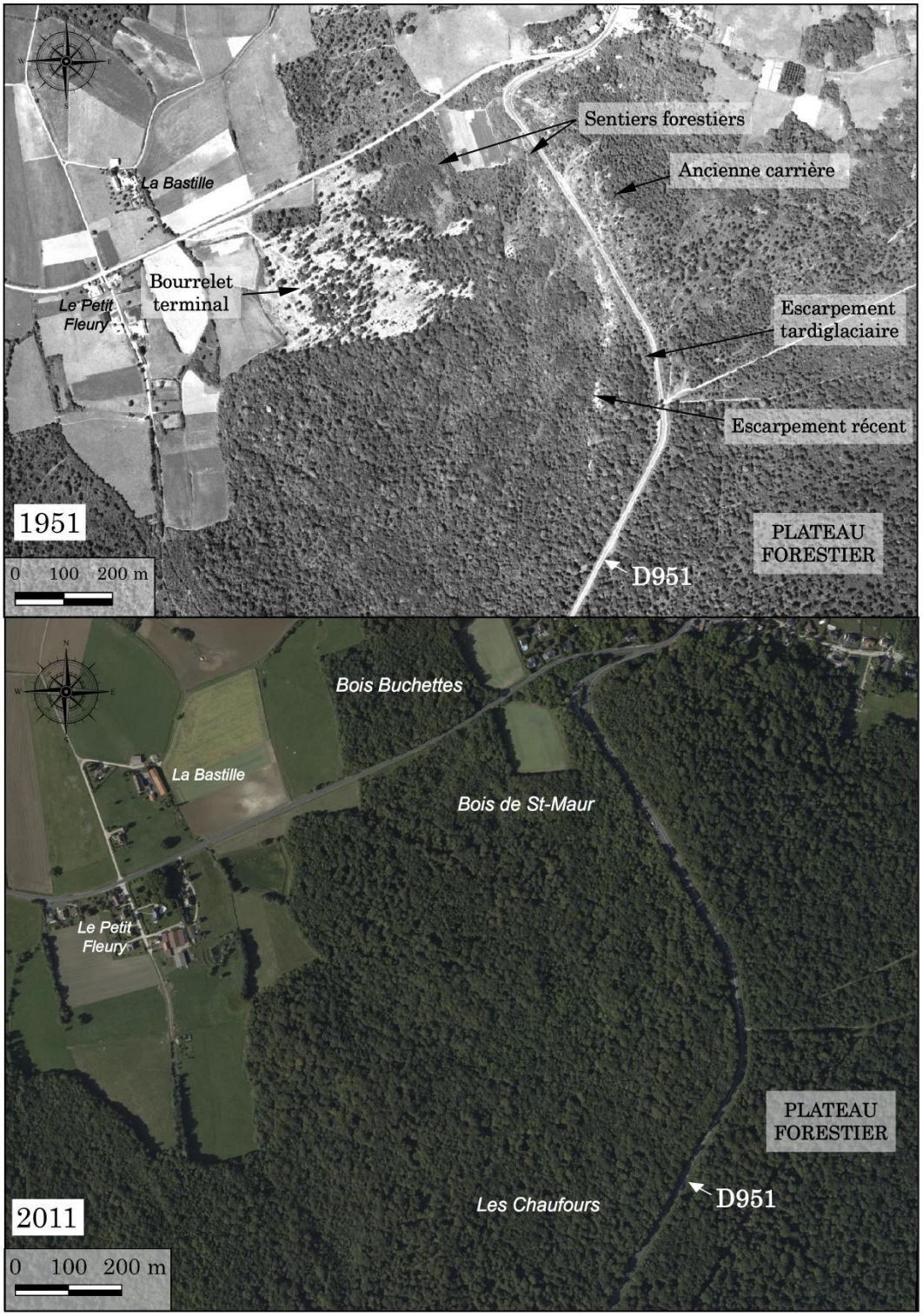


Figure 105. Le glissement de Montchenot en avril 1951 et en 2011 (source des photographies aériennes : IGN, remonter le temps).

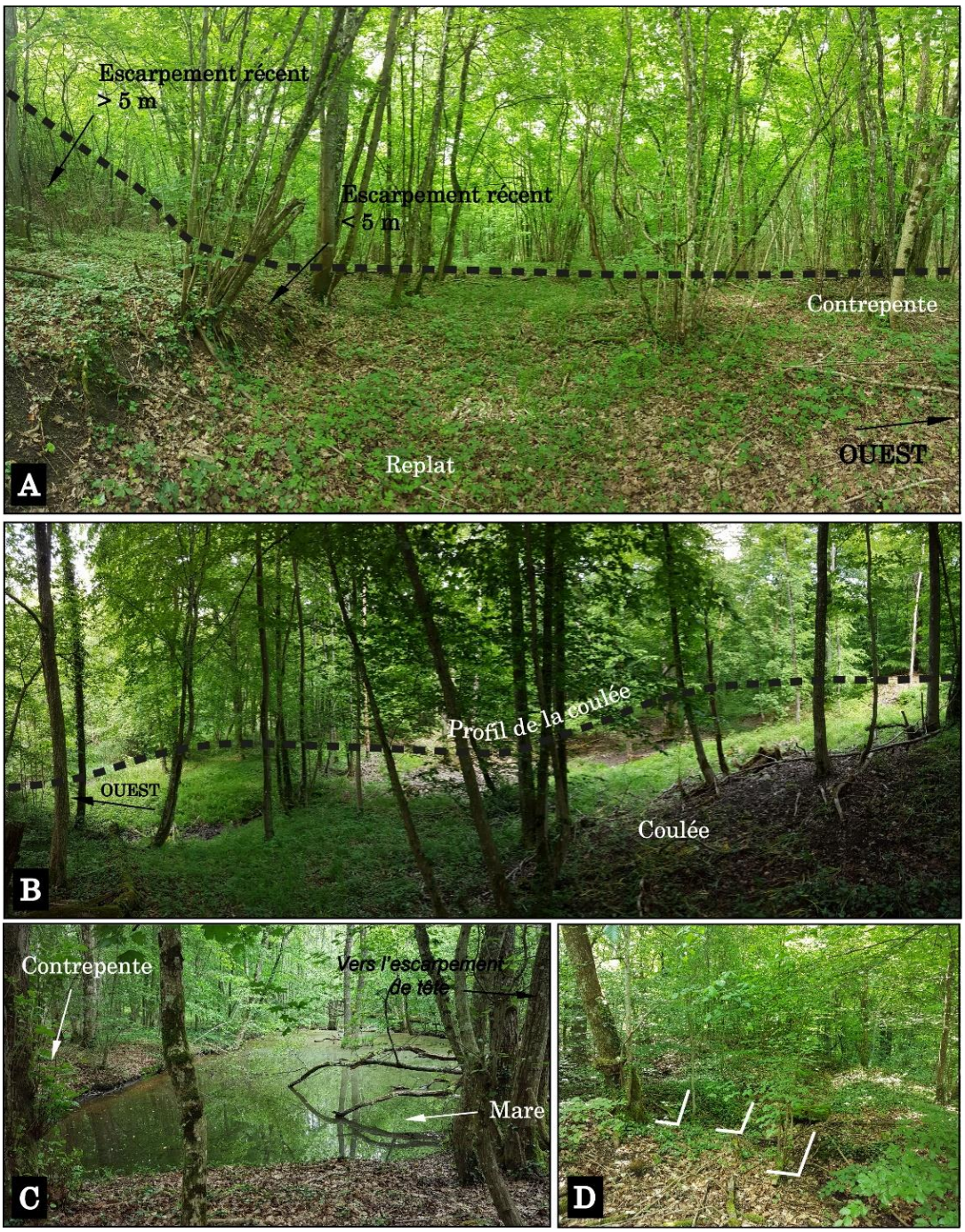


Figure 106. Modelé du glissement de Montchenot (mai 2019).

A : Escarpement principal-replat-contrepente. B : Coulée. C : Mare sur un replat de glissement. D : Ravinement de la coulée.

5. Structure et modelé des glissements : la part des héritages, le rôle de l'anthropisation

Les tomogrammes de résistivité électrique apportent des informations sur le volume, la structure et la nature des instabilités qui affectent les versants du vignoble. Ces informations, couplées aux

données lithostratigraphiques, éclairent la structure interne des versants (figure 108A, B et C). Dès ce stade, il apparait que des phases de glissement peuvent se superposer comme c'est le cas à Cuis (cf. supra, p. 132, figure 90) où le modelé du versant associe des formes anciennes et inactives (les versants réglés), des formes plus récentes (les blocs glissés ravivant l'escarpement principal), et encore plus récente (la coulée remaniant une coulée elle-même contemporaine du glissement). Dans le cas de Cuis, la chronologie repose sur la seule formation datable : les dépôts de versant périglaciaires. La phase 1 est « pléistocène » (probablement pré- ou intra-weichselienne), la phase 2 est holocène (probablement atlantique, période fraîche et humide), la phase 3 est actuelle (et le forçage est, dans cet exemple, essentiellement anthropique).

Le glissement de Montchenot (figure 108C) permet de poser la question de l'âge selon des critères morphologiques et hydrographiques. Le glissement se situe à l'amont du bassin versant du Rouillat (une rivière d'ordre 3 selon la classification d'Horton), où tous les affluents du Rouillat entaillent le modelé du glissement (figure 103), qui se range donc, selon J. McCalpin (1984), dans la catégorie des glissements « inactifs matures » (*cf. supra* p. 45, figure 17) : aucune réactivation significative n'est venue contrarier la reconstitution du chevelu hydrographique après le glissement. Comme l'épaisseur des formations déplacées est encore importante, on peut supposer que ce glissement n'est pas très ancien, sans plus. Dans ce cas, il est difficile d'établir la cause du déclenchement : les périodes fraîches et humides de l'Holocène (Atlantique, Petit Age Glaciaire), ou plus prosaïquement un déséquilibre chronique (le coefficient de sécurité est inférieur à 1) ?

Le glissement voisin de Rilly-la-Montagne (figure 108A), dans un contexte structural, hydrogéologique et topographique très semblable à celui de Montchenot s'est produit à l'occasion d'un épisode estival pluvieux remarquable (en août 1986) et après deux hivers très froids et un début d'été très sec favorisant l'apparition de fissure de rétraction et de dessiccation, respectivement (Marre, 1987). Il est probable que cette combinaison constitue un facteur de déclenchement, mais quel était le coefficient de sécurité à cette époque ? Ces deux exemples (Montchenot et Rilly-la-Montagne) rappellent le caractère « aléatoire » du recul des versants, dont le résultat se lit d'ailleurs dans le tracé irrégulier du front de cuesta. Néanmoins, le glissement de Rilly-la-Montagne se classe dans la catégorie des glissements actifs.

Certains mouvements ne subsistent que sous la forme d'un escarpement de tête semi-circulaire émoussé, sans trace de matériel déplacé sur le versant en contre bas, comme à Vandières où les instabilités se produisent dans des remblaiements d'origine anthropique ou dans des formes

anthropiques (le talus lié au nivellement d'une parcelle, figure 107). Dans ce cas, la classification géomorphologique (« inactif vieux ») n'est pas d'un grand secours pour la gestion du risque.
Compte tenu de la diversité d'âge et de l'état de conservation variable des glissements, il est donc justifié de se pencher sur les instabilités actuelles (réactivation ou néo-activité) afin d'en comprendre les causes et de les anticiper.

Le très grand nombre de mouvements de terrain cartographiés repose aussi sur une absence de distinction claire entre colluvions (dépôts de versant liés au ruissellement et éventuellement à la solifluxion) et mouvement de masse (impliquant une rupture dans les matériaux). Dans le premier cas, l'accumulation peut être importante si le processus agit longtemps, et des coulées peuvent remanier des colluvions. Dans le deuxième cas, la quantité de matériaux déplacés d'un coup est importante.

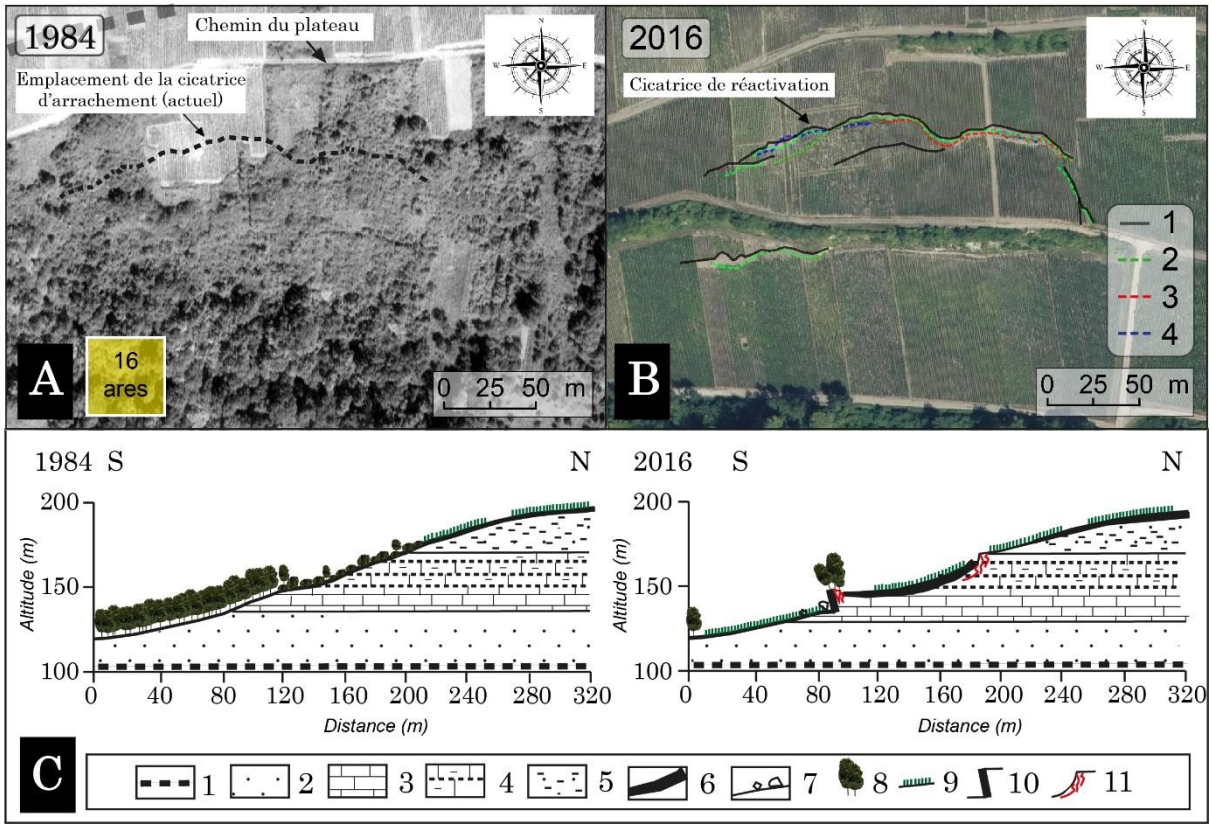


Figure 107. Interprétation du glissement de Vandières.

A : Vue aérienne du versant de Vandières en 1984 (source : IGN remonter le temps). B : Vue aérienne du versant de Vandières en 2016 (source : IGN remonter le temps). C : Interprétation de la structure du versant de Vandières en 1984 et actuellement.

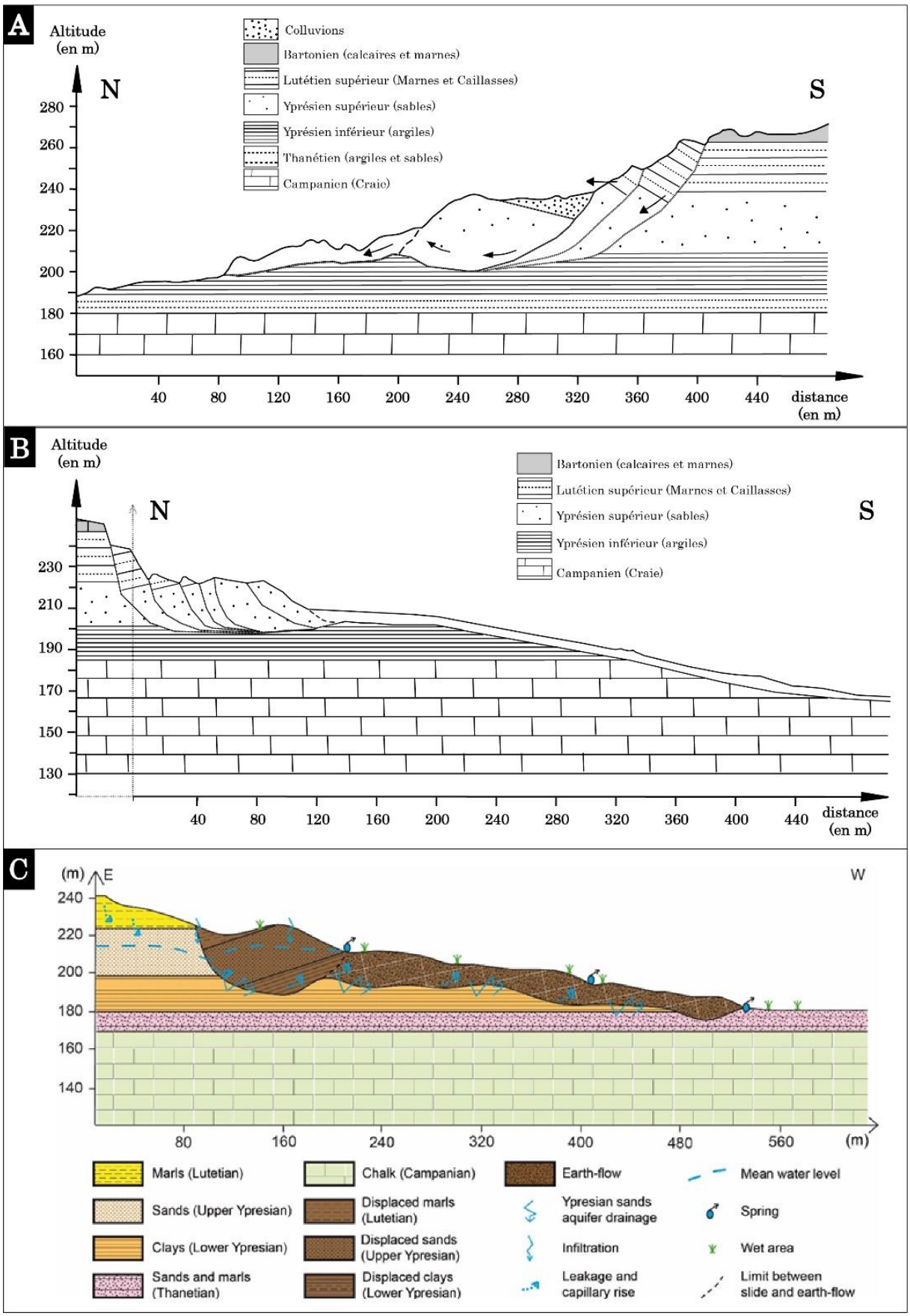


Figure 108. Interprétation de la structure interne des glissements.

A : Glissement de Rilly-la-Montagne. B : Glissement de Champillon. C : Glissement de Montchenot (Bollot, 2014).

6. Conclusion

L'évolution des versants des vallées de l'Ardre, de la Vesle et de l'Aisne ainsi qu'une partie de la Côte d'Île-de-France est dominée par une dynamique continue (plutôt que spasmodique) et ancienne, voire fossile, associée à une ambiance climatique et à des conditions morphodynamiques révolues. Le contexte structural du Tardenois et du Soissonnais, propice aux processus de cambrure, génère en outre une structure superficielle favorable à la formation de cuves, dont les versants ne sont pas plus instables (ils peuvent également avoir évolué par cambrure). La problématique du risque lié aux mouvements de terrain ne se pose donc pas de façon aigue dans ce secteur.

Vers le sud, les versants de la Montagne de Reims et de la vallée de la Marne sont le siège de mouvements de masse récurrents dont les épisodes récents, d'ampleur variable, présentent un risque pour les aménagements quels qu'ils soient (les routes, les habitations et le vignoble qui constitue l'essentiel de l'occupation des sols). La dynamique de ces versants est en outre variée (transport par éléments, ruissellement, mouvement de masse), et leur succession dans le temps, leur superposition fréquente et la plus ou moins bonne conservation des formes aboutissent à une grande variété de modelés. Cette diversité traduit un âge plus ou moins ancien, et une probabilité d'activité nouvelle proportionnelle à cet âge mais également fonction de l'état d'équilibre retrouvé, toutes choses égales par ailleurs puisque les vallées s'approfondissent, le climat fluctue, et l'anthropisation modifie le fonctionnement du milieu naturel.

PARTIE III.

Cartographie et modélisation des facteurs de prédisposition aux glissements de terrain et des indices de forçage dans le vignoble champenois

Le choix d'une approche multiscalaire est fondé sur l'intérêt d'explorer de nouveaux indices « environnementaux », moins couramment utilisés pour l'études de la susceptibilité de versants et de vérifier leur corrélation aux recherches déjà effectuées à l'échelle de la vallée. Il s'agit donc dans un premier temps de définir chaque nouvel indice et d'étudier sa variation spatio-temporelle. Le chapitre 5 s'attèle à présenter les principaux résultats de cette étude à l'échelle de la vallée et d'en décrire les analyses qui démontrent le lien entre déclenchement des instabilités et la conjonction de seuils hiérarchisés de paramètres environnementaux, établis à partir d'indices de télédétection, à savoir : 1/ indice de biomasse, 2/ indices hydriques et lithologiques, 3/ indice thermique. Certaines zones ont effectivement une réponse très particulière pour tous les indices environnementaux ; elles se trouvent par ailleurs dans des secteurs où les facteurs structuraux définissent des niveaux d'aléas fort à très fort. La cartographie à l'échelle de la vallée clôt le chapitre en établissant les différents niveaux d'aléas issu de cette étude. Enfin, le chapitre 6 a pour but d'établir un modèle très précis référençant les zones clés dans le fonctionnement d'une instabilité au sein d'une zone identifiée dans le chapitre 5 comme étant à très forte susceptibilité de réactivation ou de déclenchement d'instabilité.

CHAPITRE 5.

FACTEURS DE PREDISPOSITION AUX GLISSEMENTS DE TERRAIN ET INDICES DE FORÇAGE : ANALYSE A L'ECHELLE DE LA VALLEE

L'approche multicritères permet l'évaluation de l'aléa grâce à l'analyse de plusieurs variables indiquant, pour certaines, différents niveaux de susceptibilité et pour d'autres, l'influence des forçages sur les sols viticoles champenois. L'approche par télédétection (Sentinel-2) menée à l'échelle de la vallée permet de caractériser l'évolution spatio-temporelle à haute résolution de quatre indices qui renseignent chacun sur les températures de surface, la charge en eau des sols, l'activité photosynthétique des peuplements végétaux, et l'impact des précipitations sur les sols viticoles. À cette analyse s'ajoute l'approche par SIG, qui permet d'intégrer les facteurs de prédisposition retenus dans ces travaux de recherche (pente, lithostratigraphie, occupation du sol). L'objectif de ce chapitre est d'établir une première cartographie de l'aléa instabilité des sols viticoles champenois.

1. Comment déterminer la susceptibilité à l'instabilité de versant ?

L'évaluation du risque mouvement de terrain, pour être opérationnelle, passe par la détermination de la plus ou moins forte susceptibilité des versants à se déstabiliser. Il s'agit donc de tenir compte des facteurs de prédisposition à l'instabilité des versants (facteurs structurels) (Crozier et Glade, 2005), et de l'occurrence d'événements favorisant le déclenchement de ces instabilités (facteurs conjoncturels). Pour ces derniers, un résultat opérationnel nécessite une analyse sur le temps court, pluriannuelle et annuelle. Une première étape consiste cependant à croiser les facteurs de prédisposition propres au secteur étudié et l'occurrence des instabilités constatées sur le terrain, quelle que soit l'échelle de temps retenue (analyse à long, moyen et court terme). Une deuxième étape s'appuie sur les données issues de la télédétection multispectrale et des analyses sous SIG permettant de suivre la réponse à court terme des versants aux variations météorologiques (via leur impact sur l'interface sol-végétation) et aux modifications d'origine anthropique, dans les contextes morphostructuraux propices aux instabilités.

Des études proposent des cadres conceptuels pour définir la « nature multiforme de la vulnérabilité » (Birkmann *et al.*, 2013) et s'attèlent à l'évaluation de l'aléa mouvement de terrain à travers de nombreuses méthodes (Aleotti et Chowdhury, 1999 ; Guzzetti *et al.*, 1999 ; Brenning, 2005). Les méthodes bivariées (Thiery *et al.*, 2007) sont actuellement considérées comme étant les plus robustes mais elles ont tendance à simplifier la prise en compte de tous les facteurs de prédisposition (Van Westen *et al.*, 2006) dont le poids respectif varie d'ailleurs en fonction du milieu dans lequel est évalué l'aléa (Bétard *et al.*, 2014). En outre, elles ne sont pas adaptées à l'analyse de la susceptibilité aux mouvements de terrain à des échelles aussi grandes que de 1/10 000 (Thiery *et al.*, 2004). Il apparaît donc important de prendre en compte la singularité de chaque facteur de prédisposition pour chaque versant soumis à des déstabilisations, surtout lorsque, comme c'est le cas dans le vignoble, les instabilités se multiplient sur les versants.

La caractérisation des versants soumis à des instabilités, abordée dans les chapitres précédents par le biais des données lidar et de la photo-interprétation ainsi que par celui de sondages électriques, est complétée dans ce chapitre par des données issues de la télédétection multispectrale. Faire l'inventaire des facteurs de prédisposition aux instabilités est donc la première étape d'une cartographie de la susceptibilité des versants aux mouvements de terrain. Pour la vallée de la Marne, les facteurs de prédisposition retenus sont : l'orientation et la pente des versants ; la lithostratigraphie ; l'hydrogéologie (vidange de l'aquifère et sources) ; la météorologie ; l'occupation des sols (végétation et infrastructure) et les pratiques culturales. Les indices

environnementaux retenus traduisant l'influence de ces facteurs sont : la charge en eau des sols et l'activité de la biomasse viticole.

La production d'une cartographie intégrant tous les facteurs de prédisposition aux instabilités de versant à l'échelle de la vallée de la Marne est motivée par la multiplicité de situations liée à la variabilité de certains paramètres. Une analyse à plus grande échelle – le versant de Vandières – permet à la fois de détailler le protocole (complété par l'utilisation de la photogrammétrie) et de l'appliquer à un cas concret de déstabilisation. Une approche multicritère est utilisée (figure 109).

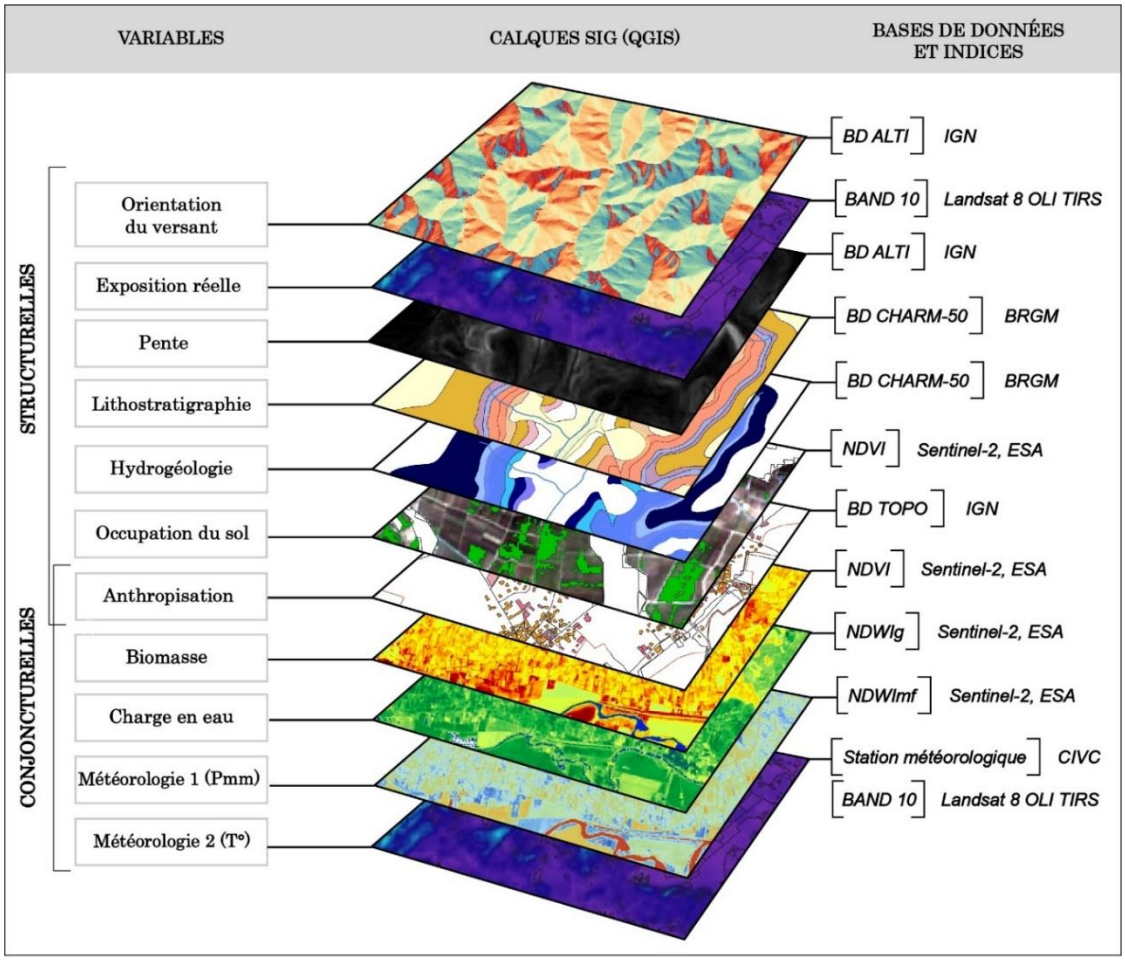


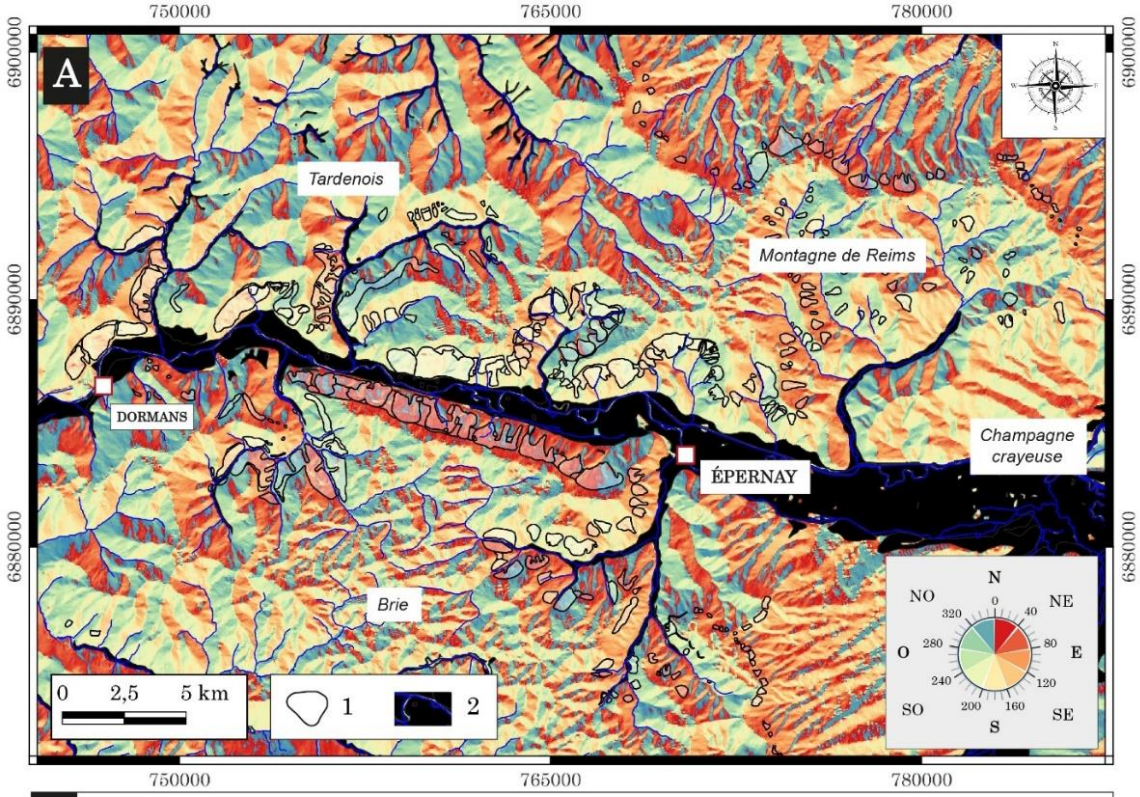
Figure 109. Les facteurs retenus pour déterminer la susceptibilité à l'instabilité de versant dans la vallée de la Marne.

2. Cartographie des facteurs topographiques et structuraux à l'échelle du vignoble

2.1. Les facteurs topographiques : orientation et pente

Le modèle numérique d'élévation de la BD ALTI de l'IGN d'une résolution spatiale de 25 m a servi de base de données de référence pour l'élaboration des cartes de pentes et d'orientation des

versants (figure 110A). Quelle que soit leur orientation, tous les versants ont été affectés sur près d'un tiers de leur surface par des glissements (figure 110B), ce qui laisserait penser que ce facteur ne jouerait aucun rôle (Bollot, 2014). Il est tentant de se (re)poser la question pour les instabilités récentes en croisant le facteur « orientation de versants » et les données climatiques (cf. *infra*, p. 196).



B

	Surface du versant (pente supérieure à 3%) en km²	Surface des glissements de terrain en km²	Part du versant affecté par les glissements
Versant nord	37,83	12,36	32,67%
Versant sud	33,28	10,28	30,89%

Figure 110. Orientation des versants de la vallée de la Marne (A) et surfaces affectées par les mouvements de terrain (B).

1 : Glissement ; 2 : Fond de vallée.

L'utilisation de l'outil de géotraitement « Pente » sur le MNT 25 m sous QGIS 3.14 détermine des indices de pente, et permet de sélectionner les secteurs dont la pente est supérieure à 30°. Les pixels sont convertis par polygonisation de la réponse grâce à l'outil de traitement GDAL « conversion raster » : les pentes fortes sont principalement situées dans la moitié haute des versants et se retrouvent essentiellement dans la vallée de la Marne et sur le front de la Côte d'Île-de-France (figure 111). La cambrure de versant propre au Soissonnais et au nord du Tardenois ne produit que peu de pentes fortes, nous l'avons vu.

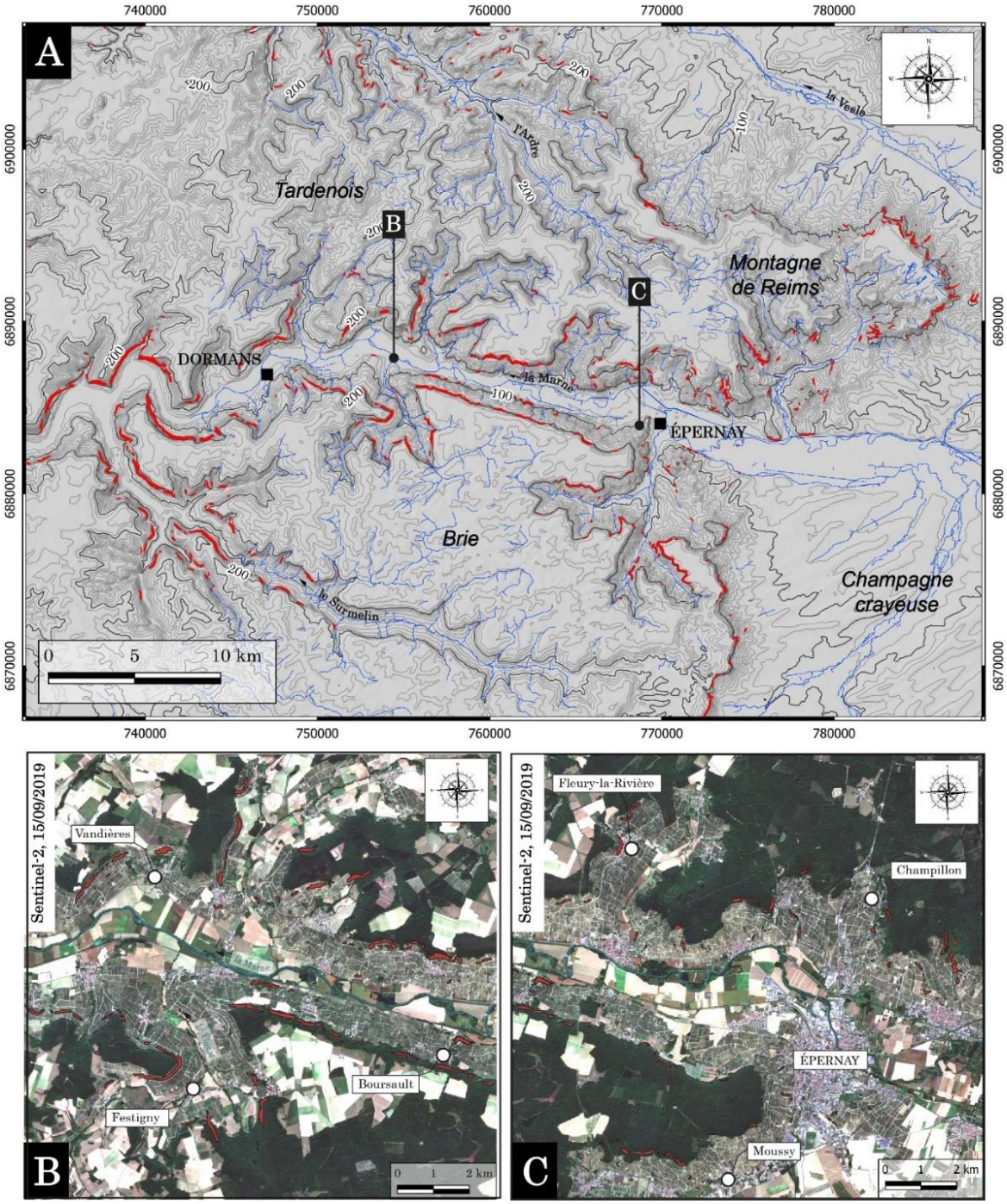


Figure 111. Cartographie des pentes supérieures à 30° (source : BD ALTI 25m, IGN).

A : Brie, Tardenois et Montagne de Reims. B : Secteur de Vandières (images Sentinel-2). C : Secteur d'Épernay (image Sentinel-2).

2.2. Les facteurs lithostratigraphique et hydrogéologique

La série tertiaire, qui affleure dans la partie haute des versants, est constituée de faciès sensibles aux processus de ravinement, de coulée et de glissement (les marnes et les argiles yprésiennes, lutétiennes et bartoniennes), lesquels sont exacerbés par la valeur de la pente (figure 111). Il faut

par ailleurs souligner que ces faciès peu perméables impliquent l'existence d'un aquifère multicouche, peu capacitif (à l'exception des sables de l'Yprésien supérieur) qui participe à la restitution des eaux de pluie sur les versants. Les données utilisées pour la cartographie des formations géologiques (1/50 000) sont issues de la BD Charm-50 de l'IGN (figure 112).

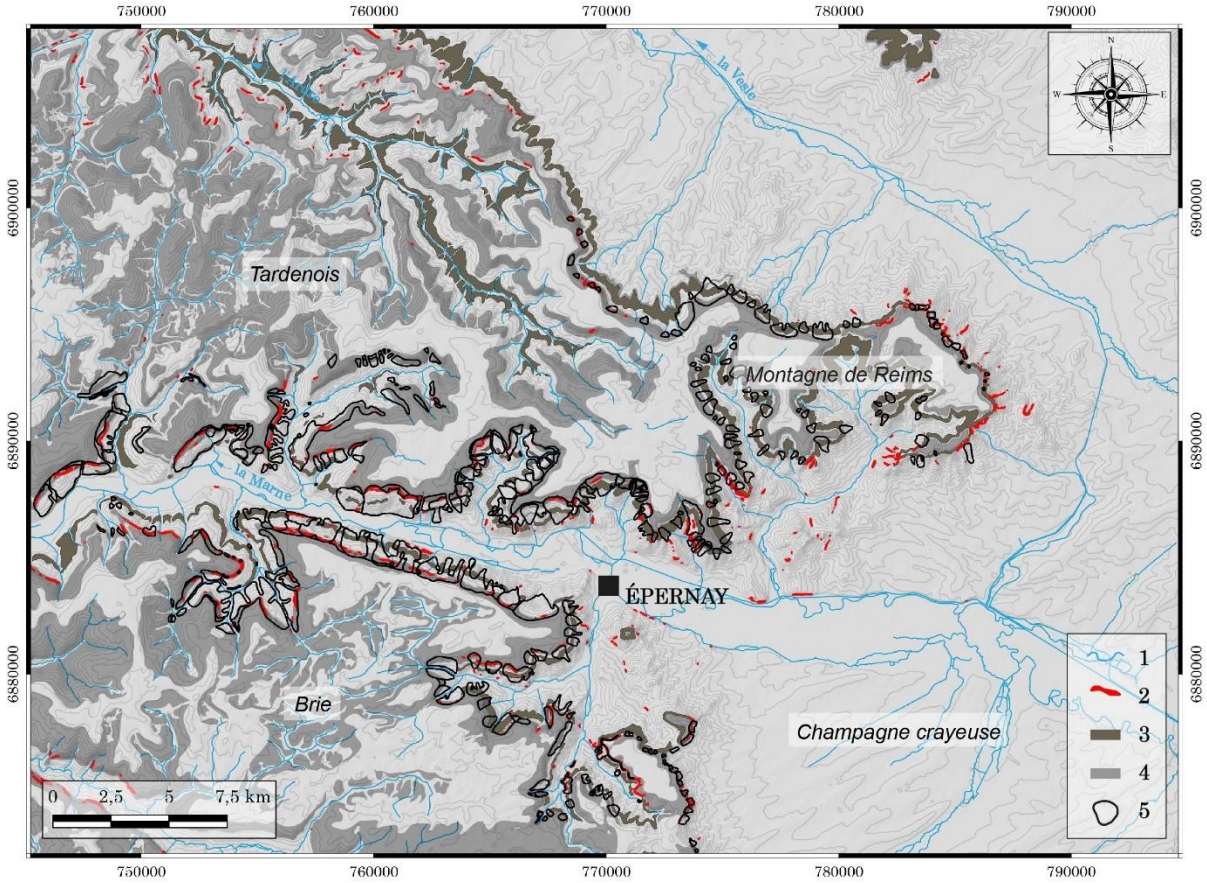


Figure 112. Cartographie des pentes fortes, des terrains « sensibles » et des glissements de terrain. *1 : Cours d'eau ; 2 : Secteurs en pente forte (supérieure à 30%) ; 3 : Argile de l'Yprésien inférieur ; 4 : Terrains argilo-marneux du sommet de la série tertiaire ; 5 : Glissement de terrain (Bollot, 2014).*

3. La réponse des sols et de la végétation aux facteurs climatiques

3.1. L'apport des données satellites

La démarche adoptée vise à identifier et quantifier le comportement des surfaces viticoles tout au long de l'année et à déterminer un facteur « saturation en eau des sols », qui peut jouer un rôle prépondérant dans la susceptibilité des versants aux mouvements de terrain. Les images satellites utilisées (ESA, 2018) couvrent la période 2017-2019. L'avantage des satellites Sentinel-2A et B est qu'ils assurent une diffusion continue de scènes larges (290 km) à une fréquence de passage élevée

(2,5 par jour à cette latitude). Pourvus de l'imageur multispectral MSI, ils offrent des produits opérationnels tels quels, radiométriquement corrigés, de 13 bandes spectrales, dont 3 dans le visible (bande 2, bande 3, bande 4, correspondant au domaine du bleu, du vert et du rouge, respectivement) et 9 dans l'infrarouge (bandes correspondant au PIR – proche-infrarouge, au MIR – moyen-infrarouge et au SWIR – infrarouge lointain). Seules les images comportant moins de 10 % de couverture nuageuse ont été sélectionnées pour l'étude, soit un total de 50 images pour la période allant de janvier 2018 à novembre 2019. Les bandes 3 (vert), 4 (rouge), 8 (PIR) et 11 (MIR) ont été géoréférencées en Lambert-93 EPSG 2154 sous la plateforme SNAP (*Sentinel Application Platform*). Afin de mesurer l'évolution annuelle de l'activité photosynthétique des vignes, la réflectance des sols humides en hiver ainsi que la réflectance de la végétation, trois indices ont été calculés en utilisant le logiciel QGIS 3.16 (tableau 6) : le *Normalized Difference Vegetation Index* – NDVI (Rouse et Haas, 1973 ; Tucker, 1979), et l'indice d'eau par différence normalisé – $NDWI_g$ (Gao, 1996) et $NDWI_{mf}$ (Mc Feeters, 1996) c'est-à-dire des indices de stress hydrique.

