



HAL
open science

Caractérisation et susceptibilité aux effondrements dans un karst de contact lithostratigraphique : l'exemple du barrois

Kamila Bensaadi

► **To cite this version:**

Kamila Bensaadi. Caractérisation et susceptibilité aux effondrements dans un karst de contact lithostratigraphique : l'exemple du barrois. Géographie. Université de Lorraine, 2020. Français. NNT : 2020LORR0292 . tel-03246973

HAL Id: tel-03246973

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-03246973>

Submitted on 3 Jul 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.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

Ecole Doctorale Humanités Nouvelles - Fernand Braudel

THÈSE

Présentée et soutenue publiquement pour l'obtention du titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE LORRAINE
Mention : « Géographie »

Par KAMILA BENZAADI

CARACTÉRISATION ET SUSCEPTIBILITÉ AUX EFFONDREMENTS DANS UN KARST DE CONTACT LITHOSTRATIGRAPHIQUE : L'EXEMPLE DU BARROIS

Jeudi 17 décembre 2020

Membres du Jury :

Rapporteurs :

M. Alain DEVOS, Professeur à l'université de Reims-Champagne-Ardenne, Reims

M. André OZER, Professeur honoraire à l'université de Liège, Liège

Examineurs :

Mme Emmanuèle GAUTIER, Professeure à l'université de Paris 1, Panthéon-Sorbonne, Paris

M. Gilles DROGUE, Professeur à l'université de Lorraine, LOTERR, Metz

M. Dominique HARMAND, Professeur à l'université de Lorraine, LOTERR, Nancy (Directeur)

M. Charles CARTANNAZ, Ingénieur BRGM, direction régionale Auvergne-Rhône-Alpes, Lyon (co-directeur)

Membre invité :

M. Jacques LE ROUX, Maître de Conférence retraité de l'université de Lorraine, Nancy

Caractérisation et susceptibilité aux effondrements
dans un karst de contact lithostratigraphique :
l'exemple du Barrois

Kamila Bensaadi



Photo de couverture – Grotte des Sarrazins, Ancerville (Bensaadi, 2018)

« Les géographies, dit le géographe, sont les livres les plus précieux de tous les livres. Elles ne se démodent jamais. Il est très rare qu'une montagne change de place. Il est très rare qu'un océan se vide de son eau. Nous écrivons des choses éternelles. »

Le Petit Prince, Chap. XV, A. de Saint-Exupéry

À mes parents, à ma famille.

Remerciements

En premier lieu, je tiens à remercier très sincèrement Dominique Harmand. Il a été pour moi un Directeur de recherche irréprochable ! Quand il m'a dit, à la fin de mon Master, « À bientôt pour une thèse ! », je ne l'avais pas cru. Et pourtant, trois ans plus tard, nous discutons d'un projet de thèse ensemble ! Ses précieux conseils, son enthousiasme, ses encouragements et son soutien ont été le moteur pour mener à bien ce travail. Sur le terrain, j'ai souvent jaloué sa capacité à descendre et à gravir les dangereuses dolines aux pentes argileuses sans faillir : Dominique, les chevreuils de la Forêt de Trois-Fontaines envient votre agilité ! Recevez mes plus sincères remerciements pour tout ce que vous m'avez appris.

Je souhaite également remercier Charles Cartannaz, pour son aide discrète et bienveillante et ses conseils précieux sur le terrain. La découverte du karst via l'imagerie LiDAR s'est faite grâce à lui et je l'en remercie très chaleureusement.

Aux membres du jury : Mme Emmanuèle Gautier, M. Alain Devos, M. André Ozer, M. Gilles Drogue, et M. Jacques Le Roux ont pris le temps de lire ce travail et de venir à Nancy, je vous en remercie très sincèrement. J'exprime également toute ma gratitude aux rapporteurs pour le travail que représente la rédaction des rapports.

Merci au Laboratoire LOTERR de m'avoir permis de concrétiser ce travail de recherche et pour l'accueil toujours chaleureux à Nancy et Metz. Merci également à tous les membres du laboratoire.

À l'école doctorale Humanités Nouvelles - Fernand Braudel, merci pour l'accompagnement dans ce beau parcours qu'est le doctorat et un grand, un très grand merci à Aude Meziani qui est toujours là pour ses doctorants !

Je remercie à nouveau Jacques Le Roux pour ses précieuses indications relatives à la structure quelque peu chahutée de mon terrain de thèse. Son œil aiguisé et ses compétences hors-norme m'ont permis de mieux appréhender la géologie de cette belle forêt.

Un grand merci à Jean-Marie Goutorbe, spéléologue de la première heure dont les connaissances sans faille ont été une aide essentielle et dont l'album photo du karst du Barrois est sans fin ! Merci à toi Jean-Marie et à bientôt sur le terrain !

Je souhaite remercier très chaleureusement Frédéric Van Dijck du Service Public Wallon pour le « puits » d'information sur le karst wallon ! Merci de m'avoir consacré du temps, malgré vos impératifs. De même, merci au Professeur Olivier Kaufmann de l'Université de Mons pour son aide.

Merci à Pierre Labrude pour ses informations passionnantes et riches sur l'histoire de cette belle Forêt de Trois-Fontaines.

À mes collègues géographes : certains d'entre vous ont été mes enseignants avant de devenir mes collègues et pour certains mes amis, merci à vous d'avoir facilité ce passage ! Merci à tous les collègues pour le soutien, l'aide et les bons moments de convivialité !

À mes « coloc' » de bureau géographes : Anne, Denis, merci pour les cruches de café chaud à 7h45 du matin et autres remontants au quotidien !

À mes collègues historiens et archéologues du 3^e Libération : merci pour l'accueil et les nombreux bons moments ! La fine équipe ! Un merci particulier à Jean-Christophe de m'avoir supportée et soutenue (bien plus qu'il ne le pense) dans la dernière ligne droite de fin de thèse.

À mes vieux camarades de thèse, et aux nouveaux (qui, pour certains, étaient mes étudiants...) merci pour les moments passés et quelle belle aventure !

Je tiens aussi à remercier mes étudiants pour la bonne humeur durant les cours et pour l'intérêt qu'ils portent à cette belle discipline qu'est la Géographie ! L'enseignement s'est révélé être une vraie passion grâce à eux !

Aux étudiants qui ont osé franchir le panneau du département de la Meuse pour m'aider dans le karst du Barrois : merci à vous, merci pour cette motivation à toute épreuve ; les stages de terrain des projets tutorés resteront de très bons souvenirs en tous points !

À mes amis. La liste n'est pas si longue mais elle est faite de belles amitiés durables que nous porterons ensemble encore le plus longtemps possible. Recevez toute mon amitié et mes excuses pour les (nombreux) moments où j'ai (beaucoup) parlé de mon travail... Merci d'être là.

Enfin, je tiens à remercier ma famille. Je veux vous remercier parce que je tiens à vous et parce que vous avez toujours été là.

Merci Papa, tu connais la Forêt de Trois-Fontaines et ses dolines comme ta poche, on partage maintenant cette passion ! Maman, merci pour le réconfort et pour tout le reste !

Yan, Lucien, je vous remercie pour l'aide précieuse et essentielle, je n'aurais pas pu y arriver sans vous. Merci pour le soutien, pour les relectures et pour les barres de rire aussi ! Titi, Hak', Fanny, merci pour les encouragements ! Et les « zinks » aussi, je ne vous oublie pas, merci !

Dominique, Elodie, Yoan, merci pour votre soutien.

J'ai vu naître deux neveux et deux nièces pendant ce travail de recherche, seulement une veut devenir géographe et « travailler dans le bureau avec Tata ». Merci Nila, grâce à toi, j'ai déjà un peu rempli mon job !

Sommaire

Remerciements	7
Introduction	13
I Le karst du Barrois	17
1 Cadre général de l'étude : localisation du secteur d'étude et synthèse des connaissances sur le cadre morphostructural du contact Jurassique - Crétacé entre Lorraine et Champagne	19
1.1 Le contact Jurassique/Crétacé dans l'est du Bassin parisien (à l'échelle régionale)	19
1.2 Le contact Jurassique/Crétacé à l'échelle du terrain d'étude	22
1.3 Conclusion partielle : les conditions du développement de l'exokarst	41
2 Les affaissements-effondrements liés aux cavités karstiques	43
2.1 Les affaissements et les effondrements, partie intégrante des mouvements de terrain	43
2.2 Les affaissements et effondrements en région karstique	46
2.3 Le cadre de ce travail : le plan nation BD Cavités	58
2.4 Conclusion partielle	59
3 Le karst	61
3.1 À l'origine de la terminologie, les plateaux du Karst	61
3.2 Karst et karstification	62
3.3 Le système karstique	66

3.4	Les différents types de karsts	68
3.5	Importance du karst de couverture dans l'est du Bassin parisien	75
3.6	Le drainage du système karstique	78
3.7	Conclusion partielle	78
4	Méthodologie	79
4.1	Les données bibliographiques	79
4.2	Données de terrain et outils	80
4.3	La télédétection	83
4.4	Base de données et SIG	85
4.5	Positionnement de la thèse par rapport à la structure co-encadrante (BRGM) et à ses missions	86
4.6	Conclusion partielle	86
II	Résultats	89
5	Présentation des résultats globaux de la zone d'étude	91
5.1	Cartographie des phénomènes karstiques : synthèse des résultats	92
5.2	Typologie des phénomènes karstiques et données chiffrées	96
5.3	Conclusion partielle : relations entre la carte des liserés karstiques et la carte structurale et/ou la carte géologique	113
6	Relations entre le liseré karstique et le cadre morphostructural	117
6.1	Le liseré oriental de la zone d'étude principale	119
6.2	Le liseré occidental de la zone d'étude principale	147
6.3	Les autres secteurs	161
6.4	Apports de l'imagerie LiDAR sur les secteurs dits d'Ancerville et de Som- melonne	167
6.5	Conclusion partielle	171
7	Processus à l'origine des dolines du Barrois	177

7.1	Confrontation des types de dolines du Barrois et de la typologie de Waltham et Fookes (2003)	179
7.2	L'activité des dolines	202
7.3	Conclusion partielle	214
8	La susceptibilité à l'affaissement et à l'effondrement karstique	217
8.1	Méthodes de l'évaluation de la susceptibilité	217
8.2	Les critères explicatifs	221
8.3	Carte de susceptibilité	233
8.4	La gestion du risque karstique en France	237
8.5	La gestion du risque karstique dans le monde : l'exemple de la Floride et de la Wallonie	246
8.6	Conclusion partielle	258
	Conclusion générale	261
	Bibliographie	265
	Liste des figures	279
	Liste des photos	287
	Liste des tableaux	291
	Annexes	299

Introduction

Ce travail de recherche a pour objectif de contribuer à la compréhension de la genèse des effondrements karstiques, dans un karst de contact lithostratigraphique. En effet, le Plan Cavités du BRGM avait, pour objectif, durant le cœur de la décennie 2010-2020 de préciser les contextes d'occurrence de l'aléa effondrement karstique dans plusieurs régions françaises : Loiret (Val d'Orléans), Franche-Comté (à cheval sur les départements du Doubs et de la Haute-Saône) et Lorraine (Meuse). La Lorraine fournit plusieurs exemples de secteurs karstifiés susceptibles de comprendre ce type d'aléas : la Forêt de Fraize, dans le département des Vosges, au contact des calcaires du Muschelkalk et des argiles et marnes de la Lettenkohle, la Forêt de Jaulnay au nord du département de la Meuse au contact des calcaires de la Dalle d'Étain (Bathonien) et des Argiles de la Woëvre, l'extrémité ouest du département des Vosges, à proximité de Grand où existe une alternance de calcaires et de marnes à la base de l'Oxfordien supérieur, et enfin, la Forêt de Trois-Fontaines, où les calcaires du Tithonien sont recouverts par les argiles et sables du Crétacé inférieur.

C'est ce secteur, situé aux confins de la Champagne et de la Lorraine, qui a été choisi en raison, d'une part du nombre élevé de phénomènes karstiques – appelés « désordres », d'autre part de la variété des types de contacts lithostratigraphiques, et enfin de l'ampleur des cavités endokarstiques. En effet, le karst du Barrois est caractérisé par un endokarst bien développé et bien connu des spéléologues européens, dont le Rupt-du-Puits constitue le plus important réseau souterrain naturel du Bassin parisien avec plus de 17 km de galeries topographiées, et pour lequel Stéphane Jaillet a consacré une thèse monumentale en 2000. Ces vides souterrains s'expriment en surface par l'exokarst, moins bien connu. Il se caractérise par un très grand nombre de dolines notamment, dont les dimensions connaissent de très fortes amplitudes allant de 0,5 à 110 m de diamètre et plus de 20 m de profondeur selon les processus et la lithologie dans lesquels elles se développent. Le Barrois connaît depuis toujours des affaissements et des effondrements, que ce soit en zone urbaine, ou, de manière moins dramatique, en zone forestière ou dans les champs.

Ce travail de recherche est aussi le fruit d'une grande passion pour la géomorphologie et pour le terrain, et en particulier ce terrain qu'est la fascinante Forêt de Trois-Fontaines.

Afin de répondre à l'objectif de ce manuscrit de thèse, le travail de terrain a consisté à recenser les phénomènes karstiques, constitués essentiellement par des dolines, de proposer une triple classification des dolines, par type de formes, par type de phénomènes (dolines actives et inactives) et par type de processus de formation (soutirage, effondrement).

Ainsi, notre recherche sur le terrain permet d'aboutir à la cartographie d'un liseré karstique qui met en évidence une zone de contact lithostratigraphique, notamment dans les secteurs où la carte géologique de France est imprécise en raison de la couverture limoneuse qui masque les affleurements du substratum ou en absence de carte structurale. En effet, les formes de l'exokarst permettent de restituer la carte structurale, et donc, tout ou partie de la carte géologique des formations du substratum.

Enfin et surtout, une meilleure connaissance des désordres en surface permet de préciser les modalités de l'aléa affaissements/effondrements et de contribuer au développement d'une méthodologie qui vise à la prévention du risque à prendre en compte dans les schémas d'aménagement, comme c'est le cas dans un certain nombre de pays européens (Belgique, notamment). L'établissement de cartes de susceptibilité aux affaissements et effondrements liés au karst semble une première étape intéressante pour l'établissement de travaux relatifs à une réglementation.

Ce mémoire de recherche sera décliné en deux parties :

- la première partie de cette thèse sera consacrée à la présentation du cadre général de ce travail de recherche, à savoir le karst du Barrois. Dans le premier chapitre, nous présenterons le cadre morphostructural de la région ou du terrain d'étude. Un rappel des concepts relatifs au karst et à la karstification sera abordé dans le deuxième chapitre, et un lien avec la notion de risque sera effectué par l'étude des affaissements et des effondrements et du risque karstique au troisième chapitre. Enfin, le quatrième chapitre présentera la méthodologie appliquée dans le cadre de ce travail de recherche ;
- la deuxième partie de ce projet sera consacrée aux résultats : le cinquième chapitre introduira les résultats bruts pour le terrain d'étude, à savoir la répartition des phénomènes sur le terrain de recherche en carte (fixe et interactive) et dressera des éléments chiffrés relatifs à l'acquisition des données. Le sixième chapitre exposera les relations entre liseré karstique et le cadre morphostructural ; un état de chacun des 14 terrains principaux et les 4 terrains annexes. Le septième chapitre aura pour objectif de croiser les données afin de dresser une typologie des dolines relative au Barrois et au karst de contact lithostratigraphique et de comprendre l'activité et l'évolution morphologique des dolines. Enfin, le dernier chapitre, huitième chapitre, débutera avec la présentation des méthodes d'évaluation de la susceptibilité à l'af-

faissement et à l'effondrement avant d'examiner la méthode adoptée pour dresser notre carte de susceptibilité.

Première partie

Le karst du Barrois

Chapitre 1

Cadre général de l'étude : localisation du secteur d'étude et synthèse des connaissances sur le cadre morphostructural du contact Jurassique - Crétacé entre Lorraine et Champagne

Ce chapitre a pour objectif, d'une part de présenter le cadre morphostructural du Barrois, et d'autre part de montrer que ce dernier apparaît comme un secteur-clef dans la recherche à la fois sur le karst de contact lithostratigraphique (Jaillet, 2000) et sur la problématique des effondrements karstiques.

1.1 Le contact Jurassique/Crétacé dans l'est du Bassin parisien (à l'échelle régionale)

Le terrain d'étude se localise au sud-ouest de la Lorraine et à l'est de la Champagne humide, sur le contact entre les calcaires du Jurassique et les terrains argilo-sableux du Crétacé inférieur (figure 1.1). Ce contact est jalonné sur les marges de la Lorraine et de la Champagne, par plusieurs secteurs de karsts de contact lithostratigraphique qui se localisent respectivement du sud au nord : 1) dans le Barrois (notre terrain d'étude, Jaillet, 2000), 2) en Argonne ou à l'est de celle-ci (Guy, 2008), 3) dans les Crêtes pré-ardennaises (Devos, 2010).

Le contact entre le Jurassique et le Crétacé est particulièrement original puisqu'il est marqué le plus souvent par une surface de discordance signalant une longue période d'émersion et d'érosion plus longue au nord (fin du Tithonien - Albien) qu'au sud. Deux éléments essentiels caractérisent le contact (figure 1.1) :

- les formations du Jurassique sont relevées vers le nord, l'accélération du pendage au nord de Verdun signalant la « flexure ardennaise » (Le Roux, 1980). Par conséquent, les sables et argiles du Crétacé reposent sur des couches de plus en plus anciennes vers le nord : d'âge tithonien dans le Barrois, kimméridgien ou oxfordien en Argonne et bathonien ou bajocien plus au nord. Quesnel (2003) et Wyns *et al.* (2003) ont montré que la phase d'érosion du début du Crétacé, sous un paléoclimat à affinité tropicale humide, était la conséquence d'un bombement de la lithosphère précédant l'ouverture avortée de la mer du Nord. Par conséquent, cette période d'évolution continentale est marquée par une paléo-altération ferrallitique et une paléo-karstification, notamment dans les calcaires du Dogger où des dépressions de l'exokarst ont été fossilisées par des sables au Wealdien ou plus tardivement à l'Albien (Sables verts inférieurs).
- les formations du Crétacé sont à l'opposé de plus en plus anciennes au sud, dans le Barrois, où le Néocomien (Valanginien, Hauterivien, Barrémien) s'est déposé, débutant la transgression du Crétacé vers le nord-est depuis le Seuil morvano-vosgien (Stchépinsky, 1959, 1962a, 1962b).

Plus au nord, en Argonne, le Jurassique est recouvert par les Sables verts inférieurs albiens qui marquent la transgression qui débuta à la fin du Crétacé inférieur et s'accroît au Crétacé supérieur.

Dans ces trois secteurs, Barrois, Argonne et Crêtes pré-ardennaises, le secteur le plus karstifié est le Barrois, d'une part, parce que les calcaires tithoniens ont environ 100 mètres d'épaisseur, sont entaillés de plusieurs dizaines de mètres par la Marne et ses affluents et parce qu'ils sont, le plus souvent, recouverts par des formations argileuses favorisant une karstification de contact lithostratigraphique. Plus au nord, les calcaires jurassiques et la couverture crétacée sont moins épais et/ou la base de la couverture crétacée présente davantage de faciès sableux.

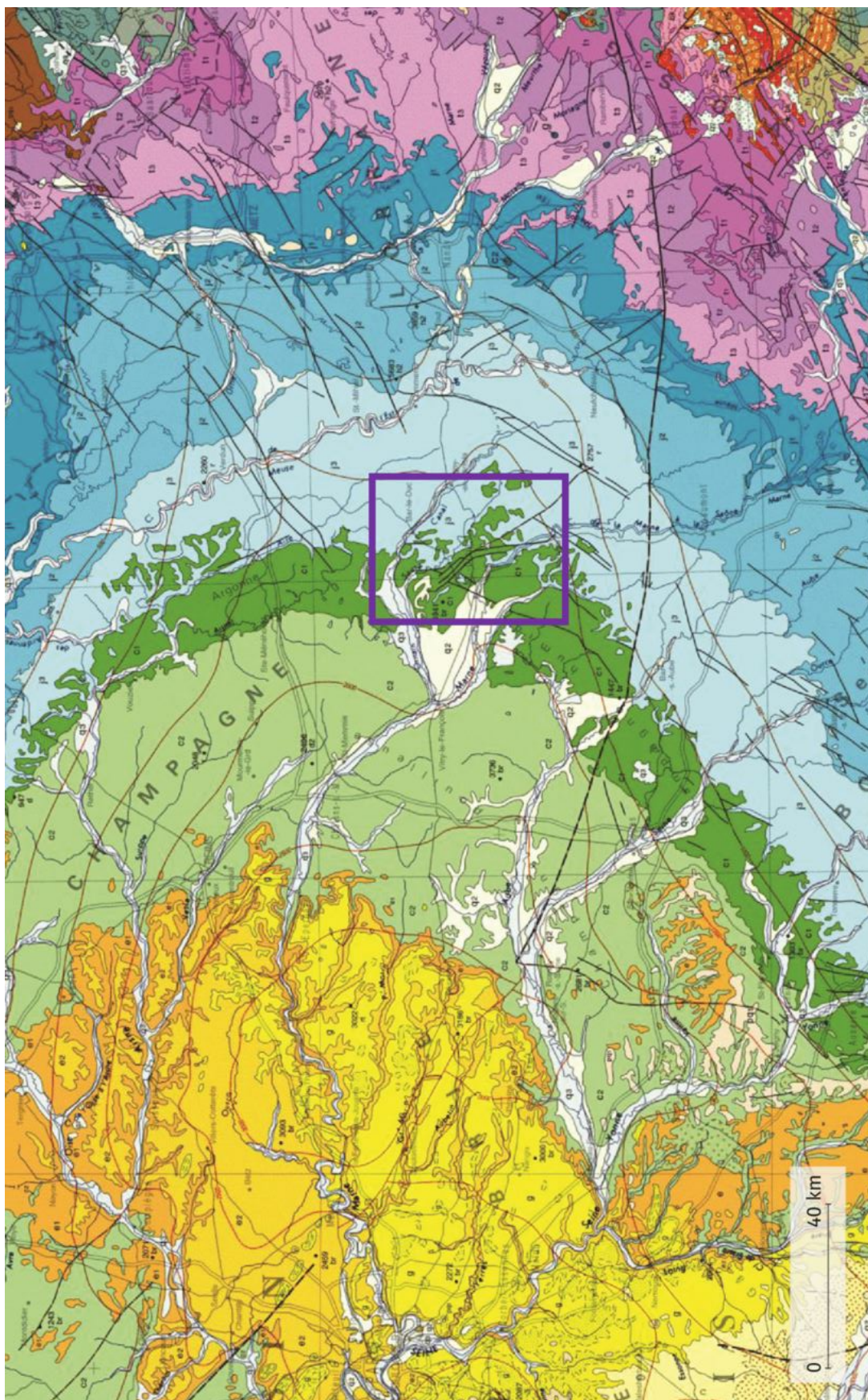


FIGURE 1.1 – Extrait de la carte géologique simplifiée de l'est du Bassin parisien (BRGM, 2006)

1.2 Le contact Jurassique/Crétacé à l'échelle du terrain d'étude

1.2.1 Situation géographique du terrain d'étude

Le Barrois coïncide largement avec les calcaires tithoniens qui sont limités vers l'est par la côte des Bars. Le revers de côte correspond avec deux types de plateaux : au sommet de la côte, deux plateaux d'érosion qui dérivent de la surface infra-crétacée (Le Roux et Harmand, 2003). Leurs altitudes, au sommet de la côte, dépassent 400 m, comme à l'est de Ligny-en-Barrois (figures 1.2 et 1.3) ; vers l'ouest, il s'agit d'un plateau structural qui s'abaisse vers l'ouest d'environ 300 m au sud-est de Bar-le-Duc à environ 200 m vers Robert-Espagne, aux limites des affleurements crétacés du Perthois.