Source	Indice	Résolution	Échelle	Notes
Sentinel-2	NDVI*(1)	10 m	Versant, vallée	Biomasse
	$NDWI_g$*(2)	20 m → 10 m	Vallée	Charge en eau
	$NDWI_{mf}$*(3)	10 m	Versant, vallée	Charge en eau

*(1) NDVI = λPIR – λRED / λPIR + λRED (Tucker, 1979)

*(2) $NDWI_g$ = λPIR – λMIR / λPIR + λMIR (Gao, 1996)

*(3) $NDWI_{mf}$ = λGREEN – λPIR / λGREEN + λPIR (McFeeters, 1996)

Tableau 6. Les indices environnementaux utilisés pour l'étude.

Puisqu'il combine les bandes du Rouge et du PIR, l'indice NDVI permet de révéler les stress hydriques et l'état de la végétation. En effet, les pics de réflectance pour les végétaux dont l'activité photosynthétique est bonne se situent dans ces domaines spectraux, il est donc fondé d'étudier leur comportement grâce à ces bandes. Par ailleurs, la réflectance d'un couvert végétal sénescent est souvent plus faible dans le proche infrarouge que celle du même couvert en phénophase feuillée (figure 113). La réflectance varie également en fonction du type de formation végétale (les résineux ont une réflectance moins importante que les feuillus dans le proche infrarouge).

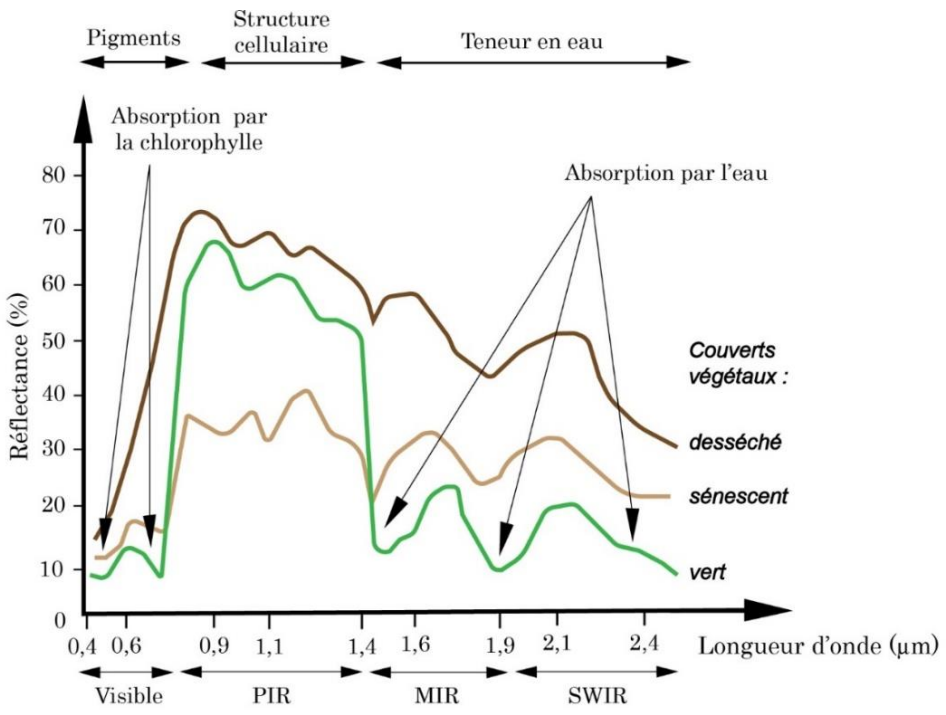


Figure 113. Signature spectrale de la végétation en fonction de la phénophase (modifié, d'après Girard et Girard, 1999).

Les indices hydriques permettent également de suivre la charge en eau des surfaces (c'est-à-dire de la biopédosphère) tout au long de l'année. Les pics d'absorption de l'eau se trouvent dans le moyen-infrarouge (1,9 à 2,4 µm), mais peuvent aussi se retrouver dans des longueurs d'onde plus courtes selon l'état des surfaces végétales (dégradé par une instabilité, par la sénescence…) dans le proche infrarouge (figure 113), donc les indices NDWIg et NDWImf permettront un suivi de la charge en eau des surfaces viticoles. La variation des indices environnementaux en fonction de la saison, des conditions climatiques et du site permet de suivre l'évolution de la charge en eau des sols en relation avec les instabilités superficielles sur les versants, et l'objectif est de déterminer des secteurs où la valeur des indices détone.

Les images satellites sont compilées dans une base de données (figure 114). Après une étape de géoréférencement, des opérations de traitements sous SIG ou via la plateforme SNAP permettent de créer les indices. A ce stade, la base de données contient des informations analysables telles que 1/ la réflectance des bandes du visible, du PIR, du MIR et du SWIR, 2/ les raster NDVI, NDWIg et NDWImf pour toutes les dates compilées et 3/ les bandes de l'infrarouge thermique. Une opération de découpe est ensuite effectuée afin de ne garder que les réponses des surfaces viticoles (à l'échelle de la vallée de la Marne) ou des parcelles viticoles (à l'échelle du versant, à Vandières). Enfin, ces indices sont corrélés aux données météorologiques. Les données journalières au pas de temps horaires (température, précipitations, humidité relative) de 3 stations météorologiques du CIVC

(Sacy, Œuilly, Chatillon-sur-Marne) sont disponibles depuis 2015. Le nombre d'images satellites retenu est conséquent : 10 dates pour l'année 2015, 16 pour l'année 2016, 23 pour l'année 2017, 53 pour l'année 2018, 42 pour l'année 2019, et 33 pour l'année 2020, soit un total de 177 images Sentinel-2 compilées.

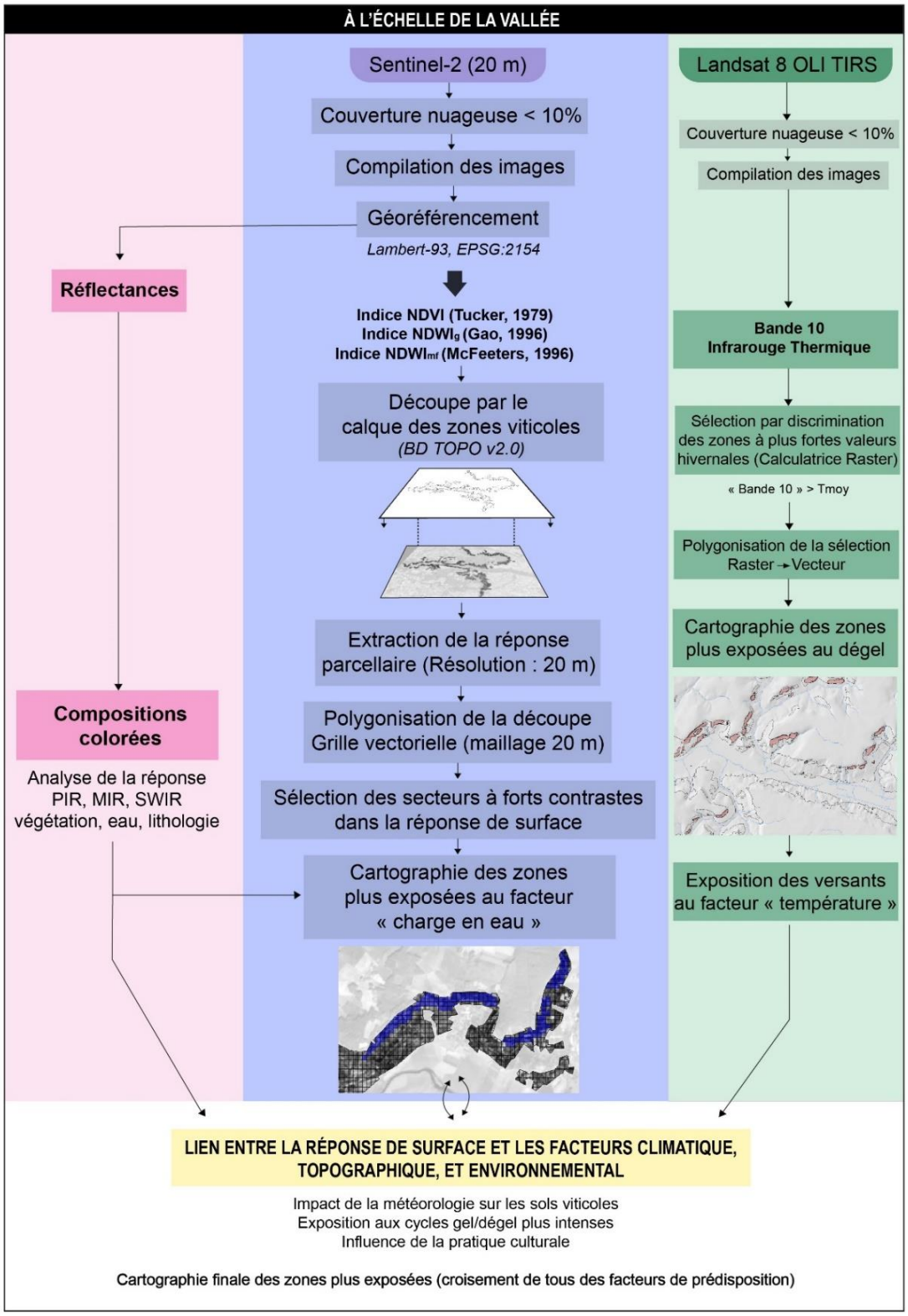


Figure 114. Protocole d'extraction et de caractérisation des réponses des surfaces viticoles.

3.2. Le contexte climatologique

Le suivi météorologique est indispensable car les surfaces étudiées ont un comportement très largement influencé par : 1/ la fréquence et l'intensité des événements pluvieux, 2/ les épisodes de gel ou de forte chaleur, 3/ le cycle de la vigne. Seules les images des années 2017, 2018, 2019 et 2020 ont été traitées, puisque ces années présentent de plus nombreuses dates disponibles. Les années étudiées en priorité sont 2018, 2019, et 2020 (figure 115).

Des épisodes pluvieux estivaux très importants (plus de 18 mm d'eau en une journée) ont été enregistrés en juillet 2018, en juillet et en septembre 2019. L'année 2019 a été particulièrement peu pluvieuse et a connu des records de température. L'année 2020 a subi des épisodes de pluies très fréquents et parfois très importants tout au long de l'année, ce qui a pu fragiliser les versants dits « sensibles » et/ou déclencher une instabilité.

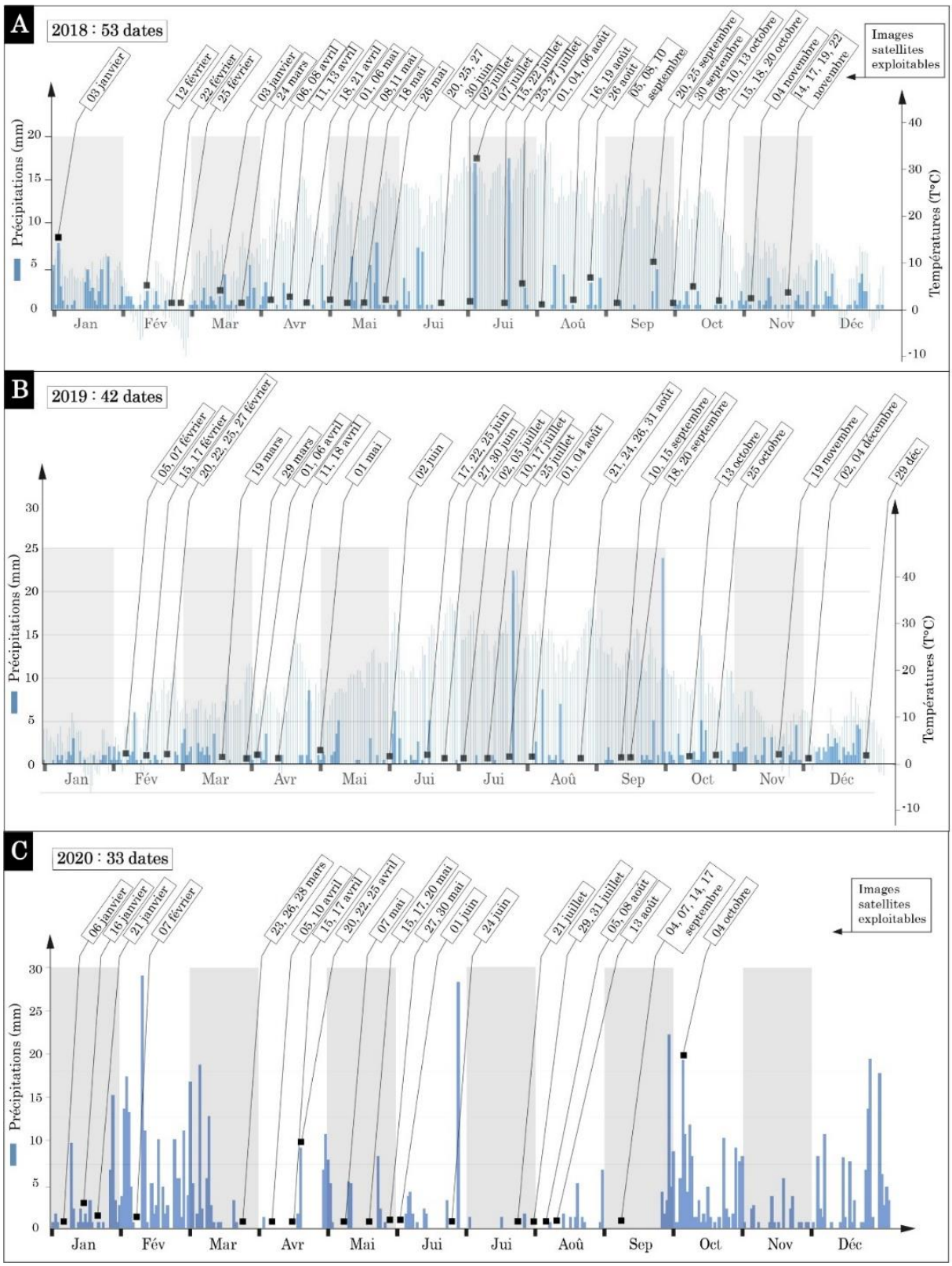


Figure 115. Données pluviométriques (stations de Châtillon-sur-Marne et de Sacy, données CIVC) et dates des images Sentinel-2 utilisées, période 2018-2020.

A : Données pour l'année 2018. B : Données pour l'année 2019. C : Données pour l'année 2020.

3.3. Les réponses « standard »

3.3.1. Le NDVI

L'analyse de la végétation à partir d'images satellites sans traitements n'est pas aisée : les images en vraies couleurs n'apportent que très peu d'informations sur l'activité photosynthétique des végétaux. Il est alors difficile de différencier les mares des différents peuplements forestiers, voire le vignoble des labours. On utilise communément le NDVI pour identifier le type de couvert végétal et pour en suivre les fluctuations annuelles, dont les valeurs sur l'échelle colorimétrique sont comprises entre – 1 et 1 (figure 116).

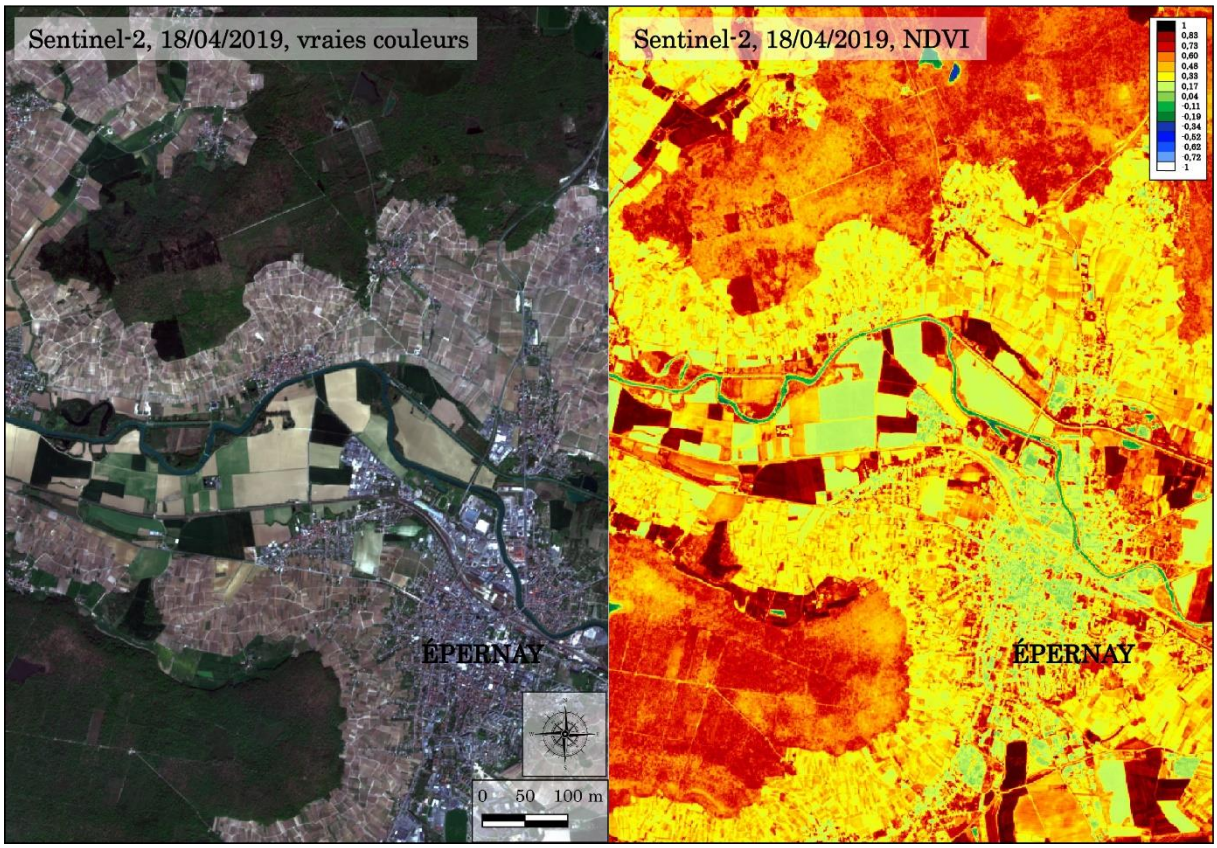


Figure 116. Vue satellite de la percée cataclinale de la Marne à Épernay (Sentinel-2, 22/02/2018).

On observe alors des différences dans les réponses des peuplements forestiers, des surfaces viticoles et des surfaces agricoles (figure 117). Malgré l'absence de feuilles, les forêts en hiver présentent des valeurs jaunes à orangées sur l'échelle colorimétriques, légèrement supérieures à celles des parcelles viticoles (figure 117A). Les conifères ayant toujours une activité, la réponse NDVI reste moyenne. Dans la plaine alluviale, il est commun de retrouver des champs labourés à cette période de l'année : les surfaces apparaissent alors dans des tons vert clair (valeurs basses de NDVI). En revanche, certaines cultures présentent des couleurs dans des tons plus orangés : il s'agit de

cultures d'hiver, dont l'activité photosynthétique est importante (blé d'hiver, orge, etc.). Les disparités constatées dans les domaines forestiers sont liées au type de végétaux : en effet, certaines parcelles sont plantées en conifères qui gardent une activité photosynthétique même en hiver. Dans le vignoble, la disparité des réponses de surface peut être liée à la présence de végétaux dans les inter-rangs (enherbement).

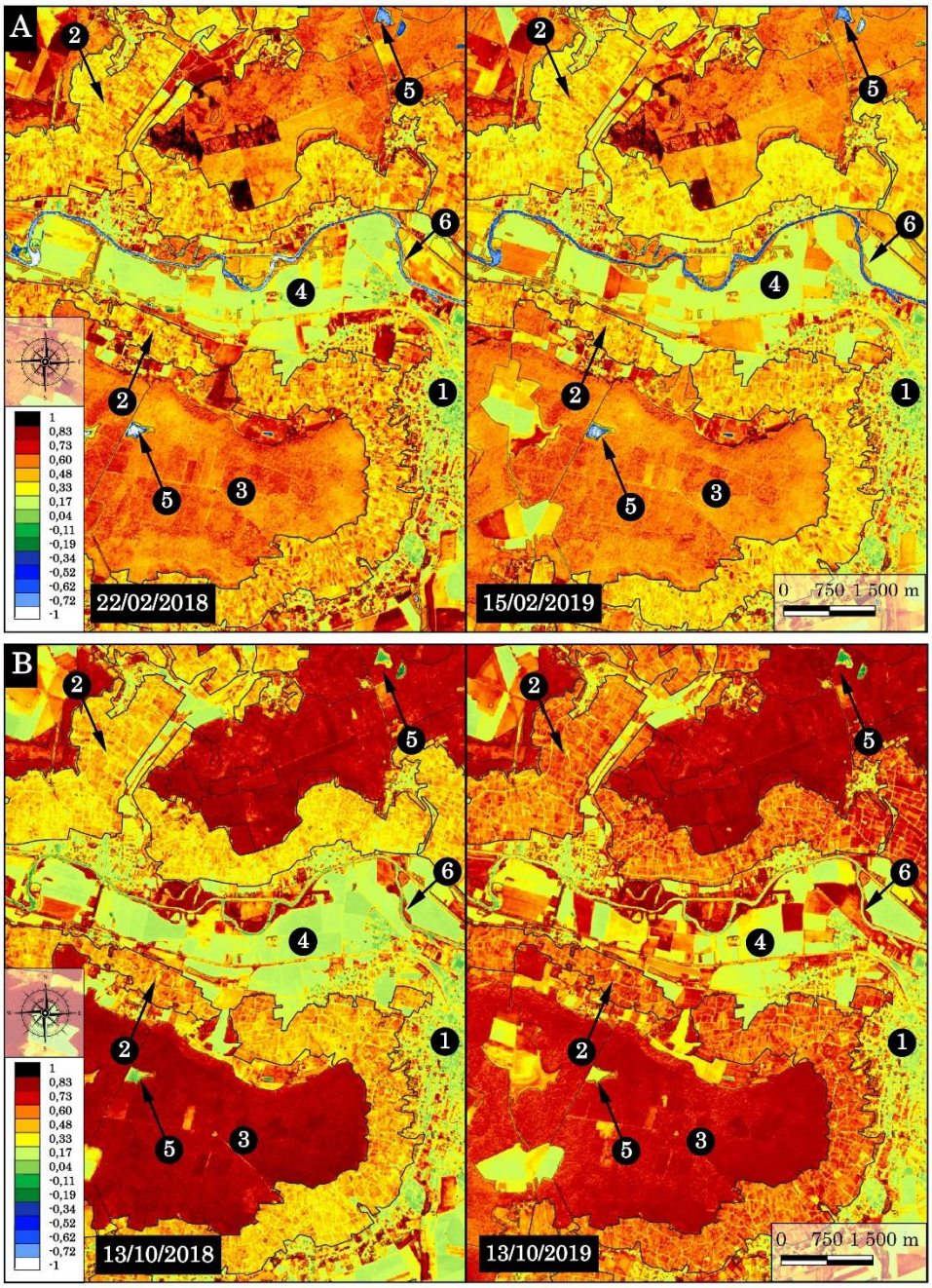


Figure 117. Réponses NDVI hivernales (A) et automnales (B) dans le secteur d'Épernay (2018 et 2019).

1 : Épernay ; 2 : Vignoble ; 3 : Forêt ; 4 : Labours (plaine alluviale) ; 5 : Plan d'eau ; 6 : la Marne.

En été en revanche, les réponses s'homogénéisent sur les plateaux et sur les versants et deviennent très contrastées dans le fond des vallées. À la fin de l'été et au début de l'automne (figure 117B), la canopée a une activité photosynthétique maximale et les capteurs satellitaires enregistrent des valeurs maximales dans le visible et dans le PIR. C'est également le cas pour les surfaces viticoles, qui enregistrent des valeurs de NDVI maximales en été. On peut toutefois observer des différences d'une année à l'autre. Sur la figure 117, les valeurs de NDVI des surfaces viticoles de l'année 2018 sont légèrement plus élevées que celles de l'année 2019 à la même période ; en revanche, la canopée forestière semble être plus vigoureuse à la fin de l'été 2018 qu'à la fin de l'été 2019. Le suivi des parcelles viticoles permet de différencier les réponses des parcelles non enherbées et des parcelles enherbées, et les images hivernales montrent que ces dernières sont de plus en plus nombreuses.

3.3.2. Cartographie de l'enherbement des parcelles en hiver

Un panel d'images hivernales, découpées selon l'emprise viticole, traitées avec l'indice NDVI à une résolution 10 m, est donc sélectionné pour l'année 2019. Tous les pixels situés dans l'emprise du calque des surfaces viticoles dont la réponse NDVI est supérieure à 0,51 (valeur seuil entre réponse des sols enherbés et des sols nus) sont classés grâce à la calculatrice raster : « DN = 1 » et les autres « DN = 0 » (figure 118A). La sélection des pixels de la classe « DN = 1 » puis leur polygonisation via la commande « Polygoniser » de la boîte à outil GDAL sous QGIS 3.16, permet de créer le calque des parcelles enherbées pour l'hiver 2019 (figure 118B) et de constater une disparité spatiale dans la réponse NDVI en hiver. Une cartographie du taux d'enherbement des surfaces viticoles peut donc être proposée (figure 119), dont il ressort qu'environ 4 529 hectares étaient enherbés à la sortie de l'hiver 2019 (secteur vallée de la Marne – Montagne de Reims).

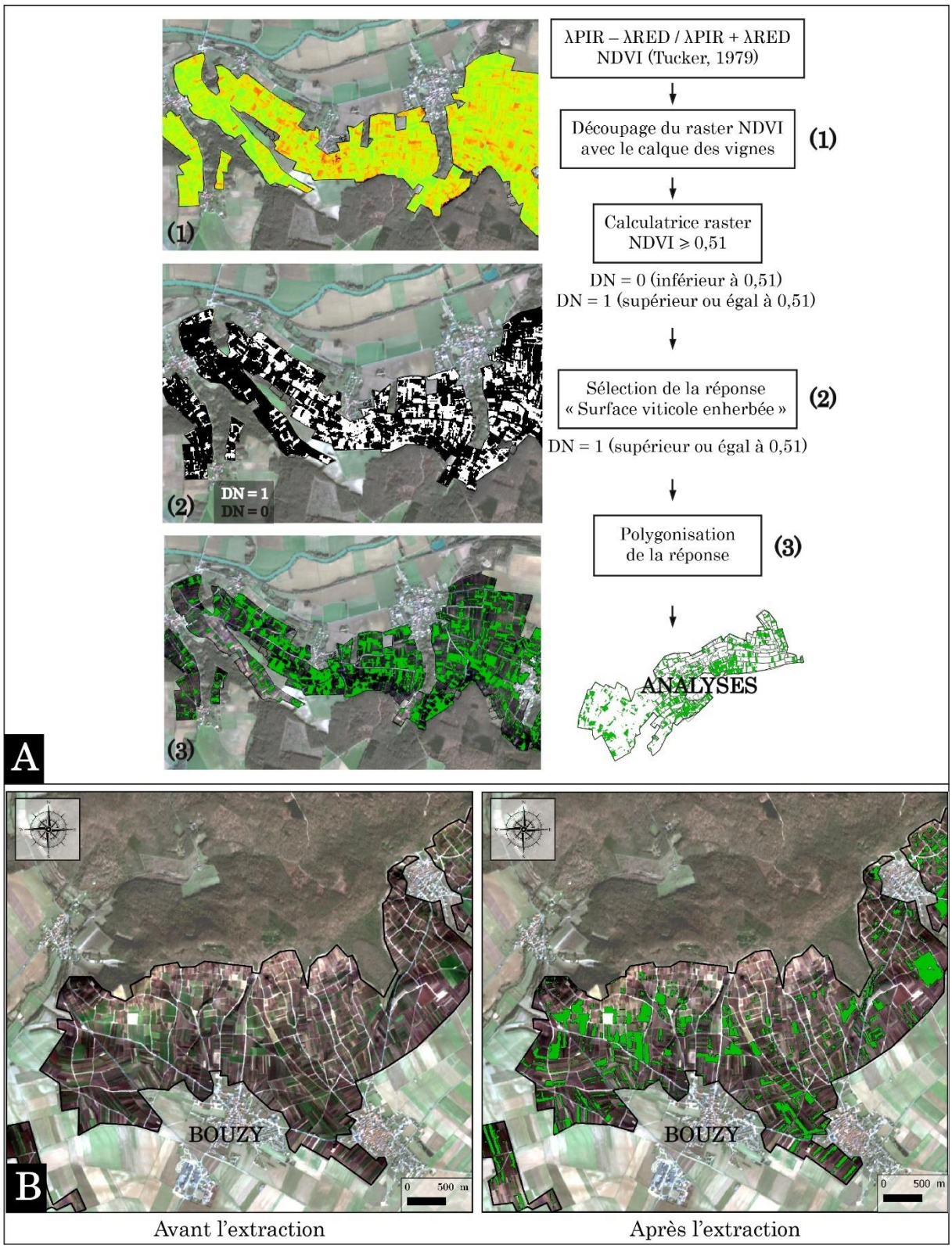


Figure 118. Méthodologie d'extraction des surfaces viticoles enherbées.

A : Cheminement SIG pour différencier la réponse des sols. B : Exemple d'extraction et de polygonisation sur le versant de la commune de Bouzy (Sentinel-2, 17/02/2019).

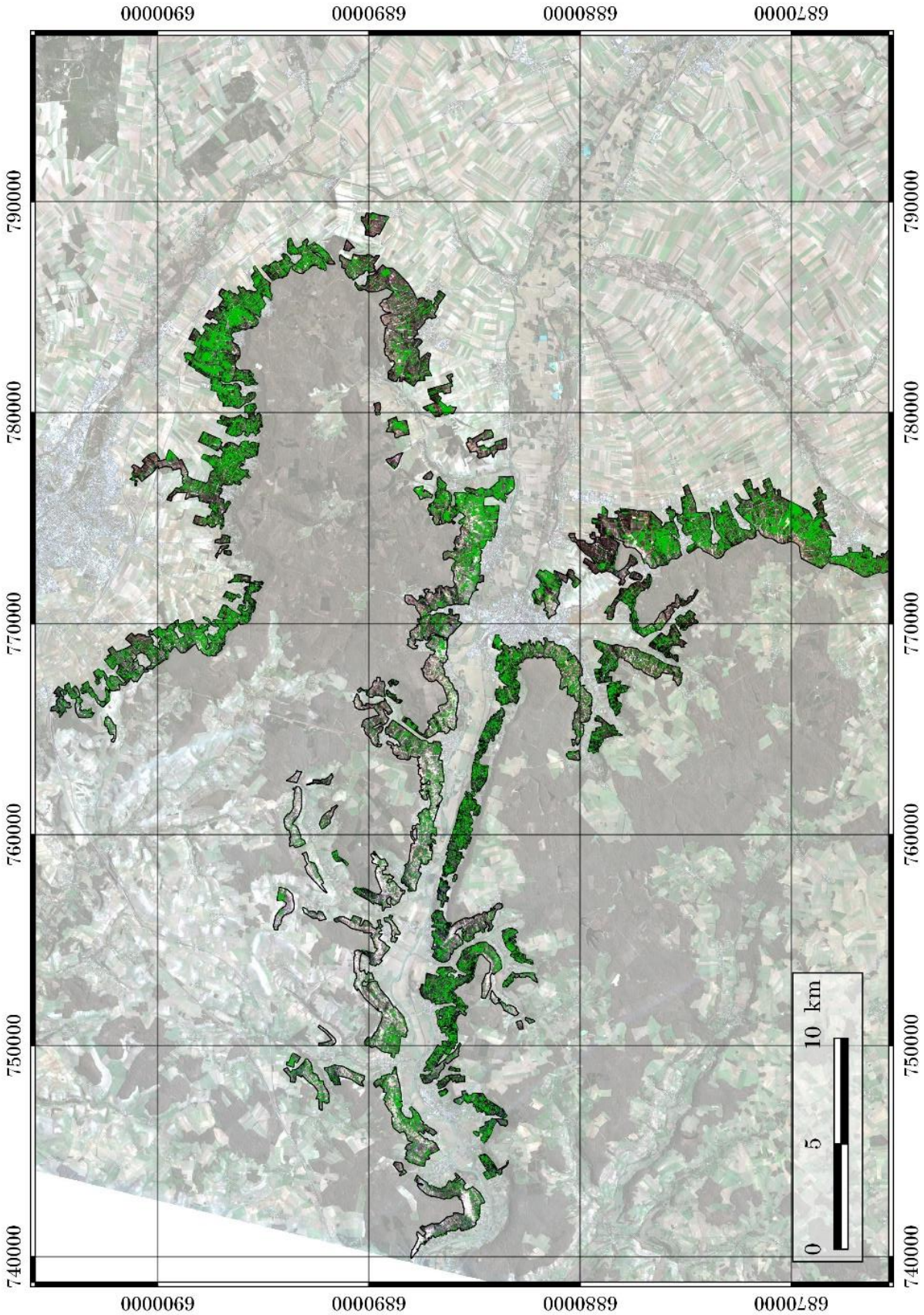


Figure 119. Cartographie des surfaces viticoles enherbées établie à partir de l'indice NDVI en hiver, Montagne de Reims et vallée de la Marne (Sentinel-2, 07/02/2019).

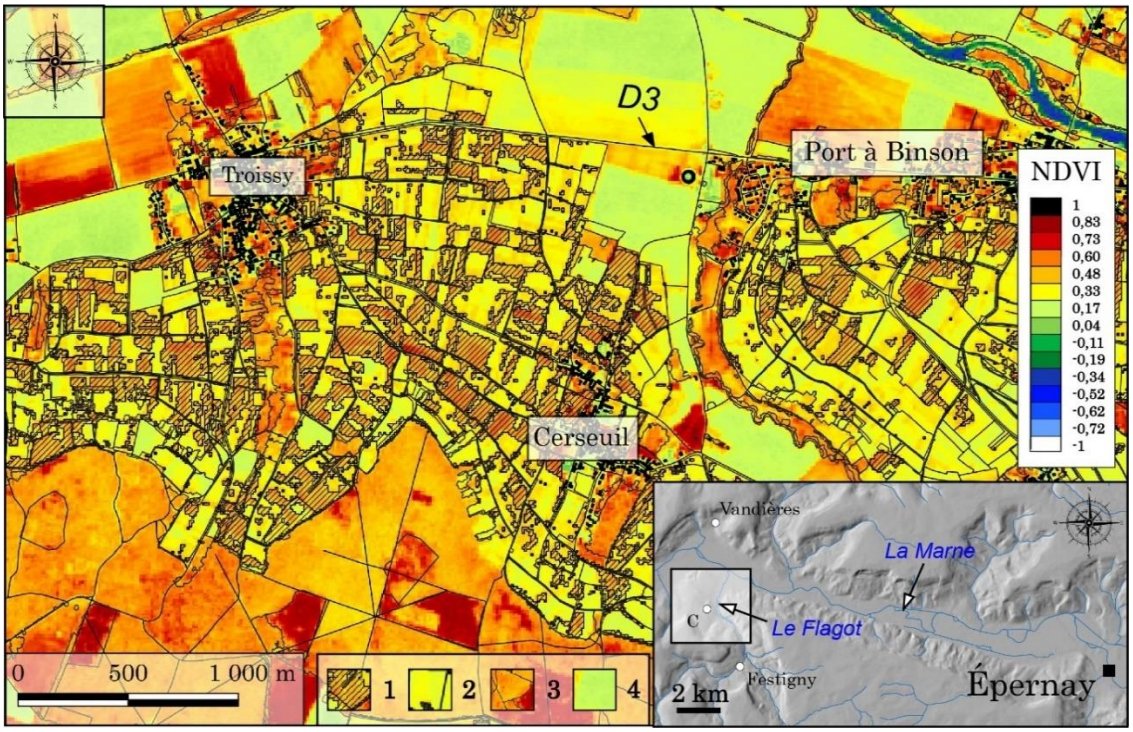


Figure 120. Réponse NDVI hivernale, commune de Cerseuil (25/02/2019).

1 : Vignes enherbées ; 2 : Vignes nues ; 3 : Zones boisées ; 4 : Champs nus.

Les secteurs les plus enherbés sont majoritairement situés en rive gauche de la vallée de la Marne dans les environs d'Épernay, de Troissy-Cerseuil (dans la vallée du Flagot) et les coteaux d'Aÿ-Champagne, ainsi que sur le front de la Côte d'Île-de-France (la Côte des Blancs, le secteur de Verzy-Verzenay-Rilly et le secteur de Sermiers) (figures 120 et 121). Cette répartition peut s'expliquer par le choix des exploitants, qui sont de plus en plus soucieux de l'état de surface de leurs parcelles et privilégient une culture plus naturelle de leur domaine. En effet, la couverture herbeuse en hiver protège les sols viticoles qui, lorsqu'ils sont nus, sont plus vulnérables aux processus d'érosion dans les secteurs les plus pentus. En conservant une couverture végétale, le ruissellement et la reptation pluviale sont moins actifs en cas de pluie intense. En contrepartie, l'infiltration s'accroît et on peut se demander si l'enherbement hivernal est une pratique qui réduit la susceptibilité des versants viticoles aux instabilités superficielles de type solifluxion. Par ailleurs, cette pratique culturale implique une tonte régulière des inter-rangs ce qui exclut les parcelles situées dans des secteurs où la pente est trop forte.

Les secteurs les moins enherbés sont localisés en rive droite de la Marne (figure 121B). Ils sont donc a priori plus « sensibles » aux phénomènes de ruissellement ainsi qu'aux passages des engins agricoles tout au long de l'année (la quantité de terre emportée par les roues peut être importante).

C'est le cas à Vandières, dans le bassin versant de la Semoigne et dans les environs de Venteuil et de Champillon (figure 121B).

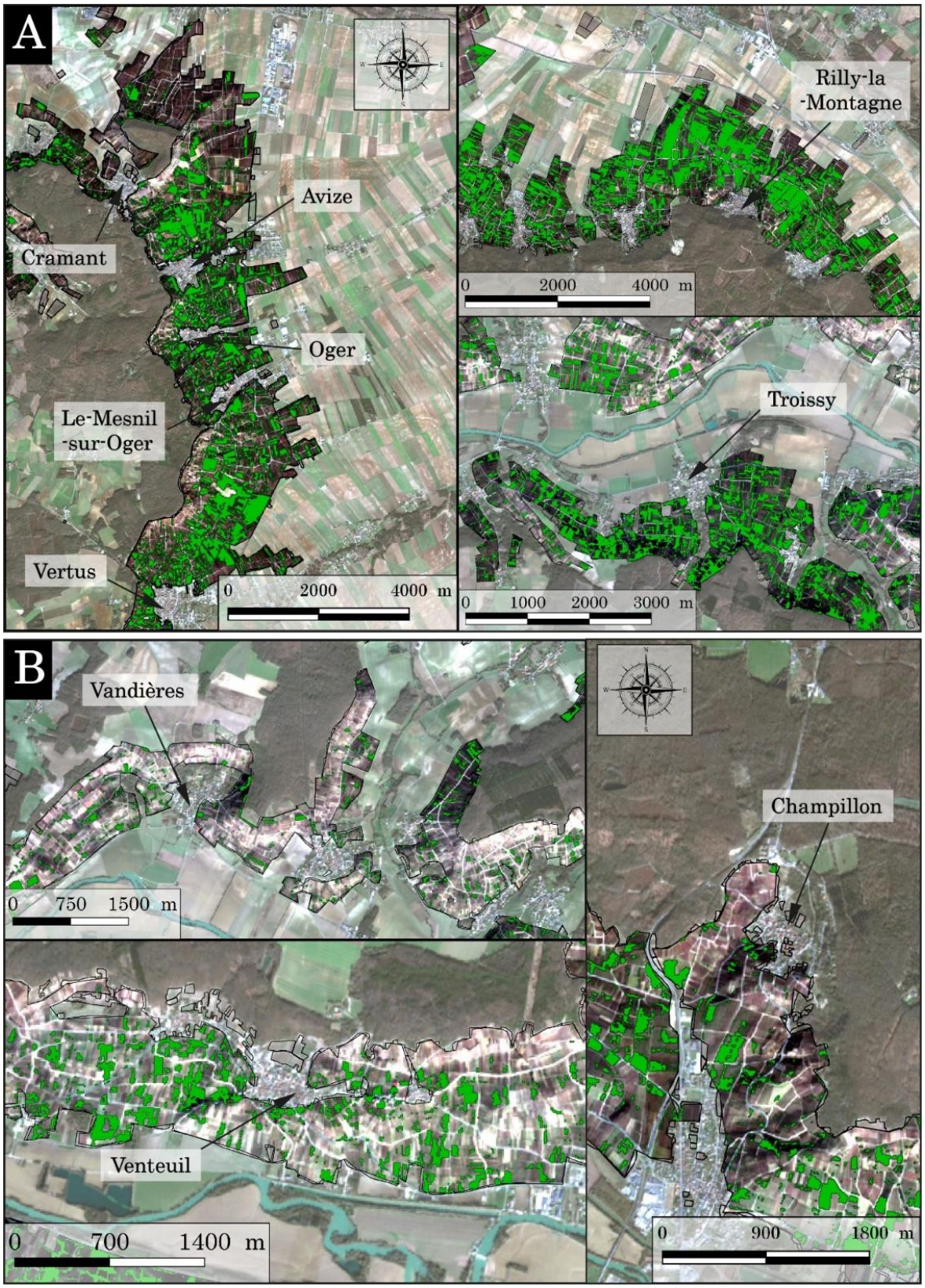


Figure 121. Exemples de secteurs à fort enherbement (A) et à faible enherbement (B) en hiver 2019.