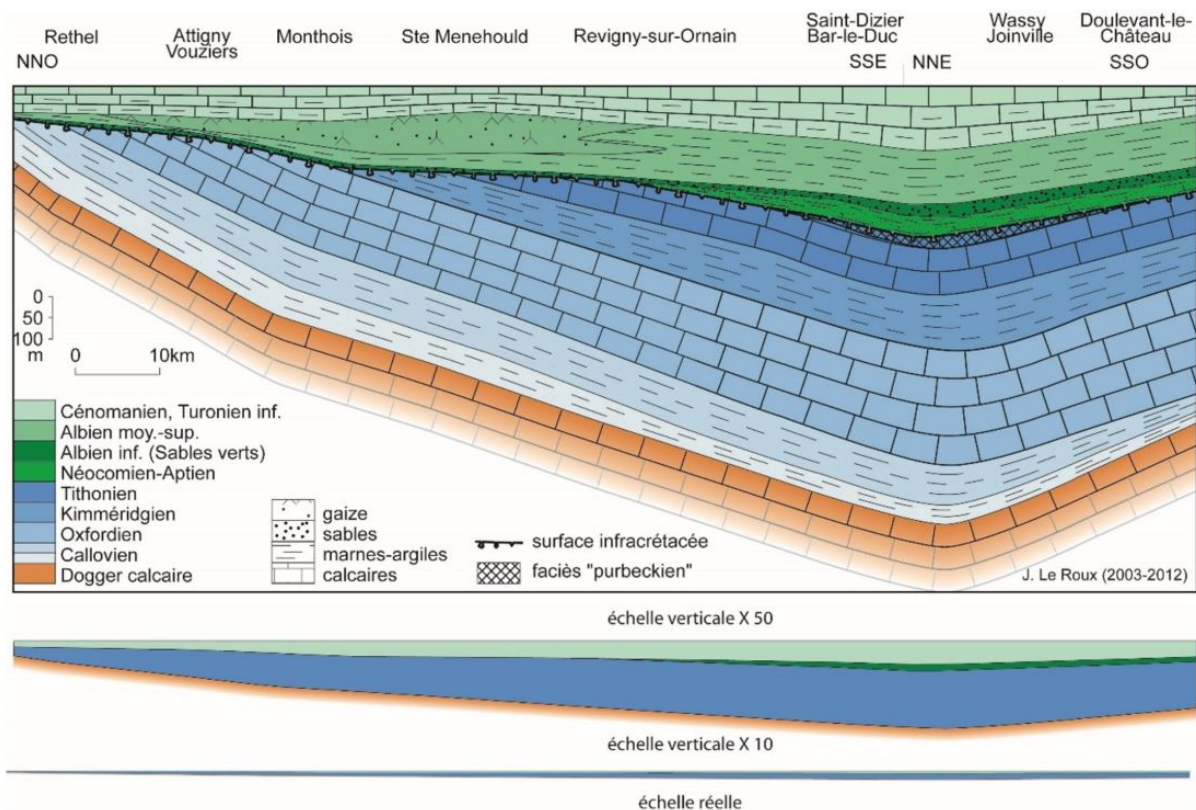


FIGURE 1.2 – La surface de discordance infra-crétacée dans l'est du Bassin parisien et reconstitution de la couverture crétacée, du Néocomien au Turonien (d'après Le Roux, *in* Le Roux et Harmand, à paraître)

Le secteur d'étude s'étend, quant à lui, entre Bar-le-Duc au nord-est et Saint-Dizier au sud-ouest, principalement sur l'interfluve Saulx-Marne et secondairement sur l'interfluve Ornain-Saulx, sur une superficie d'environ 20 km². Il est constitué d'une zone principale

située dans les Forêts de Trois-Fontaines et de Jean d'Heurs et de quatre secteurs qui ont fait l'objet d'une étude détaillée par le BRGM et/ou ont bénéficié d'une imagerie LiDAR.

La zone d'étude principale (1) correspond à un rectangle allongé du nord au sud, de 17 km², s'étendant au nord, de Beurey-sur-Saulx au bois communal de L'Isle-en-Rigault et d'ouest en est de l'étang de la Jacquemotte à la Saulx au Vieux Jean d'Heurs (figure 1.4). Le terrain de recherche est en très grande partie boisé et s'étend sur la forêt de Trois-Fontaines, et les bois communaux de Mognéville, Beurey-sur-Saulx, Robert-Espagne et L'Isle-en-Rigault.

Les 4 autres secteurs, plus restreints, se localisent au nord-est : Vau Vauthier (2) sur la commune de Fains-Véel, et au sud. Ce secteur ainsi que 2 des 3 secteurs méridionaux ont fait l'objet d'une acquisition de données LiDAR : Sommelonne (3) et Ancerville (4). Le secteur d'Ancerville a fait l'objet d'un rapport du BRGM montrant les relations entre le karst de contact lithostratigraphique et le risque effondrement dans la localité. Enfin, le secteur de Chancenay a été prospecté en 2018 en raison de sa richesse en dolines d'effondrement. Ajoutons que la commune a fait l'objet d'une étude du BRGM sur l'aléa effondrement, mais ce dernier ne concerne que l'effondrement du toit d'anciennes carrières souterraines des calcaires tithoniens situées sous le village.

Le secteur d'étude est traversé par 3 cours d'eau orientés SE-NW entre Bar-le-Duc et Saint-Dizier : l'Ornain, au nord, la Saulx au centre et la Marne au Sud, la plus grande partie du terrain d'étude se trouve sur l'interfluve Saulx-Marne, tandis que des secteurs karstifiés de superficie plus réduite (Vau Vauthier) se trouvent sur l'interfluve Ornain-Saulx (figure 1.5).

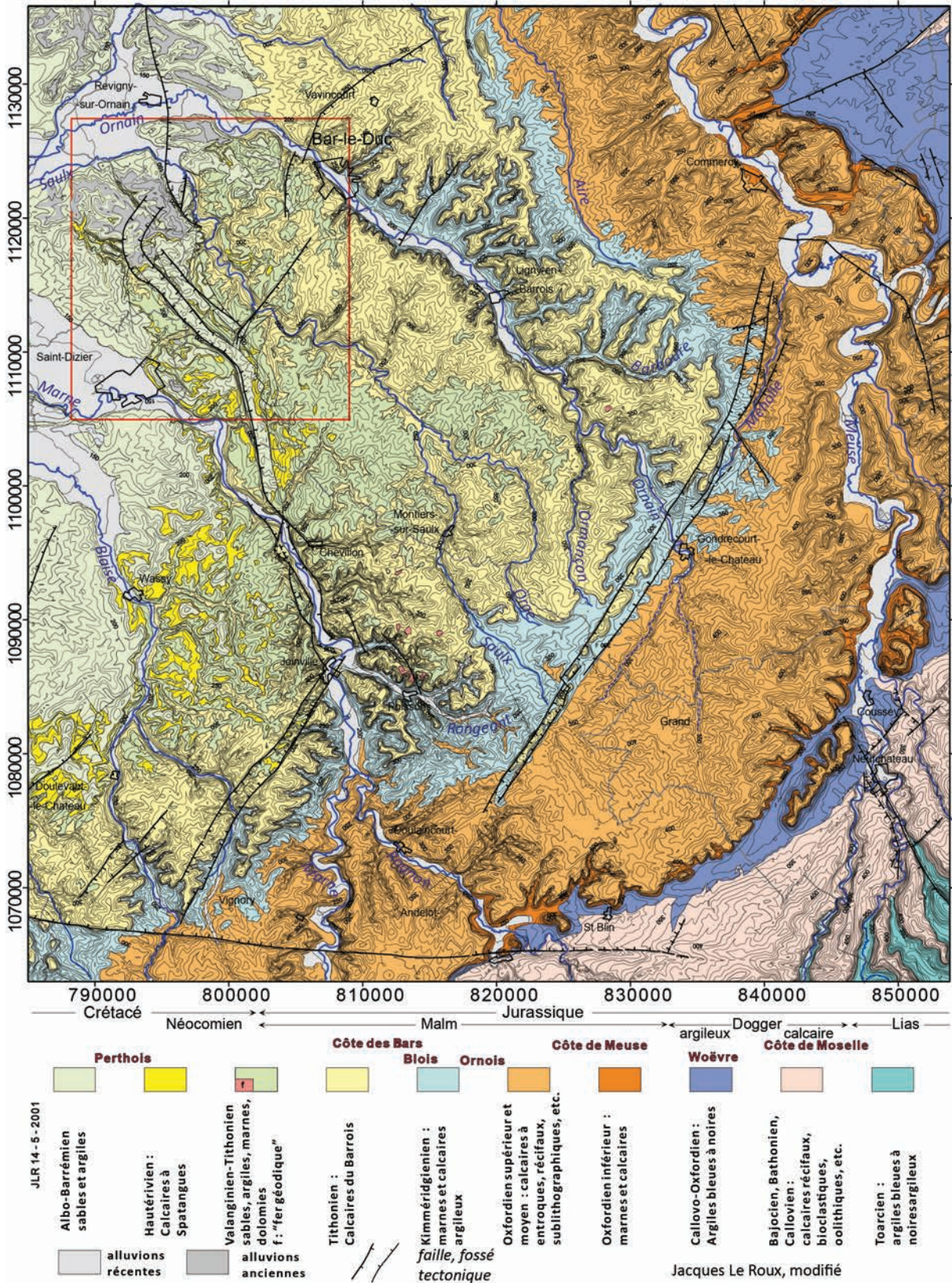


FIGURE 1.3 – Carte lithostratigraphique du Barrois et des régions bordières (le carré rouge correspond au secteur d'étude élargi) (d'après Le Roux, *in* Le Roux et Harmand, à paraître)

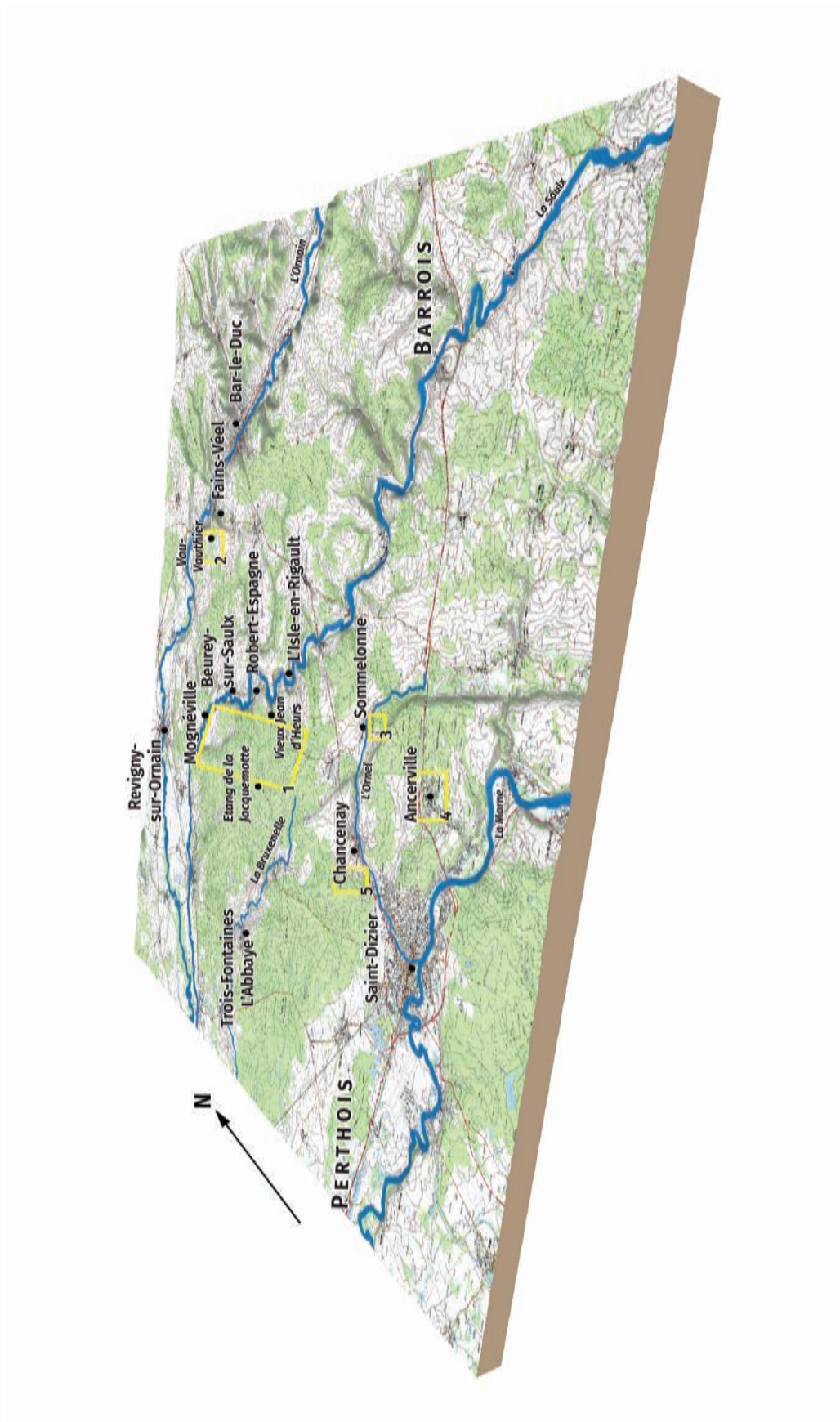


FIGURE 1.4 – Localisation des secteurs d'étude (Bensaadi, 2019; fond : IGN, 2009; bloc 3D réalisé sous QGIS)

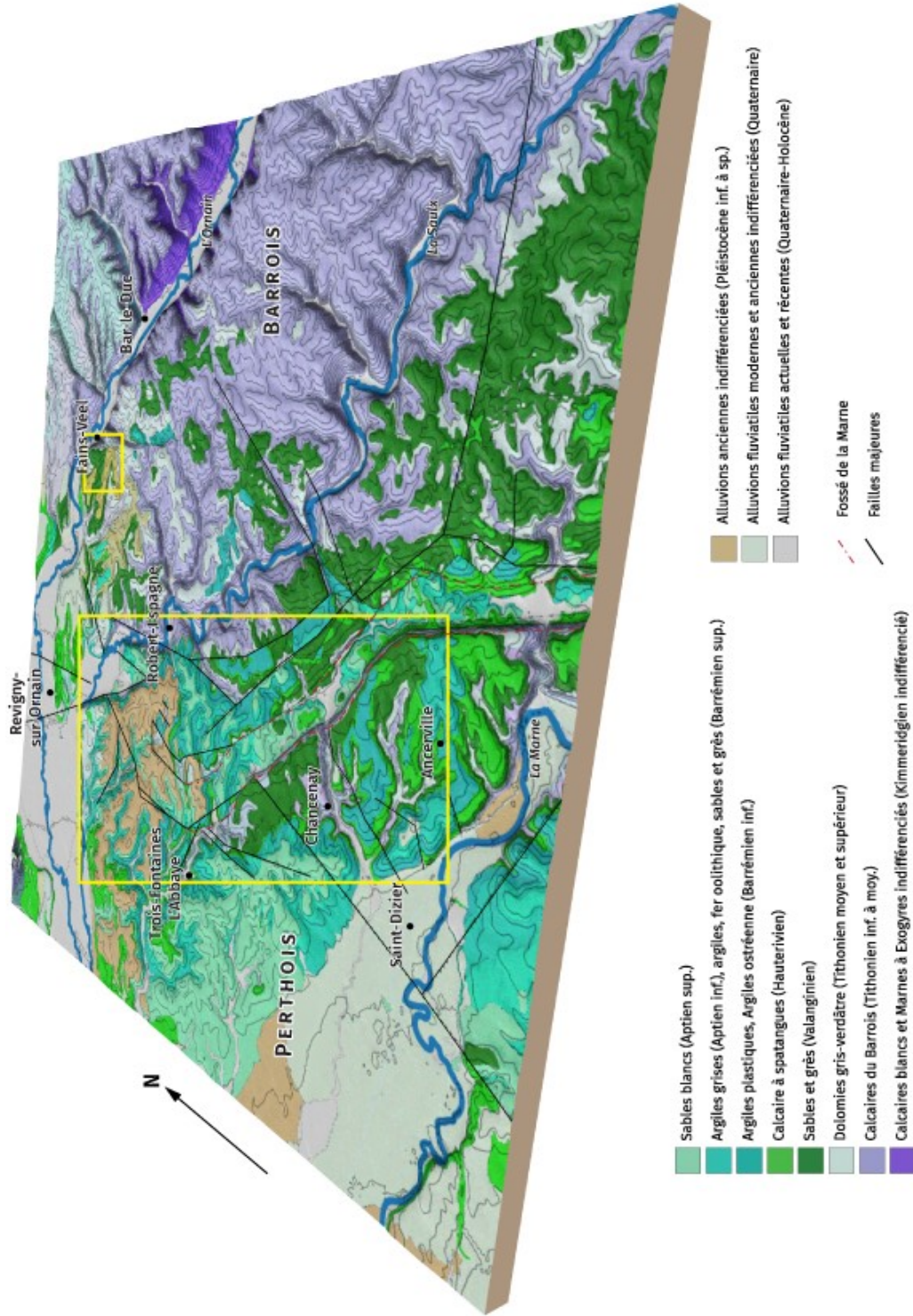


FIGURE 1.5 – Carte géologique du Barrois et du Perthois - Les pentes ont été exagérées par 3, au 1/110 000) (Bensaadi, 2019; fond : carte géologique harmonisée 1/50 000 BRGM, 2006; bloc 3D réalisé sous QGIS)

Plus au nord, vers Revigny-sur-Ornain et Sermaize-les-Bains, les deux premiers cours d'eau infléchissent leur tracé vers l'ouest, conséquence de la capture de la Saulx et de l'Ornain, par la Marne il y a environ 200 ka (Harmand *et al.*, 2002 ; Cojan *et al.*, 2006 ; Harmand et Le Roux, 2009). Les 3 cours d'eau ont construit des terrasses étagées *ante-* et *post-*capture qui existent au nord de Revigny-sur-Ornain (Allouc *et al.*, 2007) et dans le Perthois (Harmand et Le Roux, 2009). Actuellement, l'altitude de la Marne en aval du Perthois est inférieure à 100 m.

Topographiquement, les altitudes décroissent du nord-est au sud-ouest, les plateaux de l'interfluve Ornain-Saulx ayant une altitude de 250-350 m, ceux de l'interfluve Marne-Saulx – recouverts des formations du Crétacé inférieur – de 200-250 m ; les trois cours d'eau, l'Ornain, la Saulx et la Marne, se trouvant respectivement à 200-210 m à Tronville, 180 m à Rupt-aux-Nonnains, à 150 m à Beurey-sur-Saulx, et à 135 m à Saint-Dizier.

La topographie du secteur d'étude est relativement complexe en raison de la dissection des interfluves par des ruisseaux divergents orientés vers l'est (par exemple, le Rupt du Puits), vers la rive gauche de la Saulx, ainsi que vers le nord et le nord-ouest (Bruxenelle), vers le Perthois alluvial, vers le sud (Ornel), ainsi que vers la Marne.

Le dispositif des vallées est complété par de nombreux vallons secs se raccordant aux ruisseaux mentionnés ci-dessus. Enfin, l'interfluve Marne-Saulx est accidenté par une dépression de 500 m à 1 km de largeur qui, en amont, prolonge vers le nord la vallée de la Marne à Bayard. Cette dépression qui correspond à la faille de la Marne se présente comme un demi-fossé orienté sud-nord de Bayard à la Houquette (sur la RN4), et, plus au nord, comme un fossé orienté SE-NW à Sommelonne et Baudonvillers. Au nord de cette localité, le fossé ne s'exprime plus dans la morphologie, la couverture crétacée recouvrant toujours les failles (figure 1.6).

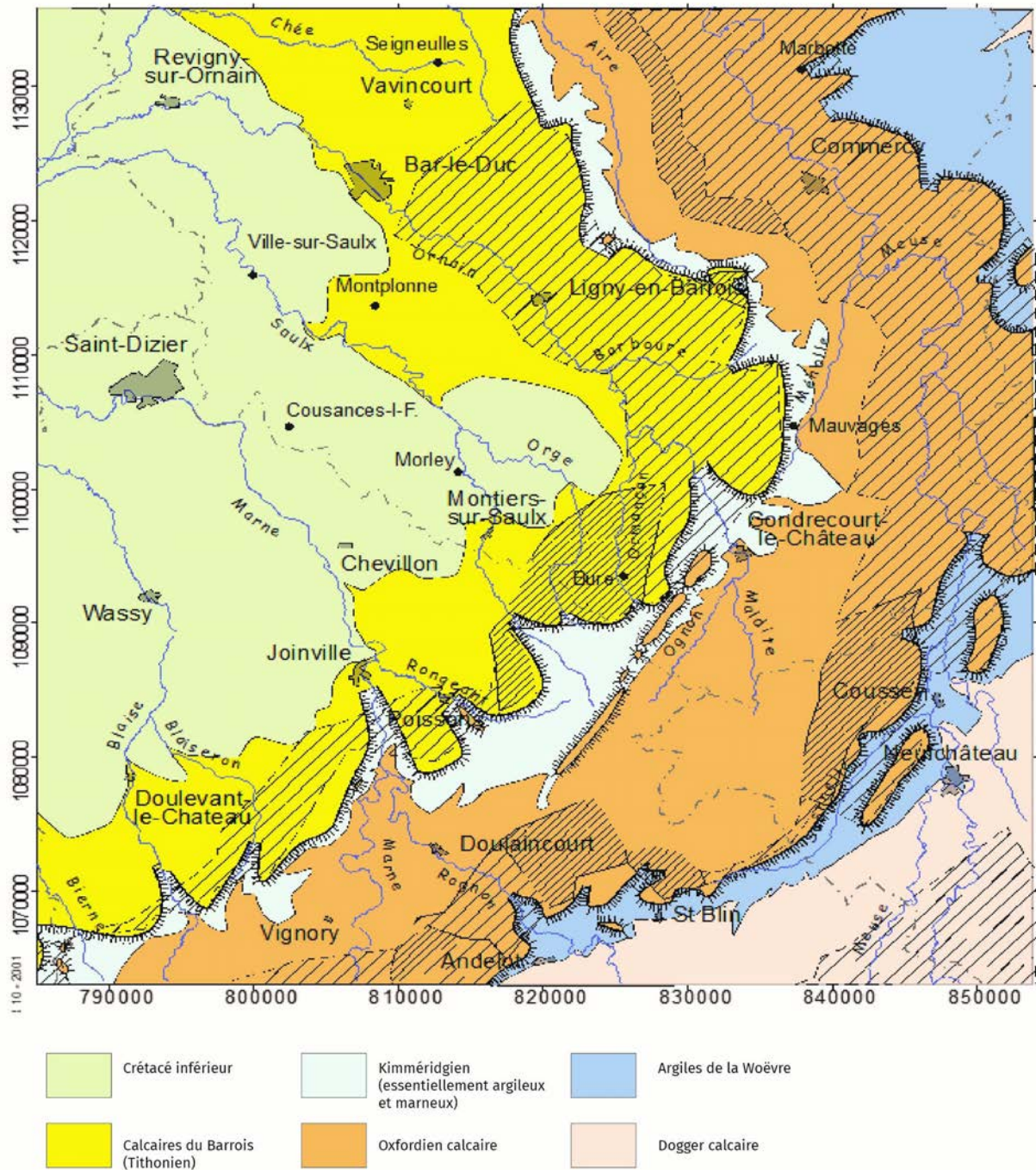


FIGURE 1.6 – Surface d'érosion sommitale (en hachures) et structurale sur les Calcaires du Barrois et les calcaires oxfordiens du Pays Haut (d'après Le Roux et Harmand, à paraître)

1.2.2 Les formations géologiques du Tithonien et du Crétacé inférieur

1.2.2.1 Les Calcaires du Barrois (Tithonien)

La karstification affecte essentiellement les Calcaires du Barrois (Tithonien). Ces derniers présentent des faciès affleurant sur le plateau du Barrois (Hilly et Haguenaer, 1979 ; Mégnien coord., 1980). Les Calcaires du Barrois ont une épaisseur supérieure à 100 m : 116 m à Trois-Fontaines (forage Infoterre n° 226/3/001), 134 m à Sommellonne (n° 227/5/199) (Demassieux, 1966 ; Le Roux *et al.*, 2006). Neuf formations y ont été distinguées : les Calcaires lithographiques, la Pierre Châline, les Calcaires à débris, l'Oolithe de Bure, les Calcaires cariés et les Calcaires tachetés, les Calcaires tubuleux, la Dolomie verdâtre inférieure, l'Oolithe vacuolaire de Savonnières et les Dolomies supérieures (figure 3.10).