3.3.3. Le NDWIg

Le NDWIg tel que formulé par B. Gao (1996), combinant la réflectance du PIR (0.86 µm) et du MIR (1.24 µm) est le plus couramment utilisé. Il permet de déterminer le contenu en eau à l'échelle de la feuille aussi bien qu'à celle de la canopée. Le champ d'application du NDWIg est vaste : surveillance de l'irrigation des cultures, gestion des pâturages, surveillance des forêts (incendie, sécheresse). Cet indice environnemental décrit dans la partie méthodologie (cf. supra, p. 170, tableau 6) permet de caractériser et de suivre l'évolution de la teneur en eau de la végétation, des sols et des roches, enregistrée par les bandes du PIR, du MIR et du SWIR.

L'analyse des scènes en été révèle que les surfaces viticoles se démarquent bien des zones boisées, ou encore des terres labourables de la plaine alluviale de la Marne (figure 122B). Les valeurs de NDWIg enregistrées en été par la canopée forestière des plateaux qui dominent la vallée de la Marne sont jaunes à oranges, ce qui traduit une quantité d'eau élevée dans les feuilles. La réponse de la vigne (vert clair) est relativement homogène sur les versants, ce qui contraste avec les fortes valeurs enregistrées par les arbres. En hiver, toutes les valeurs enregistrées par les capteurs dans le PIR et le MIR sont basses (verts), ce qui est normal en période de dormance. Des valeurs comprises entre – 1 et 0 sur l'échelle colorimétrique (figure 122A) se réfèrent à des surfaces sans végétation. En hiver, les secteurs viticoles qui présentent des tons bleutés sont donc globalement plus secs que les autres : la réflectance enregistrée est plus importante et l'absorption des longueurs d'onde dans l'infrarouge est plus basse.

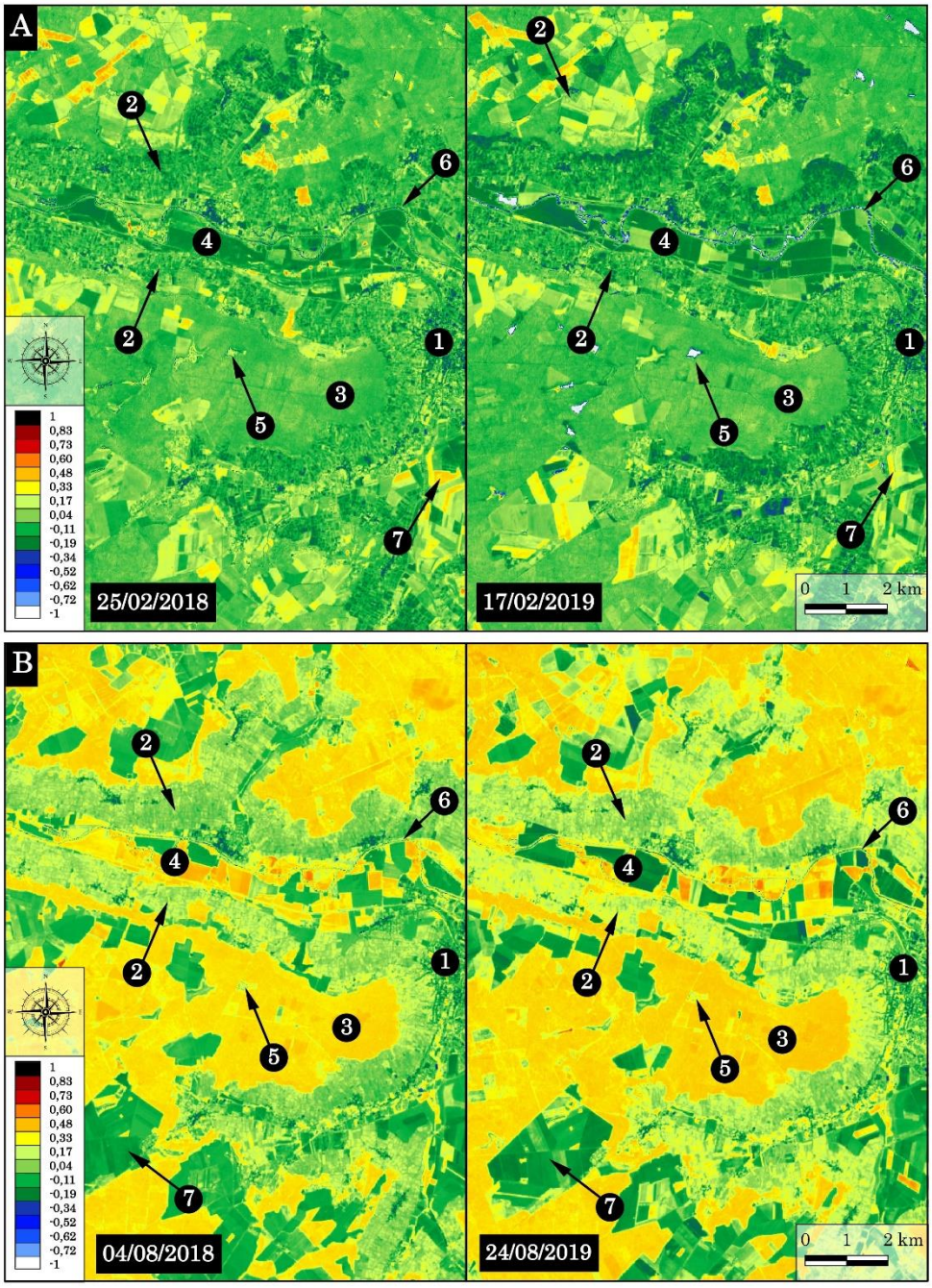


Figure 122. Réponses NDWIg hivernales (A) et estivales (B) dans le secteur d'Épernay (2018 et 2019).

1 : Épernay ; 2 : Vignoble ; 3 : Forêt ; 4 : Terre labourable (plaine alluviale) ; 5 : Plan d'eau ; 6 : La Marne ; 7A : Culture d'hiver ; 7B : Parcelles agricoles fraîchement labourées.

La réponse viticole hivernale s'apparente donc à une réponse de « sol ouvert » (c'est-à-dire nu, figure 123C) alors qu'en été, le feuillage relativement dense des vignes augmente la valeur de l'indice (figure 122A et B). Pour la cartographie du paramètre « charge en eau », il est opportun d'utiliser les scènes de la période novembre-avril, c'est-à-dire pendant la phénophase défeuillée afin d'obtenir une réponse orientée sur la charge en eau propre au sol. Lorsqu'on regarde l'allure

générale de l'indice pour les surfaces viticoles, on remarque que les valeurs de NDWIg les moins importantes sont enregistrées en janvier/février 2019, tandis qu'en janvier/février 2018, du fait de nombreux événements pluvieux, ces valeurs sont presque positives (figure 123C).

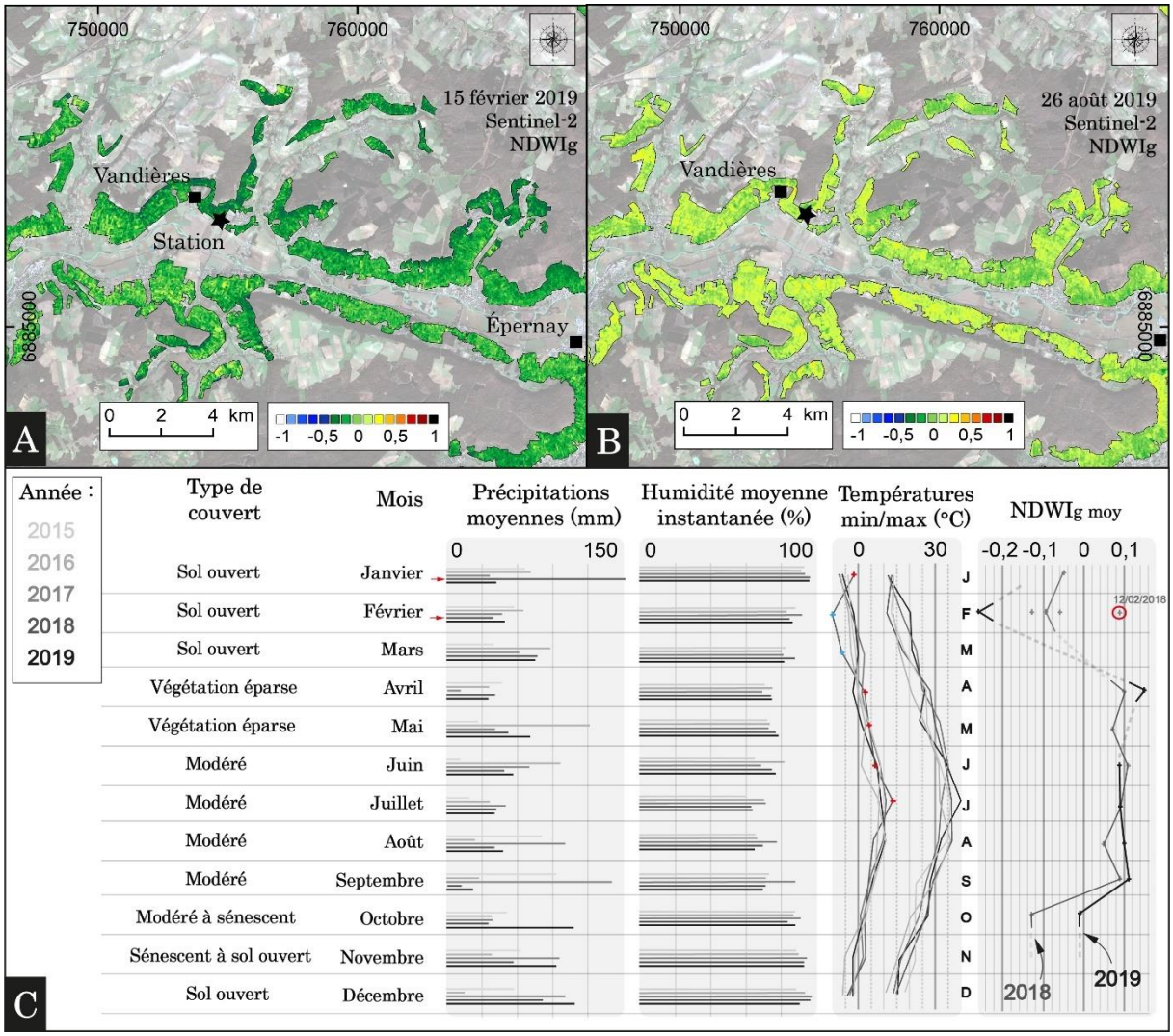


Figure 123. Comparaison des réponses NDWIg (vallée de la Marne et affluents).

A : En hiver. B : En été. C : Type de couvert et données météorologiques (station CIVC de Châtillon-sur-Marne) entre 2015 et 2019.

L'indice NDWIg reflète donc aussi bien les phénophases du vignoble que les épisodes pluvieux de l'hiver et du début du printemps (figure 124). On remarque que les tons sont légèrement plus atténués lorsque le cliché est pris après une période de pluie de plusieurs jours et à l'inverse, quand le cliché est pris après une longue période sans pluie, les tons sont plus marqués et les contrastes plus importants. Ainsi, le cliché enregistré le 5 février pendant une semaine de pluie présente des tons NDWIg très homogènes, à la différence du cliché enregistré un mois plus tard, le 27 février, après des semaines sans pluies.

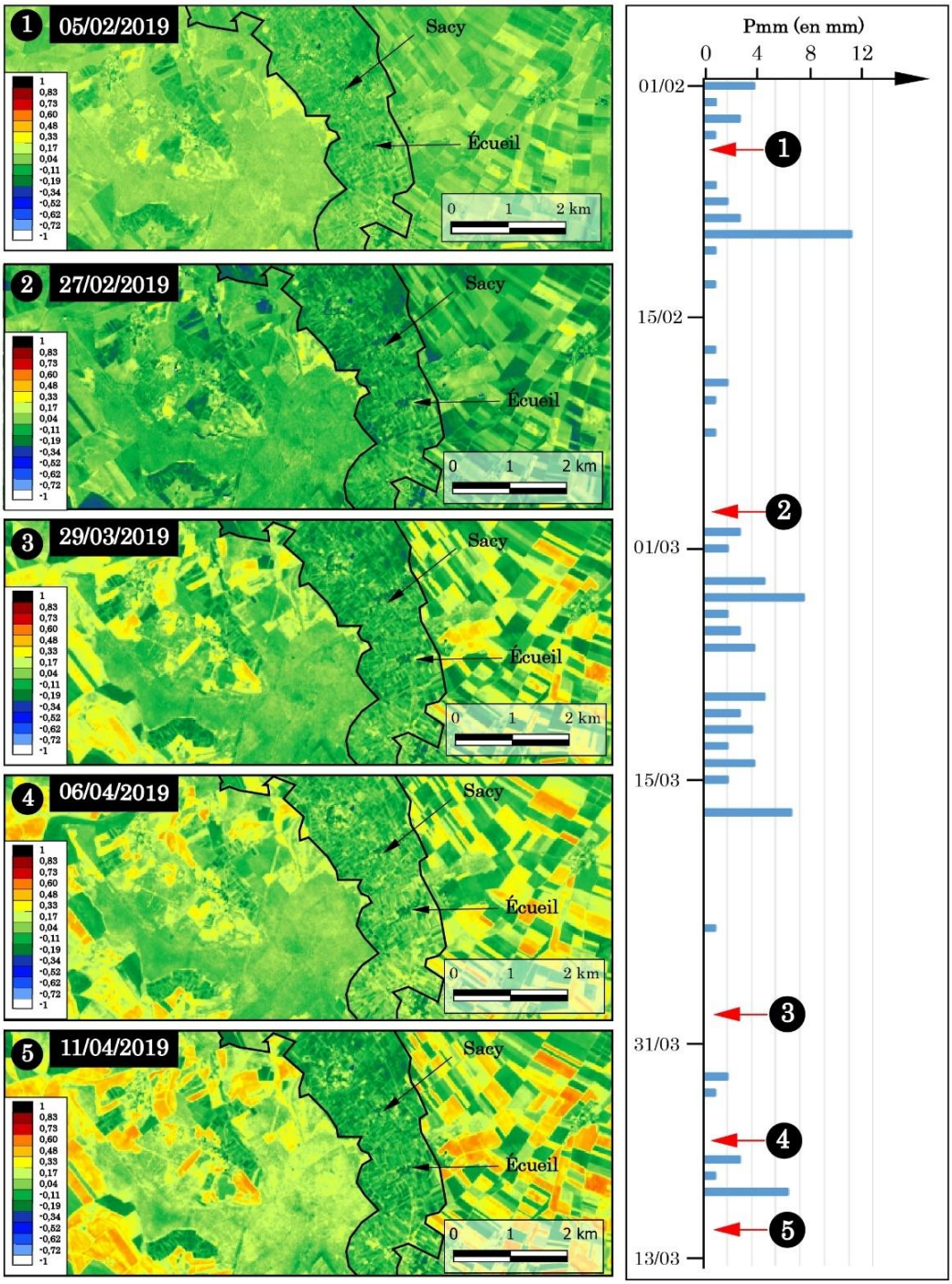


Figure 124. Influence des précipitations sur la réponse NDWIg.

3.3.4. Le NDWImf

Le NDWImf proposé par McFeeters est conçu pour maximiser la réflectance de l'eau dans la bande verte et la minimiser dans la bande du PIR. Lorsque l'on compare plusieurs clichés d'années et de mois différents, on remarque que la valeur de l'indice n'est pas nécessairement influencée par la saison (figure 125) mais est en revanche très réactive à l'occurrence d'épisodes pluvieux (figure 126).

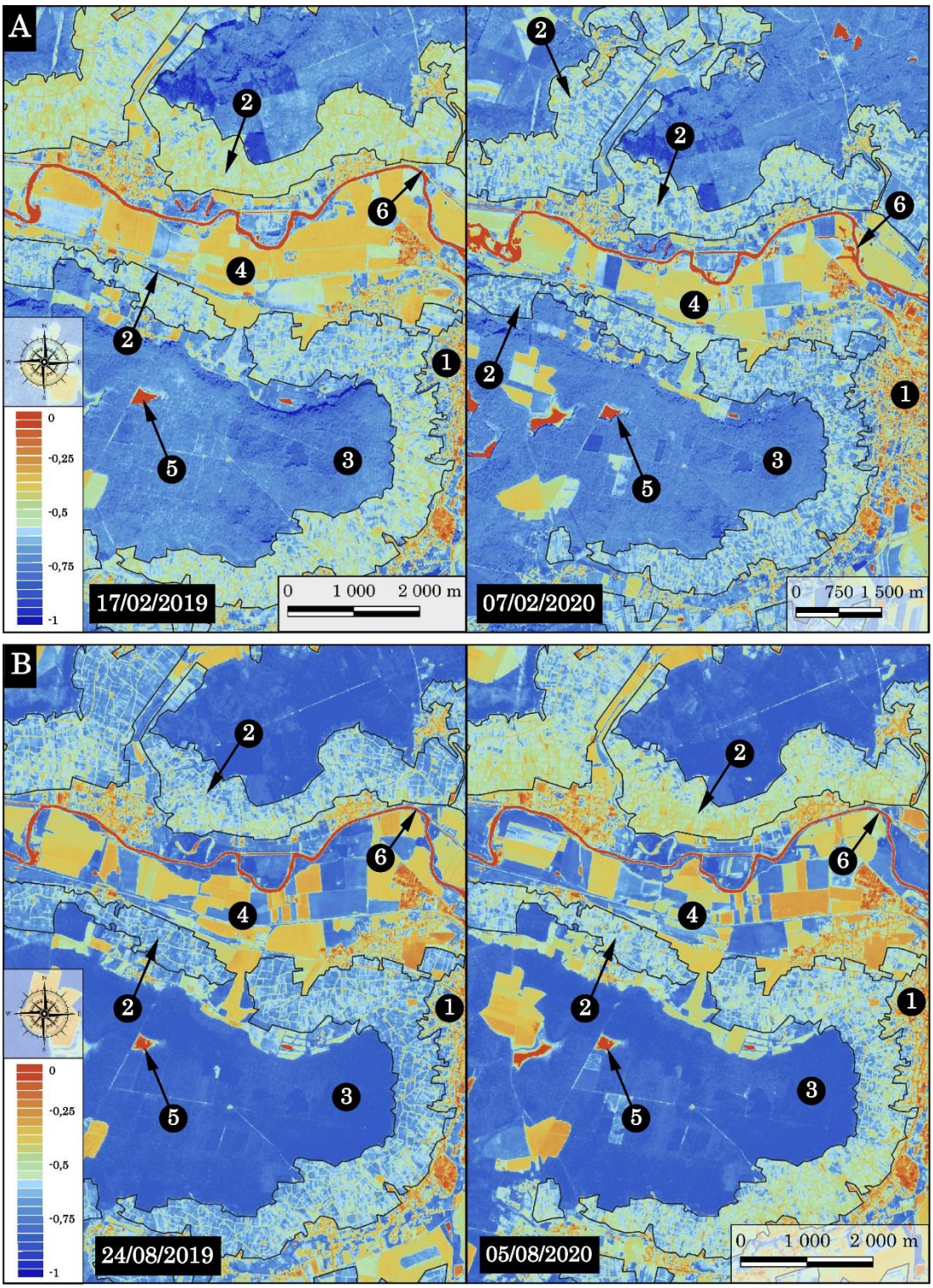


Figure 125. Réponses NDWImf hivernales (A) et estivales (B) dans le secteur d'Épernay (2019 et 2020).

1 : Épernay ; 2 : Vignoble ; 3 : Forêt ; 4 : Labours (plaine alluviale) ; 5 : Plan d'eau ; 6 : la Marne.

Dans le premier cas, les couleurs sont dans des tons bleutés lorsqu'il s'agit de la canopée, vert-orangés lorsqu'il s'agit de la surface viticole et orangés lorsqu'il s'agit d'infrastructures anthropiques, de champs labourés, de cours d'eau. Les valeurs de la canopée forestière sont

légèrement plus basses en hiver, surtout s'il s'agit de conifères, et on constate parfois un « effet de rive » pour les parcelles viticoles : celles qui sont situées sur le versant de rive droite de la Marne (exposé au sud) enregistrent des valeurs globalement un peu plus élevées tout au long de l'année que celles situées sur le versant de rive gauche. En termes de réponse aux paramètres climatiques (pluie, température, gel, sécheresse), il est intéressant de s'interroger sur la signification de ces observations. En effet, si les parcelles viticoles de rive droite semblent soumises à des conditions topoclimatiques différentes, quelle est l'influence de ces conditions sur l'instabilité des versants ? On admettra que cette pression naturelle liée à l'exposition de versant et tous les facteurs de prédisposition aux instabilités qu'elle implique (températures, gels, pluviométrie, radiations solaires, infiltration) est à considérer pour le modèle de susceptibilité final.

Par ailleurs, tout comme pour le NDVI et le NDWIg, les pratiques culturales et l'enherbement ont un effet sur la réponse enregistrée par l'imageur multispectral MSI comme le montre la superposition des clichés traités avec l'indice NDWImf et du calque référençant les surfaces pixélisées correspondant à la réponse « enherbée » des parcelles viticoles. En hiver, par exemple, la réponse des parcelles enherbées est systématiquement plus basse que celle des parcelles nue puisque la végétation des inter-rangs des vignes absorbe dans le PIR (figure 126B). En outre, tout comme pour le NDWIg, on constate que les épisodes pluvieux ont un fort impact sur la réponse des surfaces viticoles (figure 126A). Les clichés qui référencent l'indice après une période de pluie présentent des couleurs dans les tons plus orangés, comme au début du mois de février 2019 (figure 126B), alors qu'après une période sans pluie, les surfaces viticoles présentent des tons bleutés (elles enregistrent des valeurs plus basses). Ce n'est cependant pas toujours le cas mais c'est la tendance générale observée pour les années étudiées. L'étude à l'échelle du versant de Vandières apportera des précisions sur ce point (cf. infra, p. 207).

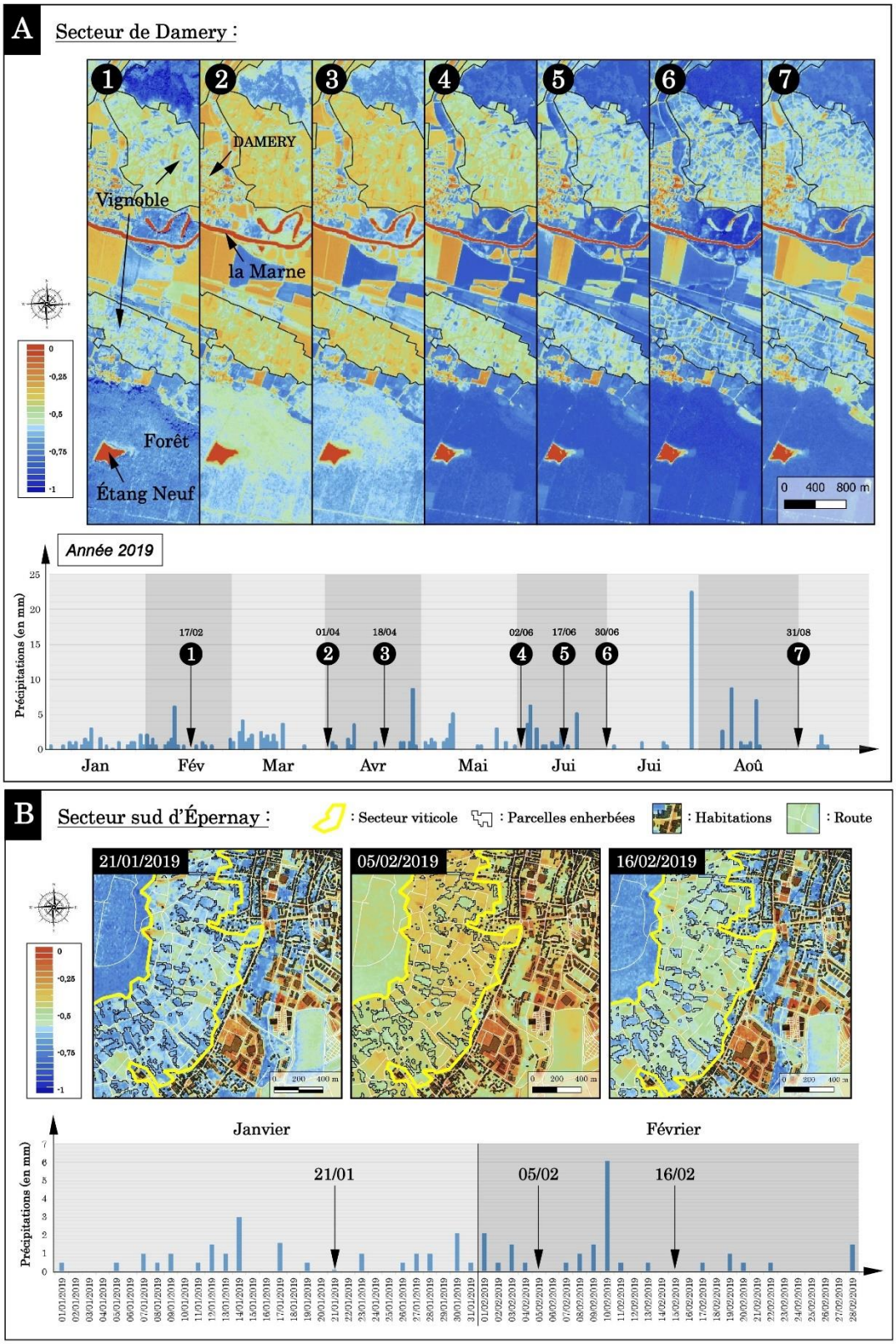


Figure 126. Précipitations et réponses du NDWImf (2019).

A : Secteur de Damery (année 2019). 1 : Le 17/02/2019 ; 2 : Le 01/04/2019 ; 3 : Le 18/04/2019 ; 4 : Le 02/06/2019 ; 5 : Le 17/06/2019 ; 6 : Le 30/06/2019 ; 7 : Le 31/08/2019. B : Secteur d'Epernay : mise en évidence de l'effet de la pluie sur la réponse des surface viticoles (entourée en jaune).

3.3.5. Analyse de la réponse spectrale par la méthode des compositions colorées

Les clichés Sentinel-2 autorisent de nombreuses combinaisons de couleurs traduisant le comportement des surfaces dans les différents domaines spectraux. Il est intéressant d'étudier la réponse des surfaces dans le MIR (moyen infrarouge, voir figures 127 et 128), parce que l'on y retrouve des pics d'absorption de l'eau très importants. Il est également intéressant d'étudier l'état de la végétation, en particulier sur les versants viticoles où des mouvements de terrain peuvent avoir un impact très fort sur la vigne (l'application est faite à l'échelle du versant à Vandières, cf. infra, p. 212, figure 141 et p. 201, figure 143).

Les compositions de couleur sont créées et exportées en format raster .jp2 grâce au logiciel ENVI 5.1 IDL *Image Processing & Analysis Software d'Harris Geospatial*. Si l'on combine les bandes du MIR, du PIR et du visible, pour les canaux du rouge, du vert et du bleu, on peut par exemple observer des réponses qui mettent en évidence différents types de surface : des sols labourés ayant de forts taux en matière organique, des sols viticoles nus et particulièrement secs, des mares, des types de production agricole pour les parcelles non viticoles, etc. (figures 127B et 128B). Ainsi, le comportement de surface des sols peut être observé tout au long de l'année à haute résolution (10 m).

Dans la configuration R = MIR, V = PIR, B = visible (rouge), on remarque que les surfaces viticoles, tout au long de l'année, ont une réflectance décroissante pour le MIR (canal 1, janvier = 208, avril = 171, juin = 197, août = 109) une réflectance croissante pour le PIR (canal 2, janvier = 55, avril = 60, juin = 65, août = 86), et une réflectance décroissante dans le domaine du visible – rouge (canal 3, janvier = 101, avril = 142, juin = 120, août = 86) (figures 127B et 128B). Cela donne des tons facilement reconnaissables pour les surfaces viticoles puisqu'elles ressortent en magenta/violet en fonction de l'avancement de la végétation et des conditions météorologiques. À l'échelle parcellaire les pixels sont sensibles à la lithologie, à la charge en eau des sols (en phénophase défeuillée) ou de la canopée (en phénophase feuillée), et à la teneur en matière organique des sols. Dans les massifs forestiers, la distinction entre feuillus et conifères dont la teinte verte est plus prononcée, avec des valeurs d'absorbance maximale dans le PIR et le MIR est aisée (figures 127B et 128B).

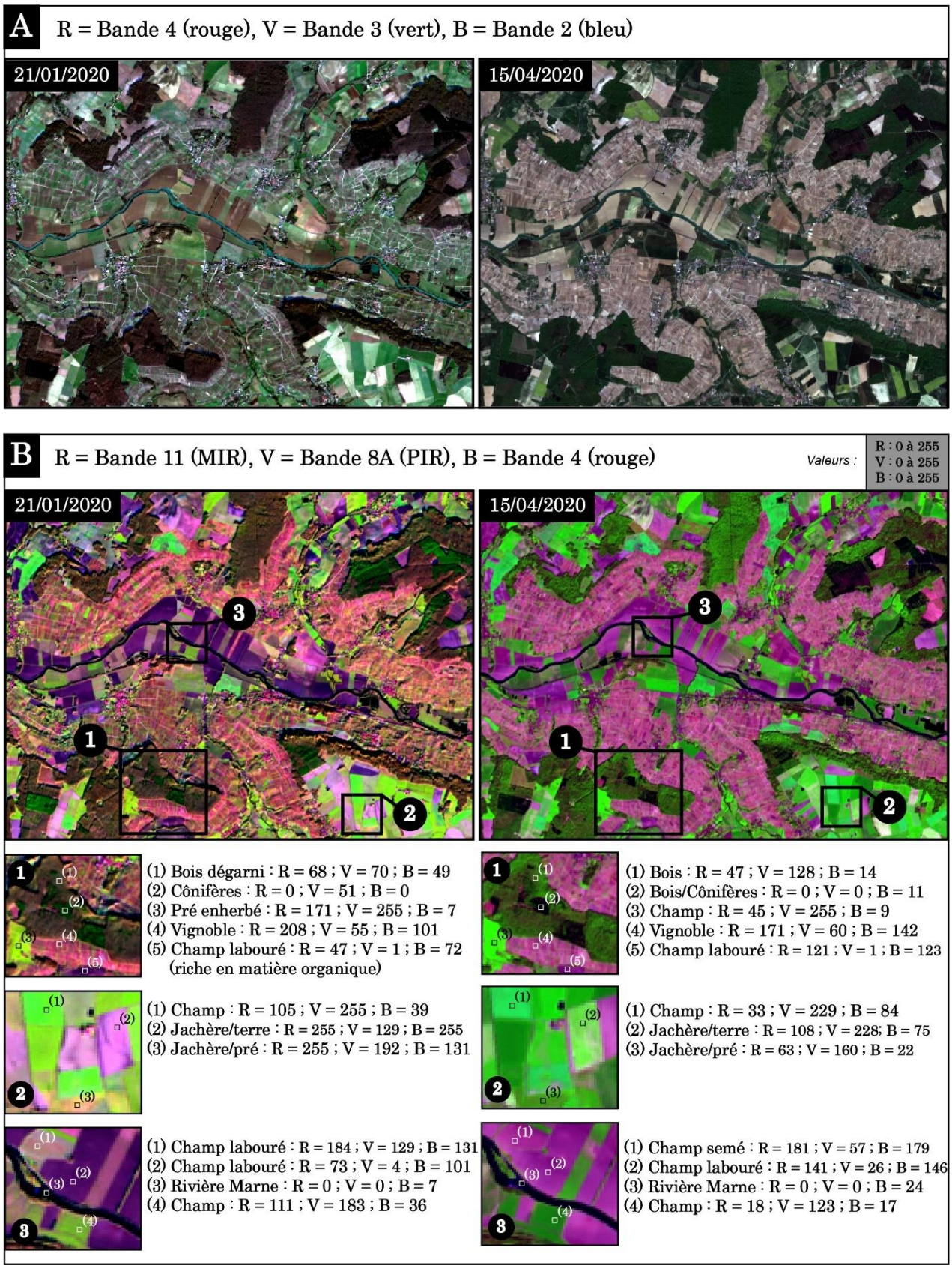


Figure 127. Caractérisation de la réponse spectrale des surfaces (vallée de la Marne) en hiver 2020.

A : Vue satellite de la vallée de la Marne à Vandières (hiver). B : Combinaison colorée.

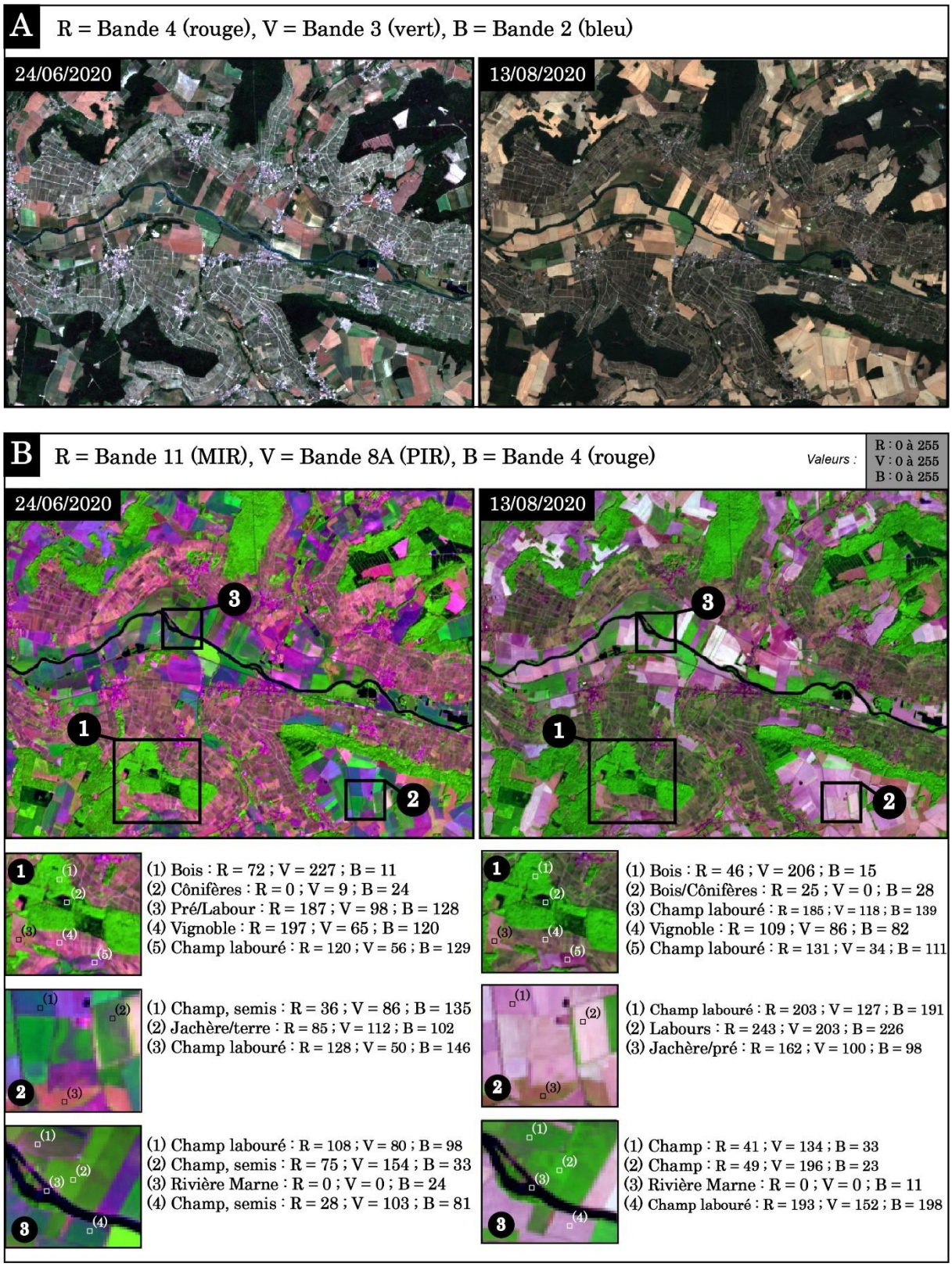


Figure 128. Caractérisation de la réponse spectrale des surfaces (vallée de la Marne) en été 2020.

A : Vue satellite de la vallée de la Marne à Vandières (été). B : Combinaison colorée.

3.3.6. L'influence du cépage sur la réponse des parcelles viticoles

Alors que les photographies aériennes, ne permettent pas d'identifier les cépages, les réponses NDVI et NDWImf des images Sentinel-2 permettent de détecter de légères variations en fonction du cépage utilisé. Une parcelle de pinot noir présentera des valeurs NDVI légèrement plus hautes et des valeurs NDWImf légèrement plus basses que celles d'une parcelle de chardonnay (figure 129)

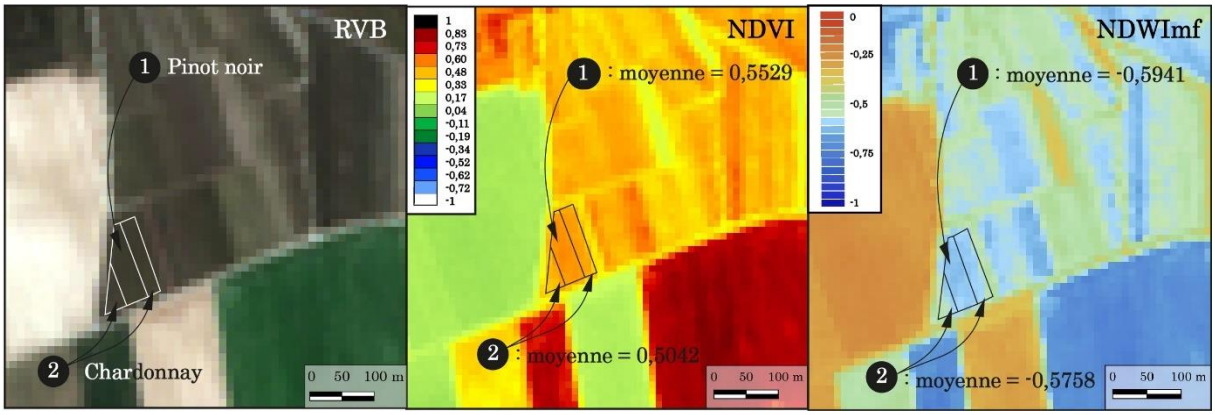


Figure 129. Indices environnementaux de parcelles de cépages différents (commune de Bouzy, image Sentinel-2 du 13 août 2020).

Au niveau du comportement spectral, on observe que les parcelles de pinot noir affichent des valeurs plus hautes que celles de chardonnay dans le PIR, avec des taux de réflectance plus linéaires (figure 130). Les pigments que contiennent les feuilles du chardonnay absorbent plus du fait de la structure foliaire, ou bien en leur nombre. Cette légère différence de propriété entre cépages a donc un impact sur les valeurs moyennes calculées à l'échelle du versant, mais on peut admettre qu'à l'échelle de la vallée (moyenne échelle), cela n'aura que peu d'influence sur la réponse générale « standard ».

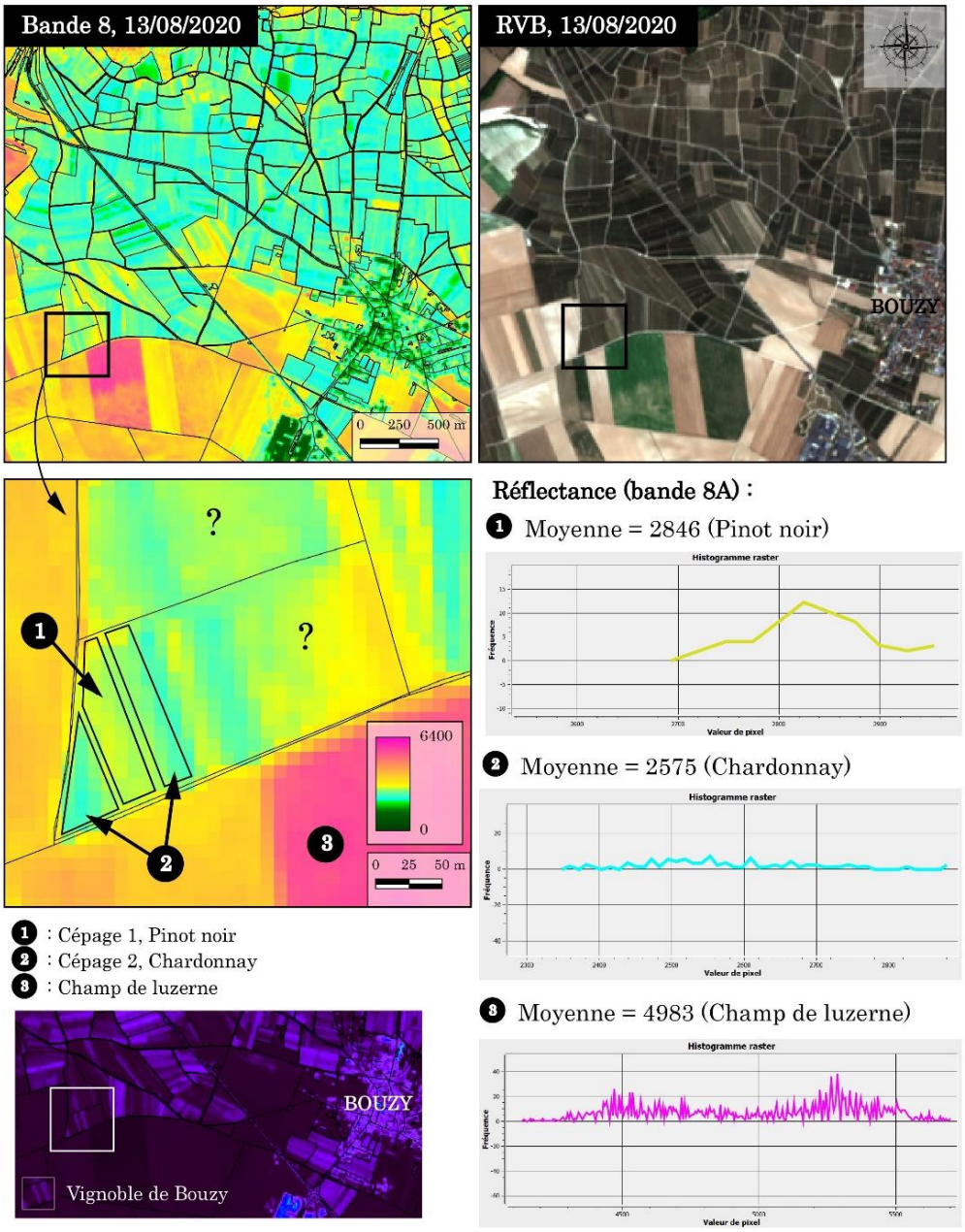


Figure 130. Réponse spectrale (bande 8A) de deux cépages du vignoble champenois : le Chardonnay et le Pinot Noir (commune de Bouzy, image Sentinel-2 du 13 août 2020).

3.4. Cartographie de la réponse dans l'infrarouge thermique de la vallée de la Marne

Lancés par la NASA et l'USGS (the United States Geological Survey) en 2013 et en 2021, les satellites Landsat 8 et 9 OLI TIRS (*Operational Land Imager and Thermal Infrared*) offrent des produits comportant des bandes dans l'infrarouge thermique (10,60 à 11,19 µm) à une résolution de 100 m permettant d'évaluer la température de surface qui varie en fonction de l'occupation des

sols et des conditions topoclimatiques. Les capteurs TIRS 1 et 2 permettent d'enregistrer ces données thermiques et d'analyser la réponse des rasters sous SIG. Les rasters de la Bande 10 (bande correspondant à la température de surface) sont exprimés en Kelvin et enregistrent des valeurs comprises entre -124 et 100 °C. Les produits Landsat utilisés dans cette étude sont enregistrés à 10:34.

Le protocole d'extraction pour l'analyse des températures au sol implique trois étapes : 1/ le téléchargement et la compilation de 57 produits (entre 2013 et 2021), accessibles sur l'*USGS Earth Explorer*, 2/ la découpe de chacune des bandes thermiques par le calque des zones viticoles sous Qgis, 3/ la polygonisation des découpes ainsi obtenues, ce qui permet de travailler en format *shapefile*, d'extraire toutes les valeurs pixel révélant la température de surface des sols viticoles et d'initier les premières analyses. La conversion des valeurs de température (DN) en degrés *Celsius* est effectuée grâce à la formule suivante :

DN_final (°C) = 0,00341802*DN – 124, 15

Il est possible d'extraire les valeurs pixel (polygonisation raster vers vecteurs) et, grâce à la table attributaire, de répertorier les températures au sol à un maillage de 30 m (figure 131). L'ensemble des données géospatiales recensant les températures au sol (57 dates, de 2013 à 2021) sont ainsi classées dans un classeur Excel, ce qui permet une appréciation plus fine du forçage climatique sur les versants vallées de la vallée de la Marne. Les températures de surface viticoles minimales et maximales enregistrées tout au long de l'année depuis 2013 sont comprises en moyenne entre -5 et 35 °C. L'analyse sous SIG de ces données thermiques montre que l'échauffement hivernal est inégal, la température des surfaces viticoles des versants de la rive droite de la vallée de la Marne étant légèrement plus élevées que celle de la rive gauche (figures 131 et 133). Cet écart de température au sol des surfaces viticoles est significatif (il est parfois supérieur à 10 degrés) et les versants qui enregistrent les températures de surface maximales et minimales sont quasiment systématiquement les mêmes (voir figure 131).

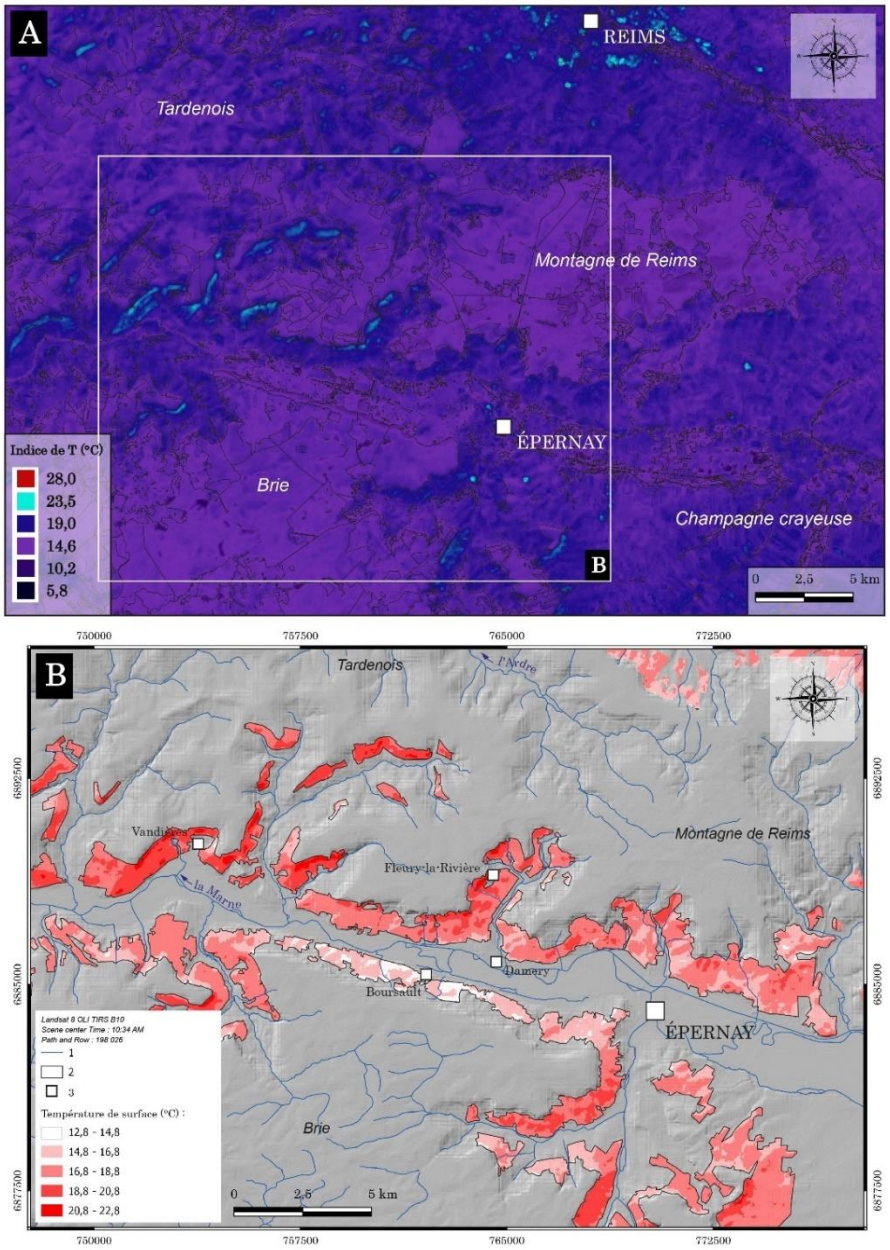


Figure 131. Indice de chaleur hivernal (données Landsat 8 OLI TIRS, échelle de couleur harmonisée). A : Scène brute (24/02/2021). B : Température de surface viticole (24/02/2021)

En été, les valeurs enregistrées sont globalement plus hautes et hétérogènes en fonction de la nature de la couverture végétale : les zones forestières conservent des températures plus basses que les zones viticoles, lesquelles s'échauffent plus en rive droite de la Marne (sur des versants exposés à l'est) qu'en rive gauche (en été comme en hiver). En été, les valeurs les plus hautes sont enregistrées au-dessus des villes de Reims et d'Épernay – tons violacés – et les valeurs les plus faibles au-dessus de la canopée forestière sur les plateaux de la Brie et de la Montagne de Reims – tons turquoise. On remarque également que certains secteurs viticoles en rive droite de la Marne sont exposés à des radiations solaires systématiquement plus importantes en été comme en hiver : c'est notamment le cas à Chatillon-sur-Marne et à Vandières (figure 131 et 132). Ainsi, même s'il

n'existe apparemment pas de lien entre le déclenchement des grands glissements – qu'ils soient anciens ou récents – et l'orientation des versants, le lien entre les instabilités actuelles de et le facteur « chaleur au sol » est très probable, en hiver comme en été (Madelin, 2004). En effet, en hiver, sur les versants soumis à des amplitudes thermiques plus importantes, le dégel superficiel et l'alimentation en eau des sols sont plus importants, la couche de glace imperméabilisant le sol se reformant à la tombée de la nuit. En été, les sols qui subissent des températures plus importantes dans la journée risquent d'être fragilisés par des fentes de dessiccation favorisant l'infiltration en cas de pluie.

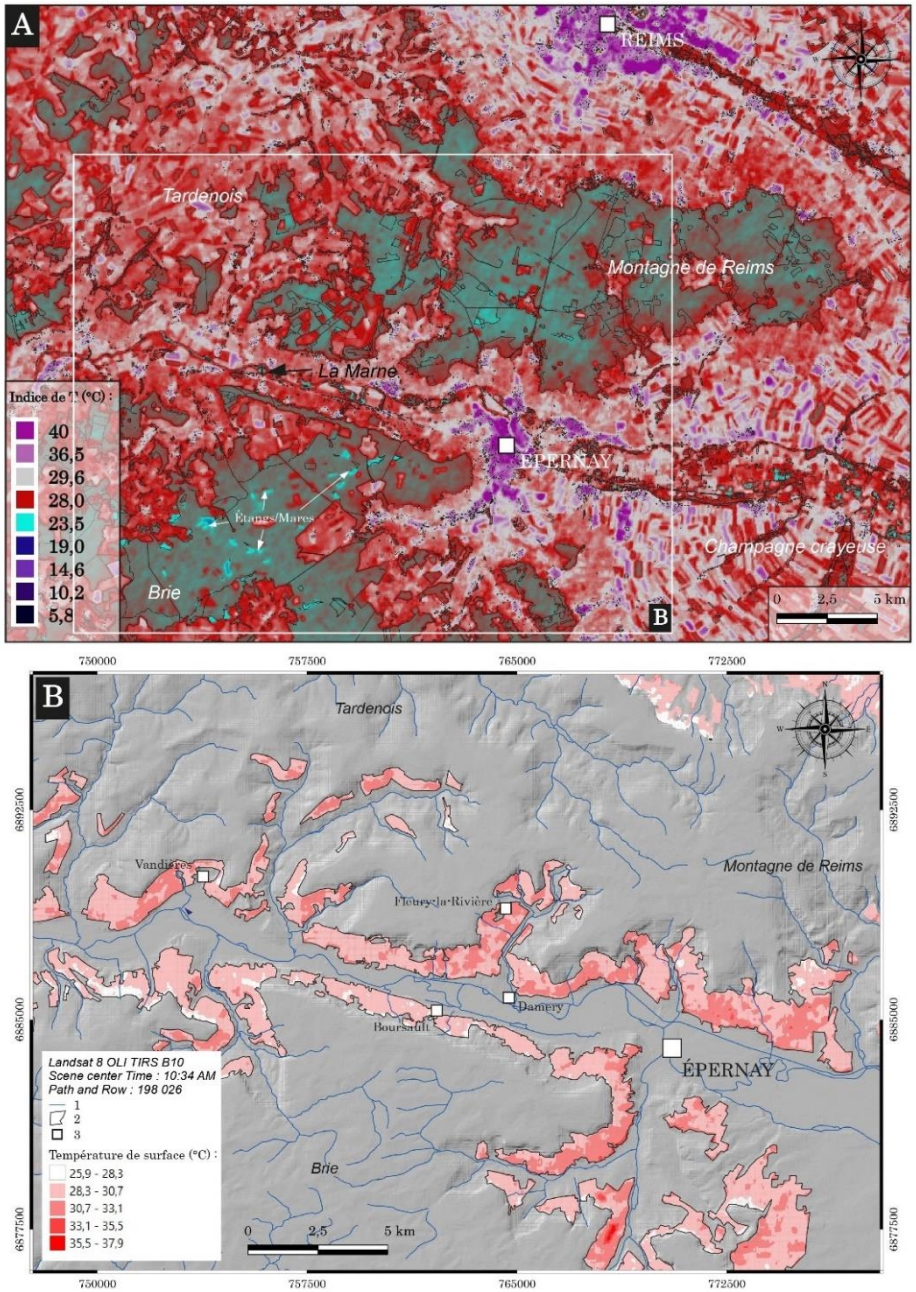


Figure 132. Indice de chaleur estival (données Landsat 8 OLI TIRS, échelle de couleur harmonisée). A : Scène brute (18/07/2021). B : Température de surface viticole (18/07/2021).

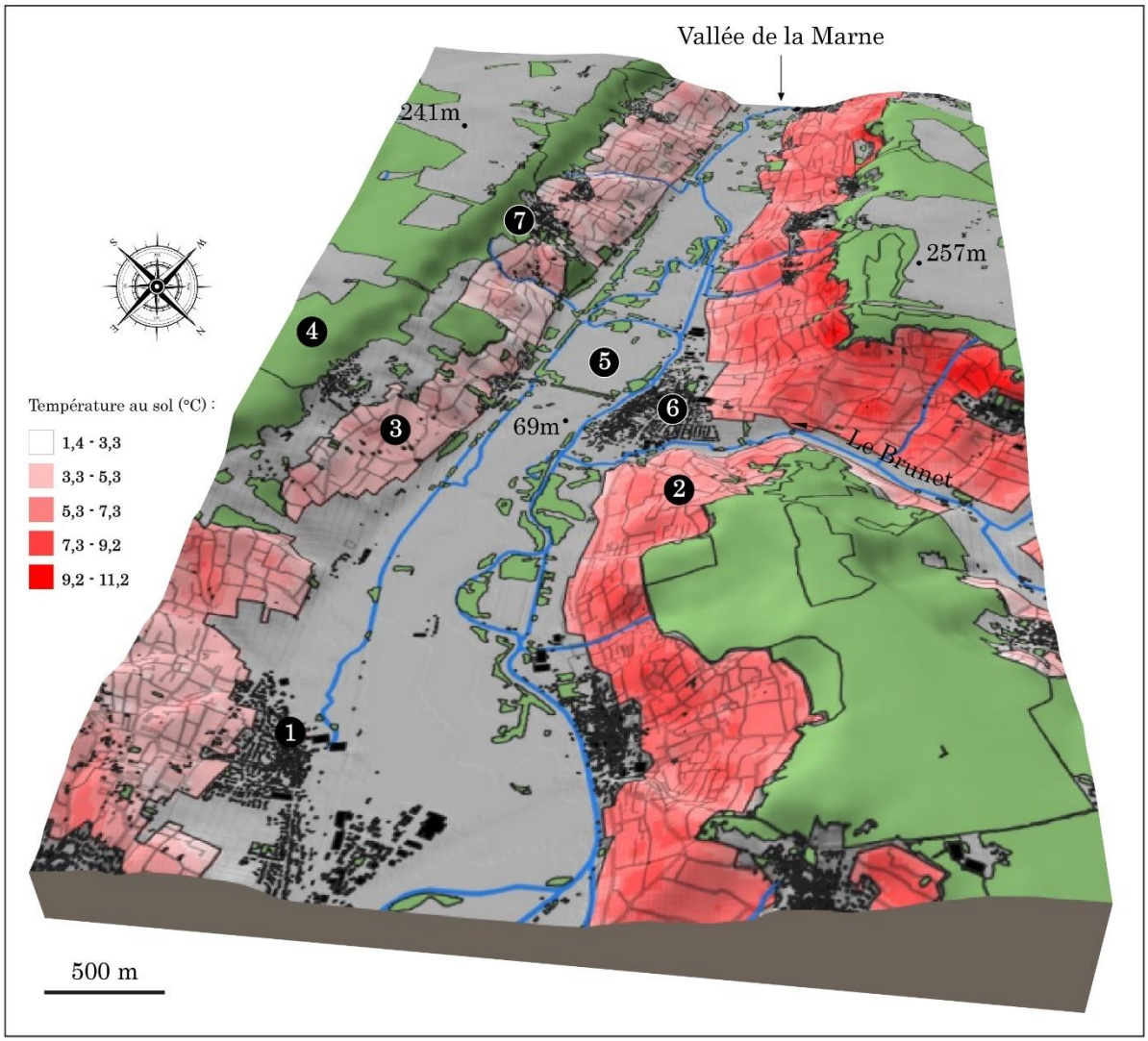


Figure 133. Diagramme en 3D représentant les températures au sol des zones viticoles (Sentinel-2, 13 février 2017, résolution : 10 m).

3.5. Réponses moyennes des indices environnementaux pour le vignoble

3.5.1. Allure moyenne des indices environnementaux

Sur une année, les pics de valeur de NDWIg des parcelles viticoles des versants de la vallée de la Marne sont compris entre – 0,17 en janvier-février et 0,12 en août-septembre, ce qui correspond à des sols d'humidité faible à moyenne, respectivement (figure 134). En mars-avril, on observe une remontée progressive des valeurs (de – 0,15 et – 0,10), puis une nette augmentation à partir du mois de mai conduisant à un paroxysme estival. De là, les valeurs déclinent jusqu'en novembre, suivant la phase de sénescence foliaire de la vigne et l'augmentation de l'humidité moyenne instantanée. Au milieu de l'automne, on retrouve un indice correspondant à une réponse de sol viticole nu, modérément humide. L'évolution de la réponse de NDVI de ces surfaces viticoles a la

même régularité mais une plus grande amplitude annuelle : les valeurs les plus basses (0,25) sont atteintes en hiver et les plus hautes (0,65) en été (figure 134).

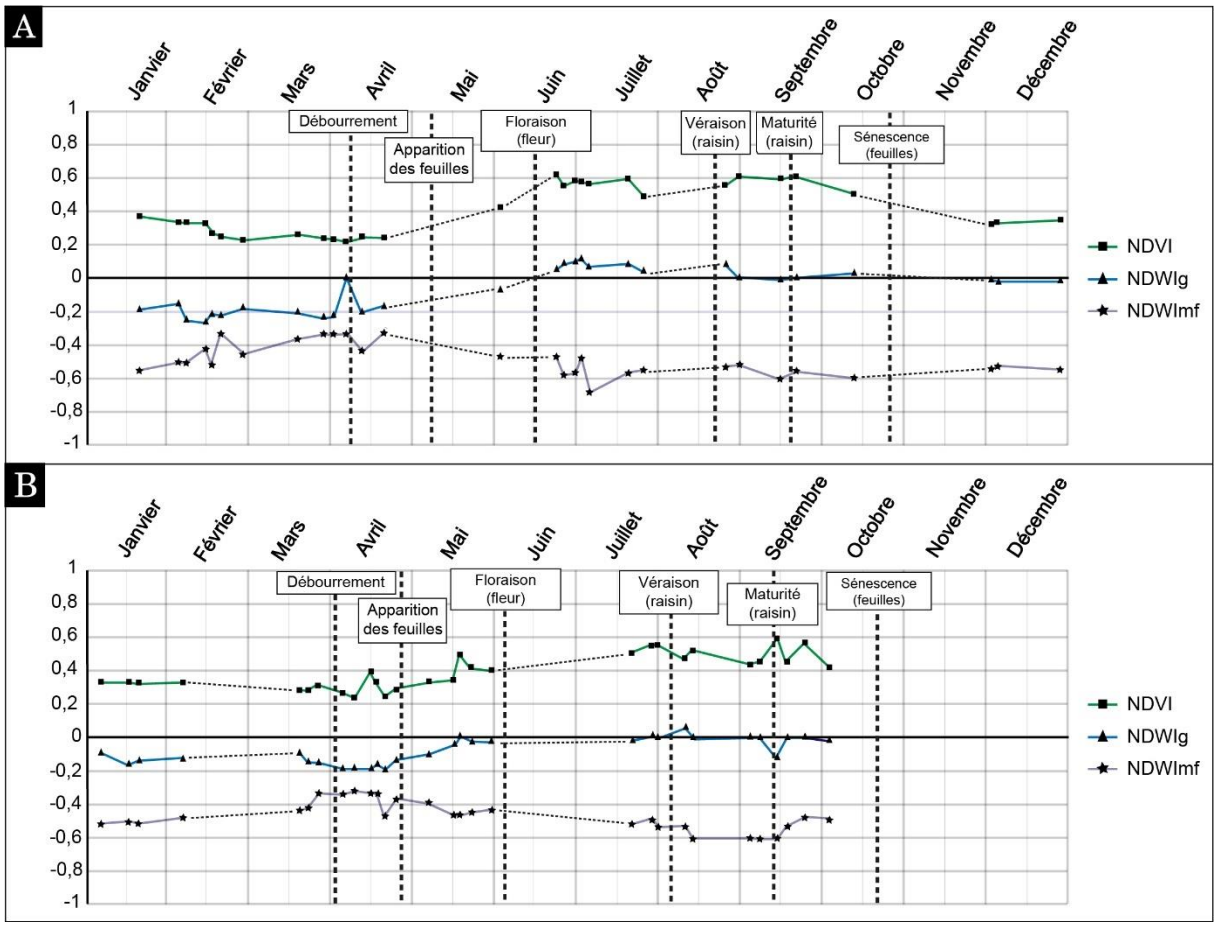


Figure 134. Fluctuation des indices environnementaux et cycles annuels de la vigne en 2019 (A) et en 2020 (B), vallée de la Marne.

Les courbes de la figure 134 montrent la tendance générale de la réponse viticole et servent donc de base pour la détection d'anomalies de réponse sur les versants. En effet, si les parcelles enregistrent des valeurs sensiblement différentes, c'est qu'elles sont soumises à des conditions environnementales plus ou moins contraignantes, ou que les sols s.l. présentent des caractéristiques « lithostratigraphiques », d'orientation et d'anthropisation, propices aux réactivations *(la carte du versant infra)*.

3.5.2. Identification de réponses fortement contrastées et cartographie de la susceptibilité des versants au facteur « charge en eau » des sols

À l'échelle de la vallée de la Marne, on constate un comportement spécifique de la réponse NDWI dans certaines zones (figures 123A, 135 et 136). S'agissant de réponses propres aux parcelles

viticoles, la disparité spatiale des valeurs enregistrées est plus importante pendant les mois où la charge en eau des sols est élevée (février, mars, avril). Il est donc possible d'établir un zonage (figures 136 et 137) permettant de distinguer les secteurs à faible variation d'humidité (V1), et les secteurs tantôt nettement plus secs tantôt plus humides que la moyenne (V2). À la fin de l'hiver et au début du printemps, la réponse NDWIg/mf des secteurs V2 se distingue bien de celle des secteurs V1, alors que les valeurs ont tendance à s'égaliser le reste de l'année (figure 136). Ce comportement contrasté traduit à la fois une susceptibilité différentielle et une temporalité des instabilités : les hauts de versant sont plus exposés aux instabilités, particulièrement à la sortie de l'hiver. C'est en effet ce qui a été observé sur les deux dernières années (2018 et 2019) où dix mouvements de terrain se sont produits et exclusivement en zone V2 (figure 136).

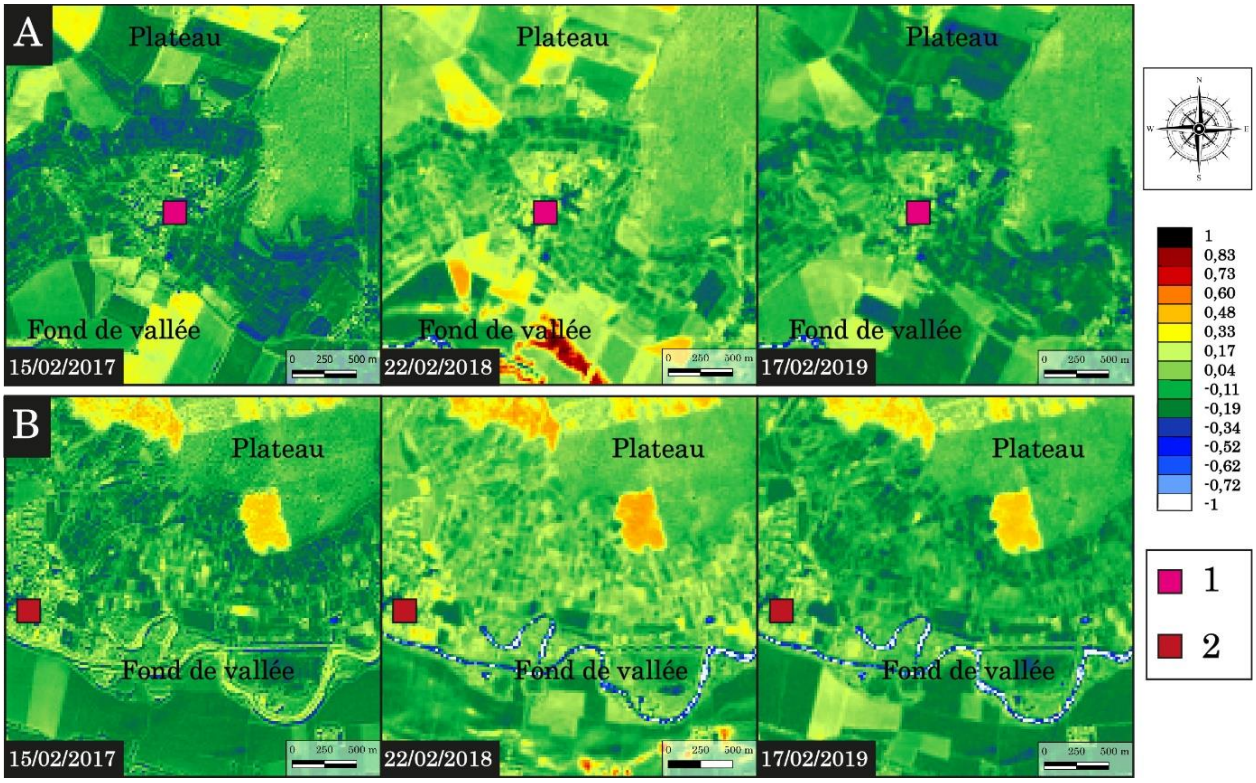


Figure 135. Disparité de la réponse NDWIg des surfaces viticoles de la vallée de la Marne.

A : Une zone « sensible » au facteur charge en eau des sols (1 : Vandières). B : Une zone « non-sensible » au facteur charge en eau des sols (2 : Damery).

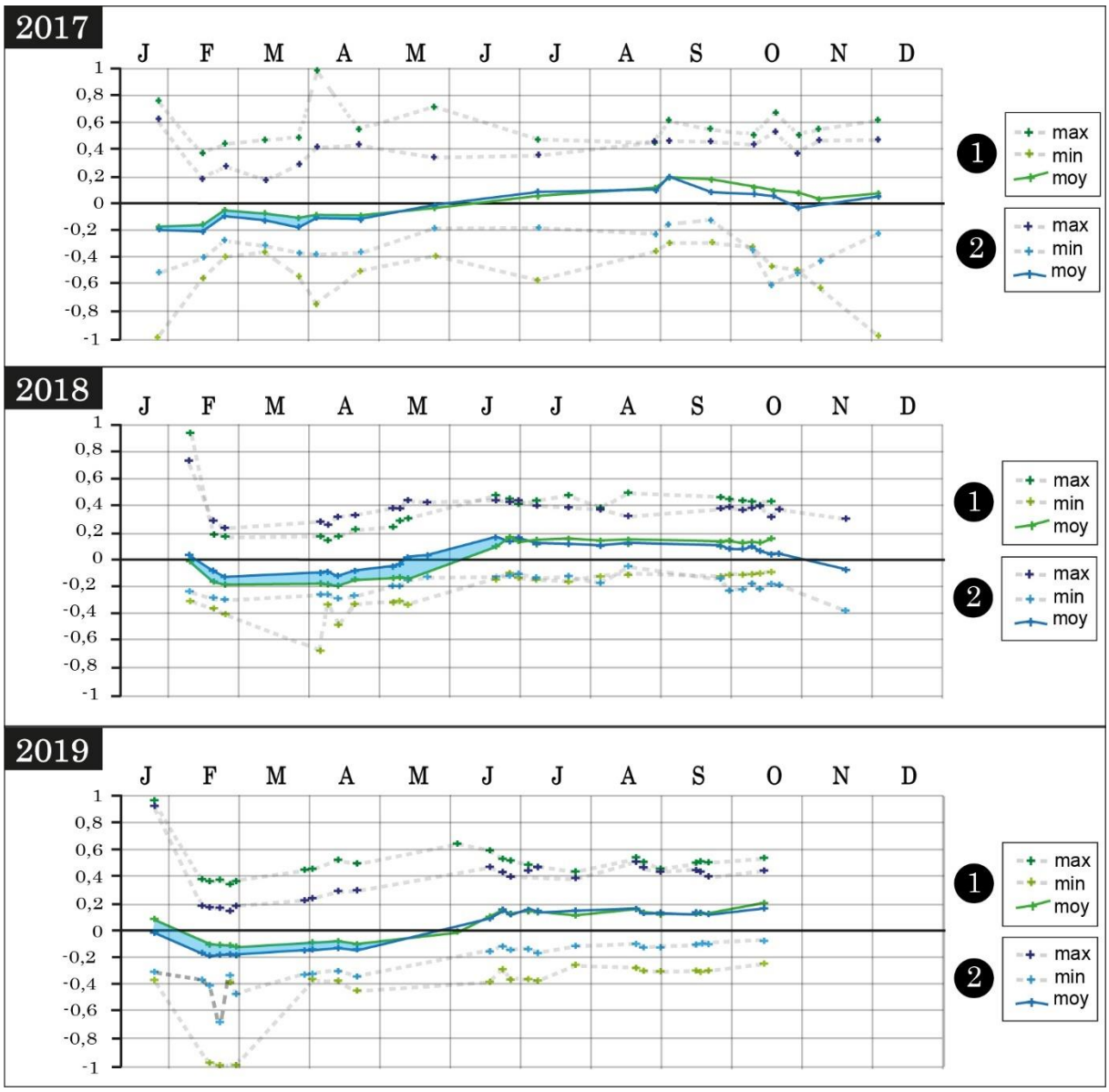


Figure 136. Les réponses NDWIg annuelles.

1 : Secteurs viticoles « moins sensibles » ; 2 : Secteurs viticoles « plus sensibles ».

La sélection et l'extraction des secteurs dont la réponse des indices environnementaux s'écarte systématiquement de la moyenne permet de dresser une cartographie du facteur « charge en eau » du vignoble. Cela permet de localiser les secteurs plus vulnérables, comme c'est le cas du versant nord de Vandières (figure 135A) et d'en faire le suivi à plus grande échelle. Dix sites présentant d'importantes variations des indices environnementaux et des valeurs de réflectance plus élevées dans tous les domaines spectraux sont identifiés dans la vallée de la Marne (figures 137 et 138).

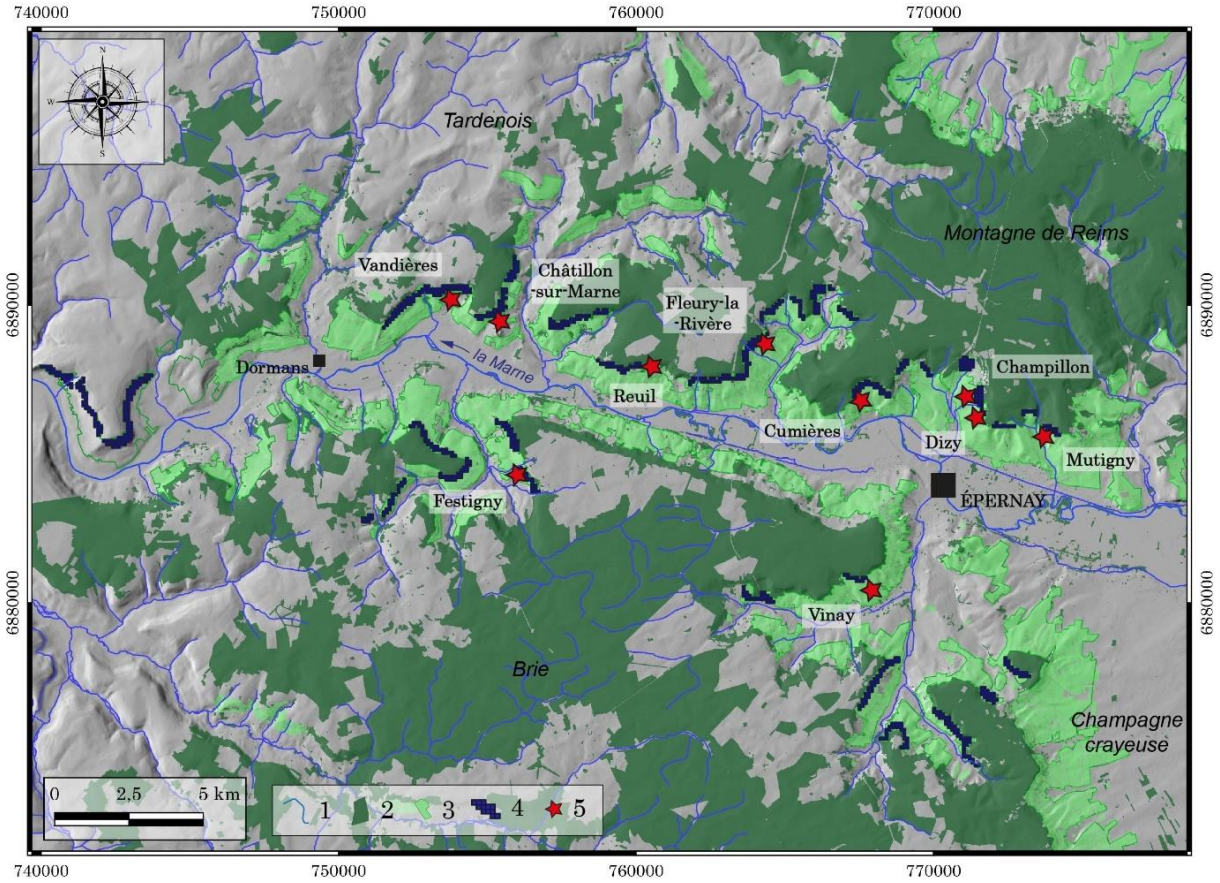


Figure 137. Cartographie du facteur « charge en eau » des versants de la vallée de la Marne.
1 : Réseau hydrographique ; 2 : Forêts ; 3 : Vignoble ; 4 : Secteurs soumis à de forts contrastes de réponse de l'indice « charge en eau ».

Il y a une bonne corrélation entre la répartition de ces sites (figure 137) et la cartographie des indices de chaleur obtenus avec la bande de l'infrarouge thermique de l'imagerie Landsat 8 OLI TIRS (figure 131B). Ces zones cumulent donc deux facteurs de prédisposition et le lien entre les contrastes de « charge en eau » et de « température de surface » pourrait faire l'objet d'analyses plus poussées, notamment grâce aux matrices de corrélation pour évaluer la dépendance de ces deux variables entre elles et en déduire un degré de parenté grâce au corrélogramme.

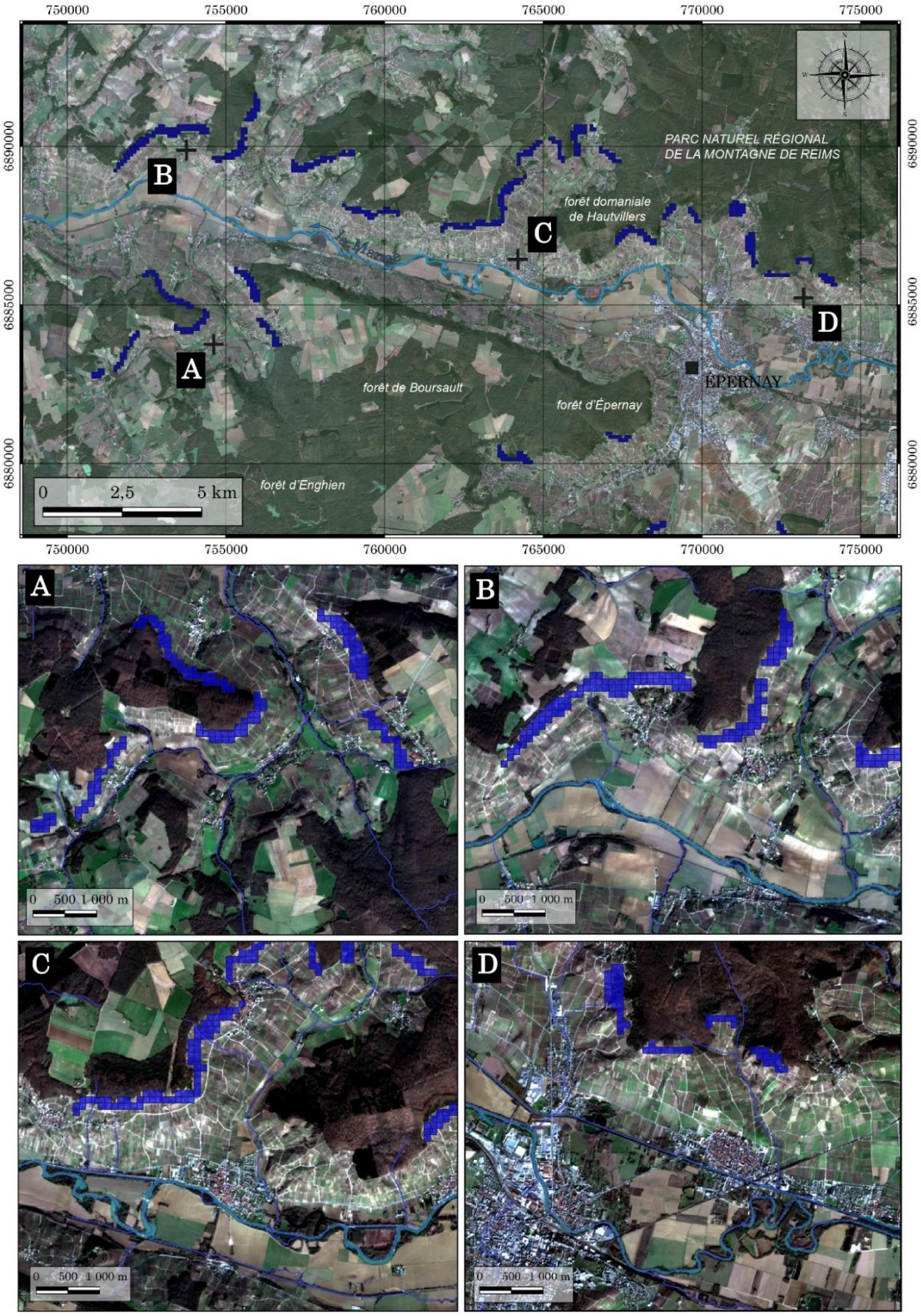


Figure 138. Cartographie des anomalies hivernales de charge en eau des sols viticoles, Vallée de la Marne.

A : Festigny. B : Vandières. C : bassin versant du Brunet. D : Aÿ-Champagne.

4. Cartographie de l'aléa instabilité de versants du vignoble à l'échelle de la vallée de la Marne

L'extraction et le croisement des facteurs de prédisposition que sont : 1/ la pente, 2/ les amplitudes thermiques élevées qui en hiver impliquent du gel-dégel[8] (ici, les valeurs de pixels retenues sont celles qui dépassent 42 200 sur la bande 10 des clichés Landsat 8 OLI TIRS), 3/ la charge hydrique de surface, décrite par les indices environnementaux NDWIg (charge en eau des surfaces viticoles) et NDWImf (intensité de la réponse hydrique suite aux évènements pluvieux) (figure 137), 4/ l'indice NDVI qui reflète l'activité photosynthétique de la vigne (possibilité de souligner les conséquences de la présence d'instabilités), 5/ la lithologie, dont le rôle a déjà été souligné (cf. supra, p. 162, figure 112) n'est pas prise en compte à cette échelle puisqu'elle constitue le facteur premier d'instabilité, tout au plus les changements latéraux de faciès peuvent-ils diminuer ou accentuer l'aléa, voire contrôler le type de mouvement (glissement ou coulée), et 6/ la météorologie (pluviométrie), déterminant une certaine intensité dans la réponse aux instabilités de versants, notamment sur les versants fortement anthropisés et des versants où le contrôle géologique est important. Pour ce qui est des exemples de mouvements de terrain se superposant à des mouvements anciens, c'est plus la disposition des matériaux remaniés que leur nature qui s'est trouvée modifiée. Les zones viticoles les plus susceptibles de se réactiver sont situées dans les zones rouges et noires (figure 140), qui cumulent le plus de facteurs de prédisposition identifiés comme propices à la réactivation.

La cartographie finale est issue d'une fusion simple de ces variables (figure 139). Si cette méthode est incomplète, car elle n'établit pas de hiérarchie entre les différentes variables, elle permet cependant de tester pour la première fois un grand nombre de données environnementales et d'établir des niveaux d'aléas en intégrant les facteurs de prédispositions (géologie, occupation du sol et la pente). La fusion des données est réalisée grâce aux outils de géotraitement Qgis et les sélections des différents niveaux de classes est réalisée grâce à la calculatrice raster après la détermination des niveaux dans la table attributaire (figure 139).

[8] En été, l'amplitude thermique est faible mais l'échauffement peut se traduire par une dessiccation en surface.