La première formation, la Barre lithographique, est constituée de bancs de calcaires sublithographiques et atteint une trentaine de mètres de puissance (Demassieux, 1966). Elle est peu atteinte par la karstification, n'étant pas, le plus souvent, entaillée par les cours d'eau. La Barre lithographique est surmontée par une formation imperméable : la Pierre Châline (Jaillet, 2000). Cette dernière, formée d'une alternance de bancs de marnes grises lumachelles et de calcaires sublithographiques blancs roseâtres, constitue le mur de la nappe phréatique des calcaires surincombants : les Calcaires de Dommartin (ou Calcaires à débris). Ces derniers, qui auraient une épaisseur de 30 à 35 m dans la Forêt de Trois-Fontaines, sont des calcaires argileux présentant des faciès variés. Ils sont difficiles à distinguer des Calcaires tachetés (formation d'une trentaine de mètres située plus haut dans la stratigraphie), en l'absence de l'Oolithe de Bure. Cette dernière formation constitue un banc massif de calcaire oolithique blanc, de 2 m d'épaisseur, qui recouvre les Calcaires de Dommartin (Jaillet, 2000). Les Calcaires cariés, situés au-dessus des Calcaires tachetés et qui ont une puissance d'une quinzaine de mètres, sont davantage repérables que les précédents en raison de leur aspect vacuolaire. Ces calcaires hétérogènes, sublithographiques se débitent « en petits fragments anguleux, criblés de cavités » (Demassieux, 1966). Les deux unités totaliseraient 34 m d'épaisseur (Jaillet, 2000). Les Calcaires tubuleux qui surmontent les Calcaires tachetés, sont des calcaires bioturbés, marqués par l'existence de tubulures horizontales et verticales qui sont la marque de terriers. Leur puissance est d'environ 2 m.

Les trois dernières formations déposées dans des milieux très peu profonds sont à rattacher aux faciès purbeckiens. La Dolomie inférieure, constituée par des bancs dolomitiques plus ou moins sableux, aurait une puissance maximale de 5 m dans la Forêt de Trois-Fontaines. En revanche, les 2 dernières formations : Oolithe vacuolaire de Savon-

nières constituée de calcaires formés par de petites oolithes vacuolaires et épaisse de 6 à 7 m, ainsi que les Dolomies supérieures n'existent que dans l'ondulation synclinale de Savonnières. Ils ont été érodés plus au nord, dans la Forêt de Trois-Fontaines à la transition Jurassique-Crétacé (Jaillet, 2000).

1.2.2.2 La couverture d'âge crétacé inférieur

- à l'échelle régionale

Dans la zone karstifiée située entre Bar-le-Duc et Saint-Dizier, les Calcaires du Barrois sont recouverts par des terrains néocomiens (Valanginien, Hauterivien et Barrémien). Le Néocomien est à son tour recouvert vers l'ouest et vers le nord par les étages aptiens et albiens.

Observées surtout au cours du XIX^e à l'occasion du creusement des tranchées des voies ferrées et des nombreuses carrières de la région, les formations néocomiennes sont essentiellement détritiques, continentales à marines, transgressives ou régressives (par exemple l'Hauterivien à la limite des départements de la Meuse et de la Marne).

À partir des synthèses départementales, de la Haute-Marne (Cornuel, 1841), de la Meuse (Buvignier, 1852), ainsi que des travaux de Stchépinsky (1959, 1962a, 1962b) lors des levés de la carte géologique de France au 1/50 000, travaux complétés par quelques forages carottés (GDF, 1995), ainsi que d'autres travaux (Soudet, *in* Hilly et Haguenaer, 1979; Allouc *et al.*, 2007), il est possible de présenter la synthèse suivante à l'échelle régionale (la terminologie des formations est celle de Allouc *et al.*, 2007) (figure 1.7).

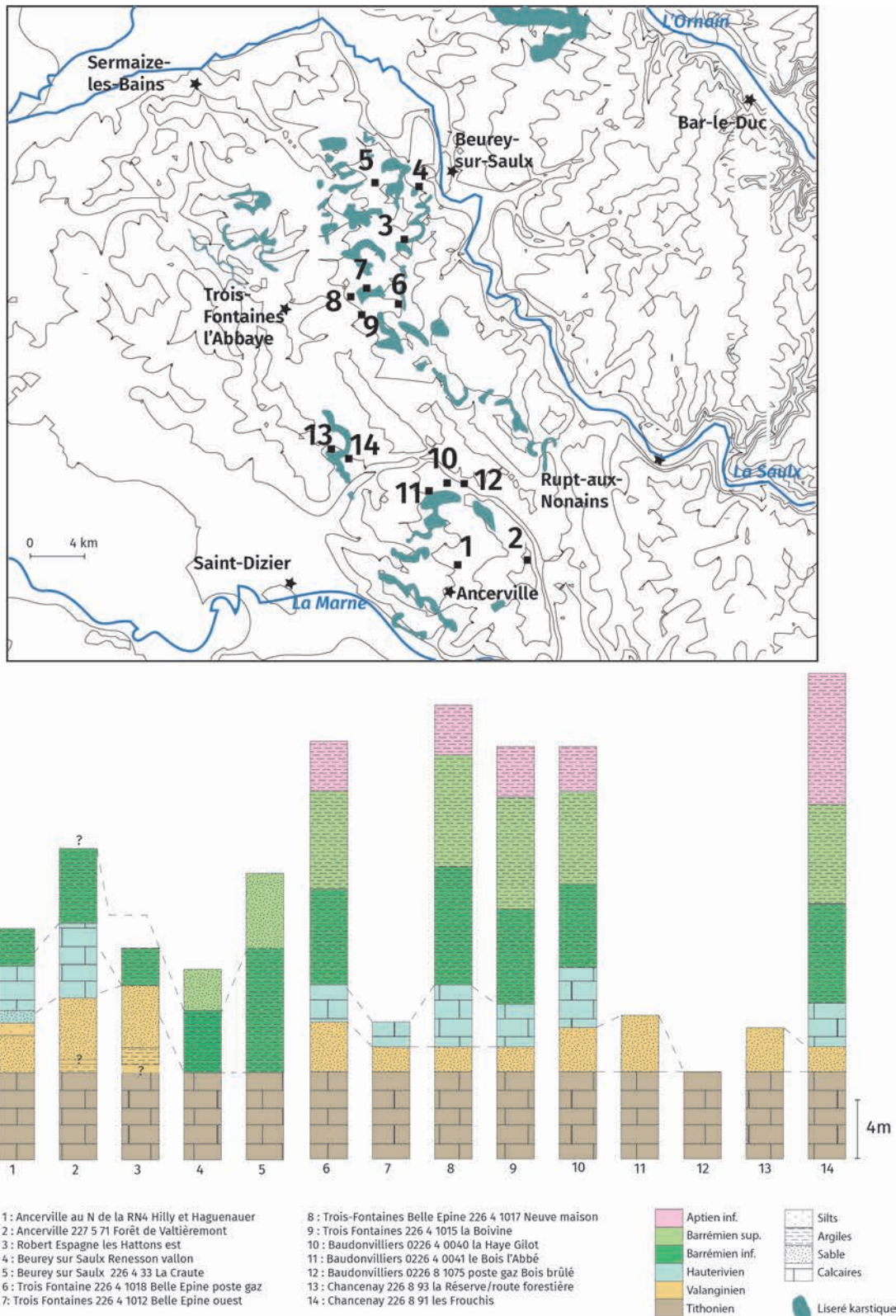


FIGURE 1.7 – Logs et sondages du terrain d'étude (Harmand et Bensaadi, 2019)

Le Valanginien (« *Sable blanc* ») est constitué de trois unités, les deux premières étant marines, la troisième continentale. Ces trois unités sont constituées de la base vers le sommet par : 1) des marnes noirâtres sporadiques, d'une épaisseur inférieure à 2 m, 2) une unité grés-argileuse jaunâtre ou brunâtre très riche en minerai de fer puis, 3) des sables blancs très fins purs, probablement dunaires. Le minerai de fer se présente, quant à lui, « sous des formes très variées : géodes, croûtes, plaquettes » (Stchépinsky, 1962a, 1962b). La puissance du Valanginien est d'environ d'une dizaine de mètres.

L'Hauterivien (« *Calcaire à spatangues* ») est constitué de 2 formations marneuses et calcaires. La première est la « *Marne bleue* » (Cornuel, 1841), représentée dans la région de Wassy par des marnes gris-bleuâtre, elle correspond soit à un calcaire conglomératique à galets ferrugineux issus du Valanginien, soit à un sable calcaire gris pouvant contenir des débris de mollusques. La deuxième formation correspond aux *Calcaires à spatangues* qui sont constitués de calcaires grossiers, jaunes, glauconieux, très fossilifères et friables, gréseux vers le haut ou de Grès calcaires à serpules. Les « Calcaires à spatangues, *sensu stricto* » présentent trois faciès différents. Le premier, biomicritique est de couleur ocre, à effervescence élevée, forte porosité et riche en fossiles d'huîtres. Le second, à brèches ferrugineuses de couleur ocre à rouille, riches en lithoclastes subarrondis ou arrondis, et en gros quartz arrondis, parfois de couleur rose. Et le troisième, à calcaires biosparitiques de couleur grisâtre (Allouc *et al.*, 2007).

Le Barrémien est constitué de deux ensembles. Le premier, à la base, correspond aux « *Argiles ostréennes* », formée d'argiles compactes, parfois un peu sableuses, riches en fossiles d'*Ostrea Leymeriei* DESH. Elle contient parfois des cristaux de gypse de quelques centimètres de longueur et des bancs calcaires (dont l'épaisseur n'est pas précisée). Son épaisseur est d'environ 5 m dans le département de la Meuse, 20 m dans la région de Wassy.

Le second ensemble est formé de cinq formations, dont les 4 premières sont continentales : « *les Grès et Sables piquetés [inférieurs]* » constitués de brèches, de grès, de sables versicolores et d'argilites grises azoïques, « *l'Argile rose marbrée* » qui correspond à des argilites compactes azoïques blanches à rouges déposées en eau douce, « *les Grès et Sables piquetés supérieurs* » « le Minerai de fer oolithique », et « *la Couche rouge de Wassy* » qui correspond à une argilite calcaire à oolithes ferrugineuses, fossilifère.

L'Aptien est constitué de deux formations présentant des faciès essentiellement sableux, argileux, et ferrugineux. Ainsi, on trouve à la base les « *Argiles à plicatules* » (ou Bédoulien ; Cornuel, 1841) qui sont des « argilites et/ou des marnes plus ou moins sableuses, gris bleuté, compactes ou plastiques, pyriteuses ou gypsifères, et parfois très glauconieuses » (Fauvel *in* Mégnien coord., 1980 ; Allouc *et al.*, 2007). Elles se distinguent des argiles à huîtres barrémiennes par l'absence de bancs calcaires (Stchépinsky, 1962a,

1962b). Leur base est riche en oolithes barrémiennes remaniées. La partie supérieure de l'Aptien (Gargasien), plus argileuse, est constituée de sables et de grès blanchâtres ou jaunâtres à gros grains de quartz.

Dans la région, l'**Albien** est constitué de deux ensembles. L'Albien inférieur est représenté par les « Sables verts », tandis que l'Albien supérieur est formé par les « Argiles du Gault ». Les « *Sables verts inférieurs* » (Allouc *et al.*, 2007) sont des sables quartzeux, gris-verdâtre en profondeur en raison de leur richesse en glauconie. Ils ont souvent une couleur rouille en surface en raison de l'altération de ce minéral (Allouc *et al.*, 2007). Lorsqu'ils sont décolorés, leur faciès s'apparente à celui des sables aptiens. C'est la raison pour laquelle les sables aptiens et les Sables verts inférieurs albiens sont parfois regroupés (Allouc *et al.*, 2007).

Les « *Argiles du Gault* », aussi nommées « Argiles tegulines », correspondent à des argilites calcaires grises à noirâtres qui contiennent 10 à 15 % de calcaire sur la feuille de Revigny-sur-Ornain (Allouc *et al.*, 2007). Le Gault est recouvert à son tour plus au nord par la Gaize de l'Argonne et vers l'ouest par les Marnes de Brienne.

Sur le terrain d'étude, les formations crétacées impliquées dans le karst de contact lithostratigraphique du Barrois sont d'âge essentiellement néocomien. Localement, les interfluves dominant les vallées karstifiées sont recouverts de formations d'âge aptien et albien inférieur (« *Sables verts inférieurs* »), comme au nord du Bois d'Anderney (Allouc *et al.*, 2007). La puissante formation argileuse qui les recouvre, les Argiles du Gault, n'affleure que plus à l'ouest dans la plaine du Perthois. Elle est à son tour ennoyée vers l'ouest, à l'ouest d'un axe Saint-Dizier – Sermaize-les-Bains, par les formations alluviales du Perthois, constituées de la basse terrasse commune à la Marne et à la Saulx et aux alluvions de fond de vallées (Harmand et Le Roux, 2009). Mais, contrairement aux données de la carte géologique de France, feuille Saint-Dizier (Stchépinsky, 1959), la Forêt de Trois-Fontaines n'est pas recouverte de formations fluviales anciennes (Harmand, *in* Allouc *et al.*, 2007). Ces formations superficielles sont, dans la plupart des cas, des limons – probablement d'altération – (Harmand *et al.*, 2002).

- à l'échelle du terrain d'étude

La stratigraphie des formations du Crétacé inférieur a pu être précisée dans quelques dolines qui présentent des coupes sur une hauteur de plusieurs mètres.

Le Valanginien a été observé dans plusieurs dolines, notamment à Ancerville, au nord de la RN4 où il avait été décrit par Soudet (*in* Hilly et Haguenaer, 1979) et dans la Forêt de Trois-Fontaines, notamment au sud de la route Robert-Espagne – Trois-Fontaines (les Hattons). Dans la doline située à proximité de la RN4, nous avons pu retrouver la

coupe décrite et préciser la nature des formations néocomiennes. Ainsi, le Valanginien est constitué essentiellement de 2 unités (figure 1.8) :

- à la base, sur 2 m environ, des sables blancs renfermant des passées ferrugineuses ocre. (Il est à noter qu'un conglomérat contenant des galets calcaires tithoniens existe à la base des sables blancs);
- au sommet des silts grisâtres à galets mous d'argile (1 m).

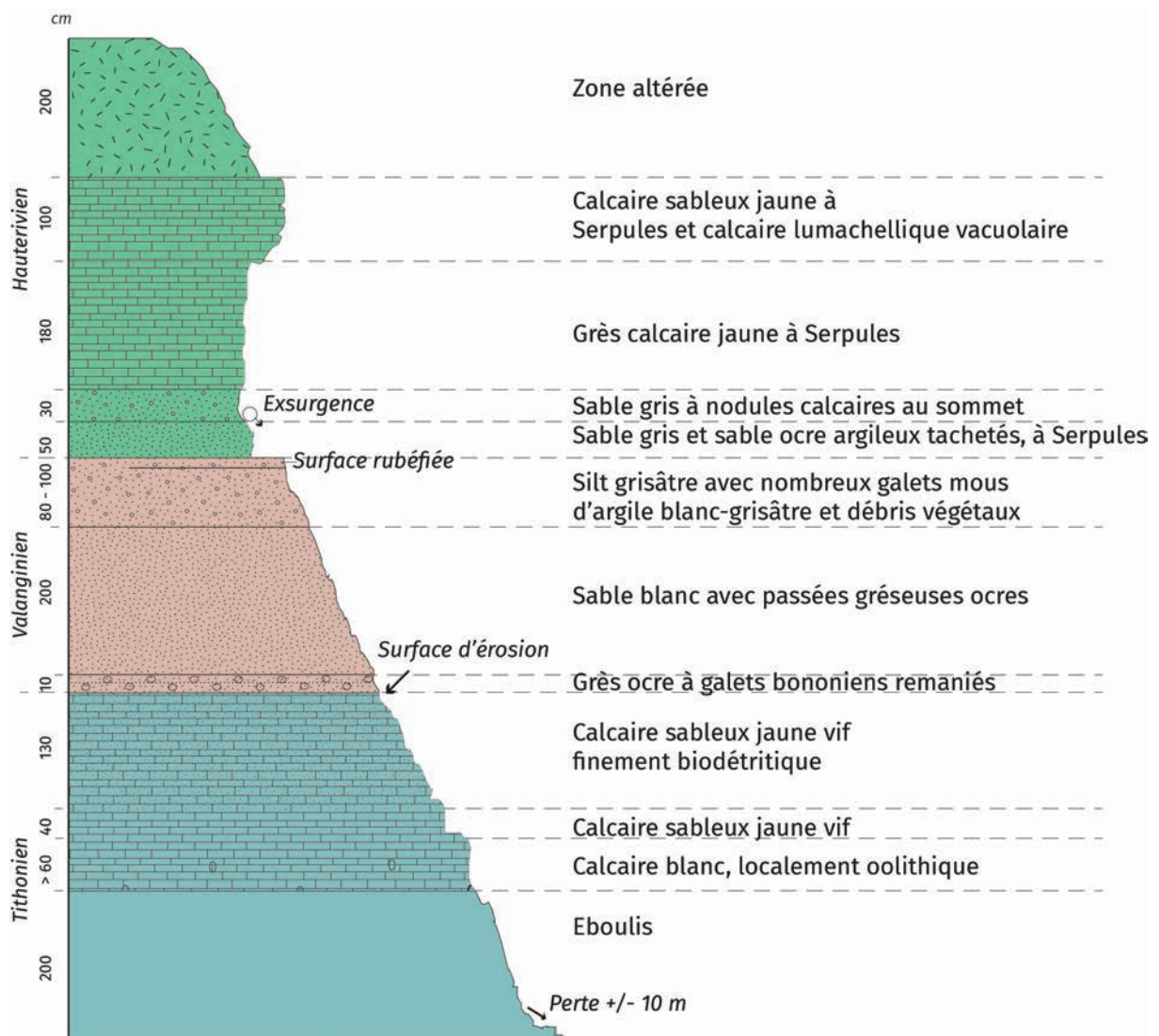


FIGURE 1.8 – Coupe de la doline de la RN4 à Ancerville (d'après Soudet *in* Hilly et Haguenaer, 1979)

Dans les dolines de Trois-Fontaines, le faciès de sables blancs est très répandu et peut généralement être observé sur plusieurs mètres. Toutefois, une coupe dans une doline située sur le versant nord du vallon des Hattons (figure 1.7) montre, au-dessus des calcaires tithoniens, un banc d'argile plastique bleue sous les sables siliceux.

La coupe des Hattons montre, dans sa partie supérieure, sur plusieurs mètres, une alternance de sables blancs, de lentilles de grès et des lits de sables ferrugineux ocres.

La puissance du Valanginien apparait maximale (5 à 10 m à l'est de la Forêt de Trois-Fontaines, son épaisseur est comprise généralement entre 2 et 5 m à la périphérie méridionale du secteur d'étude (les épaisseurs relevées sont de 1,3 à 5 m à Ancerville, 3,5 m à Saint-Dizier, 3 m à Baudonvilliers : 226/4/040, 2,5 m à Chancenay : 226/8/95). Le Valanginien est localement lacunaire, comme à Nancy (265/1/48), à l'ouest de Beurey-sur-Saulx.

Le Valanginien présente, par conséquent, de grandes variations d'épaisseur et de faciès sur notre terrain d'étude. Nos observations ont montré qu'il existe à la base (figure 1.9) ou à l'intérieur de la formation, une unité argileuse imperméable qui fait écran entre les calcaires tithoniens sous-jacents et l'aquifère contenu dans les sables valanginiens. Il est à signaler que cette unité argileuse a été signalée à la base du Valanginien dans plusieurs forages, notamment à Ancerville (forages 226/8/71 et 227/5/1041).