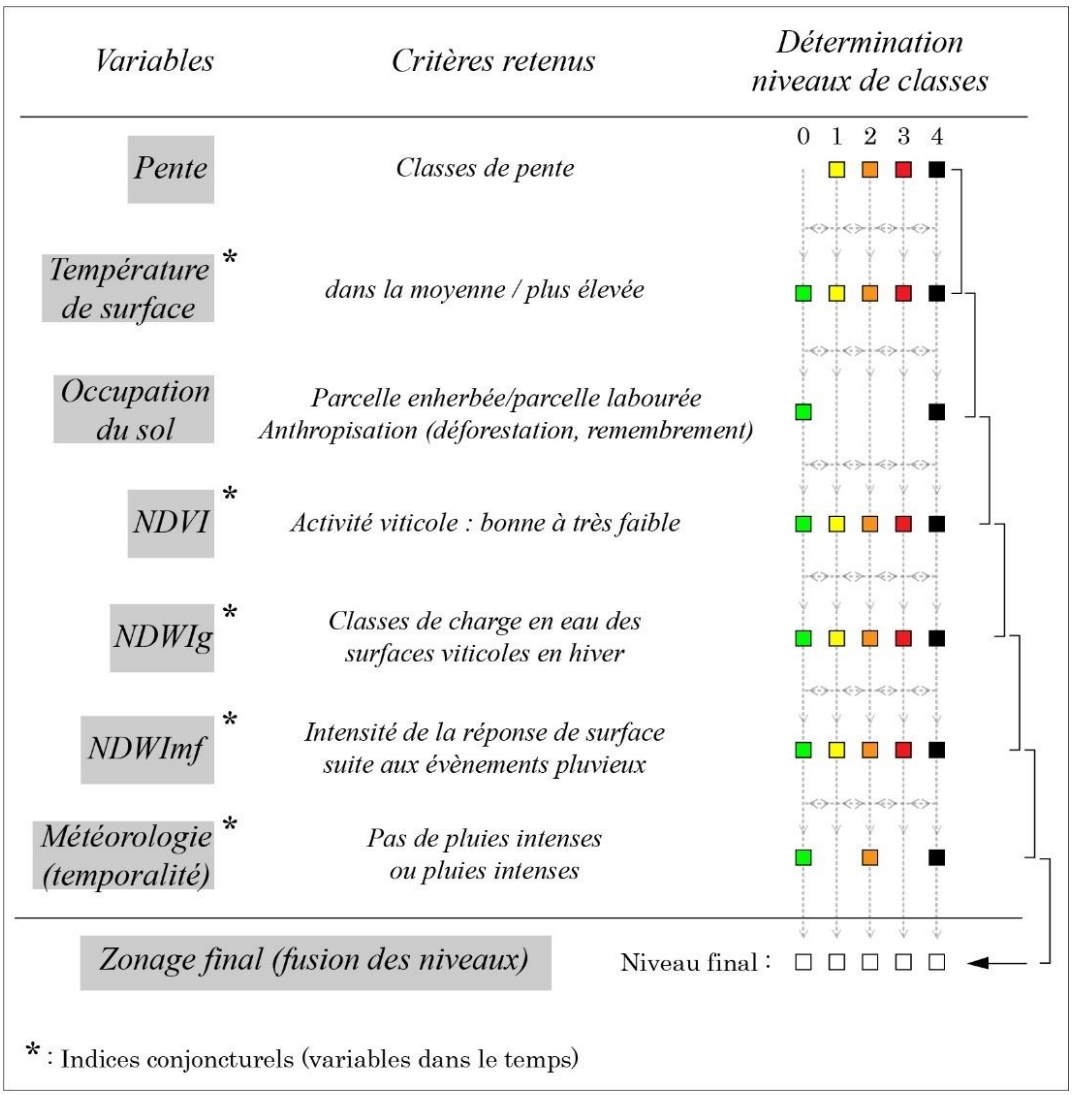


Figure 139. Variables retenues et niveaux de classes (seuils) retenus pour l'établissement des niveaux d'aléas pour la cartographie à l'échelle du versant.

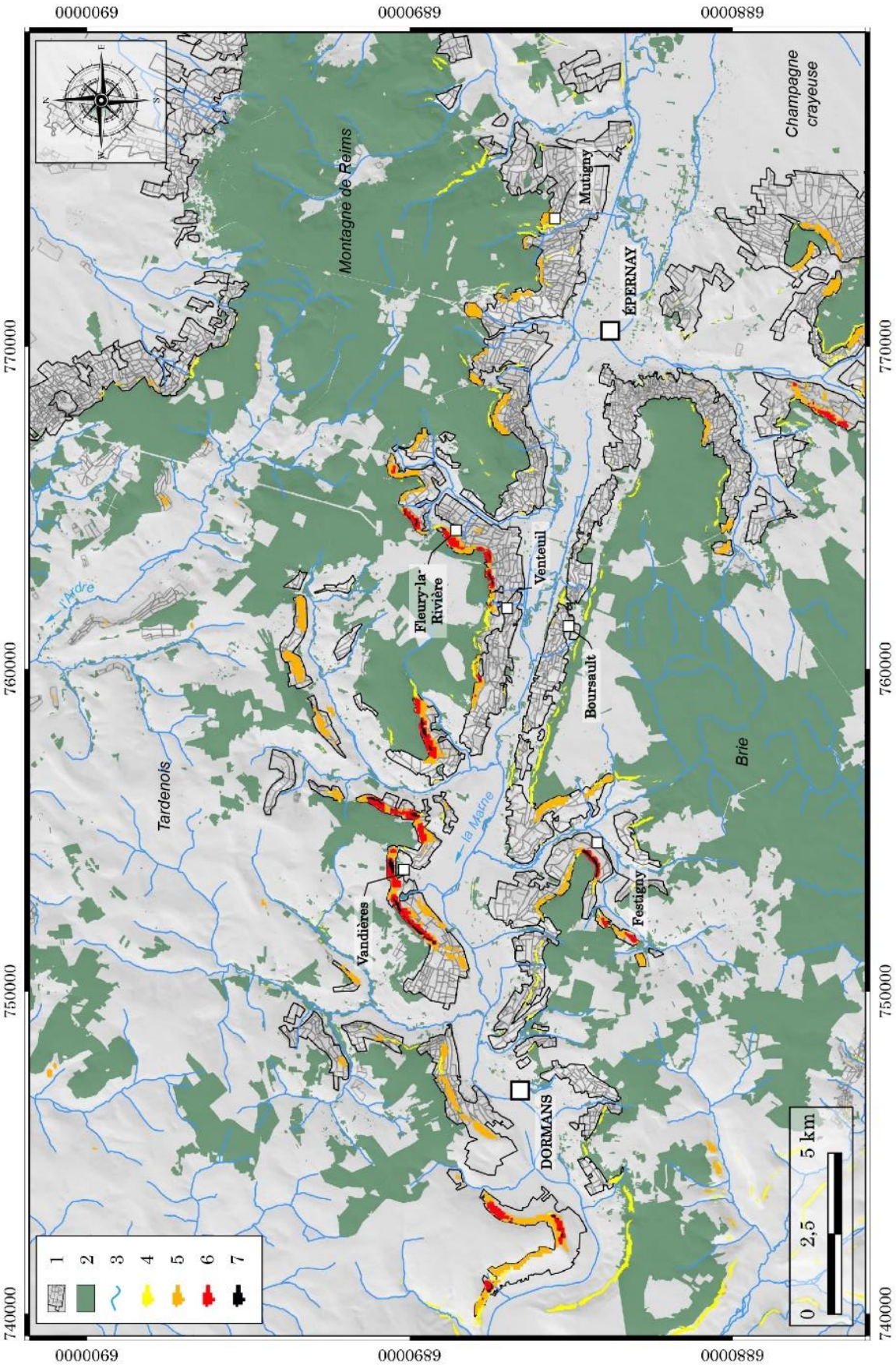


Figure 140. Carte de susceptibilité à l'instabilité de versant.

1 : Secteurs viticoles ; 2 : Forêts ; 3 : Réseau hydrographie ; 4 : Susceptibilité faible à moyenne ; 5 : Susceptibilité moyenne à forte ; 6 : Susceptibilité forte à très forte ; 7 : Susceptibilité très forte.

CHAPITRE 6.

MODELISATION DES VARIABLES ENVIRONNEMENTALES SUR UN VERSANT INSTABLE : PREMIER MODELE APPLICABLE AUX ZONES À FORTE SUSCEPTIBLITÉ

Les versants de la vallée de la Marne ne présentent donc pas tous la même susceptibilité aux instabilités. Certains versants présentent des caractéristiques les prédisposant à l'instabilité et sont par ailleurs soumis à de plus fortes pressions liées aux forçages climatique et anthropique, ce qui accroît l'intensité de l'aléa. C'est le cas du versant nord de la commune de Vandières, où un glissement superficiel affecte de manière spectaculaire les parcelles viticoles. Afin de cartographier les zones intra-parcellaires clés dans le fonctionnement de cette instabilité et de proposer des solutions pour la gestion de l'aléa sur ce secteur, un premier modèle opérationnel pour la gestion des versants à très forte susceptibilité en amont du déclenchement de l'instabilité est établi à partir de seuils expérimentaux issus des indices environnementaux (traduisant l'activité photosynthétique de la vigne et de l'état de saturation hydrique des sols).

1. Modélisation des facteurs de prédisposition à grande échelle

Les modèles de susceptibilité des versants aux mouvements de terrain utilisés dans la région mettent en avant l'importance du paramètre ressources en eau comme facteur d'instabilité, lui-même influencé par la lithostratigraphie et par la structure superficielle (Bollot *et al.*, 2015). Le comportement de l'aquifère et le rôle indirect des précipitations ont été déterminés à l'échelle d'un petit bassin versant (celui de la Semoigne, Bollot *et al.*, 2015), et à plus petite échelle (la vallée de la Marne dans le segment Epernay-Dormans) la synthèse des facteurs déterminant la susceptibilité (c'est-à-dire la probabilité d'occurrence) de mouvements de terrain vient d'être présentée. L'obtention, à l'échelle du versant, d'informations sur l'humidité des parcelles viticoles constitue l'étape suivante. Sur le versant de Vandières, situé dans une zone maintenant identifiée comme plus propice à l'aléa mouvement de terrain, sont déterminés à l'échelle des parcelles la variabilité spatiale de la charge hydrique, l'influence de l'activité végétale sur cette teneur en eau (variabilité temporelle) et les relations entre teneur en eau et instabilité des versants. L'analyse d'images Sentinel-2 croisée avec les données géomorphologiques à grande échelle est utilisée pour déterminer les zones d'instabilité active et d'instabilité potentielle (figure 142). Plusieurs études ont montré l'efficacité de l'utilisation d'indices de végétation obtenus via les images satellitaires multispectrales pour décrire l'état hydrique de la végétation et du sol (Gu *et al.*, 2007 ; Liao *et al.*, 2014 ; Borgogno-Mondino *et al.*, 2018) : ces indices peuvent donc se substituer à de telles mesures sur le terrain et vont permettre de dresser une carte de susceptibilité à l'échelle du versant.
La quantification du facteur « saturation en eau des sols » à l'échelle de la parcelle repose cette fois encore sur l'approche par télédétection et l'utilisation des indices NDVI, NDWIg et NDWImf (cf. supra p. 175-188). Les images satellites utilisées (ESA, 2018) couvrent la période 2017-2020. Aux images traitées pour l'analyse à l'échelle de la vallée de la Marne s'en ajoutent quelques-unes sur lesquelles le versant de Vandières est dégagé (absence de couvert nuageux).

Une étape de polygonisation est effectuée pour tous les clichés (136 clichés) afin de pouvoir générer une cartographie pixel par pixel du versant et l'étape de découpe vectorielle est effectuée sur chaque image analysée avec le calque « parcelles viticoles du versant nord de Vandières ». Les parcelles, identifiées sur la figure 141, contiennent en moyenne entre 10 et 40 pixels de 10 m sur 10. L'analyse des réponses NDVI, NDWI et spectrales pixel par pixel permet de suivre les modifications mensuelles de l'état des surfaces entre 2017 et 2020.

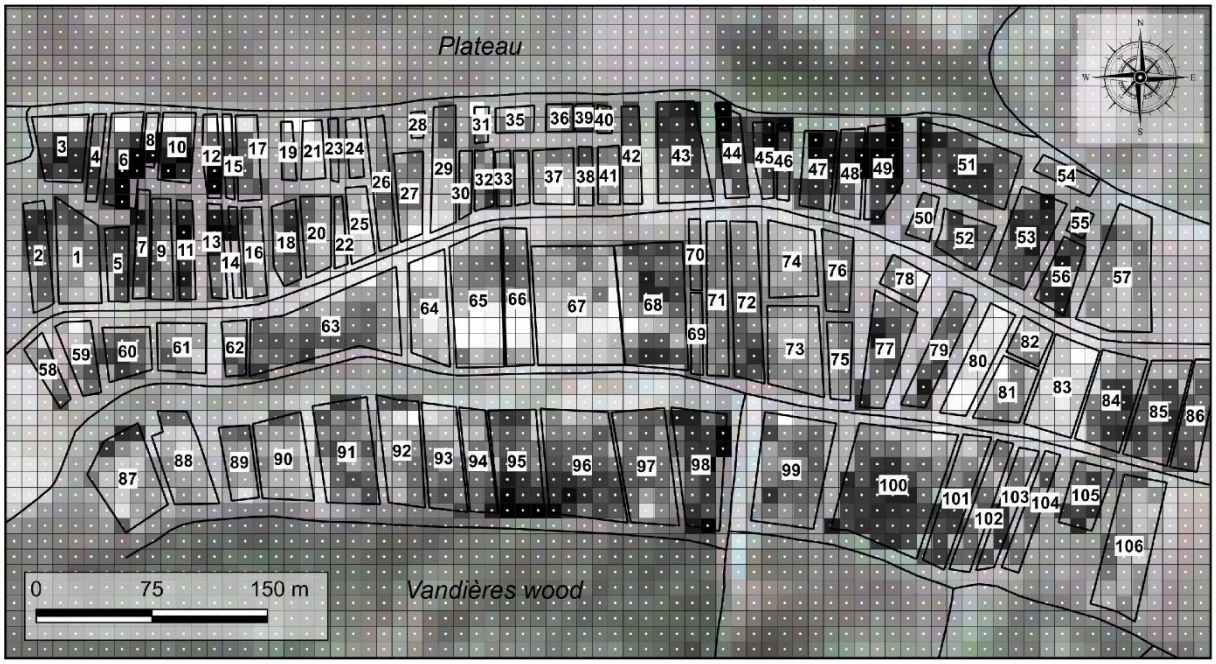


Figure 141. Parcelles couvrant le glissement de Vandières (fond : Image Sentinel-2 (bande 4), résolution 10 m, 3 mars 2019).

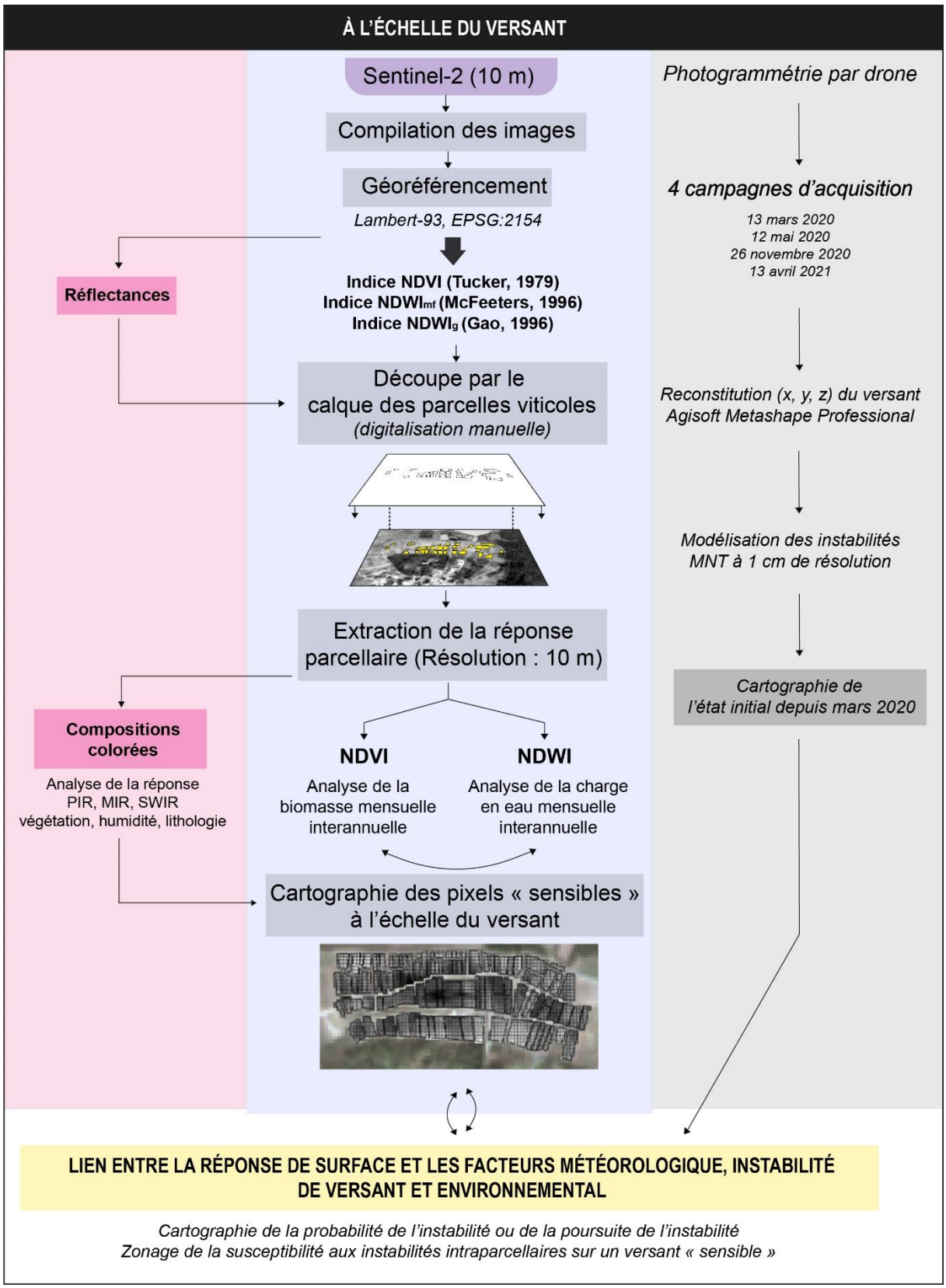


Figure 142. Méthodologie adoptée pour l'analyse de la réponse de surface à l'échelle du versant.

2. Résultats de l'analyse par télédétection multispectrale

Pour l'année 2019, le comportement de l'indice NDWImf des 106 parcelles choisies sur le versant de la commune de Vandières suit la tendance générale établie à l'échelle de la vallée (figures 141 et 145). Pendant la période hivernale, les valeurs NDWImf moyennes sont de – 0,55 et augmentent progressivement pour atteindre – 0,35 en mars et en avril (figure 143). La décroissance des valeurs débute en mai-juin pour atteindre un minimum (– 0,60 en moyenne) en août-septembre. À l'inverse, en hiver, les sols enregistrent des réponses NDVI très basses (autour de 0,2) mais ces valeurs ne cessent d'augmenter au printemps lorsque la végétation se densifie et jusqu'en été, atteignant 0,60 en moyenne (figure 143). Les parcelles 65, 66 et 67 qui subissent le glissement de terrain (en rouge sur la figure 143) enregistrent des réponses NDVI systématiquement plus faibles quelle que soit la saison, et des valeurs de NDWImf systématiquement plus élevées.

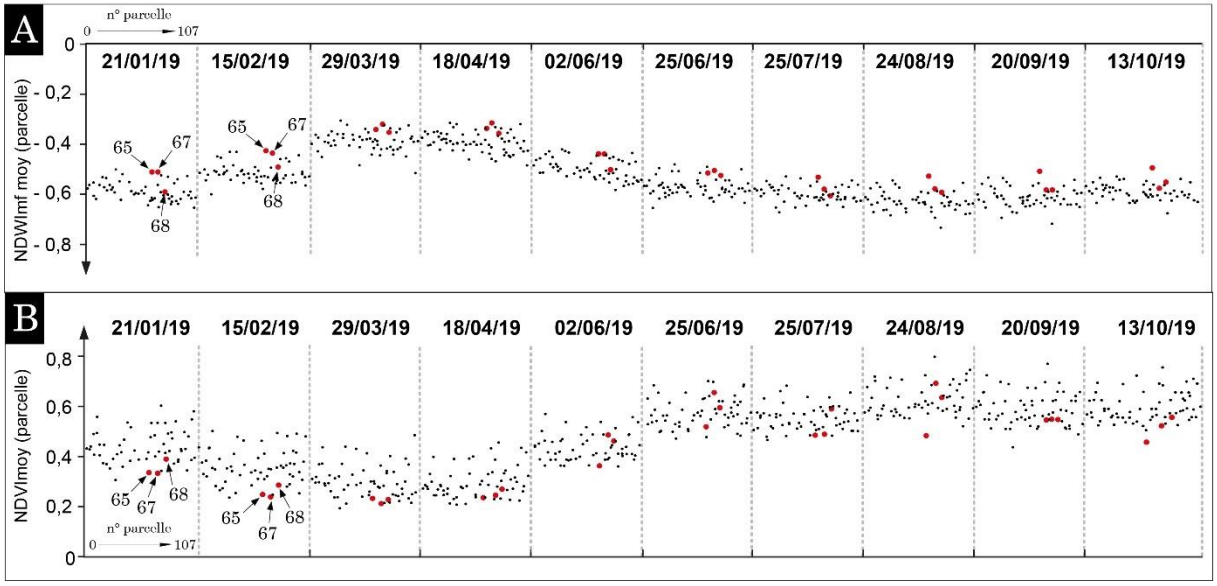


Figure 143. Résultat de l'extraction de la valeur moyenne des pixels par parcelles viticoles, versant de Vandières. Points rouges : parcelles 65, 66 et 67.

A : Réponse NDWImf des parcelles au cours de l'année en 2019. B : Réponse NDVI des parcelles au cours de l'année en 2019.

Les réflectances moyennes des parcelles viticoles du versant de Vandières traduisent des comportements saisonniers (figure 144). Dans les longueurs d'onde correspondant au domaine du visible (bandes 2, 3 et 4), on observe un comportement similaire pour chacune de ces bandes tout au long des années 2019 et 2020. Les valeurs les plus faibles, comprises entre 250 et 1200, sont enregistrées en hiver dans les longueurs d'onde du bleu. Pour le domaine du vert, elles sont comprises en moyenne entre 550 et 1500, et pour le domaine du rouge elles sont légèrement plus

élevées (comprises entre 600 et 1800). Les valeurs les plus élevées pour le domaine du visible sont enregistrées en été lorsque les pigments chlorophylliens sont plus actifs.

Les valeurs de réflectance dans l'infrarouge (PIR) varient plus au cours de l'année. A l'instar des longueurs d'onde du domaine du visible, les valeurs dans le PIR les plus faibles sont observées en hiver et les plus fortes en été. C'est également le cas pour les valeurs du MIR. Les valeurs du SWIR suivent une tendance un peu différente : elles s'échelonnent de 2000 à 4500 (figure 144) et sont en moyenne moins contrastées tout au long de l'année. Elles sont plus élevées en 2019 (figure 144A) qu'en 2020 (figure 144B) qui a connu plus d'épisodes pluvieux.

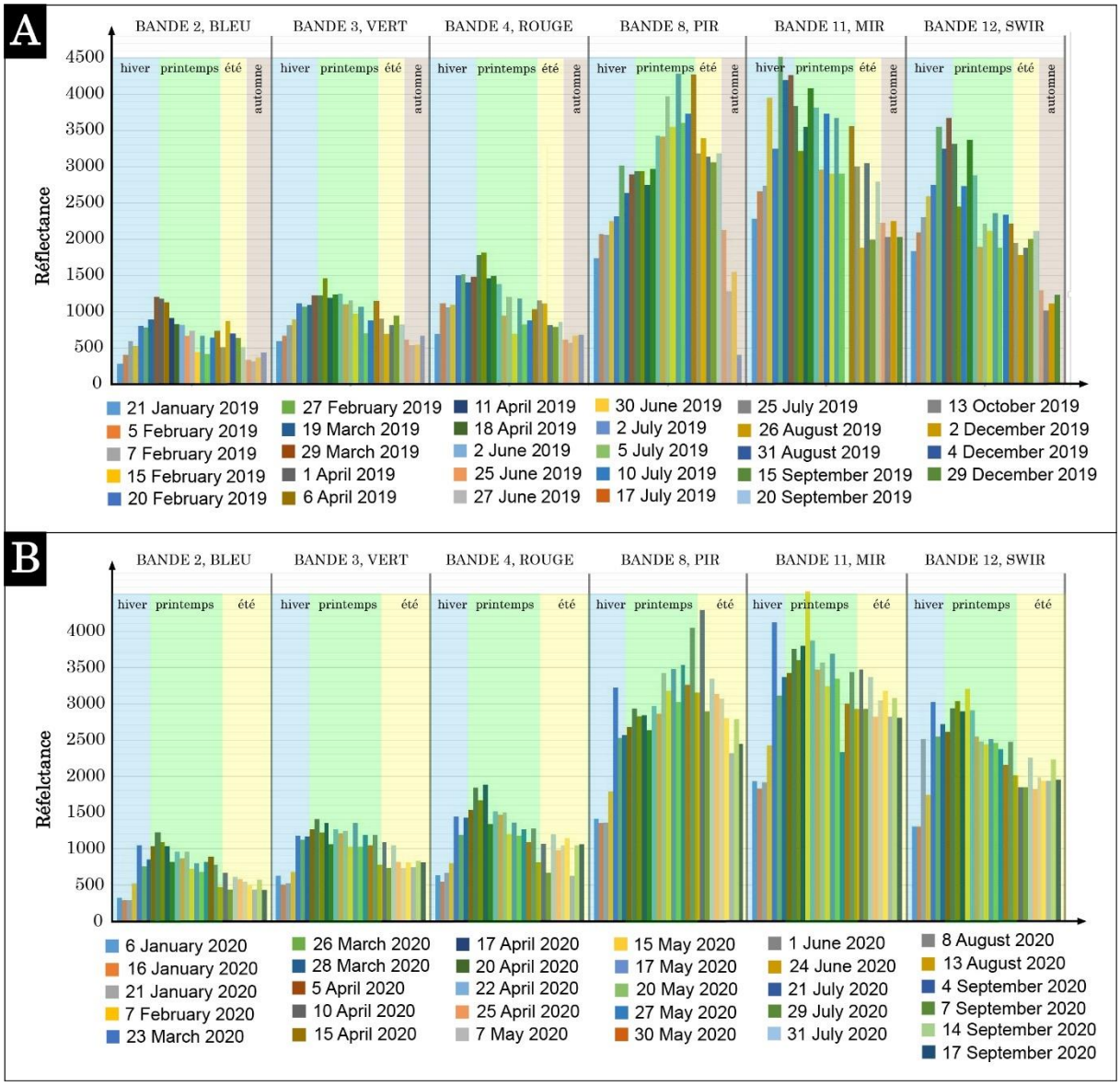


Figure 144. Réflectance moyenne des parcelles viticoles du versant de Vandières.

A : En 2019. B : En 2020.

Tout comme à l'échelle de la vallée de la Marne, une fluctuation de la réponse s'observe à l'échelle intra-parcellaire en fonction de la distance aux événements pluvieux et de la saison pendant laquelle le cliché est enregistré. Pour expliquer ces contrastes intra-parcellaires pour une même occupation des sols (*i.e.* vigne), une sélection orientée est effectuée sous SIG à l'échelle du pixel. En effet, on remarque que les parcelles éloignées de la zone d'arrachement récent présentent des valeurs de NDWImf moins élevées que les parcelles relativement humides affectées par l'arrachement (parcelles annotées 65, 67 et 68 sur la figure 143). Les valeurs NDVI des parcelles sont plus basses dans la zone affectée par l'instabilité (arrachement et affaissement ; figure 143).

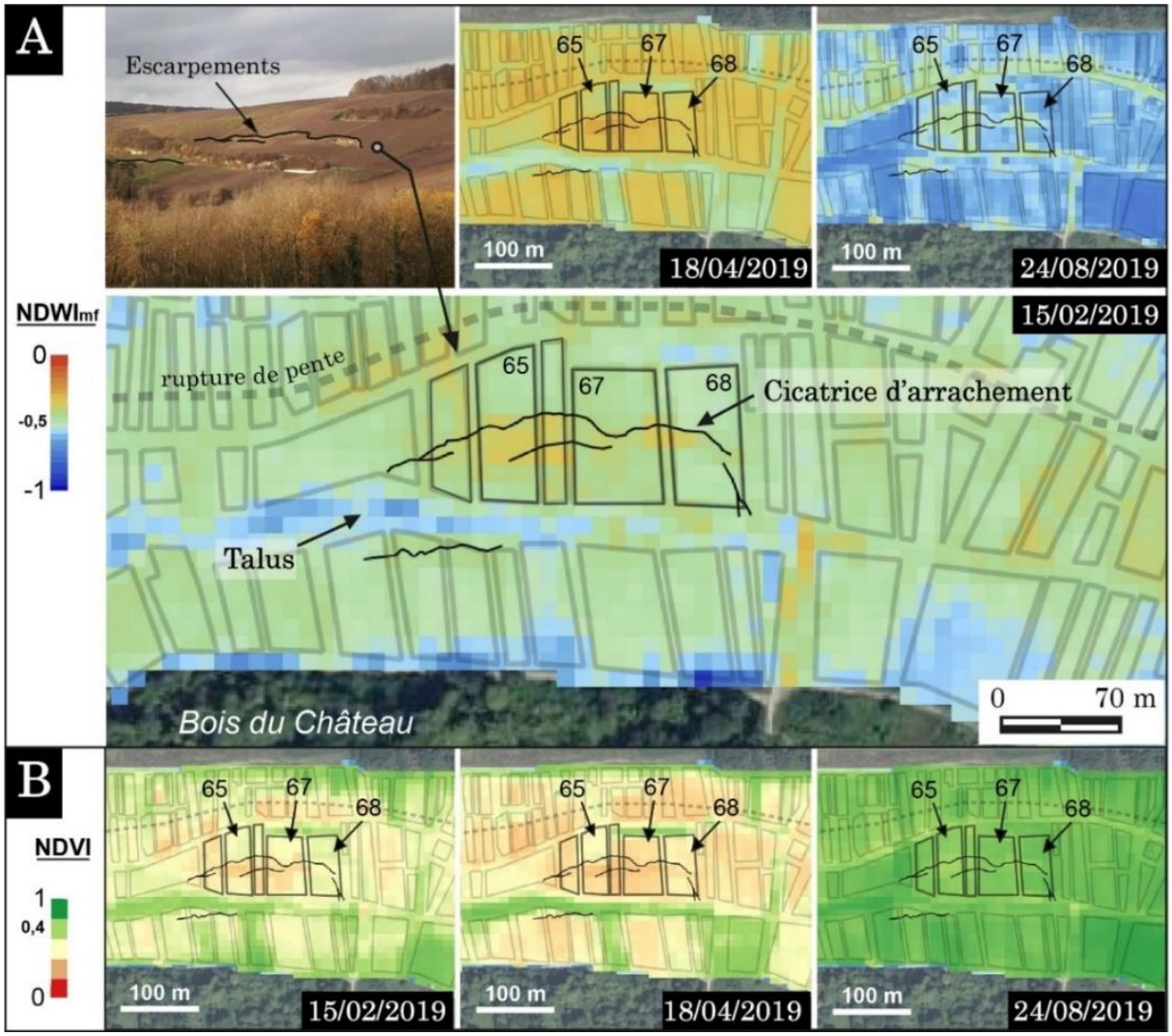
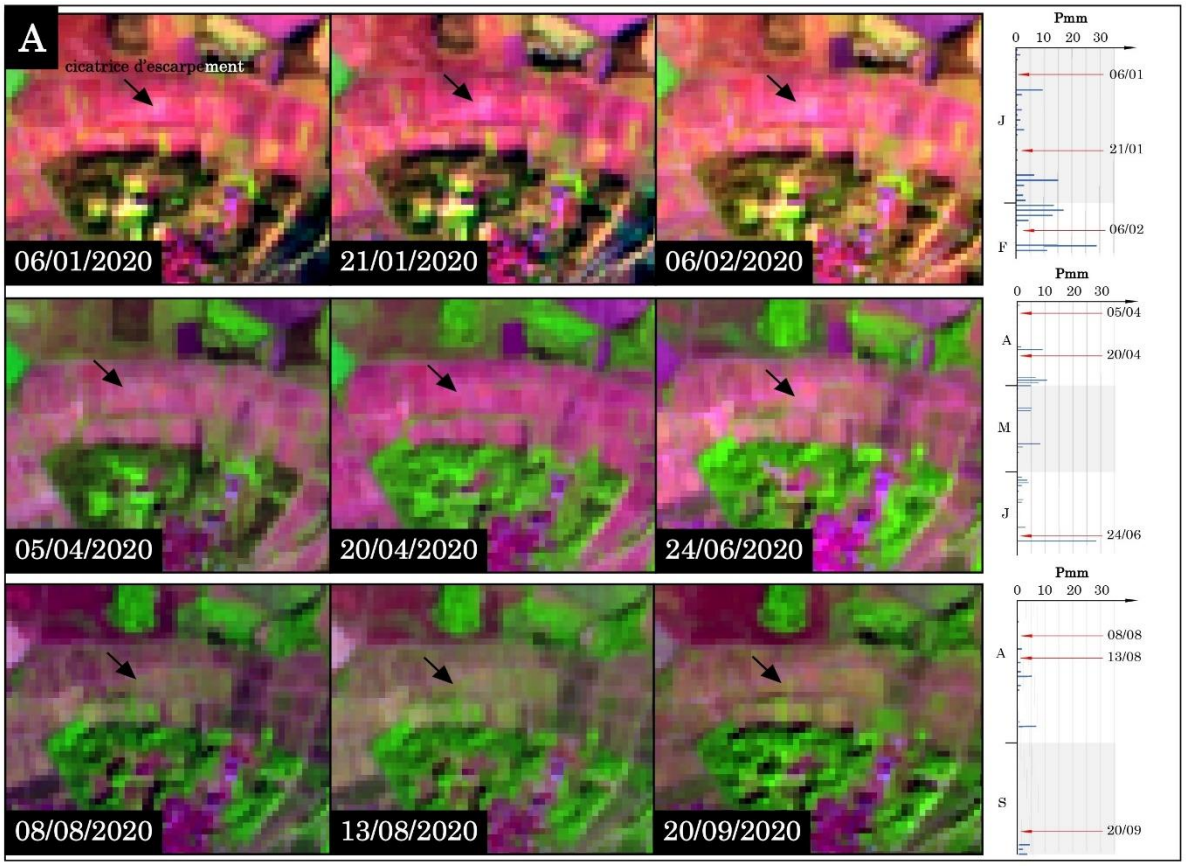


Figure 145. Saisonnalité des réponses NDWImf (A) et NDVI (B) des surfaces viticoles du versant de Vandières.

A : Évolution de la réponse NDWImf. B : Évolution de la réponse NDVI.



B

		06/01	21/01	06/02	05/04	22/04	24/06	08/08	13/08	20/09
Escarpement (pixel)	Bande 11	255	255	255	216	233	235	140	154	155
Pixel vigne témoin	Bande 11	243	209	240	180	195	186	108	114	137
Escarpement (pixel)	Bande 8A	138	128	156	99	81	124	101	126	103
Pixel vigne témoin	Bande 8A	67	60	100	82	72	105	98	125	97
Escarpement (pixel)	Bande 4	188	202	194	119	132	187	105	107	101
Pixel vigne témoin	Bande 4	109	112	127	129	133	105	69	63	83

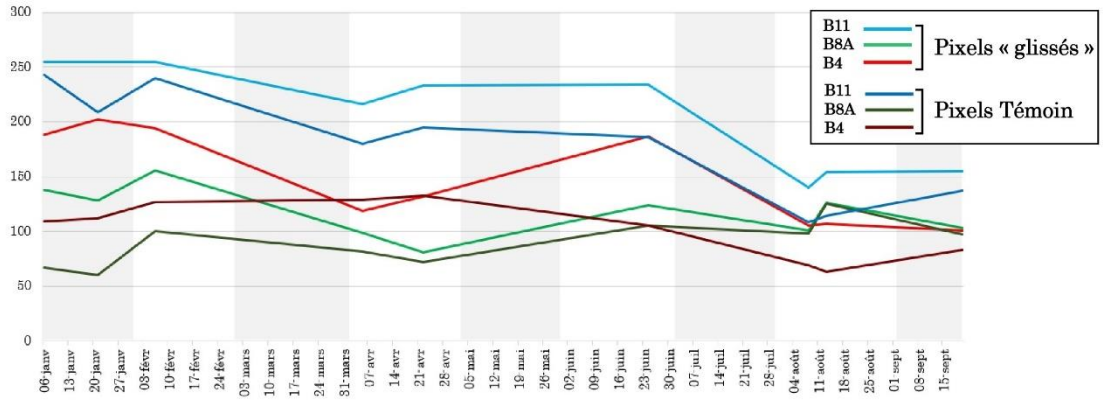


Figure 146. Composition colorée (A) et réponses spectrales (B), Vandières, année 2020.

A : Évolution de la réponse spectrale de la composition (PIR MIR rouge image Sentinel-2) en fonction des événements pluvieux. B : Évolution graphique moyenne de la réponse spectrale viticole (escarpement, et parcelles stables).

Les indices environnementaux semblent donc être de bons indicateurs de l'activité du glissement, qui se traduit par un retard de la croissance végétale dû à une sécheresse édaphique pouvant s'expliquer par la structure des matériaux (perméabilité de fissure accrue) impliquant un plus fort contraste dans la réponse « teneur en eau de surface » à l'échelle du pixel. En somme, la saturation en eau conduit à une instabilité, laquelle modifie les écoulements (en les accélérant), ce qui se répercute sur la productivité végétale. Quoiqu'il en soit, si la structure superficielle peut favoriser l'infiltration en surface, le drainage profond dans les marnes du Lutétien supérieur est ralenti par des lits d'argiles blanches (Hatrival, 1977).

L'analyse spatiale et temporelle des réponses spectrales et des indices environnementaux fait ressortir 3 secteurs dont le comportement est « anormal » : le premier correspond à la cicatrice d'arrachement, le deuxième, en contrebas du talus anthropique, correspond à une déstabilisation liée à la poussée exercée par la masse glissée en amont du talus, et le troisième est en amont de la cicatrice d'arrachement dans des parcelles qui ne présentent d'ailleurs pas encore de signes apparent d'instabilité. Ces zones, entourées en rouge sur la figure 147, ont des réflectances systématiquement plus importantes dans les longueurs d'onde du visible et dans l'infrarouge (PIR, MIR, SWIR).

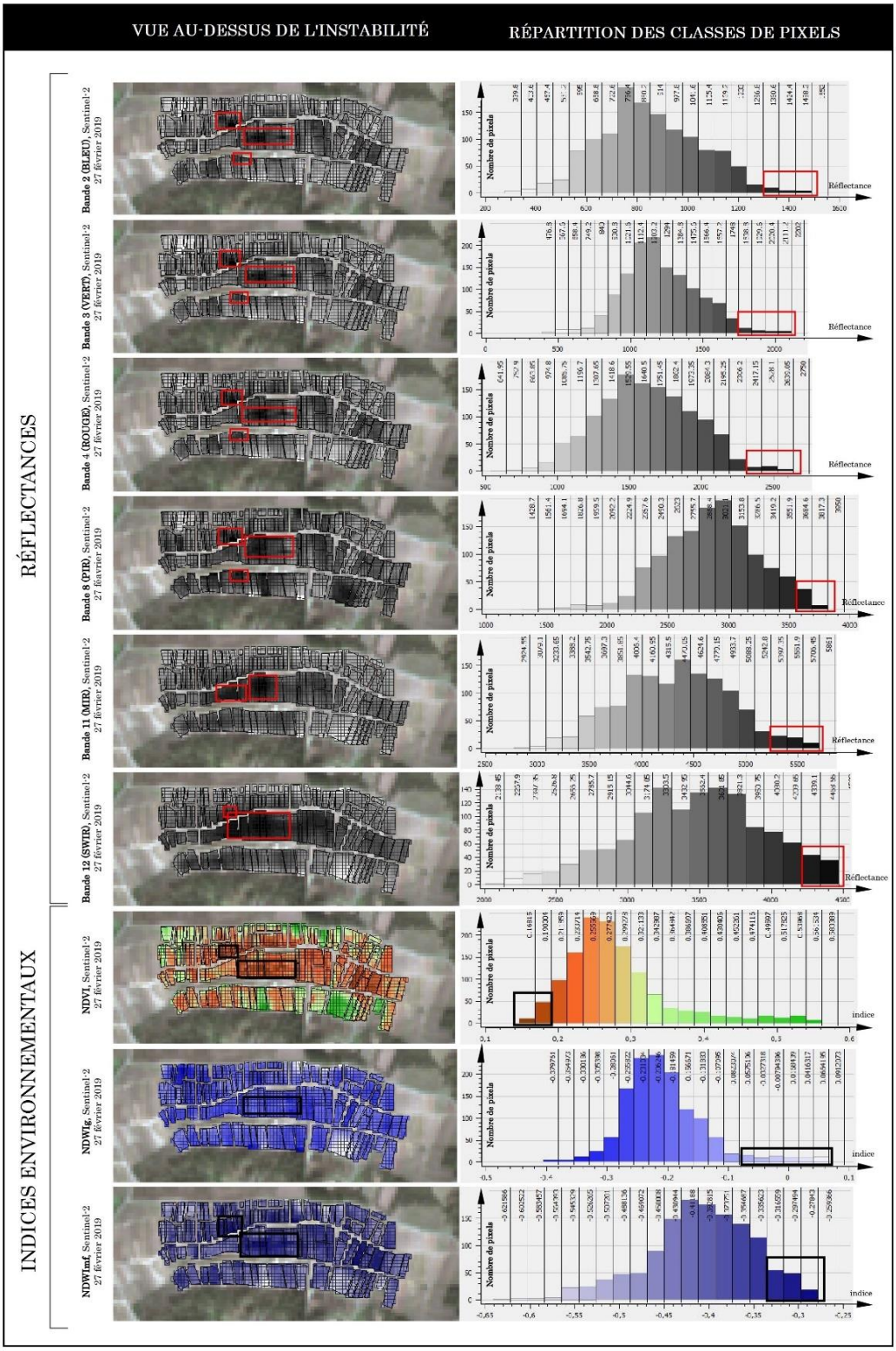


Figure 147. Réponses spectrales des parcelles du vignoble de Vandières (images Sentinel-2, 27 février 2019).

Il en est de même pour les indices environnementaux : au cours de l'année, une disparité spatiale est constatée au sein des parcelles viticoles (figure 143), mais une tendance générale se dégage pour des groupes de pixels. Ainsi, on peut à nouveau identifier les 3 zones précédemment

décrites (figure 148) : la valeur des pixels y est toujours différente de celle obtenue sur les parcelles non-affectées par le glissement de terrain. Les valeurs de l'indice NDVI dans ces 3 zones sont systématiquement plus basses que celles des réponses moyennes saisonnières. Le contraste est très fort en hiver et au printemps ; il l'est moins en été. On peut établir une cartographie des pixels dont la réponse est déterminée comme « anormale », c'est-à-dire lorsque les valeurs de NDVI sont basses ou lorsque de forts contrastes dans la réponse des NDWI sont enregistrés. Il est donc possible d'établir un zonage et un suivi issus de la polygonisation de la réponse de chaque pixel lorsque les valeurs sont considérées comme « au-dessus du seuil de réponse normale ».

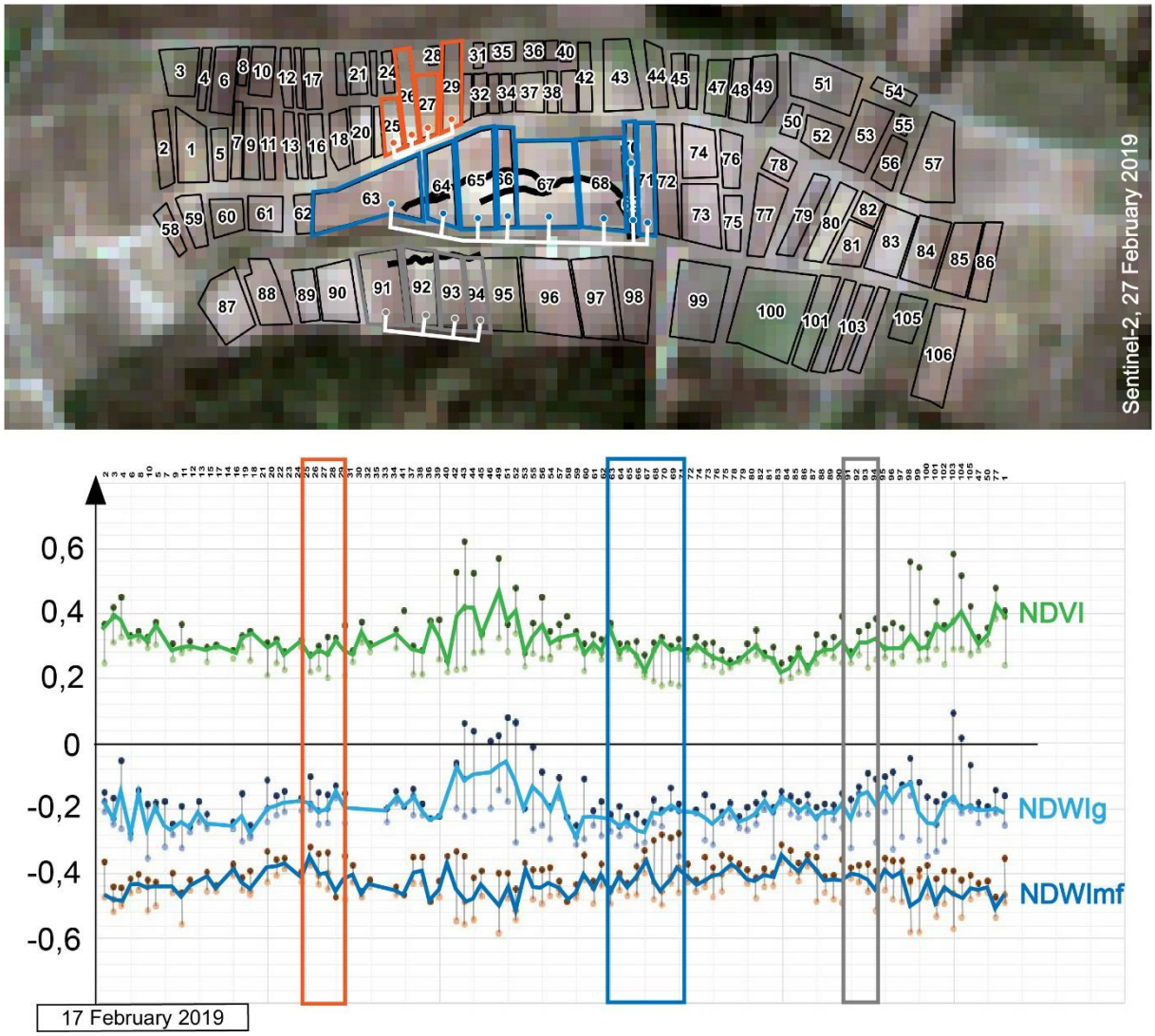


Figure 148. Disparités inter-parcellaires des indices environnementaux en hiver (image Sentinel-2 du 17/02/2019, versant de Vandières).

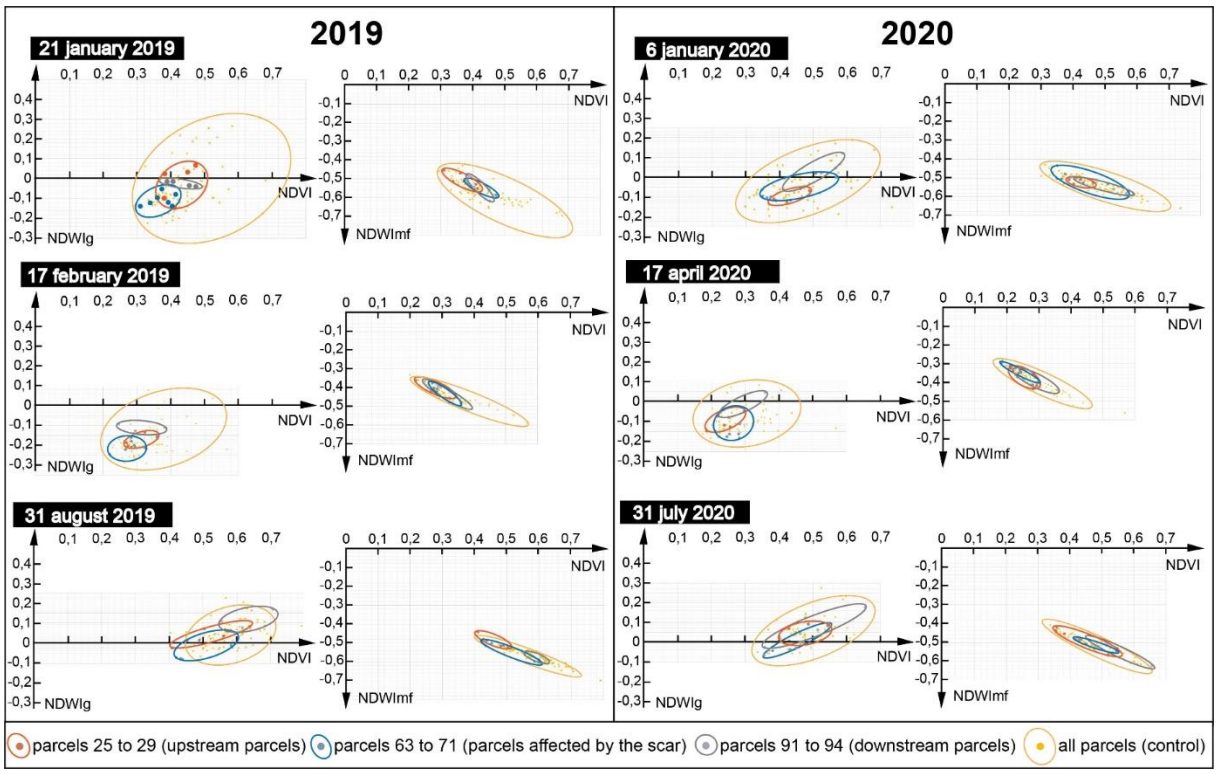


Figure 149. Réponses moyennes des indices environnementaux des parcelles du versant de Vandières.

Entourées en jaune : les parcelles « témoins » ; en orangée : les parcelles amont (figure 145) ; en bleu : les parcelles affectées par la cicatrice d'arrachement ; en gris : les parcelles en aval du talus anthropique (figures 147 et 148).

On constate que la détection des pixels présentant des valeurs anormales est plus aisée en hiver et au printemps qu'en été où la végétation recouvre une partie de la zone d'arrachement. La réponse est alors atténuée et s'aligne sur les valeurs standard. Cela se lit sur les graphiques de la figures 143 et 149 : en hiver, les parcelles affectées par le glissement se trouvent toujours dans des positions basses, tant sur l'échelle de valeurs NDVI que sur celle des valeurs NDWImf. Pendant la phénophase défeuillée les trois zones instables (ou potentiellement instable pour l'une d'elle) ont un comportement fortement contrasté. Une cartographie de la susceptibilité prenant en compte le facteur « charge en eau » représente donc un outil pertinent pour la détection et le suivi d'instabilités dans le vignoble (à condition que le modelé qui signale ces instabilités couvre une surface suffisante compte tenu de la résolution de 10 m des images Sentinel-2). En outre, cette méthode n'est pas applicable aux glissements de terrain localisés en forêt qui enregistrent des réponses propres à la canopée (teneur en eau, biomasse), différentes de celles de la vigne. En revanche, en été, c'est surtout la réponse NDVI qui traduit la destruction des vignes (ou du couvert forestier si le glissement se situe en forêt) au niveau de la cicatrice de glissement qui souligne la présence de l'instabilité (figure 143). Cet indice peut donc aussi bien être utilisé pour des

glissements en zone viticole que pour les glissements en milieu forestier. Le glissement de Vandières est donc caractérisé en termes de pixel « biomasse », pixel « charge en eau », pixel « lithologie » et pixel « réflectance », et le forçage météorologique se lit dans l'infrarouge de l'imagerie Sentinel-2.

3. Le suivi par photogrammétrie des déformations actuelles

3.1. Introduction

La quantification et la temporalisation à très grande échelle des déformations sur les versants contribuent à la connaissance du fonctionnement des mouvements de terrain. Sur le très court terme, l'analyse de l'apparition et du déroulement de l'aléa donne des clés pour les aménagements futurs dans le vignoble. Les instabilités qui affectent le vignoble de Vandières depuis une vingtaine d'années (cf. supra, p. 99-100) et dont le cumul conduit à une topographie réduisant l'espace cultivable et contrariant l'utilisation d'engins agricoles ont fait l'objet d'un suivi photogrammétrique par drone. Cette méthode permet de numériser et suivre l'évolution du modelé associé aux mouvements de terrain et de référencer des modèles en 3 dimensions à haute résolution (Cardenal *et al.*, 2008 ; Carvajal *et al.*, 2012). A Vandières, où les relations réciproques entre charge en eau du sol et instabilités ont été décrites à partir des données satellites, le suivi photogrammétrique par drone, complétant la photo interprétation d'images aériennes, apporte des informations sur la vitesse et le rythme d'évolution du modelé de glissement sur le temps court, et donc dans une certaine mesure sur le degré de menace qui pèse sur les parcelles plantées et sur les infrastructures.

Depuis les premiers signes d'instabilité repérés sur la photographie aérienne de 2001, la fissuration puis l'arrachement ne cesse de s'accroître (figure 150). En 2019, la zone d'arrachement a détruit plus de 40 ares de vignes et le glissement en affecte 80 (figure 150). L'ensemble n'est manifestement pas stabilisé : la surface de la masse glissée se bombe et des fissures de compression apparaissent dans sa partie aval, tandis que la poussée exercée sur le tuffeau de Damery (Lutétien moyen) contribue au détachement de blocs calcaires sur la paroi du talus d'origine anthropique. Enfin, depuis 2011 un arrachement dans le tuffeau, proche du contact avec les sables de l'Yprésien supérieur, ne cesse de s'élargir depuis 2011 (figure 150).

La répartition des contraintes s'explique par la structure interne du mouvement telle que restituée par la tomographie des résistivités électriques (figure 102, p. 146) : la déformation affecte les matériaux d'un remblaiement qui comble une topographie en creux à l'amont de l'affleurement du Tuffeau de Damery, lui-même mis en porte-à-faux par terrassement (figure 151). L'origine de la

topographie avant la rectification n'est pas connue avec exactitude, mais il est probable que les affleurements des Marnes et caillasses aient subi une érosion antérieure et que la parcelle déboisée puis remblayée après 1979 avait déjà cette forme en creux (figure 61, p. 99).

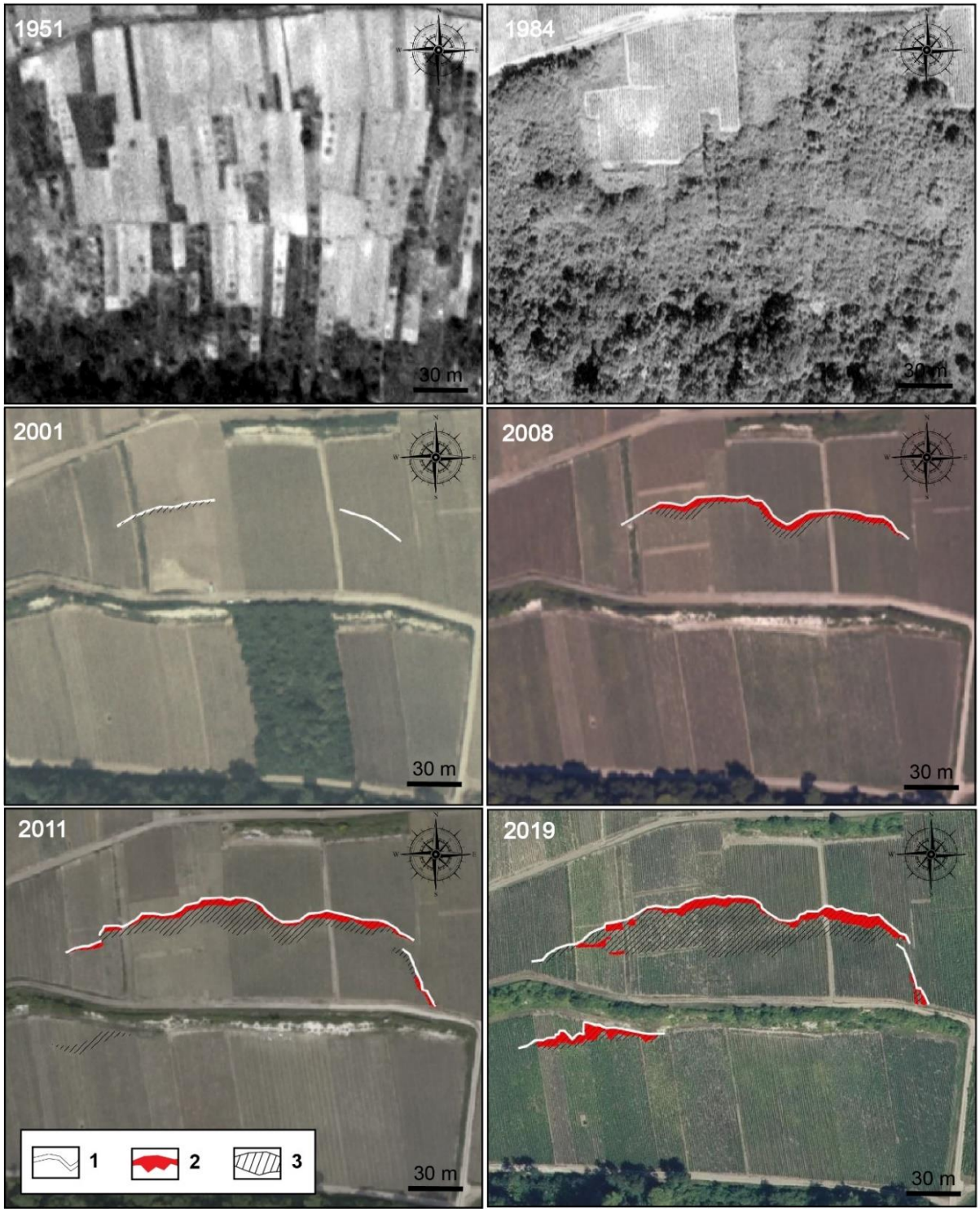


Figure 150. Évolution spatiale du glissement de Vandières, 2001-2019 (clichés IGN, Remonter le temps).

1 : Cicatrice d'arrachement ; 2 : Zones détruites non cultivables ; 3 : Zones déstabilisées cultivées.

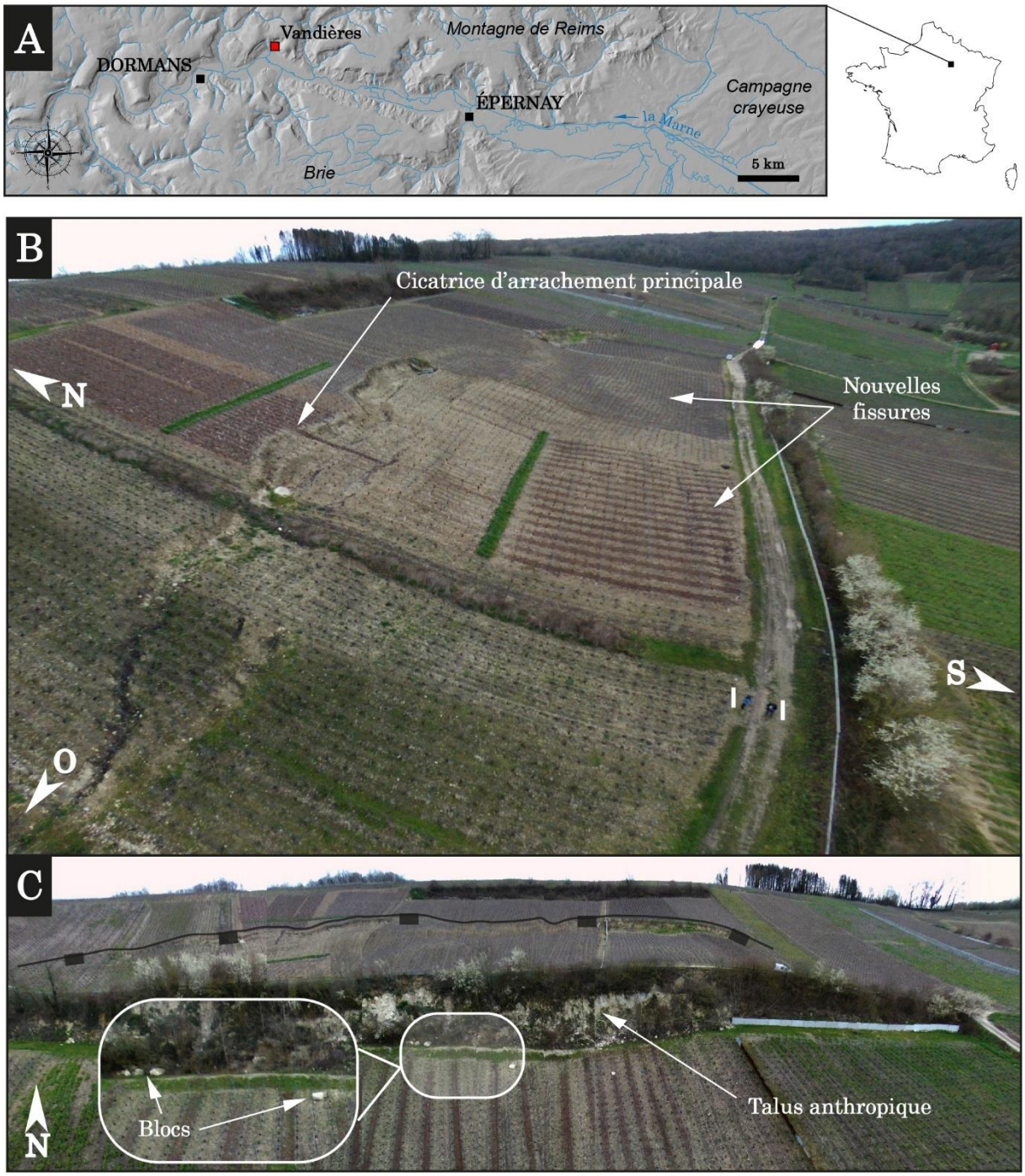


Figure 151. Vue oblique (drone) du glissement de Vandières.

A : Localisation. B : Vue latérale du glissement (mars 2020). C : Vue frontale, éboulisation du talus anthropique.

L'activité du glissement se traduit par des dégâts importants sur les aménagements conçus pour améliorer la situation (figure 152. Le système de drainage des eaux de ruissellement est endommagé, le soutènement en béton du talus d'origine anthropique résiste mal à la poussée de même que les affleurements de tuffeau qui s'éboulisent (figure 151).

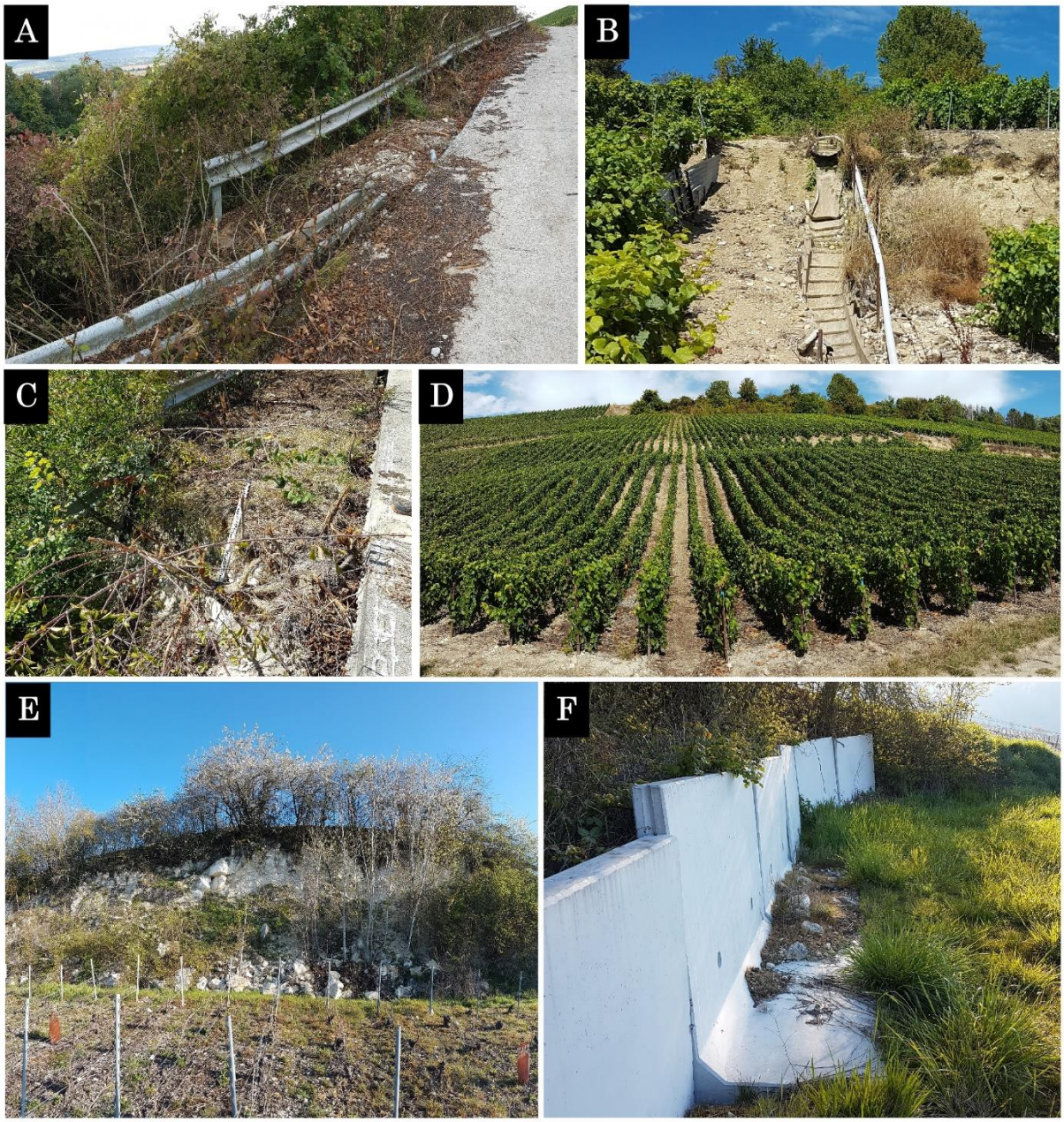


Figure 152. Instabilités sur le versant de Vandières.

A : Destruction d'une glissière en bordure du talus (sept. 2020). B : État du système de drainage (sept. 2020). C : Glissement en marge du chemin d'exploitation. D : Bombements de la surface glissée (sept. 2020). E : Éboulisation de la paroi du talus anthropique par détente et poussée (avril 2021). F : Décalage des unités de soutènements du talus par poussées du glissement (mars 2021).

3.2. Protocole de la photogrammétrie par drone

Le drone utilisé (tableau 8) est un modèle bebop 2 connecté en Wifi avec une caméra fixe stabilisée (drone Parrot, capteur CMOS 14 mégapixels et lentille *fisheye*), 4 hélices, une batterie de 2700 mAh et une autonomie de 30 minutes de temps de vol. Comme il est équipé d'un récepteur GPS, la position (x, y, z) est connue en vol et les lignes sont déterminées avant le lancement afin d'optimiser

le temps de vol et de quadriller le glissement sous des angles différents. Quatre campagnes se sont déroulées entre mars 2020 et avril 2021 dans des conditions propices au vol (tableau 7). Le drone est programmé par le pilote automatique de l'application mobile compatible UAV *Forecast* et les positions de vol sont enregistrées et donc identiques campagne après campagne, ce qui permet le traitement des images numériques dans le logiciel de photogrammétrie Agisoft Metashape Professionnel. Le mode *fisheye* est utilisé car il assure une précision maximale des images. Le traitement des images sous *Agisoft Metashape Pro* permet de générer un nuage de point qui, après traitement, fournit un modèle numérique de terrain de précision centimétrique (figures 155 et 156). La comparaison sous SIG des modèles numériques obtenus permet d'évaluer les déplacements de sol sur la période couverte et le croisement avec les données structurales (issues de la géologie et de la géophysique) permet d'estimer les volumes déplacés sur le versant.

Campagnes	Date	Vent (km/h)	T (°C)	Probabilité de Pmm (%)	Couverture nuageuse (%)	Satellites	Nombre de lignes réalisées
C1	13/03/2020	15	10	4	82	15	5
C2	12/05/2020	24	9	0	5	13	3
C3	26/11/2020	7	6	5	0	16	5
C4	13/04/2021	10	3	0	23	15	7

Tableau 7. Conditions de vol des campagnes de photogrammétrie réalisées à Vandières.

Modèle du drone	Caméra	Ouverture	Capteur	Portée du signal	Batterie	Connexion mobile	Récepteur GPS
bebop 2	HD 1080p stabilisée sur 3 axes	1/2,3"	CMOS 14 mégapixels lentille Fisheye	300 m	2700 mAh 30 min d'autonomie	Connexion Wi-Fi Freeflight 3	Intégré

Tableau 8. Caractéristiques du drone.

Les traitements sous le logiciel *Agisoft Metashape Pro* permettent, après acquisition des données et alignement des photographies retenues, de construire un premier nuage de points d'attache et de reconstituer le versant (figure 153 et tableau 9). La construction du nuage de points dense permet d'augmenter le nombre de points nécessaires à l'élaboration du modèle en tuiles et à la reconstruction en 3 dimensions du versant (figures 153 et 153). La création du modèle d'élévation numérique de terrain MNT est l'objectif final pour pouvoir effectuer le suivi spatio-temporel à très haute résolution des instabilités affectant le versant de Vandières.

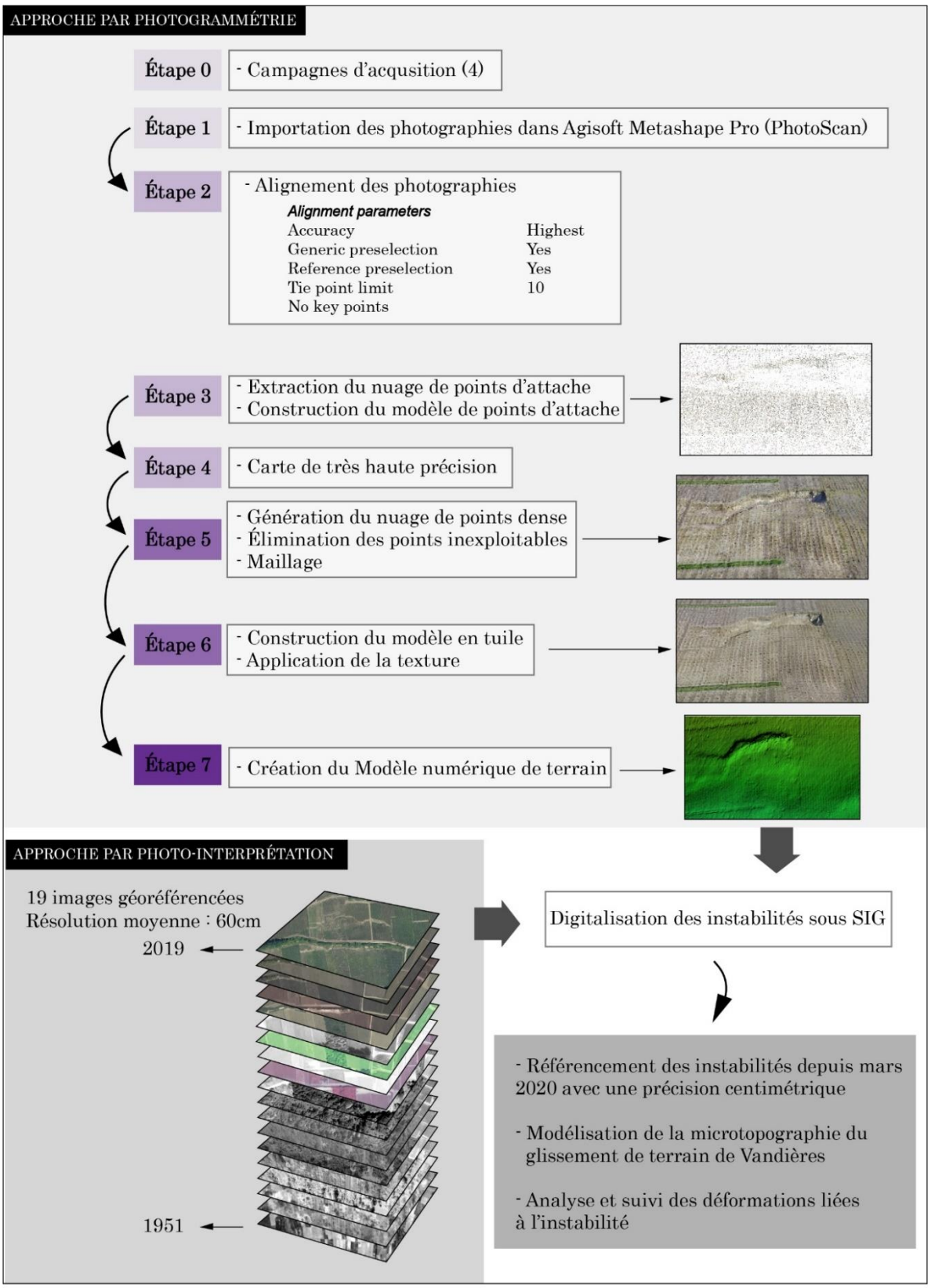


Figure 153. Méthode de suivi et de reconstitution des déformations actuelles par photogrammétrie (Vandières) et par photo interprétation.

3.3. Les déformations actuelles

Les quatre modèles obtenus ont une résolution de 10 mm/pixel et une erreur moyenne comprise entre 1 et 2,5 m (tableau 9). Le modèle 1 (levé du 13/03/2020), à partir de 157 photographies alignées sur les 5 lignes réalisées, contient plus de 123 000 000 de points sur une surface totale de 38 580 m², soit en moyenne 3 212 points par m² donnant une résolution de 1 cm/pixel. Toutes les déformations du sol (fissuration, ablation, accumulation) liées au glissement et enregistrées dans ce modèle (x, y, z) constituent la situation de référence. À partir de 84 photographies, le modèle 2 (levé du 12/05/2020) contient 72 311 525 points, soit une densité de 1 874 points/m². La différence de projection et de résolution entre les modèles est liée aux défauts de calage des photographies dans le logiciel, ou bien à la réalisation des lignes (angle d'approche différent).

Modèle	Date	Nombre de photos alignées	Erreur moyenne projection (m)	Nombre de points d'attache	Multiplicité moyenne des points d'attache	Nombre de points issus du *Dense Cloud*	Résolution du modèle en tuiles	Résolution du MNT
Modèle 1	13/03/2020	157	1,53	208 911	2,36925	123 937 998	10 mm/pix	35395 x 27032 10 mm/pix
Modèle 2	12/05/2020	84	1,11	158 645	2,60172	72 311 525	10 mm/pix	38428 x 34683 10 mm/pix
Modèle 3	26/11/2020	154	2,56	392 212	2,7095	72 921 804	10 mm/pix	43575 x 36394 10 mm/pix
Modèle 4	13/04/2021	223	2,46	663 508	2,72902	99 919 108	10 mm/pix	40578 x 29039 10 mm/pix

Tableau 9. Caractéristiques des 4 modèles.

Les parcelles situées en amont et en aval du talus anthropique présentent des ruptures à décalages décimétriques qui pourraient bientôt les rendre inexploitables. Les MNT issus des modèles de photogrammétrie des quatre premières campagnes, menées de mars 2020 à avril 2021 n'enregistrent cependant pas d'accentuation de ces déformations (figure 156). Cela n'enlève rien à cette méthode de suivi qui permet en outre d'obtenir des modèles numériques de terrain beaucoup plus précis que ceux disponibles sur le site de l'IGN (figure 155) et constituant un « état initial » utile pour la suite.

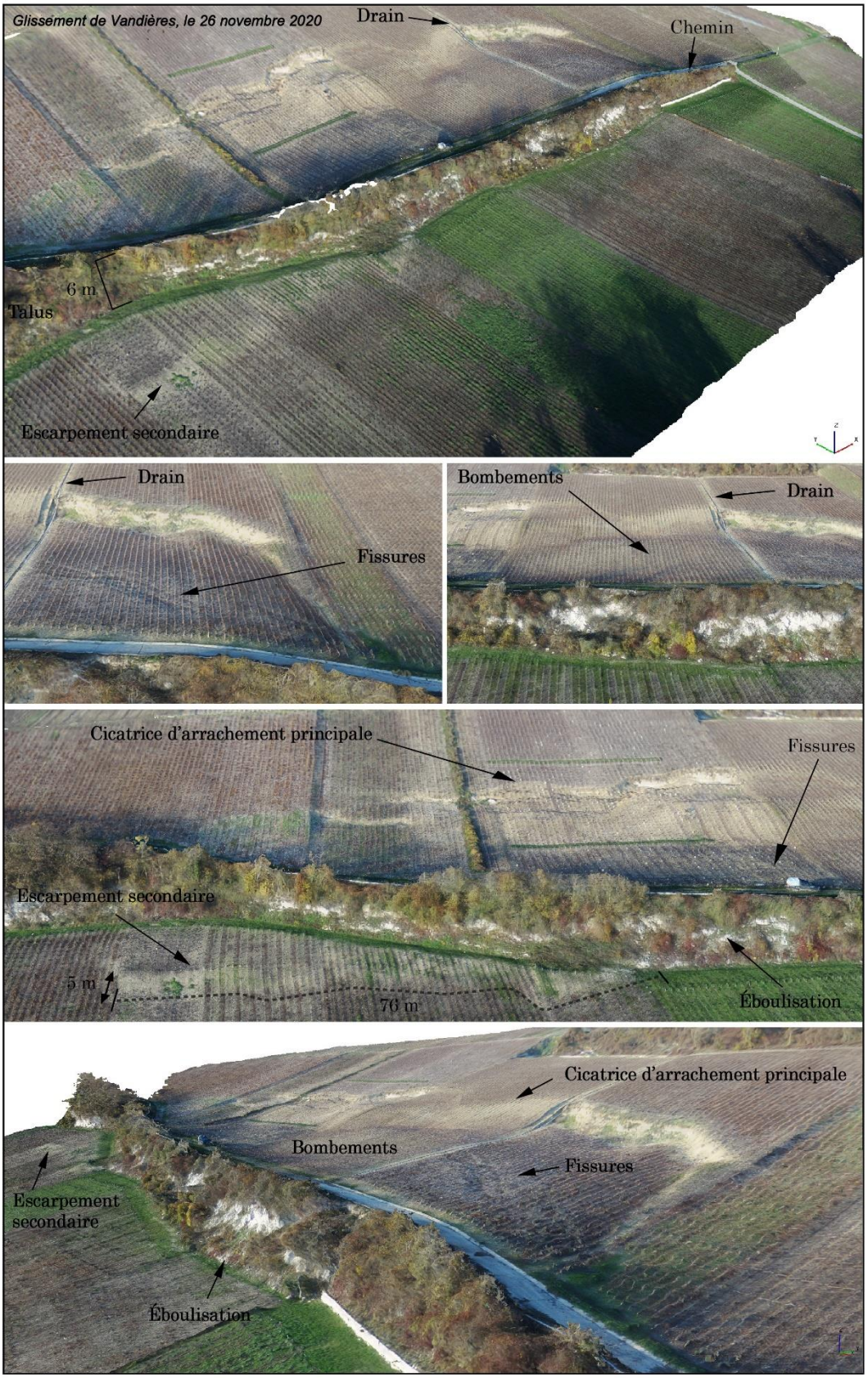


Figure 154. Reconstitution du versant en 3D et caractérisation du modelé de glissement (Vandières, modèle en tuiles 3, le 26/11/2020).

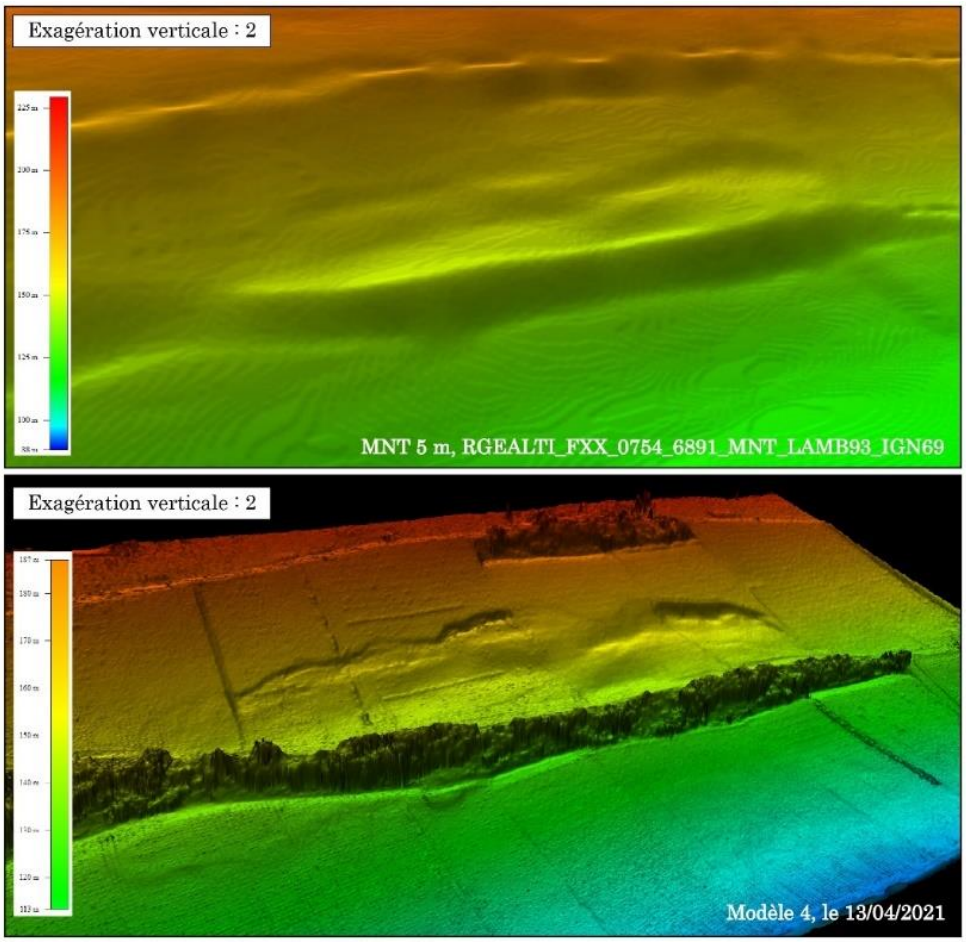


Figure 155. Comparaison entre le MNT 5m de l'IGN et le MNT réalisé par photogrammétrie (modèle 4, du 13/04/2021, résolution : 1 cm).

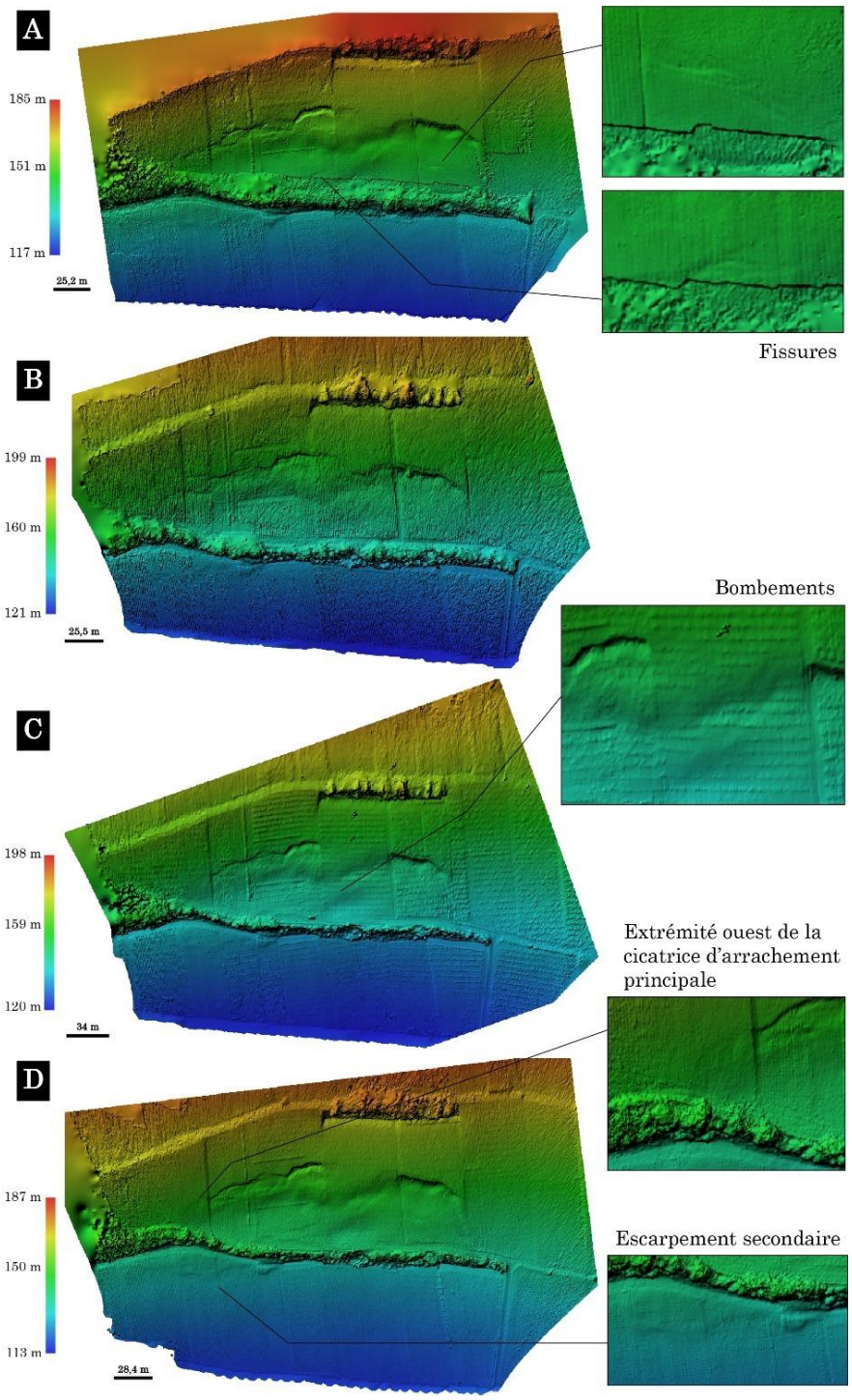


Figure 156. MNT issus de la photogrammétrie sur le versant de Vandières.