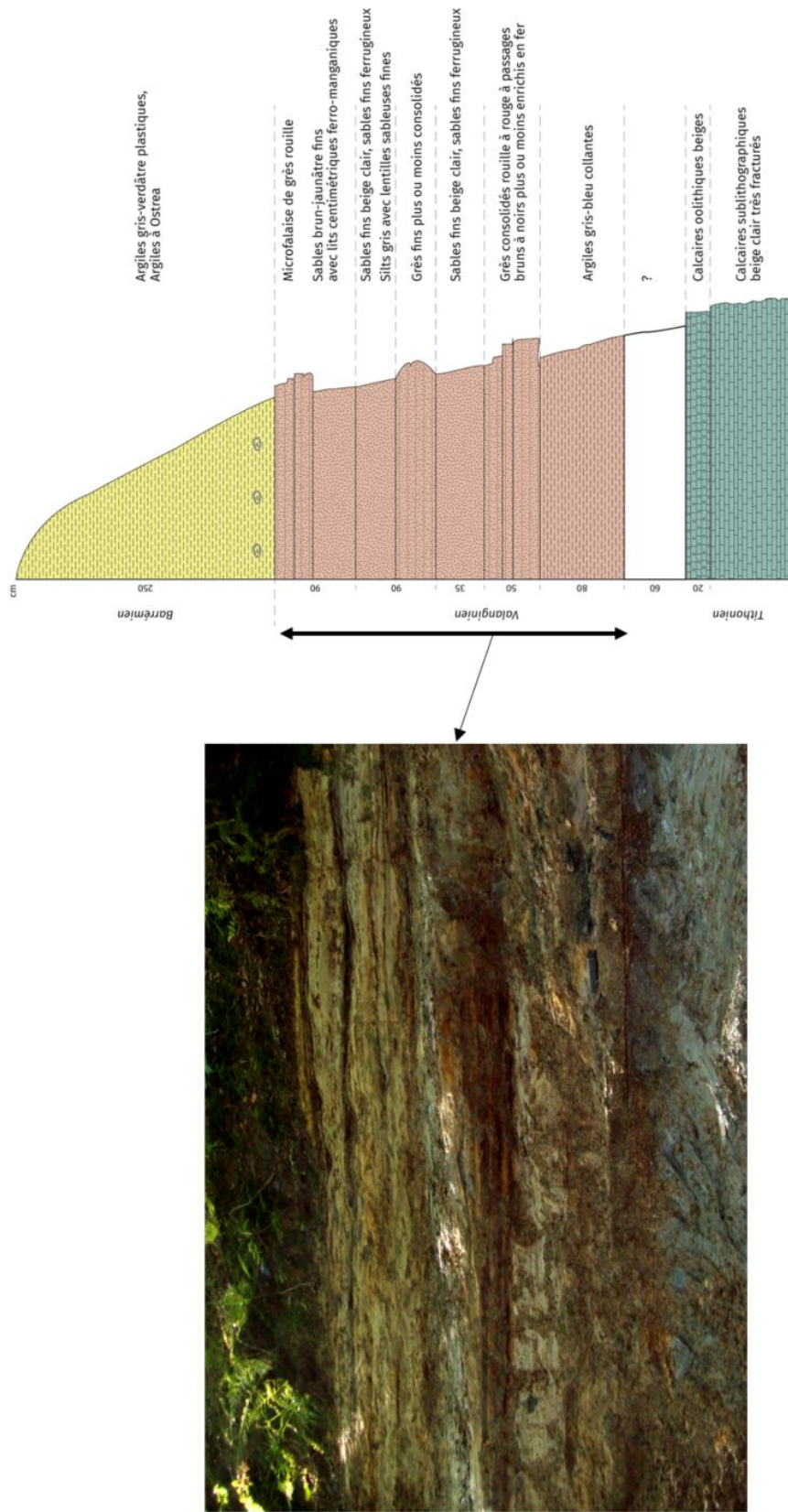


FIGURE 1.9 – Cliché et coupe de la doline n° 2719, dans le secteur des Hattons (lever de coupe : Mansilla et Harmand, 2018 ; modif. : Bensaadi, 2019 ; cliché : Mansilla, 2018)

L'Hauterivien existe dans un grand nombre de sites du secteur étudié. Il est toutefois lacunaire dans la Forêt de Trois-Fontaines, au sud de la route Robert-Espagne – Trois-Fontaines (Les Hattons) et à l'Ouest de Beurey-sur-Saulx où les Argiles ostréennes reposent directement sur les calcaires tithoniens. À Ancerville, au nord de la RN4, l'étage des Calcaires à spatangues est représenté par 2 grands types de faciès : des sables gris contenant des serpules et des silts à la base, et des grès calcaires et calcaires gréseux à serpules au sommet (figure 1.9). Ce dernier forme souvent des abrupts rocheux superposés de 1 à 2 mètres de hauteur, voire davantage.

Dans la forêt de Chancenay, une doline d'effondrement (Lambert 93 : 844955,59 ; 6843371,53) présente une alternance sur pratiquement 7 mètres d'épaisseur, de plusieurs unités sédimentaires décimétriques (figure 1.10). Au-dessus d'un banc de silts de 0,45 m d'épaisseur que nous rattacherons à l'Hauterivien inférieur, on trouve une alternance de calcaires sublithographiques (à la base), de calcaires sableux, de marnes, de sables et de silts d'épaisseur décimétrique à pluri-décimétrique. À la suite d'un épisode orageux (15 mai 2019), nous avons pu observer des sourcins issus des petits aquifères perchés contenus dans les unités calcaires. Les eaux sont drainées dans la perte située à la base sous la formation des Calcaires à spatangues et qui s'inscrit nécessairement dans les calcaires tithoniens.

Au sommet de la coupe, les calcaires hauteriviens sont recouverts par les argiles à huîtres de couleur bleu-gris du Barrémien supérieur (figure 1.10).

L'existence de 2 types de faciès dans l'Hauterivien est révélé par forage, comme à Saint-Dizier (226/7/16). Les faciès existant sous les Calcaires à spatangues (5,5 m) sont constitués successivement de bas en haut par une marne sableuse et graveleuse à petits galets ferrugineux roux (0,60 m), des calcaires argileux gris (0,75 m) et une marne grise (0,15 m). Des marnes existent aussi à Baudonvilliers (226/4/40) et à Chancenay (226/8/95). Des argiles sableuses ont été observées à Nancy (265/1/47). L'existence d'un conglomérat à galets ferrugineux de la base de l'Hauterivien a été observé à Nancy, en bordure de la D176 et au nord du secteur d'étude, au sud de Vassincourt (Allouc *et al.*, 2007).

D'après les forages, l'épaisseur des Calcaires à spatangues est très variable : nulle à l'ouest de Beurey-sur-Saulx où les Argiles ostréennes reposent directement sur le Tithonien, elle est en général de 3 à 6 m (Ancerville : 3,6 m, Saint-Dizier, Chancenay, Trois-Fontaines-l'Abbaye, Baudonvilliers, Rupt-aux-Nonains/La Houquette), mais elle atteint ou dépasse 10 m aux extrémités NW (Cheminon : 226/3/02) et SE du terrain d'étude (Cousances-les-Forges : 227/5/209). Il est à noter qu'entre Trois-Fontaines-l'Abbaye et L'Isle-en-Rigault, les descriptions des forages sont fort peu précises et font état de « marno-

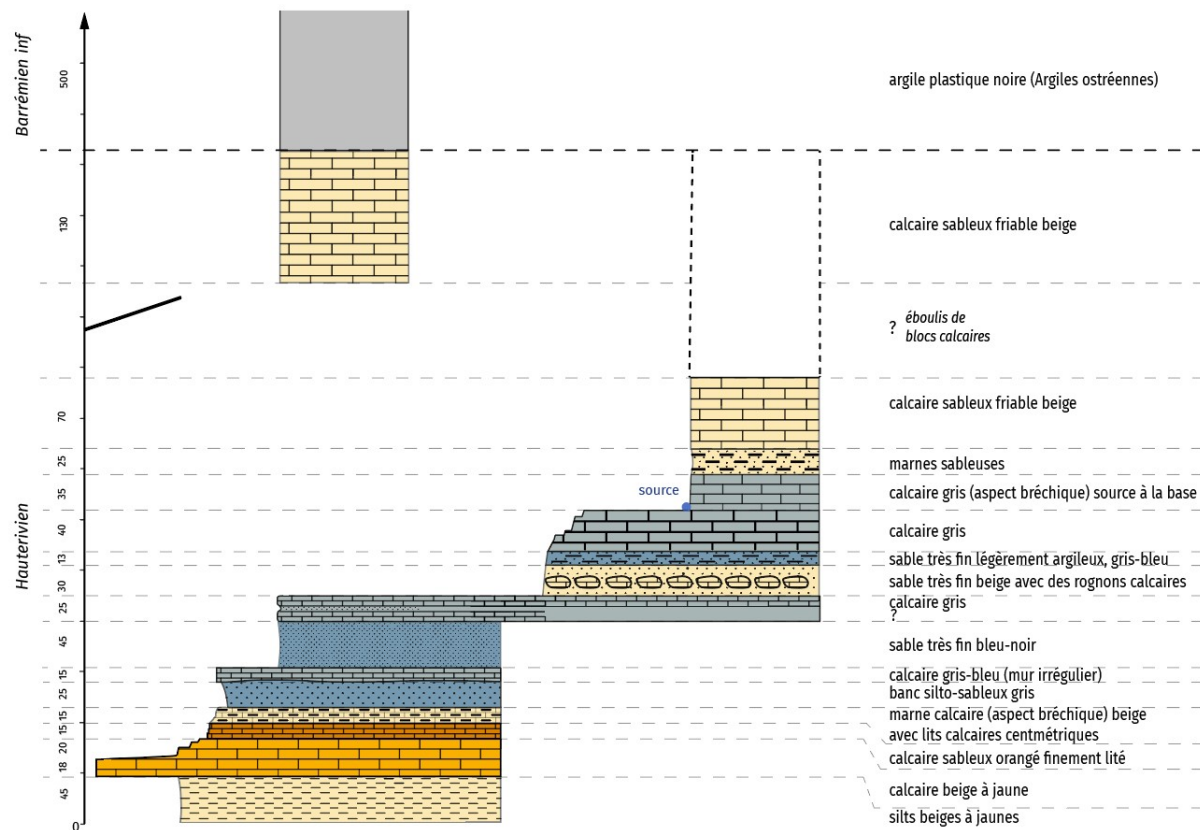


FIGURE 1.10 – L’Hauterivien à Chancenay (Harmand, 2019)

calcaire sableux gris verdâtre » comme à l’emplacement de la station de stockage de gaz de Trois-Fontaines-l’Abbaye (226/4/1018).

Les *Argiles ostréennes* du **Barrémien inférieur** présentent généralement le même type de faciès sur tout le terrain d’étude. Il s’agit d’argiles bleu-noir, plastiques contenant de grosses huîtres (*Ostrea Leymeriei*) parfois très abondantes. Plusieurs sondages signalent des intercalations de calcaires argileux (Narcy : 226/1/47, Cousances-les-Forges : 227/5/209, Saint-Dizier : 226/7/16, Rupt-aux-Nonnains/La Houquette : 227/5/208). L’épaisseur des *Argiles ostréennes* dépasse très souvent 5 m et parfois 10 m, comme à Rupt-aux-Nonnains/La Houquette, Cheminon : 226/3/02, Chancenay : 226/8/95 ou Saint-Dizier : 226/7/16).

Toutefois, il est parfois délicat de délimiter le toit des Argiles à huîtres, le faciès argileux ou les intercalations d’argiles et de calcaires argileux se poursuivent dans le Barrémien supérieur, voire jusqu’à l’Aptien inférieur (Argiles à plicatules), comme à Trois-Fontaines-l’Abbaye (226/4/1018) ou à Mognéville/La Craute (226/4/33).

En effet, dans le secteur d’étude, le Barrémien supérieur présente rarement les caractéristiques de pédogenèse rubéfiante décrite dans les formations de la partie supérieure de l’étage (Allouc *et al.*, 2007) sauf à Saint-Dizier ou à Cheminon. À Saint-Dizier, le forage

226/7/16 met en évidence des grès et des argiles rouges ou roses, un calcaire à oolithes ferrugineuses et une argile à oolithe ferrugineuse assimilée à la Couche rouge de Wassy. À Cheminon (226/3/02), un faciès de minerai de fer oolithique sépare les argiles du Barrémien inférieur de celles du Barrémien supérieur. Cependant, la couleur rouge ou l'aspect barriolé de l'argile barrémienne est signalé par les forages de Chancenay (226/8/95) et de Cousances-les-Forges (227/5/209). De même, des faciès sableux recouvrent les argiles à huîtres à l'ouest de Beurey-sur-Saulx.

Cependant, ces forages se situent aux limites ouest du terrain d'étude dans lequel il n'existe pas de coupe dans les formations du Barrémien supérieur.

Dans le bois de Vau Vauthier situé sur l'interfluve Ornain-Saulx, le sommet du Barrémien se caractérise par des argiles gréseuses et des sables. L'altération de ces formations argileuses du Barrémien peut être à l'origine d'une couverture ocre limoneuse-argileuse-sableuse (30 % de quartz) ou d'une couverture argilo-limoneuse gris-verdâtre (Demassieux et Le Roux, 1969).

Les trois formations du Néocomien sont impliquées de deux manières dans le karst de contact lithostratigraphique :

- le Valanginien, l'Hauterivien et le Barrémien constituent l'essentiel de la couverture du karst ;
- les Calcaires à spatangues sont eux-mêmes karstifiés.

1.2.3 La structure géologique du terrain d'étude : éléments pour une problématique

Le secteur d'étude est couvert par deux feuilles de la carte géologique de France au 1/50 000 (Saint-Dizier, n° 226 et Bar-le-Duc, n° 227, respectivement, Stchépinsky, 1959, 1962a). Toutefois, l'est du Bassin parisien possède depuis une vingtaine d'années une carte structurale précisant le canevas géologique régional (Le Roux, 1997).

Entre Saint-Dizier au sud et Sainte-Menehould au nord, la carte structurale montre qu'au contact du Jurassique et du Crétacé, (Le Roux, *in* Allouc *et al.*, 2007) (figure 1.6) la structure y est relativement simple. Celle-ci est constituée par un grand « monoclinal » à pendage s'abaissant vers l'ouest. Cependant, cette structure, plus complexe dans le secteur d'étude, est perturbée par l'axe anticlinal de Trois-Fontaines, de direction ouest-est, ainsi que les failles de la Marne qui constituent un fossé au sud et se divisent en 2 « branches » vers le nord, se poursuivant vers le NW en direction de Revigny-sur-Ornain à l'ouest et vers le NE, en direction de Bar-le-Duc à l'est.

Les failles de la Marne se déclinent en quatre failles (figure 1.11) : faille de la Houquette nord-sud dans sa partie sud, faille de Haironville SW-NE, faille de Fains-les-Sources sud-nord et faille de Mognéville SE-NW. Au nord de la localité éponyme, la faille de la Houquette infléchit son tracé vers le nord-ouest, puis au nord de Trois-Fontaines-l'Abbaye, vers le nord-est. Dans ce secteur qui se trouve au centre du terrain d'étude, la faille de la Houquette est associée, à l'est, à deux autres failles qui lui sont parallèles.

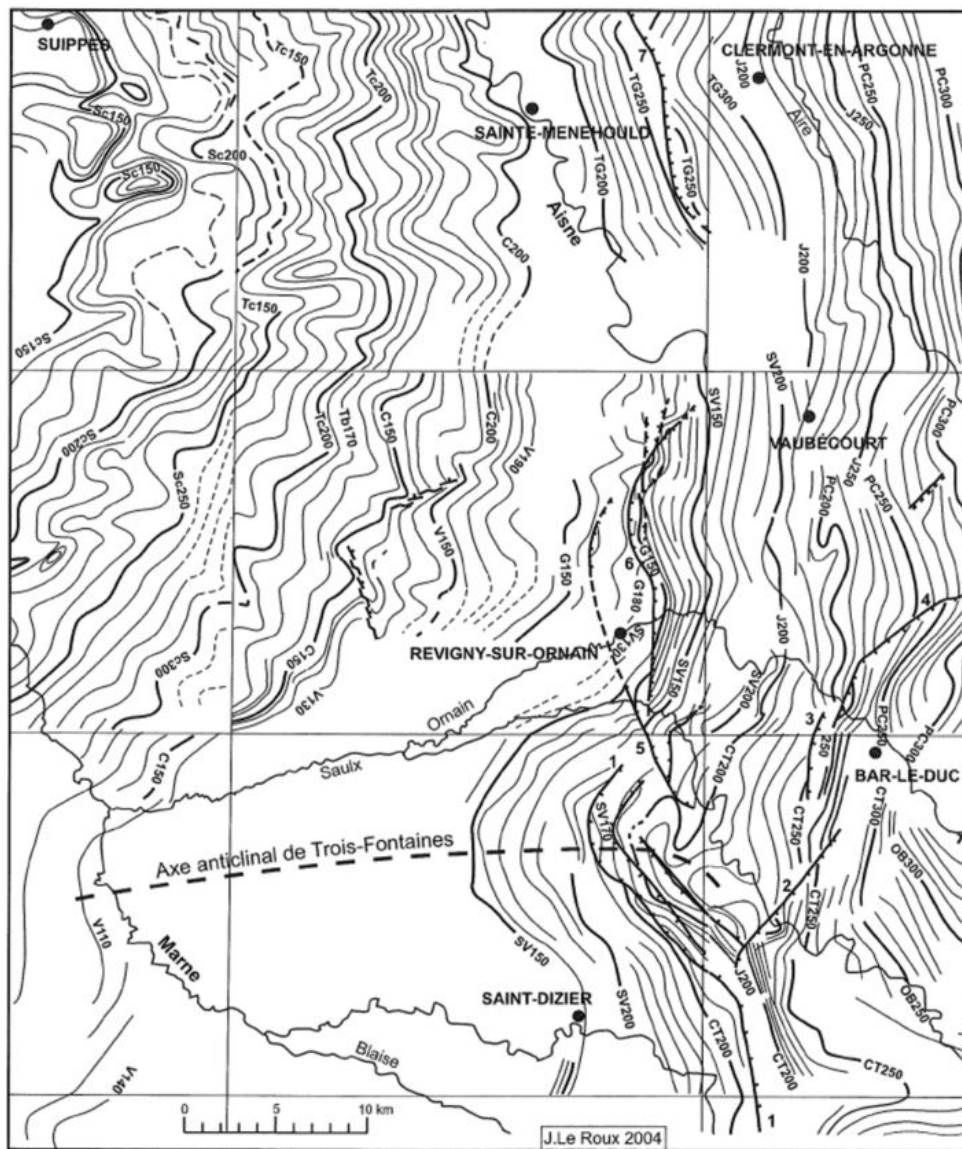


FIGURE 1.11 – Cadre structural régional (Le Roux, 2007)

Isohypses. Sénonien Sc : toit de la biozone c; Turonien Tc : toit de la biozone c, Tb : toit de la biozone b; Cénomaniens C : toit du Cénomaniens; V : mur des « Sables Verts supérieurs »; Albien G : mur de la « Gaize »; SV : toit des « Sables Verts inférieurs »; Tithonien J : toit du Tithonien érodé; CT : toit des « Calcaires tubuleux »; OB : toit de « l'Oolithe de Bure »; PC : toit de la « Pierre Châline ».

Failles. 1 – de la Houquette (ou de Cousances-les-Forges); 2 – de Haironville; 3 – de Fains-les-Sources; 4 – de Seigneulles; 5 – de Mognéville; 6 – de Noyers-le-Val; 7 – des Islettes

1.3 Conclusion partielle : les conditions du développement de l'exokarst

À la différence des régions où les karsts de contact lithostratigraphique mettent en relation une seule formation karstifiable et une seule formation argileuse surincombante, le terrain d'étude présente de multiples possibilités de contact entre calcaire et couverture en raison des variations de faciès et des variations d'épaisseur des formations du Crétacé. Ces possibilités sont les suivantes (figure 1.7) :

1. dans le cas d'une seule formation karstifiable :
 - Argiles ostréennes du Barrémien inférieur / Calcaires du Barrois ;
 - sables valanginiens (+ argiles valanginiennes) / Calcaires du Barrois ;
 - argiles valanginiennes / Calcaires du Barrois ;
2. dans le cas de deux formations karstifiables séparées par une formation non calcaire :
 - Argiles ostréennes / Calcaires à spatangues + Calcaires du Barrois ;
 - Argiles ostréennes / Calcaires à spatangues // sables valanginiens (+ argiles valanginiennes) / Calcaires du Barrois.

Cependant, d'autres contacts sont possibles de part et d'autre des failles qui traversent le terrain d'étude (figure 1.11).

Or, la karstification est favorisée s'il existe des aquifères perchés alimentant un écoulement pendant une partie de l'année. Ces aquifères se trouvent, outre les Calcaires à spatangues, dans les sables de la couverture. Ceux-ci concernent le Valanginien et dans certains cas, l'Hauterivien inférieur et le Barrémien supérieur. Ils concernent également les sables aptiens/albiens si ceux-ci ont été conservés au sommet des interfluves.

Toutefois, la localisation des phénomènes de l'exokarst va dépendre, en dehors des facteurs structuraux, des drains entre les sources issues des aquifères et les pertes. Or, ces drains peuvent être très courts dans le cas des « dolines émergences/pertes » (Jaillet, 2000), ou à l'opposé peuvent avoir une longueur hectométrique ou pluri-hectométrique. Ces derniers sont pour la plupart localisés dans une vallée aveugle puis les eaux de ruissellement sont absorbées par une perte située dans les calcaires tithoniens ou les Calcaires à spatangues.

Cependant, les dépressions karstiques ne pourront pas être localisées sur la carte géologique de France au 1/50 000 en raison du caractère obsolète des feuilles de Bar-le-Duc et de Saint-Dizier (Stchépinsky, 1959, 1962a). Mais à l'opposé, ce sont les limites des faciès et des formations du substratum qui pourront être précisées grâce au liseré karstique et aux affleurements qui existent dans les dolines. À leur tour, la cartographie des formations

géologiques si elle est réalisable, pourrait ensuite préciser les relations qui existent entre elles et les phénomènes karstiques identifiés.

Par conséquent, de nombreux paramètres vont interagir pour expliquer la localisation et les formes exokarstiques. Il sera, par conséquent, essentiel d'indiquer quels sont les facteurs qui favorisent les dolines de soutirage et ceux qui génèrent les dolines d'effondrement qui sont au centre de la réflexion de ce mémoire.

Chapitre 2

Les affaissements-effondrements liés aux cavités karstiques

Dans ce chapitre, nous présenterons d'abord les phénomènes d'affaissements et d'effondrements par rapport aux autres mouvements de terrain, les premiers étant inclus dans les seconds dans la communauté scientifique française et dans les structures qui gèrent ces aléas (Flageollet, 1989 ; Lefèvre et Schneider, 2002). Nous évoquerons ensuite la typologie des dolines en fonction de l'occurrence d'affaissements et d'effondrements. Enfin, nous indiquerons pourquoi le Barrois est un terrain-clef pour notre étude.

2.1 Les affaissements et les effondrements, partie intégrante des mouvements de terrain

Les phénomènes d'affaissements et d'effondrements d'origine karstique entrent dans la catégorie des mouvements de terrain, lesquels sont constitués pour les géomorphologues français par (1) les chutes (chutes de pierres et de blocs, éboulements, écroulements), (2) les glissements (glissements rotationnels, glissements-plans, extensions latérales), (3) les coulées (coulées sèches et coulées humides : coulées de débris et coulées de terre, et glissements-coulées), (4) les affaissements et effondrements (Flageollet, 1989 ; Veyret *et al.*, 1998). Pour les auteurs anglo-saxons, seuls les 3 premiers (respectivement « *falls* », « *landslides* », « *debris flows* ») sont considérés comme des mouvements de terrain au sens strict ; les affaissements et effondrements entrent dans la catégorie des phénomènes de « *subsidence* » (Flageollet, 1989 ; Lefèvre et Schneider, 2002). Pour ces derniers auteurs, les affaissements et effondrements concernent des mouvements verticaux de l'écorce terrestre développés généralement à partir d'une surface horizontale (Flageollet, 1989). Le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, quant à lui, ajoute les érosions de berges aux 4 types de mouvements

de terrain définis ci-dessus, l'érosion des cours d'eau étant fréquemment à l'origine des mouvements de terrain. Une banque de données nationale par département existe pour ces derniers (<https://www.georisques.gouv.fr/dossiers/mouvements-de-terrain/>).

Il est classique d'opposer affaissement et effondrement. Le phénomène d'affaissement est lent et progressif et il se traduit par une dépression topographique à grand rayon de courbure et sans rupture apparente. Souvent peu profond, le fléchissement présente une allure de cuvette.

L'effondrement est, quant à lui, un abaissement brutal et imprévisible de la surface. Il résulte de la rupture des appuis, ou du toit d'une cavité souterraine préexistante, par la propagation plus ou moins violente de la rupture jusqu'à la surface, entraînant ainsi l'apparition d'une dépression circulaire dont les bords verticaux et escarpés mettent en évidence la rupture du terrain.

On distingue effondrement localisé, appelé souvent fontis, et effondrement généralisé. Le premier est un effondrement brutal de diamètre et de profondeur du cône de dimensions métriques ou plurimétriques qui se manifeste en surface sous la forme d'un entonnoir ou d'un cratère (BRGM, 2017). On appelle fontis, un effondrement du sol, générant en surface une dépression d'un ou de deux mètres de diamètre, causé par la chute progressive des terrains porteurs, dans une cavité sous-jacente au futur fontis, notamment en contexte minier. Un effondrement généralisé est un mouvement brutal de la surface qui peut atteindre plusieurs hectares en surface et plusieurs mètres de profondeur. Il est souvent associé à une exploitation minière ou en carrières.

Les effondrements et les affaissements résultent tous deux de l'abaissement d'un terrain mais ce qui les différencie est d'ordre dynamique et morphologique (Flageollet, 1989). Les effondrements ont lieu le plus souvent lorsque les cavités ou vides souterrains sont proches de la surface. Les dimensions de cette excavation tiennent à la profondeur, à la taille de la cavité, aux conditions géologiques et du mode de rupture (MEDDE, 2012).

Les autres types d'affaissements et d'effondrements concernent des phénomènes très variés, essentiellement d'origine anthropique, qu'il s'agisse de pompages de fluides, ou par exemple de désordres liés à la présence d'une cavité naturelle : caves, souterrains, anciennes carrières, galeries de mines, sapes, etc. (Lefèvre et Schneider, 2002). Toutefois, sur notre terrain d'étude situé dans l'est du Bassin parisien, le Barrois, nous excluons les affaissements et effondrements liés aux anciennes carrières où était exploitée la Pierre de Savonnières, formation du Tithonien utilisée comme pierre de taille depuis le Moyen-Âge. En outre, il est nécessaire de rappeler que notre terrain, situé aux limites des départements de la Meuse et de la Haute-Marne, a appartenu en partie à un ancien camp de l'OTAN. Cependant, il ne semble pas que des cavités anthropiques aient pu exister dans le périmètre de l'emprise militaire.

Comme les « *landslides* » (Gariano et Guzzetti, 2016), les phénomènes de « *subsidence* » sont exacerbés par les changements climatiques actuels (Thornbush, 2017). Les deux types de phénomènes font l’objet de nombreuses publications annuelles, une revue étant par exemple consacrée aux mouvements de terrain *sensu stricto* : « *Landslides* » (Journal of the International Consortium on Landslides). C’est le cas également pour les phénomènes d’affaissements et d’effondrements (Johnson *et al.*, 1986).

La fréquence de ces derniers, notamment en zone urbanisée, implique leur prise en compte dans la cartographie du risque. La gestion du risque affaissement – effondrement nécessite, en effet, la réalisation d’inventaires de l’aléa effondrement à l’échelle départementale (Cartannaz *et al.*, 2009) ou à l’échelle communale (Jacob, 2016). Les inventaires sont réalisés par plusieurs types d’organismes, notamment le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) et le CEREMA (Centre d’Études et d’Expertise sur les Risques, l’Environnement, la Mobilité et l’Aménagement), ces deux derniers étant parfois associés dans une même étude, comme par exemple dans l’impact de la dissolution du gypse dans l’aléa effondrement dans la commune de Draguignan (Thiébaud et Giroux, 2014 ; Rivet *et al.*, 2014).

Il est nécessaire de préciser que dans les inventaires départementaux du BRGM, l’aléa affaissement-effondrement est à la fois pris en compte dans les inventaires des mouvements de terrain *sensu lato* (incluant, les affaissements-effondrements et l’érosion des berges (Meuse : Bensaadi, 2008) et dans les inventaires des cavités souterraines (Meuse : Fischer et Nguyen-Thé, 2005), ces derniers étant régulièrement réactualisés (Meuse : Fourniguet *et al.*, 2012).

Les inventaires sont complétés par des rencontres scientifiques. Ce fut le cas par exemple, les 5 et 6 septembre 2019 : les journées annuelles recherche et méthodes « Cavités » organisées à l’initiative de la Direction Générale de la Prévention des Risques (DGPR) ont réuni des représentants du CEREMA, du BRGM, de l’IFSTTAR (Institut Français des Sciences et Technologies des Transports, de l’Aménagement et des Réseaux) et de l’INERIS (Institut National de l’Environnement industriel et des RISques), l’objectif étant d’ « échanger les dernières connaissances en matière d’identification, de prévention et de gestion du risque lié aux cavités souterraines » (<https://www.cerema.fr/fr/actualites/risques-cavites-retour-journees-annuelles-recherches>).

2.2 Les affaissements et effondrements en région karstique

2.2.1 L'instabilité des terrains karstiques

En contexte karstique, les désordres en surface qui accompagnent l'aléa affaissement - effondrement sont le plus souvent provoqués par l'instabilité des terrains situés au-dessus des cavités endokarstiques existantes (puits, galeries, salles, etc.). Dans le cas d'un karst de couverture, les désordres ne peuvent en général être reconnus que par des investigations spéléologiques, géophysiques ou géotechniques, surtout si les phénomènes karstiques n'apparaissent pas en surface.

En revanche, dans le cas d'un karst nu ou d'un karst de contact lithostratigraphique, le karst s'exprime en surface directement sous la forme de phénomènes exokarstiques (dolines, avens, grottes, pertes, etc.; Jaillet, 2000).

Ces cavités (*sensu lato*) se situent en général à faible profondeur (< 20 m), les galeries ou cavités aveugles évoluant ou non en effondrement localisé de type fontis. En effet, la figure 2.1 montre que, dans le cas d'un fontis, le pourcentage de chance qu'un fontis se produise à la verticale d'une cavité souterraine est inversement proportionnel à la profondeur de la cavité (Didier et Salmon, 2004).

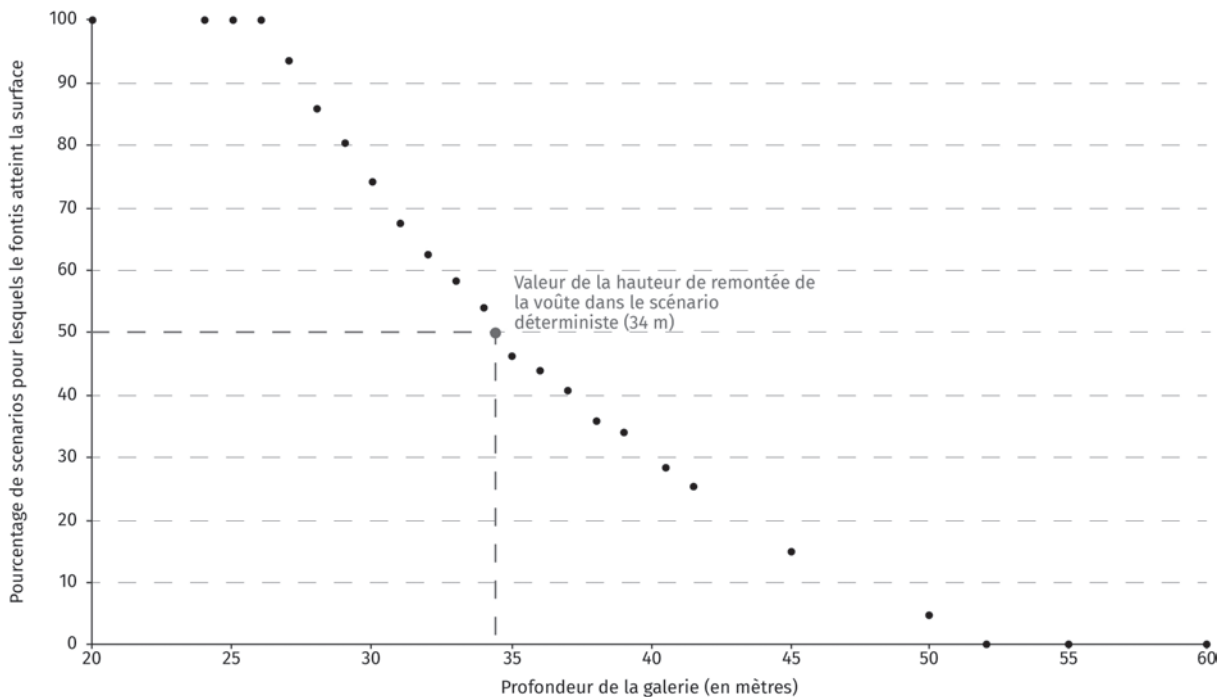


FIGURE 2.1 – Pourcentage de scénarios où le fontis atteint la surface en fonction de la profondeur de la galerie (d'après Didier et Salmon, 2004)

Un autre facteur favorable tient à la faible résistance d'une formation géologique en tant que voûte (Perrin *et al.*, 2013). Plusieurs classes géomécaniques, utilisées en mécanique des roches, qui prennent en compte, entre autres, la fracturation, permettent d'évaluer la stabilité des cavités (Barton *et al.*, 1974 ; Bieniawski, 1989).

Les critères déclencheurs des affaissements-effondrements d'origine naturelle ou anthropiques sont souvent liés à l'hydrologie et notamment à la fluctuation des niveaux piézométriques ou au ruissellement (Patton et Klein, 1989 ; Kaufmann, 2000 ; Kaufmann et Quinif, 2002 ; Waltham et Fookes, 2003 ; Zhao *et al.*, 2012).

Ces études préliminaires ont pour objectif dans les différents états soumis à des aléas effondrements karstiques (France, Belgique, Royaume-Uni, États-Unis, Espagne, Chine, etc., Perrin *et al.*, 2013) d'établir une méthodologie d'évaluation de la susceptibilité, celle-ci étant exclue de notre étude.

Parmi celles-ci, on peut citer la méthode multicritères basée sur la « théorie du poids des évidences » : il s'agit de déterminer un poids (négatif ou positif) pour chaque critère potentiellement explicatif de l'occurrence des désordres (Oh et Lee, 2010). Dans le cadre des désordres karstiques, il s'agira de cartographier les surfaces affectées par les différents critères explicatifs (lithologie, type de karst, pente...) et de déterminer la répartition des désordres au sein de ces surfaces. Si ce croisement met en évidence un grand nombre de désordres dans une classe de critères, alors ce critère aura un pouvoir explicatif fort. Le pourcentage de désordre dans chaque classe de critère permettra de hiérarchiser les critères.

2.2.2 Le risque karstique

Les effondrements karstiques font partie des risques karstiques lesquels sont classés en deux catégories par Andreychouk et Tyc (2013) : « *Karst hazards can be divided into two main groups : gravidynamic and hydrodynamic* ». Ils sont relativement fréquents dans les régions à substratum carbonaté ou gypseux en raison de la présence de cavités endokarstiques appartenant à un karst actif ou fossile (Audra, coord, 2010). Souvent, ces cavités horizontales correspondent à d'anciennes galeries noyées, perchées à la suite du creusement des vallées (Harmand *et al.*, 2017) ou à un paléokarst (Fizaine, 2012). Or, de telles cavités existent à faibles profondeurs. C'est par exemple le cas sur les plateaux jurassiens comme à Poudrey où le gouffre, situé sous la surface, a été excavé dans les marnes (Doubs, Gilli, 2011). C'est également le cas à Sophia-Antipolis où des cavités d'un paléokarst jurassique inscrites dans les calcaires bajociens a été fossilisé par des marnes bathoniennes, puis des calcaires de même âge (Gilli et Besson, 2010a).

Des effondrements karstiques, parfois spectaculaires, ont été répertoriés dans de nombreuses régions du Globe, que ce soit en Belgique, dans les calcaires dévoniens et dinantiens (Ek, 1976), dans les provinces du sud de la Chine (Chen, 1988) ou en Floride, dans les calcaires éocènes (Copeland *et al.*, 2009).

Les effondrements sont relativement fréquents sur notre terrain d'étude, que ce soit en zone rurale ou en zone urbaine, comme à Ancerville (photo 2.1), où une dépression est apparue en 2013 en bordure de champ (Goutorbe, communication personnelle). Ce même spéléologue nous a signalé qu'un gouffre s'était ouvert brutalement à la fin des années 1980 au nord-ouest de Bar-le-Duc, à l'ouest de Fains-les-Sources, au lieu-dit le Verdillat. L'effondrement s'est produit dans un champ en cours de labour, à quelques mètres de l'exploitant. Le forage du site infoterre (191/5/48) (annexe 4) indique que l'effondrement s'est produit dans la couverture barrémienne qui recouvre les calcaires hauteriviens karstifiés. À l'emplacement du forage, la couverture néocomienne a une puissance de 14 m qui se décline par 9 m d'argiles ostréennes (Barrémien inférieur) recouvertes par 5 m de silts et de sables du Barrémien supérieur. Ces derniers contiennent une nappe perchée qui a pu alimenter en eau le karst sous-jacent.



Photo 2.1 – Effondrement dans un sentier en bordure de champ à Ancerville (Barrois, Meuse ; cliché : Goutorbe - GERSM, 2013)

Toutefois, notons que les affaissements ou effondrements dans les champs cultivés échappent souvent à l'observation, en raison d'un comblement rapide par les agriculteurs.

Le terrain d'étude est sujet à des effondrements en zone urbanisée, comme à Ancerville. Or, lorsqu'ils se produisent en zone urbanisée, les dégâts liés aux affaissements et effondrements karstiques se traduisent par de larges fissures sur les édifices, comme celles qui pourraient apparaître dans un contexte d'affaissement minier ou d'épisode de retrait/gonflement des argiles (Lefèvre et Schneider, 2002).

Plusieurs cas sont à signaler à Ancerville : par exemple, le 5 février 1971, un gouffre s'est ouvert brutalement ; plus récemment le 13 mai 2013, un effondrement de 4 m s'est produit dans une cave (l'immeuble est aujourd'hui abandonné). Ce dernier est à l'origine d'une expertise effectuée par le BRGM (Cartannaz, 2013), puis d'une cartographie géologique et de susceptibilité des effondrements sur le même territoire communal (Cartannaz *et al.*, 2016).

De nouveaux effondrements ont été signalés dans le centre de la commune d'Ancerville, notamment en 2017, où les caves de deux maisons se sont effondrées.

2.2.3 Typologie des dolines en fonction de la problématique affaissement/effondrement

Les désordres les plus fréquents en milieu karstique correspondent à des dolines. Les dolines peuvent avoir des origines et des formes variées.

Salomon (2006) distingue quatre types de dolines en fonction de leur morphologie (figure 2.2) : les dolines en « *cuvettes* » ou en « *soucoupe* » présentent généralement un diamètre légèrement supérieur à la profondeur et dont le fond, relativement plat peut être remblayé par des formations superficielles. Leurs bords ont des pentes assez faibles. Les dolines en « *baquet* » ou en « *chaudron* » présentent des diamètres souvent supérieurs à la profondeur, des versants abrupts, voire verticaux, et un fond plat en partie recouvert des éléments grossiers détachés des parois. Les dolines en « *entonnoir* » sont généralement plus larges que profondes, offrant des versants plus ou moins abrupts dénudés, ou recouverts par le sol, et dont le fond est étroit et absorbant. Enfin, les dolines « *étoilées* » ou « *cockpits* » se caractérisent sous la forme de dolines coalescentes. Gilli (2011) évoque également les dolines asymétriques (figure 2.2), dont l'un des bords est raide et le deuxième présente une pente plus douce, localisées sur les versants, elles sont fréquentes dans l'est du Bassin parisien (Thomassin, 2004, 2005).

Concernant les processus, Gilli (2011) oppose les dolines de soutirage et les dolines d'effondrement (figure 2.3). Les premières affectent les matériaux meubles de la couverture et présentent, en début d'évolution, des formes en « *entonnoir* » ou en « *verres de montre* ». Les secondes sont liées à l'effondrement du plafond d'une cavité. Elles prennent la forme de dolines « *en baquet* » ou « *chaudron* », avec des bordures verticales et un fond plat.

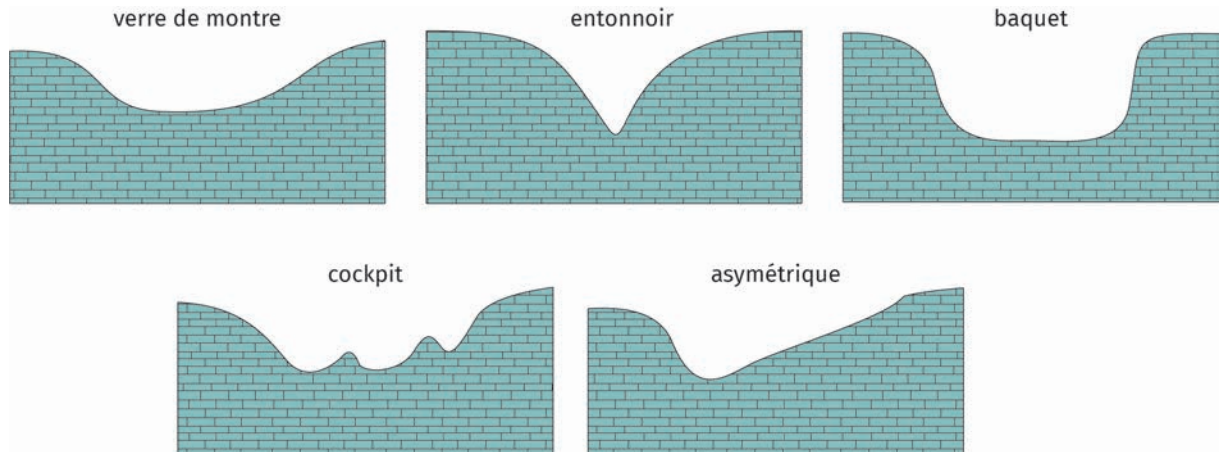


FIGURE 2.2 – Différentes formes de dolines (d'après Gilli, 2001, Salomon, 2006)

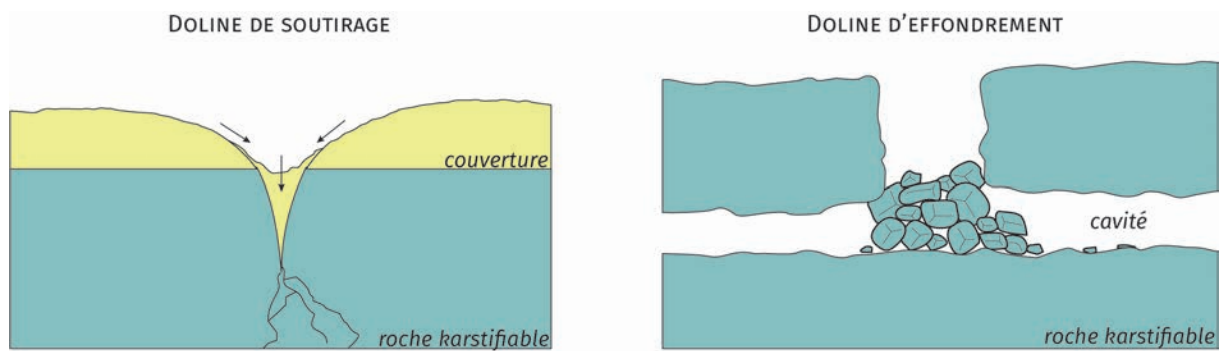


FIGURE 2.3 – Les processus d'effondrement et de soutirage (d'après Gilli, 2001)

De même Perrin *et al.* (2013) distinguent les formes karstiques stables, par exemple les gouffres, les dolines colmatées) des formes karstiques instables appelées désordres (fontis, dolines actives, pertes).

À partir de leur morphologie, du contexte géologique et des processus de formation, Williams (1993) a distingué 6 types de dolines (figure 2.4), cette classification a été reprise plus tard par Waltham (2008), après que Waltham *et al.* (2005) aient distingué six mécanismes susceptibles d'engendrer des désordres karstiques. Les deux premiers types (*solution sinkhole* et *collapse sinkhole* concernent des karsts nus, tandis que les quatre derniers (*subsidence sinkhole - dropout*, *buried sinkhole*, *caprock sinkhole*, *subsidence sinkhole - suffosion*) correspondent à des karsts de couverture.

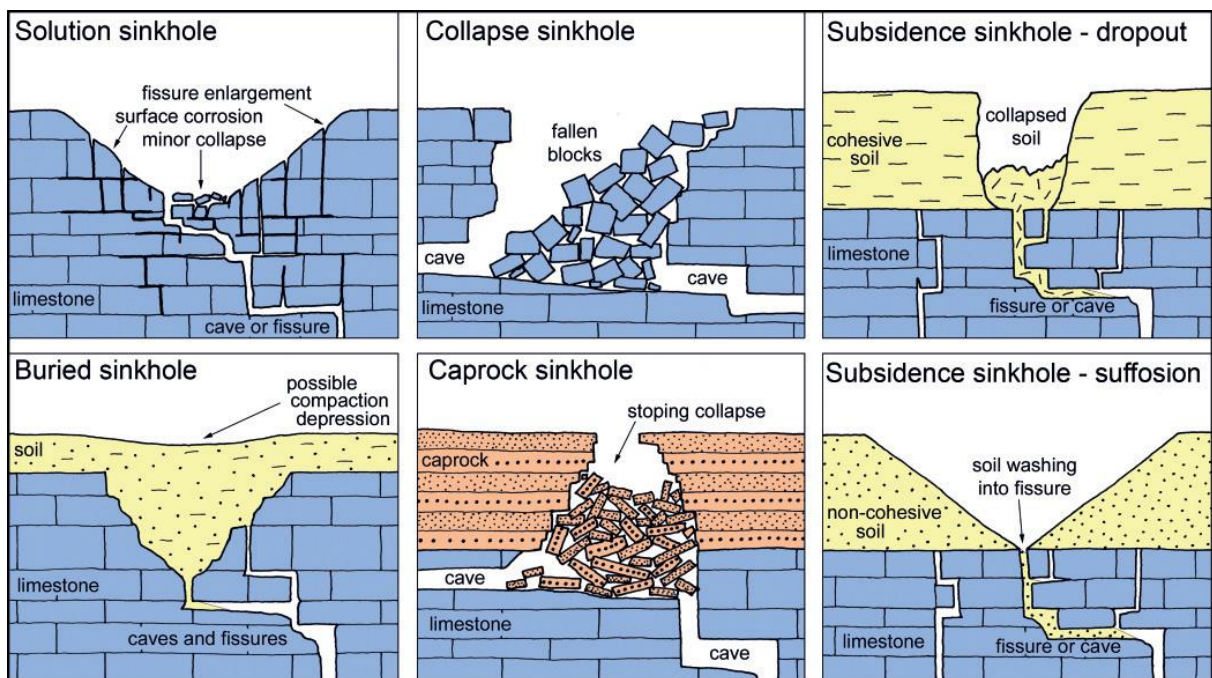


FIGURE 2.4 – Classification des types de dolines en contexte de karst nu ou sous couverture (Williams, 1993 ; Waltham, 2008)

Les désordres se produisant en contexte de karst nu ou de karst sous couverture se distinguent par leur échelle, leur fréquence, les processus sont donc abordés séparément (Waltham, 2008). Et c'est au deuxième contexte que s'attache ce travail de recherche, à savoir le karst sous couverture.

Les dolines de dissolution (*solution sinkhole*)

Ces dolines se développent selon un processus lent de dissolution du calcaire (figure 2.5). En drainant l'eau, les fissures préexistantes vont s'élargir par la dissolution. Les fissures les plus affectées vont s'élargir, ouvrant ainsi une doline progressivement par dissolution et évacuation des produits dissous (Williams, 1983). Dans une deuxième phase, la doline peut se colmater progressivement, notamment suite à un changement de régime hydrologique. En fonction de leur évolution, les dolines de dissolution peuvent être non colmatées ou colmatées à des degrés divers.