A : Modèle 1 (13/03/2020). B : Modèle 2 (12/05/2020). C : Modèle 3 (26/11/2020). D : Modèle 4 (13/04/2021).

3.4. Cartographie de la susceptibilité à l'échelle du versant

Le croisement des données NDWI (« charge en eau » des sols) et des données géophysiques (structure interne du mouvement) (figure 157) met en évidence la relation entre infiltration

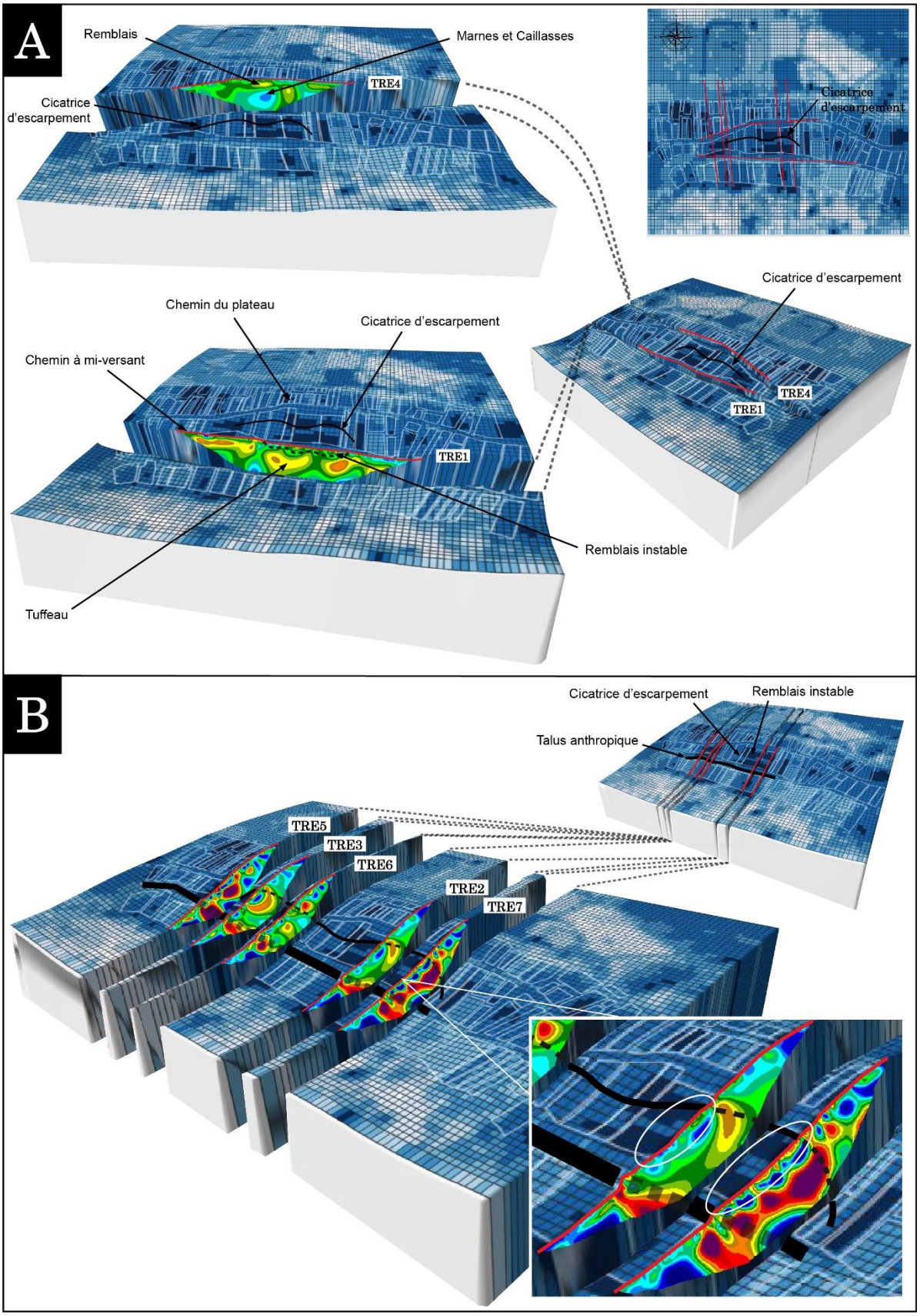


Figure 157. Relation entre eau de surface (NDWI) et eau interne (résistivité électrique), Vandières.

A : Le long des transects transversaux. B : Le long des transects longitudinaux.

(surfaces sèches) et trajet souterrain de l'eau (zones de faibles résistivités). Le scénario est le suivant : des fissures apparaissent en surface (elles traduisent une détente mais peuvent s'y ajouter l'effet d'épisodes météorologiques très froids ou très secs) et favorisent l'infiltration de l'eau des précipitations. La circulation souterraine de cette eau se cale sur la discontinuité entre remblais et substrat que la tomographie électrique situe à une profondeur d'environ 6 à 10 m. C'est à ce niveau que se produit le cisaillement conduisant au glissement. En surface, l'arrachement se cale sur les fissures de détentes initiales et accélère l'infiltration. C'est ce qui explique la sécheresse relative détectée par la bande du MIR : les zones de rupture favorisent le drainage de la surface.

De la même manière qu'à l'échelle de la vallée, il est possible d'établir un modèle en 3 dimensions du versant de Vandières (figure 157) et une cartographie de l'aléa (figure 160) en fusionnant plusieurs « critères d'instabilité » ou « facteurs d'aléas » que sont : 1/ la topographie (pente > 30 %), 2/ la « charge en eau » (indice NDWI), 3/ l'activité de la biomasse végétal (indice NDVI). Pour les deux derniers facteurs, les valeurs seuils retenues sont mentionnées sur la figure 158. La fusion de ces données permet d'obtenir un zonage très précis (à l'échelle du pixel) de l'instabilité et de sa relation avec les conditions environnementales à l'échelle d'un géon.

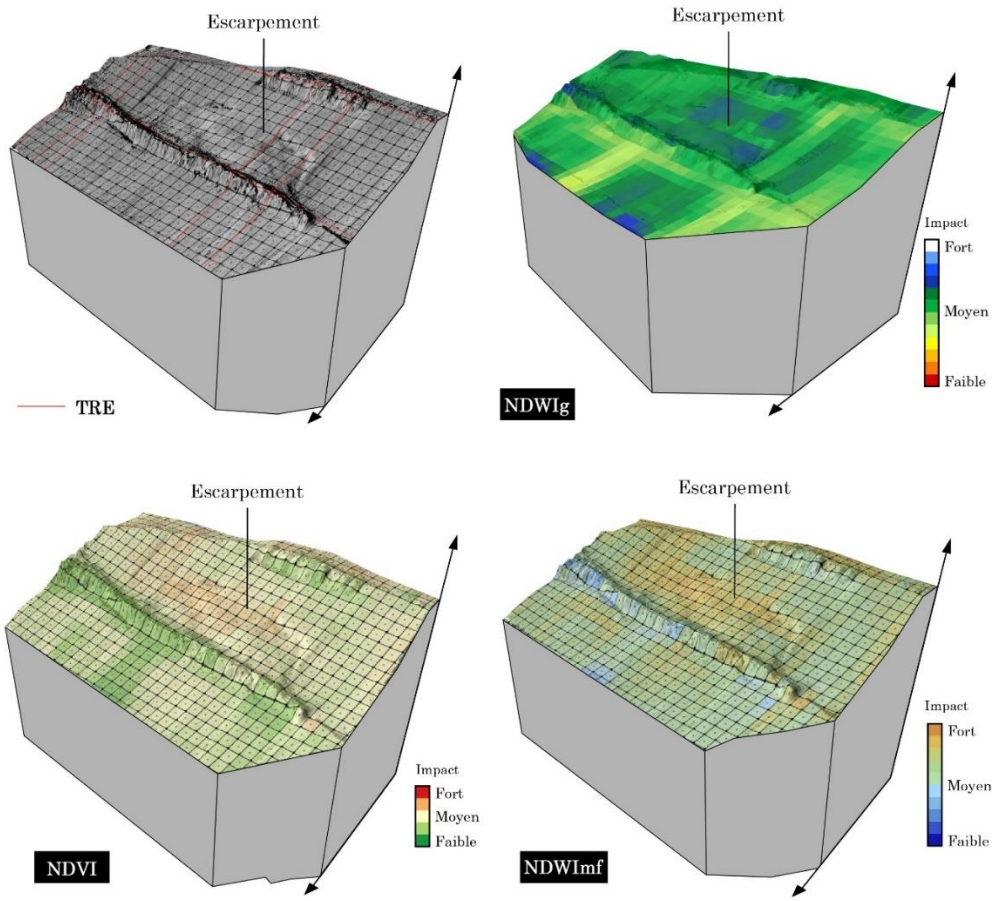


Figure 158. Modélisation en 3 dimensions des facteurs d'aléas.

Pour l'analyse de la susceptibilité à l'échelle du versant de Vandières, la résolution à 10 m est retenue car elle est suffisante pour le zonage (figure 160) issu de la fusion des facteurs d'aléas retenus. Sous SIG, les points centraux de pixels de 10 x 10 m servent de base pour l'extraction des valeurs NDVI, NDWIg, NDWImf et pente. Les critères de classement des pixels établis (figure 159) déterminent le degré de susceptibilité à l'instabilité sur le versant selon 4 niveaux pour la période 2017-2020. Les pixels « aléa très fort » correspondent aux zones qui seront le plus susceptible de subir de forts dégâts à l'avenir (figure 160). La coulée actuelle pour laquelle tous les facteurs d'instabilité sont au rouge n'est donc pas stabilisée.

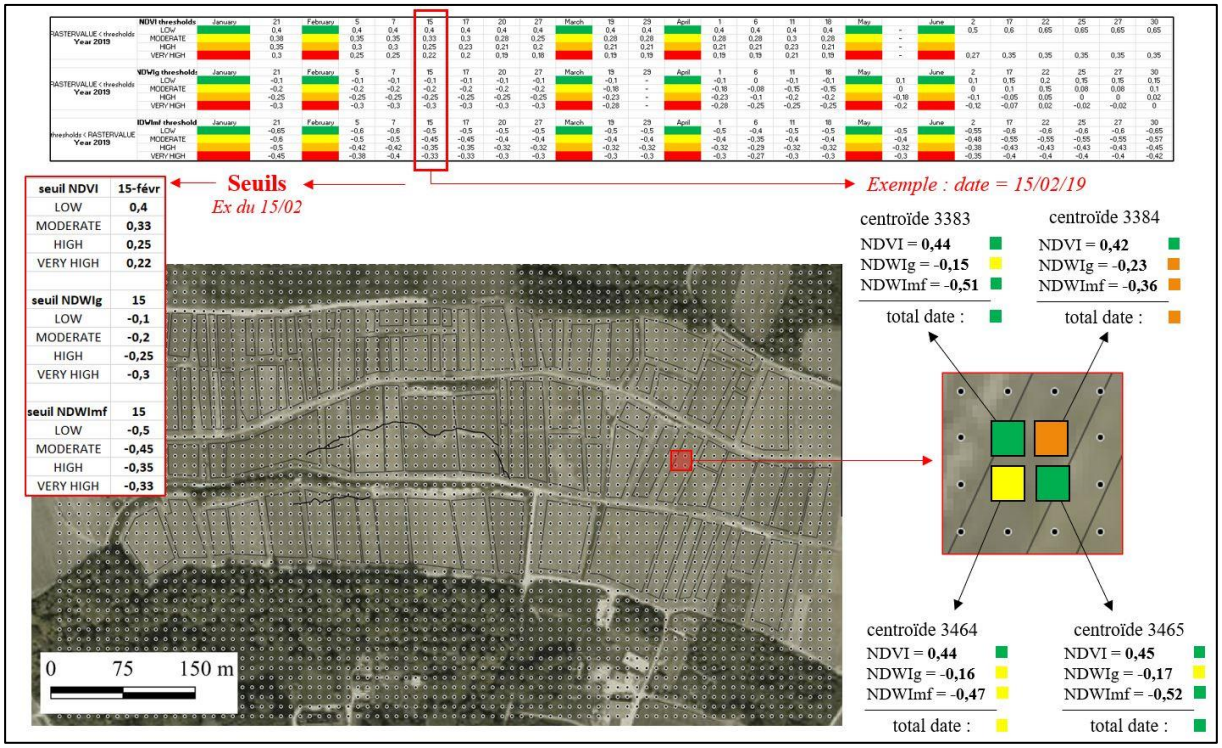


Figure 159. Méthodologie de l'évaluation de l'aléa à l'échelle du pixel.

L'élaboration d'un maillage de centroïdes correspondant au centre de chaque pixel Sentinel-2 permet d'extraire, grâce à l'outil de d'extraction raster de Qgis, la réponse de surface des indices environnementaux tout au long de la période. Ainsi, plusieurs valeurs seuil sont établies en fonction de l'année, les sols viticoles n'ayant pas la même réflectance tout au fil des saisons – le cycle de la vigne et les conditions climatiques influençant très largement la réponse parcellaire.

Ainsi, on peut constater que la probabilité d'une instabilité est très forte en amont du glissement – au nord-ouest de la cicatrice d'arrachement principale – et au niveau de cette cicatrice. Les zones d'aléa moyen à faible dans les parcelles en aval du talus anthropique traduisent l'apparition de nouveaux secteurs instables. En l'état, si rien n'est fait pour diminuer les écoulements de

subsurface (système de drainage), l'eau continuera à s'infiltrer et le glissement déstabilisera les parcelles situées en amont et fera pression sur celles situées en aval (sans compter les effets d'une coulée boueuse) modifiant l'équilibre des forces sur le versant. L'interprétation de cette cartographie aboutit donc à une délimitation probablement plus large de la zone menacée si le glissement suit son cours.

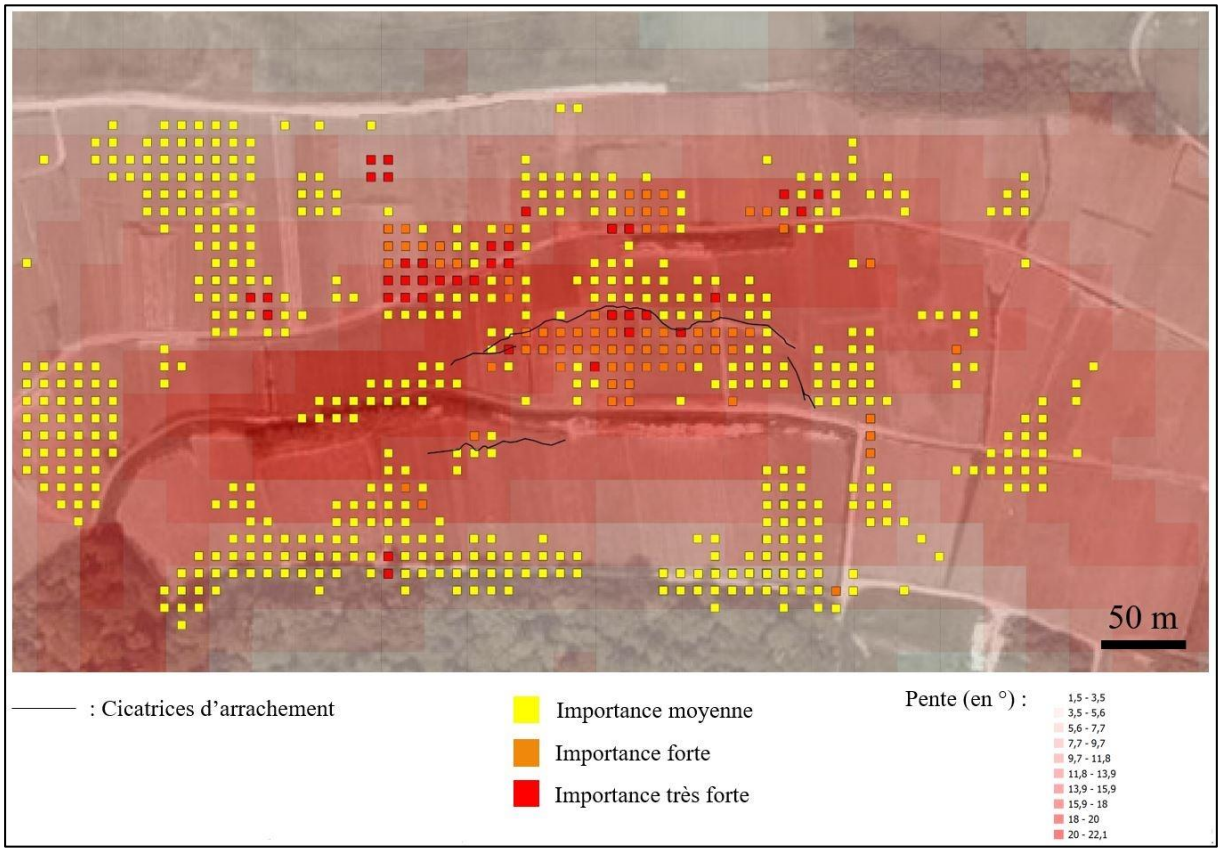


Figure 160. Cartographie des zones intra-parcellaires clés dans le fonctionnement de l'instabilité sur le versant de Vandières (fusion des indices environnementaux, modèle d'hiver 2019).

1. Sur l'instabilité des versants

Sur les 260 glissements recensés dans le secteur de la vallée de la Marne et de la Montagne de Reims, glissements dont l'état de conservation varie en fonction de leur âge ou de leur ampleur initiale, le niveau d'aléa diffère considérablement. Les glissements les plus anciens sont réduits à une couronne semi-circulaire dominant des pentes fortes et nues – les formations superficielles ayant été déblayées par l'érosion (glissements inactifs vieux). Dans un tel contexte, la stabilité du versant diminue avec le temps (coefficient de sécurité < 1), préparant un nouveau glissement. Ce scénario s'applique aux glissements volumineux se produisant en période de bilan hydrologique excédentaire (cataglaciaires pour le Pléistocène ou fraiches et humides pour l'holocène). Cependant, comme le déterminisme principal en est un équilibre instable, des mouvements comme celui de Rilly-la-Montagne peuvent se produire de nos jours, éventuellement favorisé par des conditions météorologiques s'écartant de la moyenne. C'est un glissement actif, il n'y a pas de parade possible. Pour ce qui est des réactivations de matériel glissé ou de coulées, voire même de colluvions (mis en place par ruissellement, comme à Mutigny), elles supposent que le glissement initial soit dans un bon état de conservation (glissement inactif jeune ou mature selon la terminologie de J. McCalpin, 1984). Ce type de glissements est par conséquent le plus susceptible de subir de nouvelles déformations. La question de la déstabilisation de matériaux glissés sur les versants a été posée par Parriaux, 2010 : une couverture glissée peu perméable modifiant la vidange des aquifères est traversée par des flux causant des réactivations. Dans ce cas « les stabilisations par action hydro-géologique offrent des solutions performantes dans la mesure où elles permettent d'agir au sein de la masse glissée et au-dessous » (c'est-à-dire le long du plan de cisaillement). Le glissement de Montchenot rentre potentiellement dans cette catégorie (cf. supra, figure 108, p. 153), ainsi que ceux de l'aval du bassin versant de la Semoigne (affluent de la Marne ; Bollot et al. 2015). Cette méthode pourrait d'ailleurs également s'appliquer à des remblais déstabilisés, comme à Vandières (où l'eau infiltrée est essentiellement celle des précipitations).

Comme le rôle de l'artificialisation des surfaces sur la stabilité des versants a été démontré, il parait évident qu'il est indispensable d'évaluer la part des héritages et celle de l'anthropisation dans la susceptibilité aux mouvements de terrain. Les matériaux des glissements inactifs jeunes ou mature sont voués à disparaitre, mais entre-temps ils constituent des zones à risques d'autant plus élevé que le couvert végétal naturel (forestier) a plusieurs fois subi l'anthropisation croissante des

populations locales sur les deux derniers millénaires. Les conditions environnementales (s.l.) de ce risque ont été mises en évidence dans ces travaux.

2. Enjeux actuels : conséquences directes et indirectes des instabilités

L'activité morphogénique récente et actuelle a donc un impact certain sur les versants du vignoble champenois, où la pression foncière est très forte. Ces versants ont été le siège de mouvements de terrain anciens, pléistocènes et holocènes, dont les traces plus ou moins nettes demeurent dans le paysage, et un grand nombre d'instabilités d'ampleur variable ont été décrites tout au long du dernier siècle, traduisant l'activité actuelle des versants. Si ces instabilités affectent le plus souvent les parcelles viticoles, elles sont parfois responsables de destruction d'infrastructures, de maisons, de routes, comme cela a été le cas à Rilly-la-Montagne en août 1986. Plusieurs de ces mouvements de terrain, quel que soit leur âge ou leur degré d'activité, ont fait l'objet de cartographie permettant de délimiter leur emprise et d'établir les relations entre structure, hydrogéologie et instabilités de versant… mais peu de données in situ et à grande échelle sont disponibles, et surtout peu de données de surface et subsurface. Depuis quelques années, sensibilisés aux instabilités de versant par expérience mais aussi par le truchement du CIVC, les vignerons sont de plus en plus demandeurs d'informations sur la nature et les causes de ces phénomènes, sur leur anticipation et enfin sur leur réparation ou mieux, sur les stratégies d'évitement.

Les préjudices induits par l'aléa instabilité de versants dans le vignoble marnais sont essentiellement économiques : coûts immédiats liés à la perte d'une récolte, à la destruction ou à l'endommagement du bâti et des infrastructures privées (aménagement des parcelles) ou publiques (routes) ; manque à gagner entre le repiquage de la vigne et la récolte suivante, mais aussi investissements dans des outils d'exploitation adaptés à de nouvelles pratiques (la tondeuse pour l'enherbement, par exemple). A quoi s'ajoute l'appréhension et le stress de l'aléa.

Une cartographie de la susceptibilité, à moyenne et à grande échelle, a pour objectif de sensibiliser les acteurs aux pratiques qui favorisent, dans un contexte environnemental donné, les mouvements de terrain, et donc à la nécessité d'une adaptation de ces pratiques. La superposition de la carte de susceptibilité (figure 140, p. 198) et de la carte des enjeux (figures 161 et 162) permet de visualiser les impacts possibles du risque mouvement de terrain. Le protocole d'acquisition et de croisement des données environnementales (à la fois naturelles et liées aux aménagements) conduisant à une cartographie du risque est opérationnel.

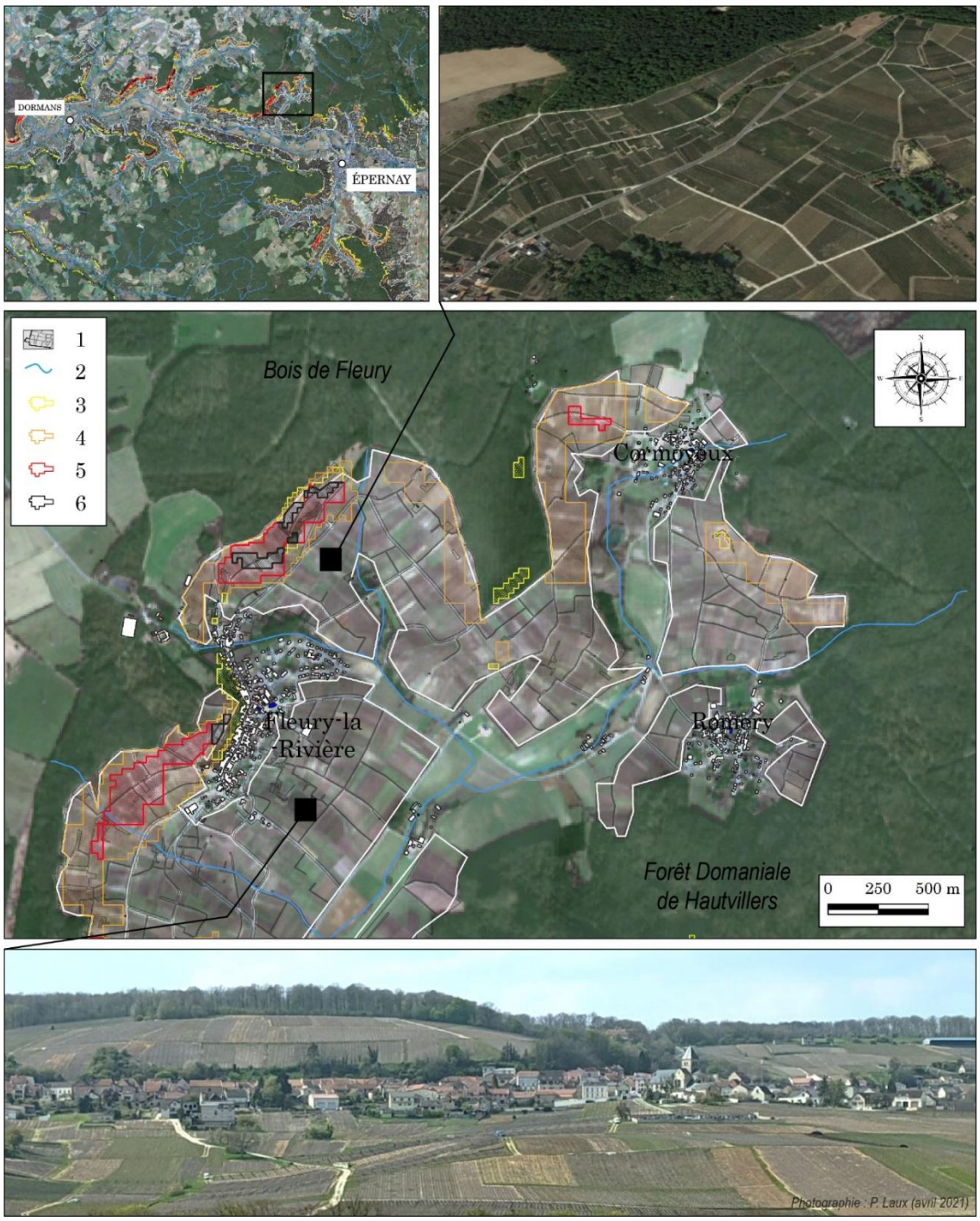


Figure 161. Cartographie des enjeux de secteurs présentant une susceptibilité importante à Fleury-la-Rivière (source : BD TOPO, fond de carte : image Sentinel-2 du 21/01/2020).

1 : Parcelles viticoles ; 2 : Hydrographie ; 3 : Aléa faible à moyen ; 4 : Aléa moyen à fort ; 5 : Aléa fort à très fort ; 6 : Aléa très fort.

Dans leur grande majorité, les secteurs à risque se trouvent en haut de versant, en zone traditionnellement boisées (car en pente trop forte) mais parfois défrichées au profit de la vigne quand les parcelles en question se trouvent dans le périmètre d'appellation d'origine contrôlée. C'est le cas, par exemple, à Reuil ou à Festigny (figures 52 et 59). Il arrive aussi que des instabilités

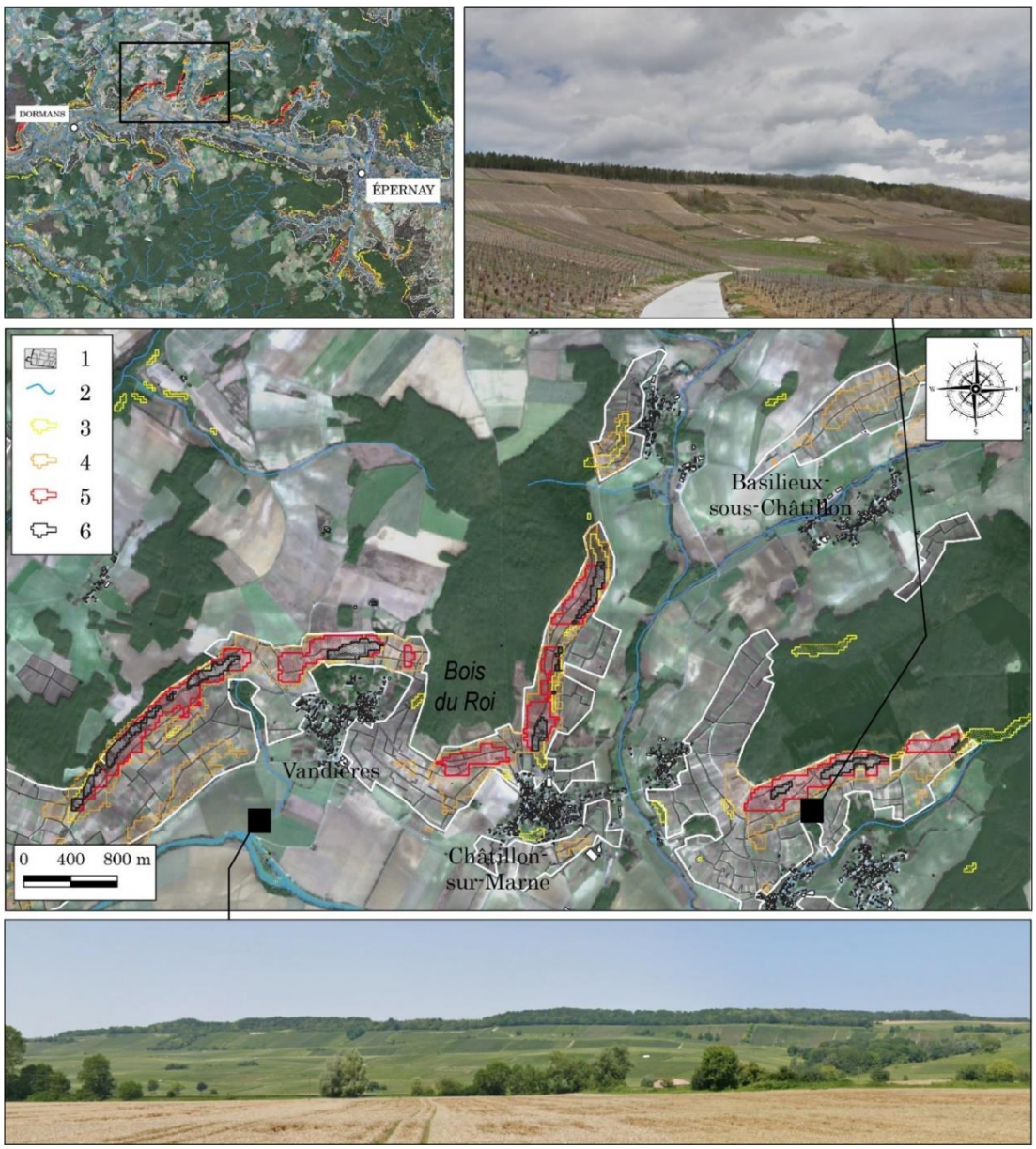


Figure 162. Cartographie des enjeux de secteurs présentant une susceptibilité importante à Fleury-la-Rivière (source : BD TOPO, fond de carte : image Sentinel-2 du 21/01/2020).

1 : Parcelles viticoles ; 2 : Hydrographie ; 3 : Aléa faible à moyen ; 4 : Aléa moyen à fort ; 5 : Aléa fort à très fort ; 6 : Aléa très fort.

se produisent sous forêt et envahissent des parcelles viticoles situées en aval, comme à Boursault (figure 99). Dans la partie médiane des versants où les pentes sont moins fortes, les réactivations de coulées sont fréquentes (y compris sous couvert forestier, comme à Champillon) et créent des désordres dans les parcelles viticoles aussi bien en amont (par traction) qu'en aval (par poussée voire par recouvrement). La vigne n'est pas le seul enjeu comme le montre l'exemple de l'agglomération d'Epernay, dominée par des versants boisés en pente forte. Dans ce cas, les instabilités menacent aussi bien des bâtiments viticoles (figure 163B et E) que le patrimoine remarquable (la Loge Pinard à Moussy, figure 163D), des ouvrages hydrauliques (comme des

réservoirs, figure 163C) ou des espaces naturels aménagés. Parfois des zones à très forte susceptibilité se trouvent tout proche des villages, comme c'est le cas à Fleury-la-Rivière (figure 162), augmentant d'autant la vulnérabilité.

Le suivi temporel et cinétique via l'interférométrie radar (Sentinel-1) ou via les données satellites Pléiades permettrait de suivre la déformation des versants (au cours des dix dernières années) et d'améliorer la carte de zonage de l'aléa.

Figure 163. Exemples d'enjeux recensés dans les zones à fort aléa.

A : Une maison au nord de Moussy. B : Cabane viticole sur le versant de Fleury-la-Rivière. C : Un réservoir sur le versant nord de Châtillon-sur-Marne. D : Bâtis sur le versant occidental de Champillon (hôtel de luxe et maisons). E : Routes et talus sur le versant de Festigny.

Références bibliographiques

A

Aleotti, P. et Chowdhury, R., 1999. Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. Bulletin of Engineering Geology and the Environment 58(1), 21-44.

Alleaume, S., Corbane, C. et Deshayes, M., 2013. Capacités et limites de la télédétection pour cartographier les habitats naturels.

Antoine, P., Lautridou J.-P., Sommé J., Auguste P., 1998. Les formations quaternaires de la France du nord-ouest : limites et corrélations. Quaternaire. Quaternaire 9, 221-241.

Astrade, L., Bravard, J.-P. et Landon, N., 1998. "Mouvements de masse et dynamique d'un géosystème alpestre : étude dendrogéomorphologique de 2 sites de la vallée de Boulc (Diois, France)." Géographie physique et Quaternaire 52-2, 1-13.

B

Ballantyne, C. K. et Harris, C., 1994. The Periglaciation of Great Britain. Cambridge University Press, 330 p.

Barbin, V., Laurain, M., Ballif, J.-L., Coulon, J.-L., Guérin, M., Jacquemin, F., Marre, A., Muller, J.-C., Pomerol, B., Rambaud, D., Robillon, Roux, M., Thévenin, S. et Tourtebatte, P., 1993. La craie au cœur de la Champagne. Coll. Culture Scientifique Technique et Industrielle en Champagne-Ardenne, Édit. ORCCA.

Bernard, R., 1981. Le régime des plantations. La Champagne Viticole, 12-13.

Bertran, P., Coussot, P. et Hétu, B., 2004a. Coulées de débris, in Dépôts de pente continentaux – Dynamique et faciès. International Journal of the French Quaternary Association, Hors-Série (n°1), 133-150.

Bertran, P., Coussot, P. et Hétu, B., 2004b. Les coulées sèches, in Dépôts de pente continentaux – Dynamique et faciès. International Journal of the French Quaternary Association, Hors-Série (n°1), 152-162.

Bertran, P., Meunier, M. et Texier, J. P., 2001. Element of rheology, soils mecanics and watering Eléments de rhéologie, de mécanique des sols et d'hydraulique. Orléans, BRGM, 15-20.

Bétard, F., Delbart, N. et Piel, C., 2014. Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Nova Friburgo (État de Rio de Janeiro, Brésil). Une étape vers l'évaluation et la gestion du risque. Bulletin de l'association de géographes français [en ligne], 91-3, 276-288.

Bingham, E. C., 1922. Fluidity and plasticity, by Eugene C. Bingham. New York, McGraw-Hill Book Company, Inc.

Birkmann, J., Cardona, O., Carreño, M., Barbat, A., Pelling, M., Schneiderbauer, S., Kienberger, S., Keiler, M., Alexander, D., Zeil, P. et Welle, T., 2013. Framing vulnerability, risk and societal responses: the MOVE framework. Natural Hazards: Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards, 67(2), 193-211.

Blier, 1969. Note explicative de la feuille de Château-Thierry au 1/50 000. Carte géologique de France, feuille n°156.

Bollot, N., 2010. Étude de la circulation de l'eau dans les glissements de terrain : exemple du secteur de Montchenot (Marne). Mémoire de Master 2, Université de Reims Champagne-Ardenne, 133 p.

Bollot, N., 2014. Les mouvements de terrain du vignoble champenois : Approche géomorphologique et hydrologiques. Thèse de doctorat, 325 p.

Bollot, N., Devos, A. et Pierre, G., 2015. Ressources en eau et glissements de terrain : exemple du bassin versant de la Semoigne (bassin de Paris, France). Géomorphologie : relief, processus, environnement 21, 7-20.

Bollot, N. et Garcia, O., 2015. "Les mouvements de terrain en Champagne : structure, activités et réactivations des glissements de terrain." Le Vigneron champenois, 10, 47-59.

Bonn, F. J. et Rochon, G., 1992. Précis de télédétection. Volume 1, Principes et méthodes.

Borgatti, L. et Soldati, M., 2010. Landslides and climatic change. Geomorphological Hazards and Disaster Prevention, 87-96.

Borgogno-Mondino, E., Lessio, A., Tarricone, L., Novello, V. et de Palma, L., 2018. A comparison between multispectral aerial and satellite imagery in precision viticulture. Precision Agriculture 19(2), 195-217.

Brenning, A., 2005. Spatial prediction models for landslide hazards: Review, comparison and evaluation. Natural Hazards and Earth System Science, 5.

Bull, W. B. et McFadden, L. D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. Proc. 8th Annual Geomorphology Symposium, Geomorphology in Arid Regions, State University of New York, Binghamton, 115-138.

Buvignier, A., 1852. Statistique géologique, minéralogique, métallurgique et paléontologique du département de la Meuse. Baillière, Paris, 694 p.

C

Cardenal, J., Mata, E., Perez-Garcia, J. L., Delgado, J., Hernandez, M. A., Gonzalez, A. et Diaz-de-Teran, J. R., 2008. Close range digital photogrammetry techniques applied to landslides monitoring. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, XXXVII (Commission VIII, WG VIII/2).

Carvajal, F., Agüera, F. et Pérez, M., 2012. Surveying a landslide in a road embankment using unmanned aerial vehicle photogrammetry. ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, XXXVIII-1/C22, 201-206.

Chandler, R. J., Kellaway, G. A. et Skempton, A. W., 1976. Valley slope section in Jurassic strata near Bath, Somerset. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A (283), 527-556.

Cheng, Z., Gong, W., Tang, H., Juang, C. H., Deng, Q., Chen, J. et Ye, X., 2021. UAV photogrammetry-based remote sensing and preliminary assessment of the behavior of a landslide in Guizhou, China. Engineering Geology, 289, 106172.

Chorowicz, J. et Deroin, J.-P., 2003. La télédétection et la cartographie géomorphologique et géologique. Éditions scientifiques GB (Contemporary Publishing International), Paris, XVII, ISBN 2-8470-3024-7, 141 p.

Clark, R. N., 1999. Chapter 1: Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy. Rencz, A.N., Ed., Manual of Remote Sensing, Volume 3, Remote Sensing for the Earth Sciences, John Wiley and Sons, New York, 3-58.

Cojan, I., Brulhet, J., Corbonnois, J., Devos, A., Gargani, J., Harmand, D., Jaillet, S., Jouve, A., Laurain, M., Lejeune, O., Le Roux, J., Losson, B., Marre, A., Moreau, M.-G., Ricordel, C., Simon-Coinçon, R., Stab, O., Thiry, M. et Voinchet, P., 2007. Morphologic evolution of eastern Paris Basin:

"ancient surfaces" and Quaternary incisions. Mémoire de la Société Géologique de France, 178, 135-155.

Colin, G., 1971. Un grand département agricole : la Marne. Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, 3-15.

Combaud, A., Marre, A. et Stroppa, L., 2012. Caractérisation physique et évolution historique d'un terroir viticole champenois : le cas de la commune de Sézanne (Marne - France). Physio-Géo 6(1), 223-242.

Cozeret, O., 1987. Les mouvements de terrain dans le secteur de Champillon-Dizy-Hautvillers (Marne). Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, 129-150.

Crozier, M. J. et Glade, T., 2005. Landslide hazard and risk: issues, concepts and approach. Landslide hazard and risk, 1-40.

D

David, E. et Lejeune, O., 2001. Commune de Cuis (Marne) : éboulement de blocs rocheux aux "Falaises de Cuis" au lieu-dit "les Marottes". Rapport publique du BRGM, BRGM:RP-50985-FR, 18 p.

Demangeot, J., 1981. Qu'est-ce que l'« endodynamique » ? Bulletin de l'Association de Géographes Français, 127-131.

Devos, A., Bollot, N., Chalumeau, L., Fronteau, G. et Lejeune, O., 2015. Impact of lateral variations of geologic facies on water resources in homogeneous basins: Example of tertiary plateaus in the Paris Basin. Geodinamica Acta, 27, 15-24.

Devos, A., Chalumeau, L., Bollot, N., Sosson, C., Lejeune, O. et Gobancé, G., 2012. Organisation spatiale de la fracturation de détente mécanique de versant en carrières souterraines. Applications aux plateaux des calcaires éocènes du bassin de Paris. Physio-Géo – Géographie Physique et Environnement, 4, 243-262.

Devos, A., Lejeune, O., Butaeye, D. et Barbin, V., 2006. Front de karstification et spatialisation des écoulements en pays calcaire : l'exemple du bassin de la Vesle (Marne/France).

Dewez, T., Closset, L., Simon, F., Marre, A., Idier, D. et Delacourt, C., 2005. Méthodes topographiques pour le suivi de glissements de terrain en Champagne. BRGM/RP-54688-FR, 116.

Dewolf, Y. et Pomerol, C., 1997. Surfaces d'erosion polygeniques dans les formations cenozoiques du bassin Parisien. Bulletin de la Société Géologique de France 168(4), 473-482.

Duprat, M., 1996. Le Paléogène champenois. Evolution paléogéographique et structurale. Relations avec les bassins tertiaires du nord-ouest européen. Institut Géologique Albert-de-Lapparent, 225 p.

Duprat, M., 1997. Modèle tectono-sédimentaire des dépôts paléogènes dans le nord-est du bassin de Paris : conséquences sur la géométrie du toit de la craie. Annales de la Société Géologique du Nord, 5, 269-287.

Dysli, M., 1997. Géologie Appliquée à l'Ingénierie et à l'Environnement. École polytechnique fédérale de Lausanne. Mécanique des sols (3ème édition).

E

ESA, 2018. Copernicus open access hub. https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home [WWW document].

F

Flageollet, J.-C., 1996. The time dimension in the study of mass movements. Geomorphology. 15, 185-190.

Fraser, A., Huggins, P., Rees, J. et Cleverly, P., 1997. A satellite remote sensing technique for geological structure horizon mapping. International Journal of Remote Sensing, 18, 1607-1615.

Fressard, M., 2013. Les glissements de terrain du Pays d'Auge continental (Normandie, France) Caractérisation, cartographie, analyse spatiale et modélisation: Université de Caen. 337 p. tel-00968473f

G

Gao, B.-C., 1996. A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. Remote Sensing of Environment, 58, 257-266.

Garcia, A., 1986. Que sais-je ? Le vin de Champagne. Presses Universitaires de France. ISBN 2 13 039189, 3, 127 p.