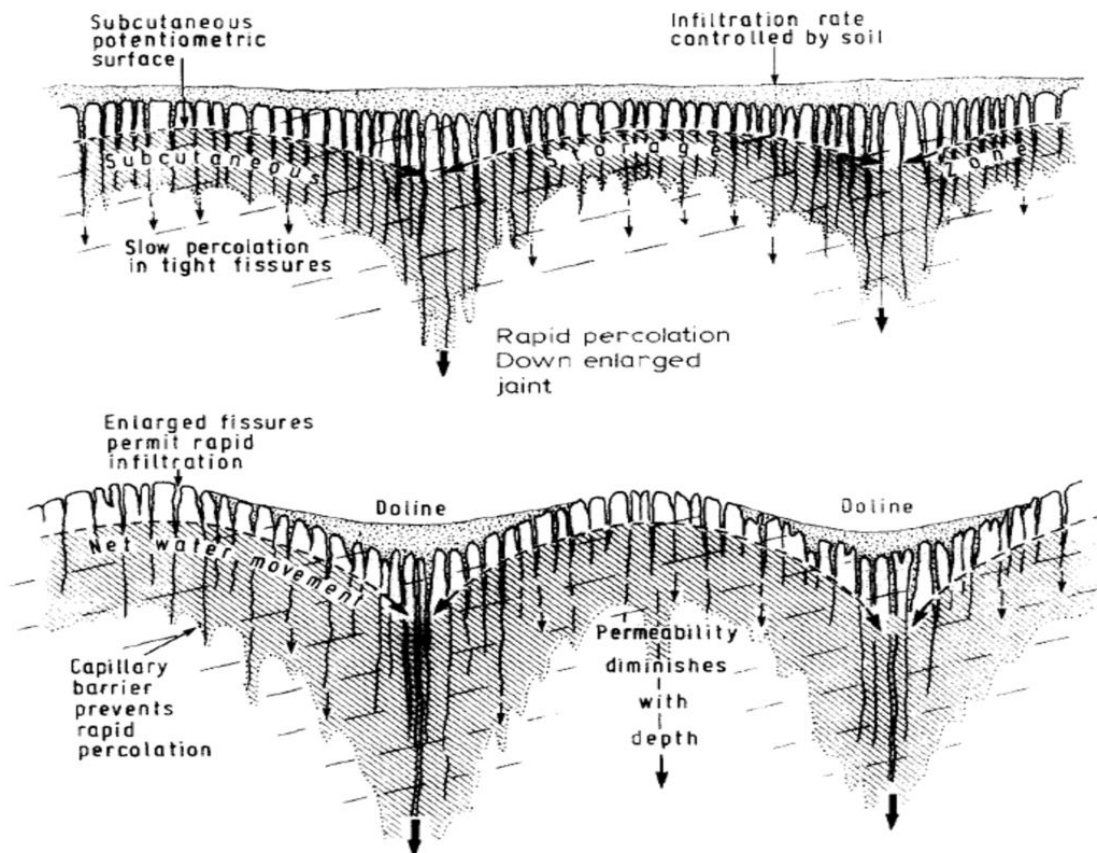


FIGURE 2.5 – Développement de dolines de dissolution (Williams, 1983)

Les dolines d'effondrement (*collapse sinkhole*)

Ces dolines s'inscrivent dans la formation géologique karstifiée (calcaires, dolomies). Elles sont dues soit à un effondrement brutal de la totalité de la voûte d'un conduit karstique situé à la verticale non loin de la surface, soit à un effondrement par remontée de voûte (Perrin *et al.*, 2013) (figure 2.6).

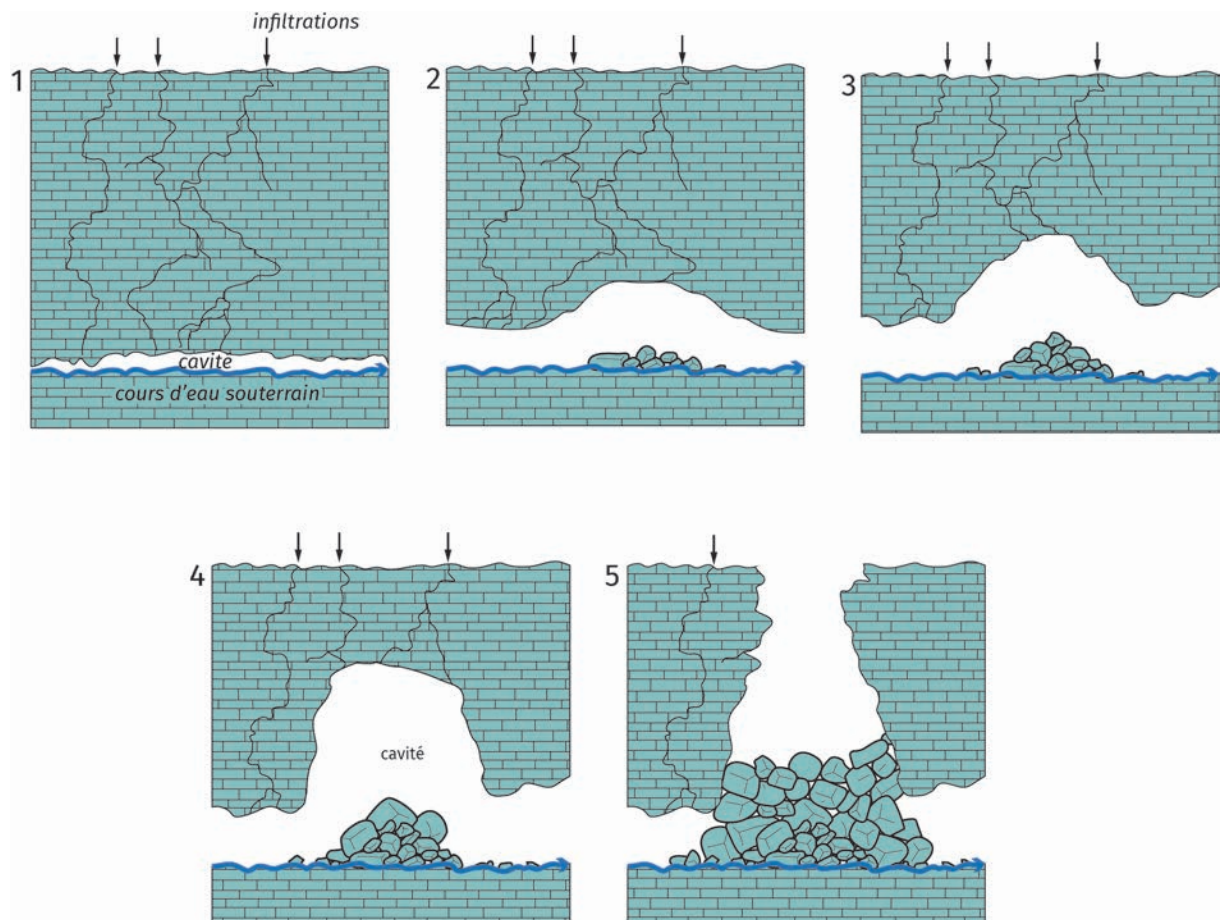


FIGURE 2.6 – Doline d'effondrement résultant du processus de remontée de voûte (d'après Flageollet, 1989)

Dans une étude très détaillée basée sur de nombreuses observations menées au sein d'anciennes carrières de calcaire et de gypse de la région parisienne, Vachat (1982) avance pour sa part la règle du $1/15^e$. Selon cette règle, il est nécessaire que l'épaisseur de recouvrement soit supérieure ou égale à 15 fois la hauteur de galerie pour que le risque de remontée de fontis puisse être écartée (Vachat, 1982). Précédemment, un modèle a été proposé par Piggott et Eynon (1978) à partir de la formule suivante :

$$z = \frac{3h_g}{f - 1}$$

z représentant la hauteur de remontée de voûte permettant de garantir l'auto-comblement, h_g : l'ouverture de la galerie, f : le coefficient de foisonnement des terrains éboulés. Ce modèle constitue une transition naturelle entre les approches empiriques et volumétriques dans la mesure où il exprime une proportionnalité entre la hauteur de remontée de voûte et l'ouverture des travaux, pondérée toutefois par l'effet du foisonnement qui introduit dans la formulation la prise en compte des caractéristiques des terrains de recouvrement (Piggott et Eynon, 1978). Cette approche équivaut à une modélisation 1D corrigée (les éboulis doivent remplir la voûte et l'espace de la galerie à son strict aplomb). Le facteur de proportionnalité (ici pris constant et égal à 3) permet de prendre en compte forfaitairement l'effet d'épandage latéral du tas d'éboulis.

Le plafond de la cavité se rompt de manière brutale (*collapse sinkhole* ; figure 2.4) et provoque une chute des éléments du toit dans la cavité désormais ouverte. Dans certains cas, ces dolines peuvent atteindre des dimensions spectaculaires (parfois de l'ordre de la centaine de mètres de profondeur et dizaine de diamètre), notamment sous des climats très arrosés comme la doline de Minyé, en Papouasie-Nouvelle-Guinée, ou la doline de Dashiwei, en Chine, dont la profondeur dépasse les 500 m (Perrin *et al.*, 2013).

Plusieurs contraintes peuvent entraîner la cassure du toit des cavités et engendrer des effondrements, notamment le poids reposant sur la voûte karstique (sols, végétation, infrastructures humaines, etc.) ou l'avancée de la karstification.

Les dolines d'effondrement avec couverture compétente (*caprock sinkhole*)

Les dolines effondrées sous couverture compétente (*caprock sinkhole*, figure 2.4) se forment selon les mêmes caractéristiques que les dolines d'effondrement en contexte de calcaire nu, c'est-à-dire, par effondrement lié à la montée de voûte ou par rupture brutale du toit. Toutefois, la roche karstifiée (le calcaire) est couverte ici d'une roche non karstifiée (par exemple des grès). Cette couverture va être alors déstabilisée par l'effondrement de la cavité. La probabilité d'occurrence de ce type de désordre sera déterminée par la présence d'une cavité karstique directement sous le contact lithostratigraphique, et par l'épaisseur et la nature lithologique de la couverture. Ainsi, un déséquilibre de la couverture non carbonatée, sa fracturation ou l'alternance de dalles gréseuses et de bancs sableux (figure 2.4) vont favoriser l'effondrement des éléments rocheux issus de cette couverture non karstifiée.

Les dolines de soutirage et de suffosion (*subsidence sinkhole – dropout* , *subsidence sinkhole – suffosion*)

Ces désordres se développent dans la couverture meuble recouvrant les formations karstifiées en entraînant, dans les conduits verticaux, ou les vides de la roche karstifiée, des particules solides du sol ou de la formation superficielle.

Le processus de soutirage se produit par entraînement gravitaire d'une partie de la couverture composée d'un sol cohésif (argiles, marnes) dans les vides formés dans le substratum rocheux. C'est un processus aléatoire, dont l'évolution des formes reste imprévisible.

Le processus de suffosion consiste en une action érosive et l'entraînement gravitaire des particules fines loin dans le profil (Pellegrin et Salomon, 2001) sous l'effet de la circulation hydraulique dans les fractures de la roche karstifiée.

Même si le processus est similaire, 3 facteurs différencient les processus de soutirage et de suffosion :

- Les caractéristiques géotechniques de la couverture (sol cohésif ou non) ;
Le processus de suffosion se produit essentiellement dans les sols non cohésifs (Waltham, 2005) comme les sables et les limons.
- Le facteur hydraulique : Le processus de suffosion engendre des mouvements gravitaires en lien avec l'infiltration diffuse des eaux, tandis que le soutirage provoque des mouvements gravitaires en lien avec la contrainte d'aspiration par les réseaux karstiques souterrains ;
- Le facteur vitesse : La suffosion est un processus lent, engendrant donc un mouvement lent dont la morphologie s'apparente à un affaissement, tandis que le soutirage provoque des mouvements plus rapides, pouvant engendrer des effondrements de terrains spontanés (Salomon, 1999).

Si le terrain surincombant à la cavité assure une cohésion, alors celui-ci peut rompre : un effondrement se produit (« *subsidence dropout sinkhole* », figure 2.4).

Dans le cas où les caractéristiques géomécaniques de la couverture ne présentent peu ou pas de cohésion, les terrains sont soutirés de manière progressive vers le conduit vertical : une doline de soutirage se développe mais il n'y a pas d'effondrement (« *subsidence suffosion sinkhole* », figure 2.4).

Les dolines enfouies (*buried sinkhole*)

Les dolines enfouies (*buried sinkhole* figure 2.4) sont le résultat du comblement le plus souvent partiel d'une doline par une formation superficielle, colluviale ou alluviale, suite à la diminution des processus de soutirage ou de suffosion. En effet, c'est souvent le colmatage de la base de la dépression par un bouchon argileux qui provoque ce processus de remplissage. En cas de changement de régime hydrologique, les matériaux du bouchon argileux peuvent être évacués vers l'endokarst : c'est le phénomène de « débouillage » (Nicod, 1975). Ce phénomène peut conduire à l'apparition (parfois brutale) d'un vide en profondeur, provoquant l'apparition de désordres en surface (Waltham et Fookes, 2003).

Évolution dynamique et des pertes et des dolines

Les karsts de contact lithostratigraphique qui font l'objet de cette recherche offrent de nombreux exemples de dolines en entonnoir développées par suffosion et soutirage de la couverture coiffant le karst. Jaillet (2000) propose comme hypothèse de travail un modèle évolutif des dolines (figure 3.9) avec une période d'activité au cours de laquelle la doline évolue jusqu'à atteindre une taille maximale puis une période de colmatage et stabilisation. Les dolines de soutirage sont plus petites et plus nombreuses lorsque la couverture meuble est peu épaisse (2-10 m). L'épaisseur maximale de couverture, au-delà de laquelle des désordres en surface ne se manifesteraient plus, n'a pas été chiffrée avec précision bien que des affaissements et effondrements ont été observés occasionnellement dans le cas de couvertures de 30-50 m d'épaisseur (Jaillet, 2000 ; Waltham et Fookes, 2003). Jaillet (2000) propose également un modèle évolutif des pertes le long des drains tributaires de pertes. La figure 3.9 est la synthèse des 2 modèles de l'auteur.

Par conséquent, ce mémoire devra : (1) évaluer l'épaisseur maximale de couverture dans la région étudiée au-delà de laquelle il y a plus de désordres en surface ; (2) confirmer ou infirmer le lien entre grande doline et effondrement, (3) si des effondrements s'effectuent à la fois sur les interfluves et au droit d'une perte située dans un talweg.

Les aléas affaissements-effondrements karstiques sont liés par définition à la karstogénèse des terrains affectés par ces phénomènes de « *subsidence* ». Ils impliquent : I) une reconnaissance des formes et des phénomènes de surface (ou exokarstiques), II) une connaissance des formes souterraines (endokarst), III) ainsi que des processus karstiques à l'œuvre dans les terrains karstifiables. La contribution des différentes disciplines étudiant le karst (géomorphologie, géologie, hydrologie, spéléologie, etc.) implique une approche systémique (Mangin, 1975, 1978). D'après l'auteur, cette approche s'appuie sur la relation essentielle entre les écoulements et la karstification, et permet d'expliquer l'organisation et la hiérarchisation des vides au sein du système karstique (Mangin, 1975, 1978).

Toutefois, en Génie civil, le karst est souvent réduit à la notion de vides rencontrés sur les chantiers. L'absence fréquente d'efficacité dans les méthodes de détection, ainsi que la nécessité de les remblayer rapidement sur les chantiers (Gilli et Besson, 2010a, b) expliquent les connaissances insuffisantes sur les cavités karstiques proches de la surface. **Ils justifient donc une modélisation de l'aléa affaissement-effondrement karstique à partir de l'étude approfondie de secteurs-clés.**

2.2.4 Typologie des karsts en fonction de la problématique affaissement / effondrement

Dans le premier rapport consacré à l'analyse multicritères de l'aléa effondrement karstique, Perrin *et al.* (2013, tableau 2.1) établissent une proposition de relations entre morphologie des phénomènes karstiques, processus déclencheurs, processus géomécaniques, critères conditionnant l'apparition des désordres et probabilité d'occurrence pour les 4 types de karsts définis : karst nu, karst de contact, karst sous couverture meuble et karst sous couverture compétente. Il apparaît que la probabilité d'occurrence des désordres est élevée dans deux cas : processus de soutirage du karst de contact et du karst de couverture. Les dolines d'effondrement peuvent, quant à elles, se produire dans les 4 types de karsts par rupture de voûte. Le karst de contact lithostratigraphique apparaît donc comme un lieu privilégié où se produisent les désordres conduisant à la formation des dolines de soutirage et des dolines d'effondrement. Un des objectifs de cette thèse est de tenter de montrer dans quels cas précis se produisent les effondrements en lien avec le contexte morphostructural de la région étudiée.

Typologie Karst	Processus géomécaniques	Processus déclencheurs	Morphologie des désordres	Critères qui conditionnent l'apparition	Probabilité d'occurrence des désordres	Exemples
Karst nu	Débouillage	Infiltration	Doline de dissolution, doline perte, gouffre	Diamètre & épaisseur du bouchon argileux (1)	faible	Doubs, Haute Saône / Karst de vallées, Lorraine (terres)
	Débouillage	Fluctuations de nappe	Inversac	(1) & nappe peu profonde	faible	
	Remontée de voûte / Rupture brutale	(Surcharge du sol)	Doline d'effondrement	Caractéristique mécanique de la roche, rapport largeur du vide karstique sur épaisseur du banc raide, fracturation de la roche (2)	faible	
Karst de contact	Sulfosion / Soutirage	Infiltration / Gravité	Doline de soutirage, doline perte, perte, gouffre	Épaisseur de la couverture et caractéristiques mécaniques des terrains meubles (3)	élevée	Lorraine, Haute Saône
	Débouillage	Fluctuations de nappe	Inversac	(1) & nappe peu profonde	faible	
	Remontée de voûte / Rupture brutale	(Surcharge du sol)	Doline d'effondrement	(2)	faible	
Karst sous couverture meuble	Sulfosion / Soutirage	Infiltration / Gravité; variations pression hydrostatique	Doline de soutirage, doline enfouie, fontis, doline perte, perte	(3)	élevée	Vallée de l'Ognon; Val d'Orléans
	Remontée de voûte / Rupture brutale	Fluctuations de nappe; Différences de charges entre 2 nappes	Doline d'effondrement	(2)	moyen	
	Débouillage	Fluctuations de nappe	Inversac	(1)	faible	
Karst sous couverture compétente	Remontée de voûte / Rupture brutale	(Surcharge du sol)	Doline d'effondrement sous couverture rocheuse	(2)	faible	Hyet, Gézier-Fontelay (70)

TABLEAU 2.1 – Tableau de synthèse des processus menant à des désordres karstiques (d'après Perrin *et al.*, 2013)

2.3 Le cadre de ce travail : le plan nation BD Cavités

La connaissance des cavités souterraines a considérablement progressé notamment grâce aux inventaires départementaux réalisés par le BRGM qui prend en compte toutes les cavités naturelles et anthropiques. Ces inventaires ont permis d'enrichir la Base nationale des Cavités souterraines numérisée (<https://www.georisques.gouv.fr/donnees/bases-de-donnees/inventaire-des-cavites-souterraines>).

Dans le Nord-Est du Bassin parisien, existe une base de données (IKARE : <http://ikare.loterr.univ-lorraine.fr/accueil.html>) initiée par Benoît Losson (karstologue et MCF à l'Université de Lorraine), l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse, ainsi que par un bureau d'étude (GEREEA) et la Ligue Spéléologique Lorraine (LISPEL). Le projet IKARE est un inventaire spéléo-karstologique, qui contient à la fois une base de données et une application cartographique. Les données concernent des karsts se trouvant sur des formations calcaires d'âges variés, allant du Trias moyen au Crétacé. Les principales assises karstifiées de l'est du Bassin parisien sont le Muschelkalk, le Dogger, les calcaires tithoniens et la Craie (Gamez, 1992 ; Jailliet, 2000 ; Losson ; 2003 ; Devos, 2015).

En outre, un Plan national cavité, commandé par le ministère de l'écologie, a été mené par le BRGM de 2013 à 2016 (Perrin *et al.*, 2014). Il s'agissait d'établir « une approche multicritères de l'aléa lié à la présence de cavités karstiques », grâce à la bibliographie existante et à l'étude de trois sites d'étude présentant des types de karstiques différents : le Val d'Orléans est caractérisé par un karst sous couverture meuble, la Franche-Comté par un karst nu, un karst de contact et un karst sous couvertures meuble et compétente, et enfin la Lorraine par des karsts de contact lithostratigraphique. Parmi ces derniers, 4 sites-tests ont été choisis à partir des recherches réalisées en géomorphologie réalisées par les départements de géographie des ex-Universités de Nancy et de Metz. Ces sites se situent : (1) au contact des calcaires du Muschelkalk et des argiles et marnes de la Lettenkohle et du Muschelkalk entre Épinal et Charmes (88, site S4 de la Forêt de Fraize, Dibo, thèse non soutenue) ; (2) au contact des calcaires oolithiques de la Dalle d'Étain (Bathonien) et les Argiles de la Woëvre du Callovien au NO de Stenay (55, site 1 de la Forêt de Jaulnay, Thomassin, 2005) ; au contact de plusieurs formations calcaires de l'Oxfordien supérieur et des bancs argileux de ce même étage (site S3 du Bois de Trampot à l'extrémité occidentale du département des Vosges, Carpentier *et al.*, 2004 ; Denys-Thomas, 2005) et au contact des calcaires du Tithonien et de la couverture argilo-sableuse du Crétacé inférieur (55, site S2 du Bois de Vau Vauthier au NO de Bar-le-Duc, Devos, 1996a ; Jailliet, 2000).

Ce dernier site a fait l'objet d'une campagne de terrain réalisée par nous-même en collaboration avec Charles Cartannaz. La typologie des dolines appliquée dans le rapport BRGM consacré à l'ALEA-Karst et utilisée pour les sites lorrains, a été précisée dès cette

période, en collaboration avec Dominique Harmand et Benoît Losson. Aussi ce travail s’inscrit dans le cadre du plan BD Cavités.

Cependant, le choix du terrain d’étude se portent naturellement sur les Calcaires du Barrois, en particulier sur les interfluves Saulx – Marne et secondairement Ornain – Saulx pour les raisons suivantes :

- le terrain d’étude a bénéficié de recherches approfondies sur le fonctionnement du karst (Jaillet, 2000, 2010), notamment de l’endokarst, tandis que les liens entre kars-tification et encaissement des vallées ont été précisés à partir des réseaux karstiques étagés ainsi que des terrasses alluviales des vallées de la Marne, de la Saulx et de l’Ornain (Jaillet *et al.*, 2002a, b, c ; Jaillet *et al.*, 2004 ; Harmand *et al.*, 2004 ; 2017) ;
- les formes endokarstiques ont fait l’objet de relevés topographiques précis depuis plusieurs décennies, grâce à plusieurs clubs spéléologiques actifs (Los Fouyants et Groupe d’études et de recherches spéléologiques meusien de Bar-le-Duc, l’Union Spéléologique de l’Agglomération Nancéienne, ou l’Association Spéléologique de Haute-Marne). Notons également que le secteur d’étude possède le plus long ré-seau souterrain karstique de l’est du Bassin parisien (réseau de la Béva - Rupt du Puits, 17,5 km, Jaillet, 2010 ; Losson et Jaillet, 2010) ;
- les formes exokarstiques s’élèvent à plusieurs milliers de dolines et de gouffres sur une surface d’environ 30 km² (Jaillet, 2000, 2005), et plusieurs gouffres s’ouvrent par année, certains d’entre eux se situent en zone urbanisée, comme à Ancerville (Cartannaz, 2013 ; Cartannaz *et al.*, 2016).