Girard, M. C. et Girard, C. M., 1999. Traitement des données de télédétection. Dunod, Paris, 529 p.

Goguel, J., 1965. Traité de tectonique. Masson, Paris, 427 p.

Gomez, C., Allouis, T., Lissak, C., Hotta, N., Shinohara, Y., Hadmoko, D. S., Vilimek, V., Wassmer, P., Lavigne, F., Setiawan, A., Junun, S., Saputra, A. et Rahardianto, T., 2021. High-Resolution Point-Cloud for Landslides in the 21st Century: From Data Acquisition to New Processing Concepts, 199-213.

González-Díez, A., Remondo, J., Díaz de Terán, J. R. et Cendrero, A., 1999. A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. Geomorphology, 30, 95.

González Díez, A., Salas, L., Ramon Díaz de Terán, J. et Cendrero, A., 1996. Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. Geomorphology, 15 (3), 291-309.

Grandjean, G., Malet, J. P., Bitri, A. et Meric, O., 2006a. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. Bulletin de la Societe Geologique de France, 177, 127-136.

Grandjean, G., Pennetier, C., Bitri, A., Meric, O. et Malet, J.-P., 2006b. Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes du Sud, France). Comptes Rendus Geoscience, 338(9), 587-595.

Gu, Y., Brown, J., Verdin, J. et Wardlow, B., 2007. A five-year analysis of MODIS NDVI and NDWI for grassland drought assessment over the central Great Plains of the United States. Geophysical Research Letters, 34, 6.

Guérémy, P. et Marre, A., 1996. Une nouvelle méthode de cartographie géomorphologique applicable aux aléas naturels. Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, 5-40.

Guérémy, P. et Vejux, V., 1987. Mouvements de terrain successifs : les glissements de terrain et les coulées du versant sud de la montagne d'Avize. Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, 113-127.

Guido, V., Vilardo, G., Terranova, C. et Bellucci Sessa, E., 2011. Tracking and evolution of complex active landslides by multi-temporal airborne LiDAR data: The Montaguto landslide (Southern Italy). Remote Sensing of Environment, 115, 3237-3248.

Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M. et Reichenbach, P., 1999. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. Geomorphology, 31(1), 181-216.

H

Hatrival, J.-N., 1977. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille. Epernay (157), BRGM Orléans.

Hawkins, A. B. et Privett, K. D., 1979. Engineering geomorphological mapping as a technique to elucidate areas of superficial structures; with examples from the Bath area of the south Cotswolds. Quarterly Journal of Engineering Geology, 12, 221-234.

Hobbs, P. R. N. et Jenkins, G. O., 2008. Bath's 'foundered strata' - a re-interpretation. British Geological Survey Research Report, OR/08/052, 40 p.

Hojat, A., Arosio, D., Ivanov, V. I., Longoni, L., Papini, M., Scaioni, M., Tresoldi, G. et Zanzi, L., 2019. Geoelectrical characterization and monitoring of slopes on a rainfall-triggered landslide simulator. Journal of Applied Geophysics, 170, 103844.

Hollingworth, S. E., Taylor, J. H. et Kellaway, G. A., 1944. Large-scale superficial structures in the Northampton Ironstone Field. Quarterly Journal of the Geological Society, 100(1-4), 1-44.

Horswill, P. et Horton, A., 1976. Cambering and valley bulging in the Gwash valley at Empingham, Rutland. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A 283, 427-451.

Hradecký, J., Pánek, T. et Klimová, R., 2007. Landslide complex in the northern part of the Silesian Beskydy Mountains (Czech Republic). Landslides, 4, 53-62.

Hugenholtz, C. H. et Lewkowicz, A. G., 2002. Morphometry and environmental characteristics of turf-banked solifluction lobes, Kluane Range, Yukon Territory, Canada. Permafrost and Periglacial Processes, 13(4), 301-313.

Hunt, G. R., 1979. Near-infrared (1.3–2.4) µm spectra of alteration minerals — Potential for use in remote sensing. Geophysics, 44(12), 1974-1986.

J

Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M.-H., Loye, A., Metzger, R. et Pedrazzini, A., 2012. Use of LIDAR in landslide investigations: a review. Natural Hazards, 61(1), 5-28.

Jongmans, D. et Garambois, S., 2007. Geophysical investigation of landslides : a review. Bulletin de la Société Géologique de France, 178(2), 101-112.

K

Klein, C., 1997. Du polycyclisme à l'acyclisme en géomorphologie. Ed. Ophrys. 79 p.

Kannaujiya, S., Chattoraj, S. L., Jayalath, D., Champati ray, P. K., Bajaj, K., Podali, S., and Bisht, M. P. S., 2019. Integration of satellite remote sensing and geophysical techniques (electrical resistivity tomography and ground penetrating radar) for landslide characterization at Kunjethi (Kalimath), Garhwal Himalaya, India: Natural Hazards, v. 97, no. 3, p. 1191-1208.

L

Lahousse, P., Pierre G., Salvador P.-G. , 2003. Contribution à la connaissance des vallons élémentaires du nord de la France : l'exemple de la Creuse des Fossée (Authieulle, plateau picard). Quaternaire, 14, 188-196.

Laurain, M., 1980. Données structurales sur la feuille de Reims (1 : 50 000) à partir d'observations cartographiques, stratigraphiques et morphologiques. Bull. Inf. Bass. Paris, 17 (n°4), 55-59.

Laurain, M., 1995. Étude des mouvements de terrain dans le vignoble champenois - Commune de Sézanne. Groupe de Recherche sur l'Érosion en Champagne-Ardenne (GRECA), Institut de Géographie (Université de Reims), 10 p.

Laurain, M., Allouc, J., Le Roux, J., Monciardini, C., Louis, P. et Morfaux, P., 1986. Note explicative de la feuille d'Avize au 1/50 000. Carte géologique de France, feuille n°158. BRGM.

Laurain, M., Courtehoux, H., Barta, L. et Guérin, H., 1976. Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Fismes, BRGM, Orléans, avec notice, 33 p.

Laurain, M. et Thévenin, S., 1995. Géologie, géomorphologie et botanique de la vallée de l'Ardre. Bulletin de la Société d'Étude des Sciences Naturelles de Reims, 9, 23-28.

Lejeune, O., 2005. Dynamiques d'érosion des bas plateaux de l'Est de la France : l'exemple du bassin-versant amont de la Marne. Thèse. Laboratoire GEGENAA - EA 3795. Université de Reims - Champagne Ardenne, Reims, 590 p.

Li, Z., Shi, W., Lu, P., Yan, L., Wang, Q. et Miao, Z., 2016. Landslide mapping from aerial photographs using change detection-based Markov random field. Remote Sensing of Environment, 187, 76-90.

Liao, A., Chen, L., Chen, J., He, C., Cao, X., Chen, J., Peng, S., Sun, F. et Gong, P., 2014. High-resolution remote sensing mapping of global land water. Science China Earth Sciences, 57(10), 2305-2316.

Ling, C., Xu, Q., Zhang, Q., Ran, J. et Lv, H., 2016. Application of electrical resistivity tomography for investigating the internal structure of a translational landslide and characterizing its groundwater circulation (Kualiangzi landslide, Southwest China). Journal of Applied Geophysics, 131, 154-162.

Lissak, C., 2012. Les glissements de terrain des versants côtiers du Pays d'Auge (Calvados) : Morphologie, Fonctionnement et gestion du risque. Thèse. Laboratoire LETG - Caen - Géophen UMR 6554 CNRS. Université de Caen Basse-Normandie, Caen. 312 p.

Lissak, C., Bartsch, A., de Michele, M., Gomez, C., Olivier, M., Raucoules, D. et Roulland, T., 2020. Remote Sensing for Assessing Landslides and Associated Hazards. Surveys in Geophysics, 41, 1-45.

M

Madelin, M., 2004. L'aléa gélif printanier dans le vignoble marnais en Champagne. Modélisation spatiale à une échelle fine des écoulements de l'air et des températures minimales. Université Paris-Diderot - Paris VII, 413 p.

Magny, M., 1995. Une histoire du climat. Des derniers mammouths au siècle de l'automobile. Editions errance. ISBN : 2-87772-100-0.

Maquaire, O., 2002. Aléas géomorphologiques (mouvements de terrain) : Processus, fonctionnement, cartographie. Habilitation à Diriger des Recherches. Université de Louis Paster - Strasbourg I. Géographie, 223 p.

Marre, A., 1987. Le mouvement de terrain de Rilly-la-Montagne du 23 août 1986 : naissance et évolution. Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, 95-111.

Marre, A., 2004. Existe-t-il des terroirs viticoles en Champagne ? Revue Géographique de l'Est, 44, 17-30.

Marre, A. et Guérémy, P., 1987. Introduction: la géomorphologie et les risques naturels en Champagne-Ardenne. Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, 3-4.

Marre, A., Laurain, M. et Guérémy, P., 1997. Relations spatiales et temporelles entre les formations superficielles et les mouvements de terrain sur la côte d'Ile-de-France (Champagne) : un moyen de préparer les cartes des aléas. Géologie de la France, 2, 39-49.

Matsuoka, N., 2001. Solifluction rates, processes and landforms: a global review. Earth-Science Reviews, 55(1), 107-134.

Matsuoka, N., 2010. Solifluction and mudflow on a limestone periglacial slope in the Swiss Alps: 14 years of monitoring. Permafrost and Periglacial Processes, 21(3), 219-240.

Maubeuge, P., 1949. Un problème méconnu de géologie appliquée et de géographie physique : les structures superficielles. Bulletin de la Société des Sciences de Nancy, 2-3, 24-30.

Mc Feeters, S. K., 1996. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. International Journal of Remote Sensing, 17 (7), 1425-1432.

McCalpin, J., 1984. Preliminary age classification of landslides for inventory mapping.

Meunier, M., 1991. Torrent hydraulics. Eléments d'hydraulique torrentielle, stage hydraulique torrentielle. Stage hydraulique torrentielle, 21-25 octobre 1991. France, 278.

Musset, B., 2011. Les grandes exploitations viticoles de champagne (1650-1830). La construction d'un système de production. Histoire & Sociétés Rurales, 35(1), 79-98.

O

Ortonovi, S., Bollot, N. et Pauthier, B., 2019. Modélisation des glissements de terrain du vignoble champenois. Le Vigneron Champenois Septembre 2019.

Ortonovi, S., Bollot, N., Pierre, G., Devos, A., Perarnau, R., 2020. Dynamique et modelé des versants cambrés de la vallée de l'Ardre (plateau éocène du Soissonnais, bassin de Paris, France. Géomorphologie : relief, processus, environnement. Actes des 20èmes Journées des Jeunes Géomorphologues, 26, 2.

Ortonovi, S., Bollot, N., Pierre, G. et Deroin, J.-P., 2021. Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans le vignoble champenois entre Epernay et Dormans (France) : apport de la télédétection multispectrale. Géomorphologie : relief, processus, environnement Actes des 21èmes Journées des Jeunes Géomorphologues (Paris, 2020).

P

Pánek, T., 2015. Recent progress in landslide dating: A global overview. Progress in Physical Geography, 39(2), 168-198.

Pánek, T., Hartvich, F., Jankovská, V., Klimeš, J., Tábořík, P., Bubík, M., Kapustová, V. et Hradecký, J., 2014. Large Late Pleistocene landslides from the marginal slope of the Flysch Carpathians. Landslides, 11, 981-992.

Panek, T., Hradecky, J., Smolkova, V. et Silhan, K., 2008. Gigantic low-gradient landslides in the northern periphery of the Crimean Mountains (Ukraine). Geomorphology, 95, 449-473.

Pánek, T., Hradecky, J., Smolkova, V. et Silhan, K., 2008. Giant ancient landslide in the Alma water gap (Crimean Mountains, Ukraine): notes to the predisposition structure, and chronology. Landslides, 5, 367-378.

Pánek, T., Margielewski, W., Taborik, P., Urban, J., Hradecky, J. et Szura, C., 2010. Gravitationally induced caves and other discontinuities detected by 2D electrical resistivity tomography: Case studies from the Polish Flysch Carpathians. Geomorphology, 123, 165-180.

Pánek, T., Silhan, K., Hradecky, J., Strom, A., Smolkova, V. et Zerkal, O., 2012a. "A megalandslide in the Northern Caucasus foredeep (Uspenskoye, Russia): Geomorphology, possible mechanism and age contraints." Geomorphology 177-178: 144-157.

Pánek, T., Smolková, V., Hradecký, J., Sedláček, J., Zernitskaya, V., Kadlec, J., Pazdur, A. et Řehánek, T., 2012b. Late-Holocene evolution of a floodplain impounded by the Smrdutá landslide, Carpathian Mountains (Czech Republic). The Holocene, 23(2), 218-229.

Pannet, P., 2008. Avis sur le glissement de terrain survenu sur la commune de Vandières (51) au nord-ouest du hameau de la Tuilerie. Intervention du BRGM en appui aux administrations. Rapport BRGM/CHA 08 C 183: 10.

Pannet, P., Marre, A. et avec la collaboration de Achard, J., Bollot, N., Callot, B., 2008. Plan de Prévention des Risques Naturels "glissements de terrain". Côte d'Ile-de-France - Secteur vallée de la Marne portant sur 36 communes. Commande n°3. Phase 1 - Connaissance des phénomènes historiques. Rapport d'étape. BRGM/RP-56736-FR: 40.

Parriaux, A., 2010. Hydrogéologie et glissements de terrain. Gas Wasser und Abwasser. 11, 978-985.

Pierre, G., Devos, A. et Bollot, N., 2017. Origin and influence of the superficial structure on the morphogenesis (Eocene plateaux of the eastern Paris Basin). GeoResJ, 13, 103-113.

Poinsignon, M., 1877. "Atlas de géographie physique, administrative, historique et archéologique des trente-deux cantons de la Marne." Édit. BARBAT, Châlon-sur-Marne, 31 cartes in-folio.

Poinsot, H., 1946. L'évolution du relief de la Montagne de Reims. Bulletin de la Société d'Etude des Sciences Naturelles de Reims, 1, 37-40.

Porwal, A. et González-Álvarez, I., 2019. Reprint of Introduction to special issue on geologic remote sensing. Ore Geology Reviews, 108, 1-7.

Prognon, F., Martelet, G., Reninger, P.-A., Pannet, P. et Lacquement, F., 2016. Apport d'analyse de gamma-spectrométrie à l'étude d'un mouvement de terrain : Cas d'étude de Boursault (Champagne-Ardenne). 25ème Réunion des sciences de la Terre (RST 2016). Caen, France.

R

Raber, G., Jensen, J. R., Schill, S. et Schuckman, K., 2002. Creation of Digital Terrain Models Using an Adaptive Lidar Vegetation Point Removal Process. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 68, 1307-1315.

Riou, G., 1990. L'eau et les sols dans les géosystèmes tropicaux. Masson, 221 p.

Rouse, J. W. et Haas, R. H., 1973. Monitoring vegetation systems in the great plain with ERTS. Third ERTS Symposium, 1, 309-317.

S

Selby, M. J., 1993. Hillslope Materials and Processes. Oxford University Press.

Shi, Y., Skidmore, A. K., Wang, T., Holzwarth, S., Heiden, U., Pinnel, N., Zhu, X. et Heurich, M., 2018. Tree species classification using plant functional traits from LiDAR and hyperspectral data. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 73, 207-219.

Simon, F., 2000. Les glissements de terrain affectant le versant Nord de la vallée de la Marne entre Ambonnay et Barzy-sur-Marne (Champagne, France) : Synthèse. Mémoire de DEA, Université des Sciences et Technologies de Lille, 262.

Soldati, M., Corsini, A. et Pasuto, A., 2004. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. CATENA, 55(2), 141-161.

Ssummerfield, M. A., 1991. Global Geomorphology. An Introduction to the Study of Landfornis, 537 p.

Stumpf, A., Malet, J. P., Allemand, P., Deseilligny, M. et Skupinski, G., 2014. Ground-based multi-view photogrammetry for the monitoring of landslide deformation and erosion. Geomorphology.

T

Terzaghi, K., 1943, Theoretical soil mechanics, New York; London, J. Wiley and Sons, Inc.; Chapman and Hall, Limited.

Thiery, Y., Malet, J. P., Sterlacchini, S., Puissant, A. et Maquaire, O., 2007. Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales: Application to a complex mountainous environment. Geomorphology, 92(1), 38-59.

Thiery, Y., Sterlacchini, S., Malet, J. P., Puissant, A. et Maquaire, O., 2004. Strategy to reduce subjectivity in landslide susceptibility zonation by GIS in complex mountainous environments. Proceedings of AGILE 2004: 7th AGILE Conference on Geographic Information Science. 29th April–1st May 2004, Heraklion, Greece (F. Toppen, P. Prastacos (Eds.), 623-634.

Trudaine, C. D., 1745-1780. Atlas de Trudaine pour la généralité de Châlons. In : Route de Sézanne à Mery dessinée en cinq cartes. Portion de route d'un peu en deçà de Sézanne à Chichey.

Tucker, C. J., 1979. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. Remote Sensing of the Environment, 8 (2), 127-150.

V

Van Den Eeckhaut, M., Kerle, N., Poesen, J. et Hervás, J., 2012. Object-oriented identification of forested landslides with derivatives of single pulse LiDAR data. Geomorphology, 173-174, 30-42.

Van Den Eeckhaut, M., Marre, A. et Poesen, J., 2010. Comparison of two landslide susceptibility assessments in the Champagne–Ardenne region (France). Geomorphology, 115, 141-155.

Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Dewitte, O., Demoulin, A., De Bo, H. et Vanmaercke-Gottigny, M. C., 2007a. Reactivation of old landslides: Lessons learned from a case-study in the Flemish Ardennes (Belgium). Soil Use Manag, 23, 200-211.

Van den Eeckhaut, M., Poesen, J., Verstraeten, G., Vanacker, V., Nyssen, J., Moeyersons, J., Beek, L. P. H. et Vandekerckhove, L., 2007b. Use of LIDAR-derived images for mapping old landslides under forest. Earth Surf. Process. Landforms, 32, 754-769.

Van Westen, C. J., Van Asch, T. W. J. et Soeters, R., 2006. Landslide hazard and risk zonation—why is it still so difficult? Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 65(2), 167-184.

Varnes, D. J., 1978. Slope movement types and processes. Special Report 176: Landslides: Analysis and control (Eds: Schuster, R.L and Krizek, R.J), Transportation and Road research board, National Academy of Science, Washington D.C., 11-33.

Vidal, A., Kerr, Y., Lagouarde, J. P., and Seguin, B., 1987. Teledetection et bilan hydrique: Utilisation combinee d'un modele agrometeorologique et des donnees de l'IR thermique du satellite NOAA-AVHRR: Agricultural and Forest Meteorology, v. 39, no. 2, p. 155-175.

W

Walstra, J., Chandler, J., Dixon, N. et Dijkstra, T., 2007. Aerial photography and digital photogrammetry for landslide monitoring. Geological Society, London, Special Publications, 283, 53-63.

Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S. P. et Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. Quaternary Science Reviews, 30, 3109.

Wiedmann, J. F., 1976. L'escarpement septentrional de la Montagne de Reims. Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, n°27-28, 3-14.

Wolff Moine, M., Puissant, A. et Malet, J. P., 2009. Detection of landslides from aerial and satellite images with a semi-automatic method. Application to the Barcelonnette basin (Alpes-de-Haute-Provence, France). Landslide Processes: From Geomorphological Mapping to Dynamic Modelling.

Y

Yacinlkaya, E., Alp, H., Ozel, O., Gorgun, E., Martino, S., Lenti, L., Bourdeau Lombardi, C., Bigarre, P. et Coccia, S., 2016. Near-surface geophysical methods for investigating the Buyukcekmece landslide in Istanbul, Turkey. Journal of Applied Geophysics, 134, 23-35.

Yésou, H., Besnus, Y. et Rolet, J., 1993. Extraction of spectral information from Landsat TM data and merger with SPOT panchromatic imagery — a contribution to the study of geological structures. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 48(5), 23-36.

Z

Zerathe, S., Lebourg, T., Braucher, R. et Bourlès, D., 2014. Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by 36Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity. Quaternary Science Reviews, 90, 106–127.

Zornette, N., Marre, A., avec la collaboration de Anquetin, E., Maillard, R. et Pannet, P., 2006. Plan de Prévention des Risques Naturels "mouvements de terrain". Côté d'Ile-de-France - Secteur Vallée de la Marne portant sur 19 communes. Commande n°2, année 2006-2007. Phase 1 - Connaissance des phénomènes historiques. Rapport d'étape. BRGM/RP-54750-FR: 35.

Zornette, N., Marre, A., avec la collaboration de Anquetin, E., Pannet, P., Achard, J., Bollot, N. et Callot, B., 2009. Plan de Prévention des Risques Naturels "glissements de terrain". Côté d'Ile-de-France - Secteur vallée de la Marne portant sur 36 communes. Commande n°3. Phase 2 - Caractérisation de l'aléa. Rapport d'étape. BRGM/RP-57666-FR: 28.

Table des figures

Figure 1. Contexte topographique (source : BD ALTI 25m). 17
Figure 2. Contexte géologique du secteur d'étude. 18
Figure 3. Densité de drainage des formations géologiques du secteur d'étude (source : BD Carthage, BD Million-Géol, géologie à 1/1 000 000, BRGM). 19
Figure 4. Variations des faciès et des épaisseurs d'Est en Ouest (A) et du Nord au Sud (B). 23
Figure 5. Les niveaux aquifères crétacés et tertiaires. 24
Figure 6. Répartition des précipitations. 26
Figure 7. Diagramme ombrothermique d'Épernay, période 1983-2013 (données du CIVC, d'après Bollot, 2014). 27
Figure 8. Les forces s'exerçant sur des matériaux en position de versant (modifié, d'après Bertran et al., 2001). 28
Figure 9. Représentation schématique des différents états des « sols » et position des limites de consistance W (modifié, d'après Dysli, 1997). 30
Figure 10. Comportement des matériaux (modifié, d'après Meunier, 1991). 30
Figure 11. Teneur en eau et types de processus (modifié, de Summerfield, 1991). 31
Figure 12. Exemple d'instabilités affectant les versants champenois. 32
Figure 13. Bilan hydrique dans trois types de géons rencontrés sur les versants champenois (modifié d'après Riou, 1990). 33
Figure 14. Extraits de la Carte de Cassini de 1740 (échelle : 1/86 400, source : IGN). 34
Figure 15. Extension des surfaces viticoles : exemple de la commune d'Aÿ-Champagne. 36
Figure 16. Évolution du vignoble à Sézanne (d'après Combaud *et al.*, 2012). 37
Figure 17. État d'activité des glissements de terrain (d'après McCalpin, 1984). 40
Figure 18. Chronologie des glissements et de la cambrure (modifié, d'après Magny, 1995). 42
Figure 19. Méthodes utilisées pour étudier les instabilités de versant. 44
Figure 20. Méthodologie de l'étude des versants par photo-interprétation. 45
Figure 21. Acquisition des données par lidar aéroporté. 46
Figure 22. Absorption, réflexion, et transmission du rayonnement électromagnétique (modifié, d'après Bonn et Rochon, 1992). 47
Figure 23. Acquisition des données par imagerie satellite (comparaison avec le lidar). 47
Figure 24. Comparaison des domaines spectraux de Landsat 8 et de Sentinel-2 (modifié, d'après *Government Web & Data Archive*, landsat.gsfc.nasa.gov, 2015). 48
Figure 25. Matériel utilisé pour la tomographie des résistivités électriques. 50
Figure 26. Principe du dispositif Wenner-Schlumberg. 50

Figure 27. Sites et méthodes utilisées. 51
Figure 28. Versants cambrés de la vallée de l'Ardre (d'après Bollot et al., 2014). 54
Figure 29. Fracturation des calcaires en rebord de plateau (Vallée de l'Ardre, d'après Devos et al., 2012)..... 55
Figure 30. La vallée de l'Ardre. 56
Figure 31. Lithostratigraphie du secteur de la vallée de l'Ardre. 56
Figure 32. Démarche méthodologique pour l'étude de la cambrure de versant. 57
Figure 33. Répartition des blocs calcaires en rive droite de l'Ardre (secteur de Courville) : polygonisation de la réponse des blocs calcaires subaffleurants. 58
Figure 34. Méthode de cartographie des blocs calcaires par télédétection. 59
Figure 35. Cartographie par télédétection des blocs de calcaire lutétien (vallée de l'Ardre). 60
Figure 36. Interprétation de la structure superficielle à partir des tomogrammes de résistivité électrique S1 (A) et S2 (B). 62
Figure 37. Profils synthétiques des différents types de versants cambrés de la vallée de l'Ardre. 64
Figure 38. Le contact Yprésien supérieur-Lutétien inférieur et moyen, Savigny-sur-Ardres. 65
Figure 39. Cambrure tronquée à Janvry (d'après Bollot e*t al.,* 2014). 67
Figure 40. Paramètres morphométriques. 68
Figure 41. Répartition spatiale des cuves (fonds de carte : BD ALTI et BD Charm-50, IGN). 70
Figure 42. Indices morphométriques utilisés pour caractériser les cuves. 70
Figure 43. Les types de « cuves » (fond de carte : BD ALTI, IGN). 71
Figure 44. Cartographie des cuves de l'Ardre et de la Vesle en amont de Fismes, et paramètres morphométriques. 72
Figure 45. Un exemple de cuve perchée à Roucy (flanc nord du Massif de Saint-Thierry, bassin versant de l'Aisne). 73
Figure 46. Orientation des cuves du Soissonnais et du Tardenois. 74
Figure 47. Les cuves du Soissonnais et du Tardenois (A) et celles de Branscourt (B) et de Vandeuil (C). 76
Figure 48. Versant de la cuve de Vandeuil. 77
Figure 49. Tomographie de résistivités électriques, des cuves de Branscourt (novembre 2018) et de Vandeuil (juin 2020). 78
Figure 50. Spatialisation des versants cambrés et des cuves (vallée de l'Ardre et de la Vesle, France). 80
Figure 51. Cartographie des instabilités recensées de 2019 à 2021 dans la vallée de la Marne. ... 83
Figure 52. Glissement-coulée sur la commune de Reuil (déclenchement fin 2018, photographie : mars 2019). 84

Figure 53. Instabilités actuelles (2021). 85
Figure 54. Glissement plan à Dizy (déclenchement en février 2021). 86
Figure 55. Contexte environnemental du glissement de Dizy. 87
Figure 56. Précipitations du 8 janvier au 12 février 2021 (données de la station CIVC de Sacy).. 87
Figure 57. Localisation des secteurs analysés par photo interprétation. 88
Figure 58. Etat des lieux du glissement de Festigny, en 2008 (photographies : N. Bollot). 89
Figure 59. Évolution de l'occupation des sols, versant du Chêne la Reine (Festigny), période 1951-2004. 90
Figure 60. Évolution des instabilités récentes (glissement de Festigny). 91
Figure 61. Photo interprétation multidate du versant de Vandières (1951 à 2011). 93
Figure 62. L'extension du vignoble et la progression des instabilités à Vandières (photographie aérienne, source : IGN remonter le temps). 94
Figure 63. Accroissement des surfaces affectées par des arrachements à Vandières (source de la photographie aérienne : IGN). 94
Figure 64. Photo interprétation multidate du versant de Brise-Pot (Mutigny). 96
Figure 65. Instabilité dans le vignoble du Sézannais. 97
Figure 66. Délimitation de la zone du levé lidar de la Montagne de Reims (1) et cartographie des glissements de terrain (d'après Bollot, 2014) (2). 99
Figure 67. Découpage des dalles lidar couvrant la Montagne de Reims. 100
Figure 68. Etapes de la semi-détection automatique des unités géomorphologiques associées aux glissements de terrain de la Montagne de Reims. 101
Figure 69. Exemples d'artefacts issus de l'analyse de la rugosité. 102
Figure 70. Carte de rugosité de la Montagne de Reims et de trois secteurs présentant d'anciennes cicatrices de glissement. 103
Figure 71. Rugosité et détection de glissements dans le secteur d'Hautvillers (fond de carte IGN, 2019). 104
Figure 72. Cartographie des cicatrices de glissement obtenues grâce à eCognition. 105
Figure 73. Méthode utilisée pour caractériser les glissements de terrain. 106
Figure 74. Évolution 1988-1994 du glissement de Rilly-la-Montagne (source des photographies : IGN remonter le temps). 107
Figure 75. Le glissement de terrain de Rilly-la-Montagne. 108
Figure 76. Influence du glissement sur les formations végétales (Rilly-la-Montagne). 109
Figure 77. Modelé du glissement de Rilly-la-Montagne d'après l'image lidar (A) et profil topographique de 3 sections (B). 111
Figure 78. Quelques aspects de surface du glissement de Rilly-la-Montagne. 112

Figure 79. Hydrologie de surface du glissement. 113
Figure 80. Morphologie du glissement de Rilly-la-Montagne d'après l'imagerie lidar. 114
Figure 81. Évolution du glissement de Champillon (source des photos : IGN remonter le temps). 115
Figure 82. Caractéristiques des formations végétales et emprise du glissement de Champillon. 117
Figure 83. Détails de la morphologie du glissement de Champillon. 118
Figure 84. Profils en long et en travers du glissement de Champillon (issus du plugin « *Terrain profil* » de QGIS). 120
Figure 85. Générations de coulées : réactivations dans le glissement de Champillon. 121
Figure 86. Photographies aériennes de la coulée secondaire du glissement de Champillon. 121
Figure 87. Morphologie du glissement de Champillon. 122
Figure 88. Localisation des profils géophysiques (A) (le nombre de transects réalisés sur chaque est renseigné entre-parenthèses) et date des investigations (B). 123
Figure 89. Le glissement de Cuis. 125
Figure 90. Interprétation du glissement de Cuis. 126
Figure 91. Localisation des profils de résistivités sur le glissement de Rilly-la-Montagne. 127
Figure 92. Profils de résistivité électrique sur le glissement de Rilly-la-Montagne. 129
Figure 93. Le glissement de Champillon : position des transects de résistivité électrique (TRE). 130
Figure 94. Tomogrammes de résistivité électrique du glissement de Champillon. 131
Figure 95. Le glissement de Festigny. 132
Figure 96. Profils de résistivité électrique du glissement de Festigny. 133
Figure 97. Le versant de Mutigny (23/11/2017). 134
Figure 98. Profils de résistivité électrique du versant de Mutigny (lieu-dit Brise-Pot). 135
Figure 99. Profils de résistivité électrique et vue du glissement de Boursault (photo BRGM). ... 137
Figure 100. Vue générale du glissement de Vandières. 138
Figure 101. Position des profils sur le versant de Vandières (les profils 1, 2, 3, et 4 et 6 ont été réalisés le 18 novembre 2019 et les profils 5,6 et 7 le 7 les 2 et 3 septembre 2020). 139
Figure 102. Profils de résistivité électrique, glissement de Vandières. 140
Figure 103. Superficie et modelé du glissement de Montchenot. 141
Figure 104. Tomographie des résistivités, profil longitudinal, Montchenot (d'après Bollot, 2014). 142
Figure 105. Le glissement de Montchenot en avril 1951 et en 2011 (source des photographies aériennes : IGN, remonter le temps). 143
Figure 106. Modelé du glissement de Montchenot (mai 2019). 144

Figure 107. Interprétation du glissement de Vandières. 146
Figure 108. Interprétation de la structure interne des glissements. 147
Figure 109. Les facteurs retenus pour déterminer la susceptibilité à l'instabilité de versant dans la vallée de la Marne. 152
Le modèle numérique d'élévation de la BD ALTI de l'IGN d'une résolution spatiale de 25 m a servi de base de données de référence pour l'élaboration des cartes de pentes et d'orientation des versants (figure 110A). Quelle que soit leur orientation, tous les versants ont été affectés sur près d'un tiers de leur surface par des glissements (figure 110B), ce qui laisserait penser que ce facteur ne jouerait aucun rôle (Bollot, 2014). Il est tentant de se (re)poser la question pour les instabilités récentes en croisant le facteur « orientation de versants » et les données climatiques (cf. *infra*, p. 196). 152
Figure 110. Orientation des versants de la vallée de la Marne (A) et surfaces affectées par les mouvements de terrain (B). 153
Figure 111. Cartographie des pentes supérieures à 30° (source : BD ALTI 25m, IGN). 154
Figure 112. Cartographie des pentes fortes, des terrains « sensibles » et des glissements de terrain. 155
Figure 113. Signature spectrale de la végétation en fonction de la phénophase (modifié, d'après Girard et Girard, 1999). 157
Figure 114. Protocole d'extraction et de caractérisation des réponses des surfaces viticoles. 158
Figure 115. Données pluviométriques (stations de Châtillon-sur-Marne et de Sacy, données CIVC) et dates des images Sentinel-2 utilisées, période 2018-2020. 160
Figure 116. Vue satellite de la percée cataclinale de la Marne à Épernay (Sentinel-2, 22/02/2018). 161
Figure 117. Réponses NDVI hivernales (A) et automnales (B) dans le secteur d'Épernay (2018 et 2019). 162
Figure 118. Méthodologie d'extraction des surfaces viticoles enherbées. 164
Figure 119. Cartographie des surfaces viticoles enherbées établie à partir de l'indice NDVI en hiver, Montagne de Reims et vallée de la Marne (Sentinel-2, 07/02/2019). 165
Figure 120. Réponse NDVI hivernale, commune de Cerseuil (25/02/2019). 166
Figure 121. Exemples de secteurs à fort enherbement (A) et à faible enherbement (B) en hiver 2019. 167
Figure 122. Réponses NDWIg hivernales (A) et estivales (B) dans le secteur d'Épernay (2018 et 2019). 169
Figure 123. Comparaison des réponses NDWIg (vallée de la Marne et affluents). 170
Figure 124. Influence des précipitations sur la réponse NDWIg. 171

Figure 125. Réponses NDWImf hivernales (A) et estivales (B) dans le secteur d'Épernay (2019 et 2020)..... 172
Figure 126. Précipitations et réponses du NDWImf (2019). 174
Figure 127. Caractérisation de la réponse spectrale des surfaces (vallée de la Marne) en hiver 2020. 176
Figure 128. Caractérisation de la réponse spectrale des surfaces (vallée de la Marne) en été 2020. 177
Figure 129. Indices environnementaux de parcelles de cépages différents (commune de Bouzy, image Sentinel-2 du 13 août 2020). 178
Figure 130. Réponse spectrale (bande 8A) de deux cépages du vignoble champenois : le Chardonnay et le Pinot Noir (commune de Bouzy, image Sentinel-2 du 13 août 2020). 179
Figure 131. Indice de chaleur hivernal (données Landsat 8 OLI TIRS, échelle de couleur harmonisée). A : Scène brute (24/02/2021). B : Température de surface viticole (24/02/2021).... 181
Figure 132. Indice de chaleur estival (données Landsat 8 OLI TIRS, échelle de couleur harmonisée). A : Scène brute (18/07/2021). B : Température de surface viticole (18/07/2021)..... 182
Figure 133. Diagramme en 3D représentant les températures au sol des zones viticoles (Sentinel-2, 13 février 2017, résolution : 10 m). 183
Figure 134. Fluctuation des indices environnementaux et cycles annuels de la vigne en 2019 (A) et en 2020 (B), vallée de la Marne..... 184
Figure 135. Disparité de la réponse NDWIg des surfaces viticoles de la vallée de la Marne. 185
Figure 136. Les réponses NDWIg annuelles. 186
Figure 137. Cartographie du facteur « charge en eau » des versants de la vallée de la Marne.... 187
Figure 138. Cartographie des anomalies hivernales de charge en eau des sols viticoles, Vallée de la Marne..... 188
Figure 139. Variables retenues et niveaux de classes (seuils) retenus pour l'établissement des niveaux d'aléas pour la cartographie à l'échelle du versant. 190
Figure 140. Carte de susceptibilité à l'instabilité de versant. 191
Figure 141. Parcelles couvrant le glissement de Vandières (fond : Image Sentinel-2 (bande 4), résolution 10 m, 3 mars 2019)..... 194
Figure 142. Méthodologie adoptée pour l'analyse de la réponse de surface à l'échelle du versant. 195
Figure 143. Résultat de l'extraction de la valeur moyenne des pixels par parcelles viticoles, versant de Vandières. Points rouges : parcelles 65, 66 et 67. 196
Figure 144. Réflectance moyenne des parcelles viticoles du versant de Vandières. 197

Figure 145. Saisonnalité des réponses NDWImf (A) et NDVI (B) des surfaces viticoles du versant de Vandières. 198
Figure 146. Composition colorée (A) et réponses spectrales (B), Vandières, année 2020. 199
Figure 147. Réponses spectrales des parcelles du vignoble de Vandières (images Sentinel-2, 27 février 2019). 201
Figure 148. Disparités inter-parcellaires des indices environnementaux en hiver (image Sentinel-2 du 17/02/2019, versant de Vandières). 202
Figure 149. Réponses moyennes des indices environnementaux des parcelles du versant de Vandières. 203
Figure 150. Évolution spatiale du glissement de Vandières, 2001-2019 (clichés IGN, Remonter le temps). 205
Figure 151. Vue oblique (drone) du glissement de Vandières. 206
Figure 152. Instabilités sur le versant de Vandières. 207
Figure 153. Méthode de suivi et de reconstitution des déformations actuelles par photogrammétrie (Vandières) et par photo interprétation. 209
Figure 154. Reconstitution du versant en 3D et caractérisation du modelé de glissement (Vandières, modèle en tuiles 3, le 26/11/2020). 211
Figure 155. Comparaison entre le MNT 5m de l'IGN et le MNT réalisé par photogrammétrie (modèle 4, du 13/04/2021, résolution : 1 cm). 212
Figure 156. MNT issus de la photogrammétrie sur le versant de Vandières. 213
Figure 157. Relation entre eau de surface (NDWI) et eau interne (résistivité électrique), Vandières. 214
Figure 158. Modélisation en 3 dimensions des facteurs d'aléas. 215
Figure 159. Méthodologie de l'évaluation de l'aléa à l'échelle du pixel. 216
Figure 160. Cartographie des zones intra-parcellaires clés dans le fonctionnement de l'instabilité sur le versant de Vandières (fusion des indices environnementaux, modèle d'hiver 2019). 217
Figure 161. Cartographie des enjeux de secteurs présentant une susceptibilité importante à Fleury-la-Rivière (source : BD TOPO, fond de carte : image Sentinel-2 du 21/01/2020). 220
Figure 162. Cartographie des enjeux de secteurs présentant une susceptibilité importante à Fleury-la-Rivière (source : BD TOPO, fond de carte : image Sentinel-2 du 21/01/2020). 221
Figure 163. Exemples d'enjeux recensés dans les zones à fort aléa. 222

Liste des tableaux

Tableau 1. Pourcentage d'accroissement du vignoble entre 1950 et 1967 (d'après Colin, 1971). ... 36

Tableau 2. Détails des données utilisées pour l'étude multispectrale. ... 48

Tableau 3. Valeurs moyennes des indices morphométriques pour la vallée de l'Ardre et la vallée de la Marne barroise. Les indices sont définis sur la figure 40. ... 68

Tableau 4. Communes affectées par des mouvements de terrain depuis 2018 (vallée de la Marne). ... 82

Tableau 5. Paramètres de vol et conditions météorologiques de la campagne lidar. ... 99

Tableau 6. Les indices environnementaux utilisés pour l'étude. ... 156

Tableau 7. Conditions de vol des campagnes de photogrammétrie réalisées à Vandières. ... 208

Tableau 8. Caractéristiques du drone. ... 208

Tableau 9. Caractéristiques des 4 modèles. ... 210

Instabilité des versants du vignoble champenois : analyse des forçages et modélisation de l'aléa

Malgré un relief de faible énergie, le vignoble champenois est affecté par de nombreux mouvements de terrain. Dans un contexte à forts enjeux économiques, les dégâts qu'ils causent peuvent être très importants. Les récents travaux menés sur le sujet ont permis de mieux comprendre les mécanismes de déclenchement des grands mouvements et d'expliquer le rôle de la structure sur les dynamiques géomorphologiques et les relations hydrogéologiques entre formations superficielles et substrat, mais ils ne permettent pas encore d'établir la susceptibilité des versants aux instabilités récentes, qu'elles soient profondes ou superficielles. C'est le but de ces travaux de recherche : grâce à une approche multidisciplinaire, la susceptibilité des versants a pu être évaluée au sein de deux grands ensembles du secteur d'étude. Au nord, la cambrure de versant est fossile et les versants ne présentent plus de signe d'activité. Trois types de versants ont été identifiés et l'archétype du versant cambré est mis en place lorsque rien n'empêche le soutirage des sables de l'Yprésien, impliquant le fléchissement et la fracturation de la couche lutétienne qui les coiffent. Au sud, certains versants sont non seulement soumis à des forçages climatique et anthropique plus importants que les autres, mais présentent aussi des caractéristiques structurales qui les prédisposent davantage à l'instabilité. Ils enregistrent beaucoup plus de réactivations superficielles, qui ont fait l'objet d'une modélisation fine afin de comprendre le rôle des forçages et des facteurs structurels dans le déclenchement et la dynamique de l'instabilité. Une cartographie à l'échelle de la vallée de la Marne et un premier modèle opérationnel à l'échelle d'un versant instable sont proposés afin d'améliorer la gestion de l'aléa.

Géographie, Mouvement de masse, vignoble champenois, télédétection, lidar, géophysique, photogrammétrie, modélisation, risques naturels

Instability of the slopes of the Champagne vineyards: analysis of the forcing factors and modelling of the hazard

In spite of a low-energy relief, the Champagne vineyards are affected by numerous land movements. In a context of high economic stakes, the damage they cause can be very significant. Recent work on the subject has led to a better understanding of the mechanisms that trigger major movements and to an explanation of the role of structure on geomorphological dynamics and hydrogeological relations between surface formations and the substratum, but it has not yet made it possible to establish the susceptibility of slopes to recent instabilities, whether deep or surface. This is the aim of this research work: thanks to a multidisciplinary approach, the susceptibility to slope instability has been established within two large groups. In the north, the slope camber is fossilised and the slopes no longer show any signs of activity. Three types of slopes have been identified and the archetypal cambering slope is in place where there is nothing to prevent the extraction of the Ypresian sands, involving the flexing and fracturing of the overlying Lutetian layer. In the south, some slopes are not only subject to greater climatic and anthropic forcing than others, but also have structural characteristics that predispose them more to instability. In addition, they experience more surface reactivations, which were the subject of detailed modelling in order to understand the role of forcings and structural factors in the triggering and evolutionary dynamics of instability. A mapping at the scale of the Marne valley and a first operational model at the scale of an unstable slope are proposed to improve the management of the hazard.

Geography, Mass movement, Champagne vineyards, remote sensing, lidar, geophysics, photogrammetry, modeling, natural hazards.

Discipline : ***GÉOGRAPHIE***

Spécialité : ***Géographie physique, humaine, économique et régionale***

Université de Reims Champagne-Ardenne

GEGENAA - EA 3795

57 rue Pierre Taittinger - 51100 REIMS