Toutefois, la genèse de l’aléa-effondrement karstique restait à étudier, notamment en raison du degré d’imprécision des données cartographiques anciennes d’une part et des lacunes de la cartographie géologique d’autre part. En effet, l’utilisation du GPS et de la cartographie LiDAR fournit depuis plusieurs années de nouveaux outils permettant de cartographier plus finement les formes de l’exokarst.

2.4 Conclusion partielle

Pour toutes ces raisons, le choix du terrain s’est imposé pour cette recherche co-dirigée par un universitaire, Dominique Harmand, dont les travaux ont notamment porté sur la géomorphologie et la géologie des bassins de l’Ornain, de la Saulx et de la Marne (Harmand *et al.*, 2002, 2004, 2009, 2017 ; Allouc *et al.*, 2007 ; Cojan *et al.*, 2007) et un géologue du BRGM, Charles Cartannaz. Ce dernier a, pendant de nombreuses années, dans l’antenne Lorraine du BRGM, participé aux études d’impact sur les aléas-mouvements de terrain, *sensu lato* et sur le risque effondrement karstique et est l’un des animateurs du projet de

recherches du BRGM BD Cavités (Cartannaz *et al.*, 2009 ; Perrin *et al.*, 2014a ; Cartannaz *et al.*, 2016).

L'objectif de cette étude consiste à analyser et comprendre le phénomène d'affaissement et d'effondrement, composante des mouvements de terrain (*sensu lato*) dans le Barrois, en particulier dans la région de contact entre les calcaires tithoniens karstifiés et la couverture néocomienne elle-même karstifiée dans les Calcaires à spatangues (Hauterivien). Le karst de contact lithostratigraphique est l'un des plus riches en formes et phénomènes karstiques de l'est du Bassin parisien et l'un des mieux étudiés en Lorraine. Il est le siège d'affaissements et d'effondrements qui se produisent aussi bien sous forêt, dans les espaces cultivés que dans les zones urbanisées, comme à Ancerville (55).

Chapitre 3

Le karst

Les phénomènes d'affaissements et d'effondrements karstiques concernent les désordres liés aux processus, eux-mêmes liés à la dissolution, essentiellement dans les calcaires et les évaporites (Ford et Williams, 1989 ; Salomon, 1999 ; Gilli, 2011 ; Harmand *et al.*, 2017). Par conséquent, cette recherche se situe au carrefour de l'étude des mouvements de terrain (*sensu lato*, Flageollet, 1989) et de la karstologie. Aussi, un rappel des concepts utilisés dans ce mémoire consacré au karst du Barrois est nécessaire.

3.1 À l'origine de la terminologie, les plateaux du Karst

Le mot karst aurait des origines pré-indo-européennes selon Gèze (1978), et proviendrait des termes « *kar* » ou « *kra* », qui signifient tous les deux « roche nue ». Cette racine a ensuite été exprimée en plusieurs langues donnant ainsi le *Carso* italien, le *Kras* slovène, les *Karriks* pyrénéens, la *Garrigue* languedocienne ou les *Karrens* germaniques. Le terme karst, qui apparaît au XIX^e siècle, provient de la traduction en allemand du terme slovène *Kras*. Il a été introduit dans le vocabulaire scientifique par le géomorphologue serbe Cvijic (1865-1927) dans son premier ouvrage intitulé *Das Karstphänomen*, paru en 1893. Cvijic désignait alors la région de hauts plateaux calcaires entre l'Italie et la Slovénie, représentative du modelé karstique. Il s'agit du Karst dit « classique » qui sera ensuite utilisé pour toutes les langues, bien que, dans son *Traité de géographie physique*, De Martonne (1910) tenta d'imposer le terme « Causse » comme équivalent français.

Aussi, de nombreuses recherches ont été réalisées depuis plus d'un siècle sur les formes karstiques et sur les modalités de la karstification sur le plateau du Karst (références *in* Nicod, 2003). Actuellement, ces recherches s'étendent également à l'aléa et aux risques karstiques (Mihevc, 2016). En effet, cette région du Karst est concernée par les phéno-

mènes de « *subsidence* », puisqu'on trouve de très grandes dolines d'effondrement (Volika dolina, Mala dolina ; Duval, 2011). Cependant, cet aléa a été pris en compte dans les sociétés traditionnelles, si bien que peu de dommages étaient à déplorer (Mihevc, 2016). Ce qui n'est plus le cas aujourd'hui en raison notamment de la perte de mémoire de la connaissance du risque karstique.

3.2 Karst et karstification

Au sens strict, le **karst** (= modelé karstique) constitue un ensemble de formes superficielles, comme les dolines (exokarst), et souterraines, comme les puits et galeries (endokarst), développé dans les roches carbonatées, calcaires et dolomies, tandis que la région karstifiée est caractérisée par un drainage souterrain (Ford et Williams, 1989 ; Palmer, 2007). Par extension, le karst désigne « *l'ensemble de formes comparables se développant dans les roches salines (gypse, anhydrite, halite)* » (Bakalowitz, 1999). Le karst peut également affecter des roches siliceuses, sédimentaires (grès, quartzites) ou métamorphiques (Ford et Williams, 1989). Toutefois, les terrains karstifiés les plus étendus se situent en Europe et en Asie, essentiellement dans les substrats carbonatés ou évaporitiques.

La karstification résulte, quant à elle, de la dissolution de roches, en général carbonatées, par l'eau chargée en dioxyde de carbone. Les taux de dissolution les plus élevés étant situés dans les régions les plus humides (Gombert, 1994 ; Ford et Williams, 1989 ; Gilli, 2011), tropicales humides ou tempérées océaniques, le contexte montagnard ou hyperocéanique accentuant les taux de dissolution qui atteignent 100 mm/ka en Patagonie chilienne (Hobléa *et al.*, 2001). Dans le Barrois, l'ablation karstique a été chiffrée entre 16,6 et 25,8 mm/ka au Rupt du Puits (Jaillet, 2000). Il s'agit d'un taux moyen d'ablation, taux compris entre 15 et 100 mm/ka pour les roches carbonatées (figure 3.1) (Cojan et Renard, 1997). Les valeurs sont plus élevées pour les évaporites qui se dissolvent au contact direct de l'eau à la différence des roches carbonatées qui nécessitent un apport en CO₂ (Nicod, 1975). Aussi, la solubilité de la roche dépend, outre les précipitations, de la température et de la pression partielle de CO₂ essentiellement issu du sol (loi de Henry ; Gilli, 2011).

Dans cette recherche, nous veillerons à distinguer les **formes** karstiques, dépressions en général fermées, définies par leur morphologie, et les **phénomènes** karstiques qui impliquent une relation de ces formes à l'hydrologie (Gamez *et al.*, 2000).

La karstification est également favorisée par d'autres facteurs présents dans le Barrois : présence d'une roche chimiquement soluble et fracturée (tableau 3.1), et existence d'un gradient hydraulique.

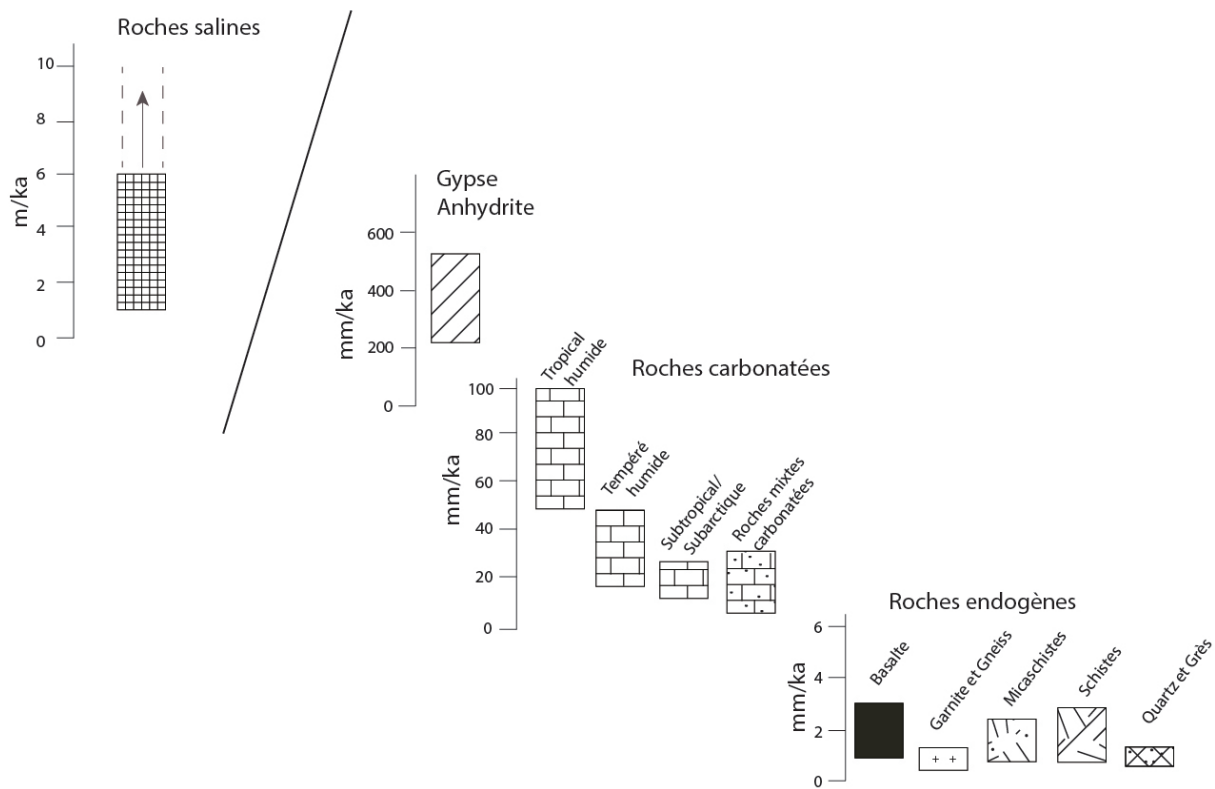


FIGURE 3.1 – Taux de dénudation chimique en fonction de la nature du substrat rocheux (d’après Cojan et Renard, 1997)

Calcaire	CaCO ₃ (%)	Porosité (%)	Densité	Micro-fissure (%)
Hauterivien	82,9	22,6	11,9	31,2
Calcaire dolomitique	90,9	3,5	2,6	36,4
Oolithe de Savonnières	96,1	1,4	1,9	0
Calcaires tachetés	67,5	22,2	2	86,7
Calcaires cariés	88,2	6,4	2,5	66,7
Oolithe de Bure	92,4	7,9	2,5	0
Calcaire de Dommartin	91,3	4,8	2,4	68,2
Pierre Châline	91,3	16,8	2,2	0

TABLEAU 3.1 – Caractéristiques des différents calcaires du Tithonien et du Crétacé (d’après Beaudoin, 1974)

- a) Les Calcaires du Barrois renferment en effet un pourcentage élevé de carbonate de calcium, la plupart des formations des Calcaires du Barrois étudiées dépassant 80 % (Beaudouin, 1974) (tableau 3.1). La formation la moins propice à la karstification est la Pierre Châline. Cette dernière, constituée par une alternance de marnes lumachelles et de bancs calcaires, échappe le plus souvent à la karstification. Son toit constitue, en effet, le mur de la nappe des Calcaires de Dommartin qui reposent sur elle (figure 3.2). De même, dans le réseau du Rupt du Puits, la Pierre Châline apparaît en relief sur les parois des galeries, indiquant une dissolution plus faible que dans les formations plus carbonatées (observation personnelle).

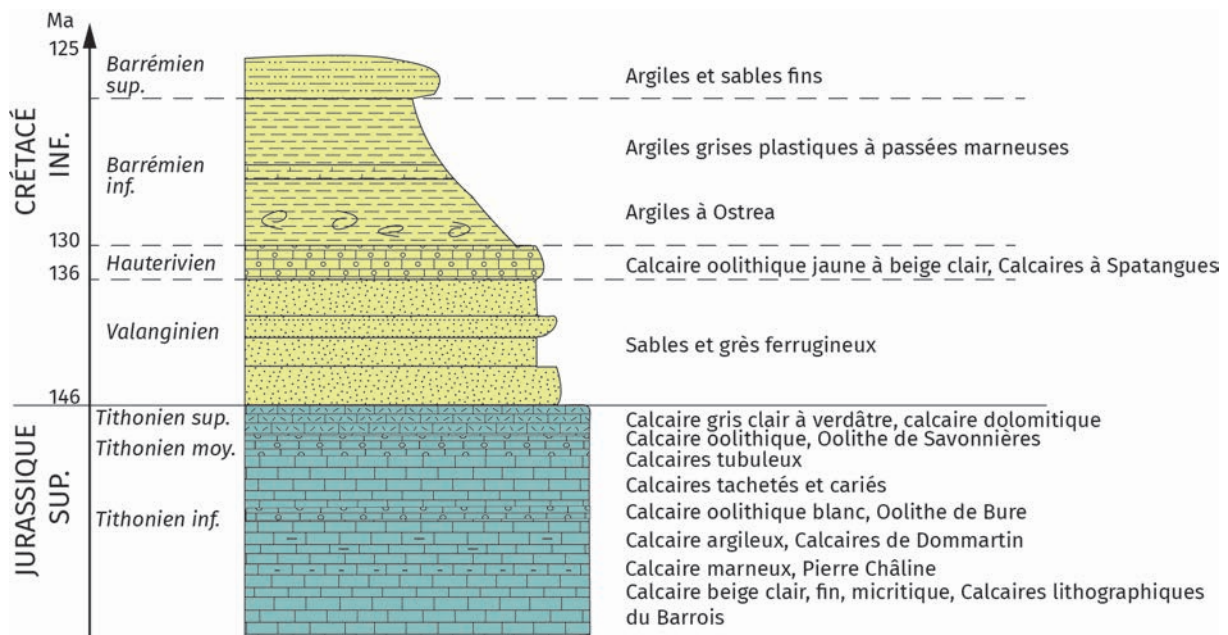


FIGURE 3.2 – Les formations du Tithonien et du Crétacé inférieur dans l’est du Bassin parisien (Barrois et Perthois) (d’après Soudet, 1974 ; d’après Jaillet, 2000 ; d’après Cartannaz, 2013 ; Bensaadi, 2019)

Toutefois la karstification des Calcaires du Barrois repose sur 2 autres facteurs.

- b) La pénétration de l’eau dans le massif calcaire est dépendante du canevas structural (Ford et Williams, 1989). Ainsi, les fractures à différentes échelles d’observation (failles, diaclases, micro-fractures) et les joints de stratification constituent les voies de pénétration naturelles de l’eau dans les calcaires. La densité des fractures, plus élevée près de la surface, s’accroît également dans le temps, en fonction de la détente de la roche liée à l’encaissement des vallées et de la karstification (Ford et Williams, 1989). Salomon (2000) nomme ce processus la « perméabilité en grand » – différent de la « perméabilité en petit » ou perméabilité inter-granulaire qui concerne la pénétration de l’eau par vides, ou les pores interconnectés.

Les Calcaires du Barrois sont particulièrement fracturés. D'une part, ils sont traversés par le système de failles de la Marne, faille subméridienne accompagnées de failles satellites (figure 1.11). D'autre part, les calcaires sont fracturés par de multiples diaclases. Les principales directions mesurées lors de cette étude sont N120 et N140. Ces directions se retrouvent dans le tracé des galeries, comme dans le réseau du Rupt du Puits, où deux orientations dominant : NW-SE et WNW-ESE (Jaillet, 2000).

La microfracturation des Calcaires du Barrois est inégale d'une formation à l'autre et explique dans une large mesure leur karstification inégale : élevée dans les Calcaires de Dommartin, les Calcaires tachetés et les Calcaires cariés, elle est plus faible dans les calcaires dolomitiques et quasi nulle dans l'Oolithe de Bure (tableau 3.1). Cette dernière formation, massive, provoque en effet des paliers dans les puits karstiques ou rétrécissent les galeries (Jaillet, 2000), ce qui démontre que la karstification y est moins poussée.

- c) Le gradient hydraulique est la dénivellation entre le lieu d'introduction de l'eau dans le karst et le niveau de base karstique, celui-ci étant le plus souvent constitué par un cours d'eau drainant le massif calcaire. Par conséquent, l'énergie hydraulique est sous la dépendance de l'encaissement des vallées au Néogène et au Quaternaire (Harmand *et al.*, 2017). Dans les zones tempérées et froides, dans le cas de spéléogénèse *per descensum* affectant des roches carbonatées, ces auteurs distinguent 3 types de régions : les karsts de bas plateaux (< 500 m), les karsts de hauts plateaux et de moyennes montagnes (500-2000 m) et les karsts de hautes montagnes (> 2000 m), la profondeur des puits et le volume des vides à l'intérieur du massif rocheux étant généralement en relation avec l'importance du gradient. Le Barrois entre dans la première catégorie, le gradient hydraulique étant d'une centaine de mètres, ce qui se traduit par des puits de plusieurs dizaines de mètres de profondeur (20 à 50 m à Savonnières-en-Perthois et Aulnois-en-Perthois ; Jaillet, 2000).

La notion de gradient hydraulique explique également l'absence de karstification des Calcaires de Dommartin, formation la plus ancienne du Tithonien, pourtant constituée de calcaires sublithographiques karstifiables. Or, les Calcaires de Dommartin n'affleurent pas dans le secteur d'étude et ne sont pas, par conséquent, entaillés par les cours d'eau (Jaillet, 2000).

3.3 Le système karstique

Le creusement des vallées entraîne une organisation verticale des écoulements karstiques qui se déclinent en une zone d'infiltration en surface, une zone de transit dans des cavités karstiques souterraines et une zone d'émergence située généralement au fond des vallées (Mangin, 1975 ; Audra et Palmer, 2013).

Un système karstique peut être défini comme « un ensemble au niveau duquel les écoulements de type karstique constituent une unité de drainage » (Mangin, 1975). Les systèmes karstiques présentent ainsi différents types d'unités fonctionnelles (figure 3.3). En effet, Mangin (1975) partage le système karstique en 3 zones principales : 1) la zone d'infiltration, ou zone non-saturée (ZNS), au sommet de laquelle se trouve la zone épikarstique, 2) la zone épinoyée et 3) la zone du karst noyé ou zone saturée (ZS).

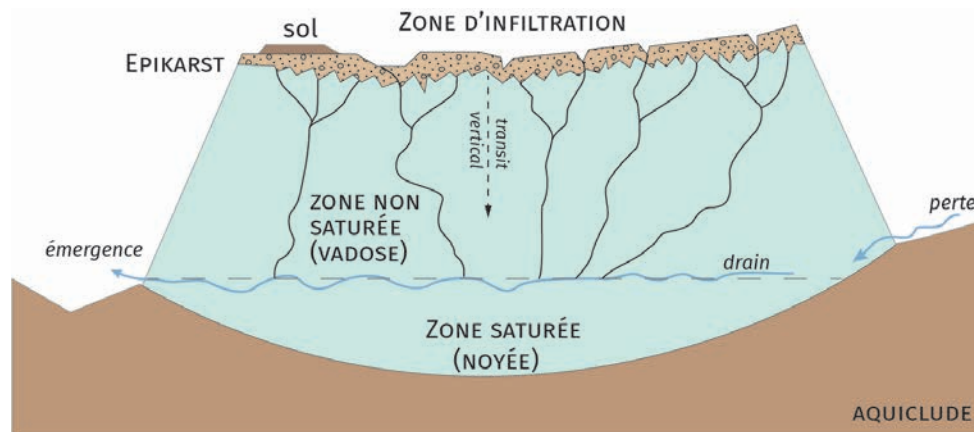


FIGURE 3.3 – Organisation spatiale d'un système karstique (d'après Gilli, 2001)

Dans leurs travaux, Bakalowicz (1979, 1999), Salomon (2000), Gilli (2001) et Klimchouk (2004) insistent davantage sur le rôle de l'épikarst (zone « sous-cutanée » ; Williams, 1983) qui correspond à la zone la plus superficielle du système karstique. L'épikarst constitue la zone d'introduction des eaux, le contact entre le sol et les roches karstifiées (figure 3.4). Cette partie épidermique du karst possède une perméabilité et une porosité plus forte que l'encaissant (Valois, 2011). Les vides de l'épikarst sont généralement remplis de particules issues du sol et de résidus de dissolution. Les processus biochimiques (racines, CO_2 additionnel) et physiques (décompression) contribuent également à l'apparition des vides. L'épikarst peut *in fine* évoluer en doline au droit de la fissure principale en raison d'un conduit karstique qui le draine et entraîne par soutirage les particules insolubles (Palmer, 2007). L'épikarst tient ainsi une fonction modératrice dans le système karstique : il collecte et peut stocker l'eau et la distribuer dans la zone d'infiltration de

manière rapide, par le biais de conduits verticaux, ou lente, par les autres conduits plus horizontaux et fissures moins ouvertes.

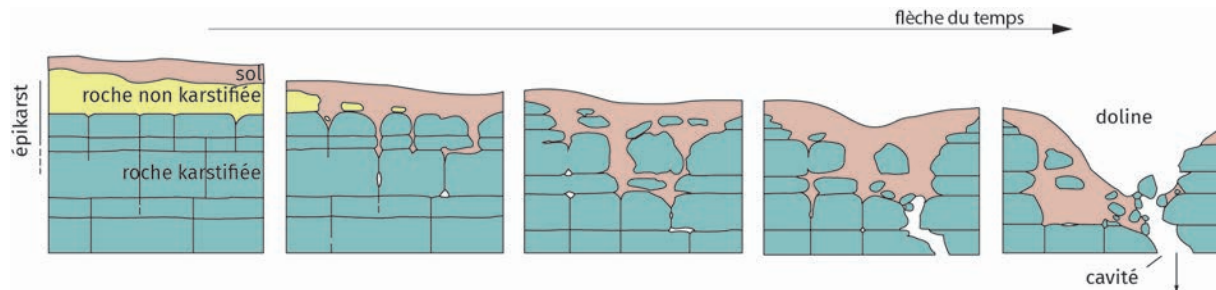


FIGURE 3.4 – Illustration schématique du développement progressif d'un épikarst puis d'une doline (d'après Palmer, 2007)

La zone non-saturée correspond à une zone d'infiltration et de transfert rapide de l'eau vers la zone noyée.

Elle peut aussi être le lieu de stockage de l'eau (Bailly-Compte *et al.*, 2010 ; Perineau *et al.*, 2011) lorsque des résidus d'altération s'accumulent dans le fond des réservoirs, ou quand l'eau doit traverser un système de fractures complexes dont les zones broyées peuvent ralentir considérablement le passage (Jeanne, 2012 ; Jeanne *et al.*, 2012). Ces conditions offrent alors non plus seulement un rôle de transfert à la ZNS mais également un rôle de régulation pour le flux des eaux.

La zone épinoyée, composée de grandes galeries horizontales et des puits, est une zone de battement de nappe. Elle peut donc être ennoyée saisonnièrement (Salomon, 2000).

La zone noyée en permanence, dont le sommet constitue le toit de la nappe, est composée de drains souterrains qui évacuent l'eau transitant depuis la zone non-saturée, assurant ainsi une fonction transmissive vers les « systèmes annexes au drainage » (Mangin, 1975).

Le système karstique évolue dans le temps en fonction de l'approfondissement des vallées. Ce dernier provoque un abaissement du niveau de base alluvial et par érosion régressive, un abaissement du niveau de base karstique (Harmand *et al.*, 2017). Ce dernier se traduit fréquemment par le creusement d'une galerie située en contrebas de la galerie initiale. Cette évolution est bien enregistrée dans le système du Rupt du Puits (Jaillet, 2000) où la galerie en amont est perchée de 15 m par rapport à la galerie en aval. Cette dernière se trouve à l'altitude de l'émergence du Rupt du Puits, tandis que la première se prolonge par un paléo-drain débouchant dans la vallée de la Saulx à 15 m au-dessus de la plaine alluviale de la rivière (figure 3.5).

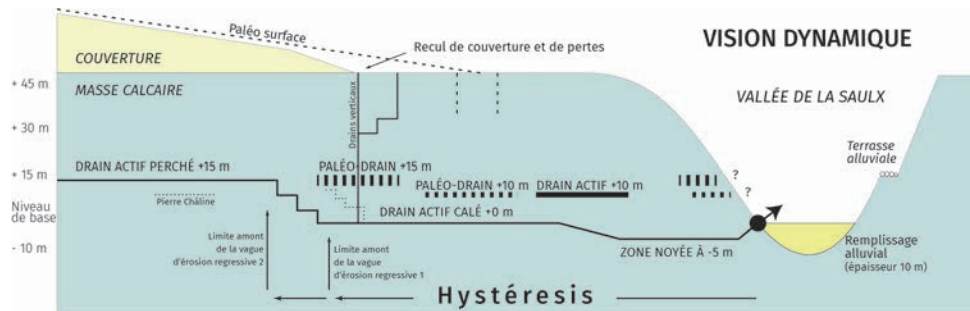


FIGURE 3.5 – Vision dynamique de l'évolution du karst dans la vallée de la Saulx (d'après Jaillet, 2000)

3.4 Les différents types de karsts

À l'échelle du Globe, il est possible de définir de nombreux types de karsts en fonction de facteurs lithologiques, climatiques, de maturité, etc. (références *in* Ford et Williams, 1989 ; Salomon, 2006 ; Gilli, 2011 ; etc.). Concernant l'aléa affaissement-effondrement, il est essentiel d'opposer les surfaces karstifiées à l'affleurement, appelées karsts nus (Perrin *et al.*, 2013) et les surfaces karstifiées fossilisées par d'autres formations du substratum ou des formations superficielles, appelées karst sous couverture (Nicod, 1994 ; Jaillet, 2000). L'existence de celles-ci explique que les surfaces karstifiées occupent parfois, à l'échelle d'un pays, un pourcentage notable. Ainsi, en France, les karsts occupent une superficie estimée entre 30 et 50 % du territoire national (Maire, 1980 ; Nicod, 1994) (figure 3.6). Ce chiffre est très supérieur à la moyenne mondiale compris entre 4 % (Balázs, 1977) et 12 % (Ford et Williams, 1989).

En France, Nicod en 1995 distinguait trois grands types de régions karstiques en fonction du climat ou du contexte géomorphologique. Il s'agit de karsts : 1) de types climatiques : karsts de haute montagne, karst nord subalpin et préalpin et nord pyrénéen, karst du Jura plissé, karst sud alpin, karst méditerranéen ; 2) de karsts de plateaux : Grands Causses, plateaux de calcaires jurassiques, plateaux crayeux, plateaux de calcaires tertiaires et de 3) karsts sous-couverture : sables, altérites, calcaires jurassiques, altération sidérolithique, argile à silex, loess, craie, sables, grès, craie et calcaire tertiaire, dépôts glaciaires, alluviales, paléokarst.

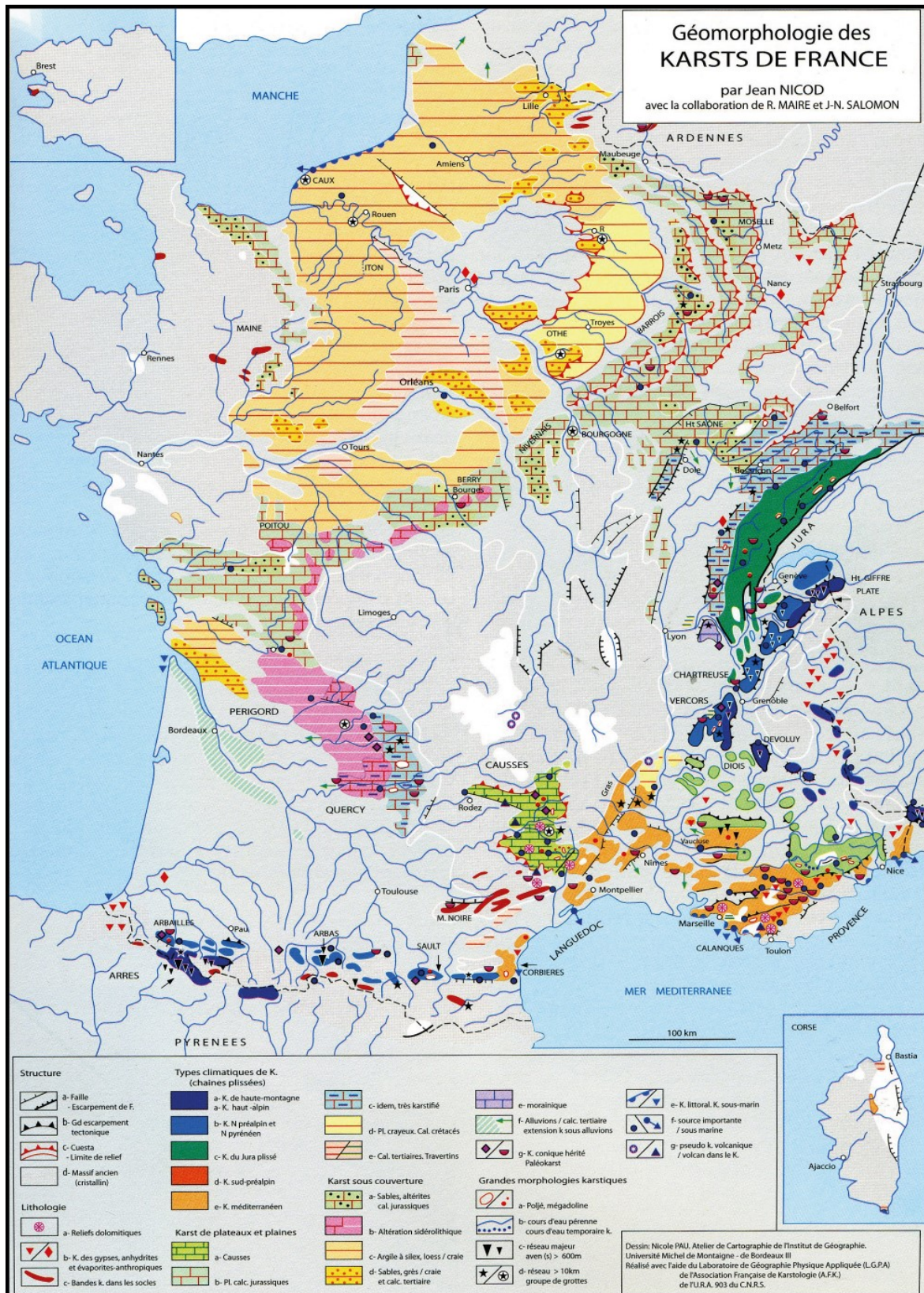


FIGURE 3.6 – Carte géomorphologique des karsts de France (Nicod, 1995)

NB : Dans la légende, le karst sud-préalpin doit apparaître en vert clair et non en rouge-orange, et sur la carte, il ne s'agit pas de Dôle mais de Dijon.

À eux seuls, les karsts sous couverture se répartissent sur au moins 15 % du territoire national (Salomon, 2006). Les types de couverture sont très variés : il peut s'agir de couvertures géologiques, constituées de couches sédimentaires (argiles, marnes, sables et grès) ou volcaniques (basalte) ou de formations superficielles (autochtones ou subautochtones : argiles d'altération, comme l'argile à silex ou la terra rossa, sables dolomitiques ; allochtones : alluvions anciennes et récentes, dépôts glaciaires, loess, sables dunaires, pyroclastes, Lebret *et al.*, 1996 ; Nicod, 1994 ; références *in* Jaillet, 2000 ; Audra, coord., 2010).

En fonction de la nature de la couverture et du cadre morphostructural, il est possible de subdiviser le karst de couverture en trois sous-types et de définir quatre types de karst (figure 3.7) :

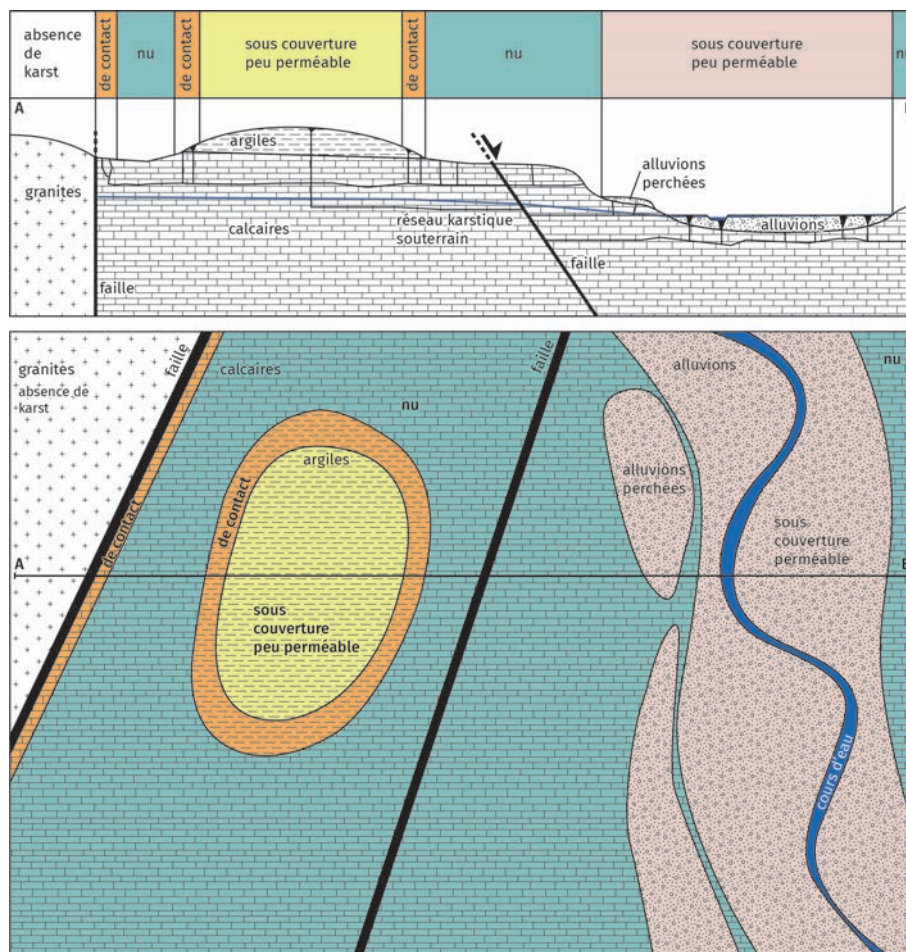


FIGURE 3.7 – Les différents types de karst : 1) karst nu, 2) karst de contact, 3) karst sous couverture perméable, 4) karst sous couverture peu perméable. En noir : conduits karstiques (fissures élargies par dissolution) ; pointillés bleus : niveau piézométrique de la nappe calcaire (d'après Cartannaz, *in* Perrin *et al.*, 2014a)

1. **Le karst nu** se développe préférentiellement dans les chaînes à structure plissée ou sur les hauts plateaux, les paysages les plus emblématiques étant constitués par les lapiès comme en Basse Provence (Nicod, 1954), ou dans les chaînes subalpines, dans le désert de Platé (Favre, 2010).

En règle générale, lorsque les conditions sont réunies pour le développement d'un **karst nu** ou sous faible couverture (décapage d'une couverture insoluble et présence d'un gradient hydraulique dans la masse rocheuse), l'eau d'infiltration est agressive et va élargir par dissolution les ouvertures préexistantes (fissures, joints). Plus en profondeur, l'eau a perdu son potentiel de dissolution et la fracturation est moindre ; de fait, l'eau est chenalisée vers un nombre restreint de fractures qui vont permettre d'alimenter la zone noyée du karst (figure 3.3) (Gilli, 2001).

2. **Le karst sous couverture perméable** est représenté par exemple dans le cas du Val d'Orléans où les Calcaires de Beauce sont fossilisés par les alluvions de fond de vallée et des basses terrasses (Perrin *et al.*, 2016b). Dans ce cas, les sables siliceux perméables diffusent l'eau par drainance et on n'observe généralement pas de karstification. Une couverture sableuse peut néanmoins être karstogène si elle est concrétionnée par un ciment calcaire, ce qui est le cas pour le Thanétien recouvrant la Craie dans la Montagne de Reims (Devos, 2010).
3. **Le karst sous couverture peu perméable** correspond le plus souvent à une formation argileuse recouvrant des calcaires karstifiés. C'est souvent le cas au contact des calcaires jurassiques de l'est du Bassin parisien et des formations argilo-sableuses de la Champagne humide (Devos, 2010). L'eau qui percole lentement à travers cette couverture argileuse est saturée en CO₂ et une crypto-corrosion peut s'effectuer au contact des calcaires sous-jacents et de sa couverture surincombante. L'alimentation en eau pendant une grande partie de l'année est favorisée par l'existence d'aquifères perchés permettant l'effet « compresse humide » (Gamez, 1992 ; Devos, 2010) ou effet « cataplasme » (Jaillet, 2000). C'est donc ce dernier qui est à l'origine d'un crypto-karst et se révèle postérieurement en surface (Gamez *et al.*, 2000).

Si la couverture est trop carbonatée, les eaux sont trop chargées en carbonate de calcium pour être agressives et karstifier le substratum sous-jacent. C'est le cas pour les marnes et caillasses du Lutétien supérieur qui recouvrent les Calcaires grossiers du Lutétien moyen dans le Tardenois et le Soissonnais (Devos, 2010). Leur caractère hétérogène, en raison de l'alternance de bancs argileux et marno-calcaires, est à l'origine de tuffières sur les plateaux.

4. **Le karst de contact**

Le contact entre la couverture argileuse et les calcaires sous-jacents est marqué par une infiltration concentrée, précédée en amont par un ruissellement facilité par la nature imperméable des argiles (Jaillet, 2000). Les écoulements sont soutenus en

périodes sèches par les petits aquifères perchés situés dans la couverture argileuse et argilo-sableuse des calcaires. Ces aquifères se vidangent parfois dans des mardelles, dépressions plurimétriques inscrites dans les argiles alimentant un écoulement temporaire qui est drainé vers les pertes du liseré karstiques (Gamez, 1992 ; Jaillet, 2000). Le contact entre couverture argileuse et calcaires karstifiés est par conséquent marqué par un alignement de phénomènes karstiques qui sont essentiellement au nombre de trois dans le Barrois : les dolines, les pertes et les gouffres (figure 3.8). Ces dernières définissent un karst de contact lithostratigraphique (Gamez, 1992 ; Jaillet, 2000) ou front de karstification (Devos, 2010). Ce dernier s'organise en un liseré plus ou plus sinueux, marqué par des indentations au niveau des vallons karstiques. Le tracé du liseré est rectiligne lorsqu'il coïncide avec le tracé d'une faille, surtout en raison du contraste de perméabilité de part et d'autre de la faille (Jaillet, 2000). Ce liseré est précédé vers l'aval par des anneaux karstiques autour des « bourrelets argileux » subsistant sur les calcaires, tandis que la couverture argileuse peut présenter vers l'amont des fenêtres hydrogéologiques là où les calcaires affleurent et où se localisent des sources abondantes (Jaillet, 2000 ; Devos, 2010).

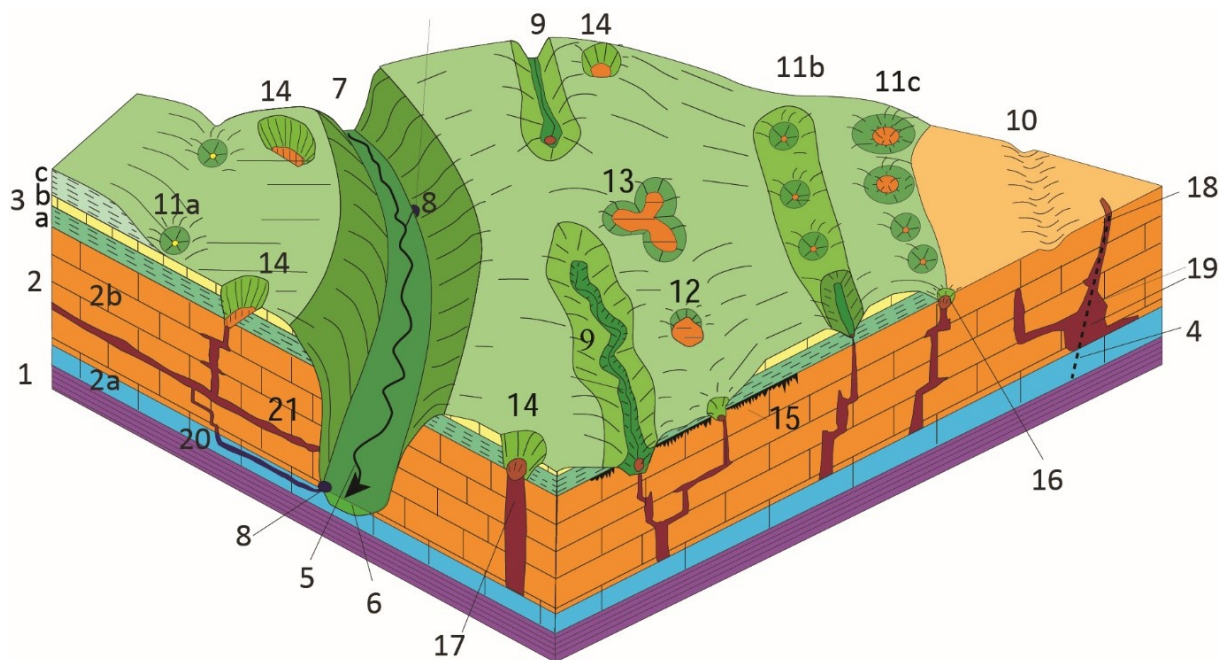


FIGURE 3.8 – Éléments géomorphologiques d'un paysage karstique (inspiré du Barrois, d'après Harmand, 2011)

Éléments non karstiques : 1 : couche imperméable (aquiclude), 2 : calcaire karstifiable (2a : zone noyée, 2b : zone vadose), 3 : couverture (a, c : formations argileuses, b : formation calcaire), 4 : diaclase, 5 : cours d'eau, 6 : nappe alluviale de fond de vallée.

Formes karstiques de surface : 7 : canyon, 8 : émergence karstique, résurgence, 9 : vallée aveugle et perte au contact du calcaire, 10 : vallée sèche, 11 : dolines en entonnoir (de soutirage, a : dolines isolées, b : dolines alignées dans une vallée, c : karst de contact lithostratigraphique), 12 : dolines de dissolution en baquet, 13 : ouvala, 14 : dolines en puits (d'effondrement), 15 : cryptokarst entre calcaire et couverture argilo-sableuse,

Karst souterrain : 16 : gouffre-perte actif, 17a : puits, puits aveugle, 18 : gouffre-perte en fissure peu élargie, 19 : salle sur fracture, 20 : galerie en zone noyée, 21 : galerie fossile perchée au-dessus des cours d'eau souterrains actuels (Harmand, 2018, d'après Beaudoin, 1989, *in* Gamez et Harmand, 2010).

L'évolution dynamique du karst s'effectue en relation avec le recul de la couverture argileuse (Jaillet, 2000). Ce dernier s'accompagne d'un recul de pertes (figure 3.9) qui progresse vers l'amont, notamment le long des talwegs qui entaillent le front de karstification. Jaillet (2000) a distingué 4 types de pertes qui évoluent dans le temps : a) perte héritée en aval, b) perte relictuelle au fonctionnement épisodique, c) perte active, soumise à la karstification et épisodiquement au comblement par des alluvions ou des coulées de débris, d) perte future, initiée le long d'un ruisseau par des pertes diffuses.

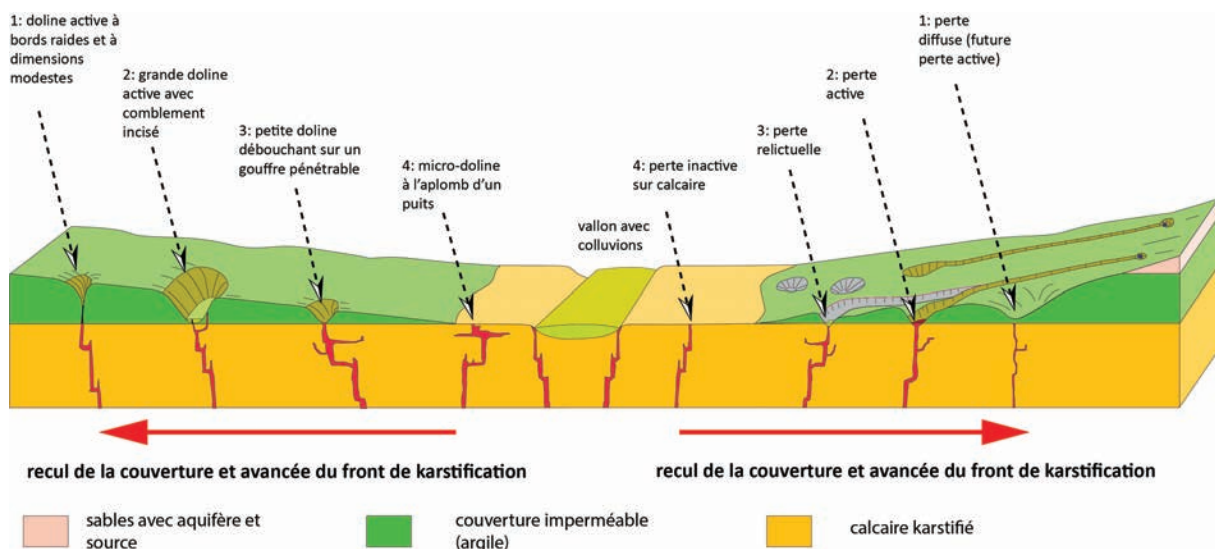


FIGURE 3.9 – Évolution dans le temps des dolines et des pertes dans un karst de contact lithostratigraphique. Modèle du Barrois (Harmand, 2018, d'après Jaillet, 2000)

Le même auteur distingue également 4 types de dolines évoluant en fonction du temps : a) micro-doline inscrite dans les calcaires subaffleurants, située à l'aplomb d'un puits, b) petites dolines aux parois raides et débouchant ou non sur un gouffre, c) dolines vastes (jusqu'à 50 m de diamètre) et profondes (jusqu'à 15 m) et d) dolines plus modestes en amont.

Quant aux puits situés dans la zone de transit vertical et susceptibles d'être à l'origine d'effondrements en surface, leur dynamique est comparable à celles des pertes et des dolines, Jaillet (2000), distinguant 4 types de puits dans le Barrois : a) des puits totalement fossiles qui ont tendance à s'effondrer, b) des puits semi-actifs drainés seulement lors des crues exceptionnelles, c) des puits actifs et d) des puits initiés à partir d'écoulements le long de fractures (figure 3.10).

Il existe 2 types de puits : des puits débouchant en surface par des pertes et des puits aveugles qui ne remontent pas jusqu'au toit de la formation calcaire.

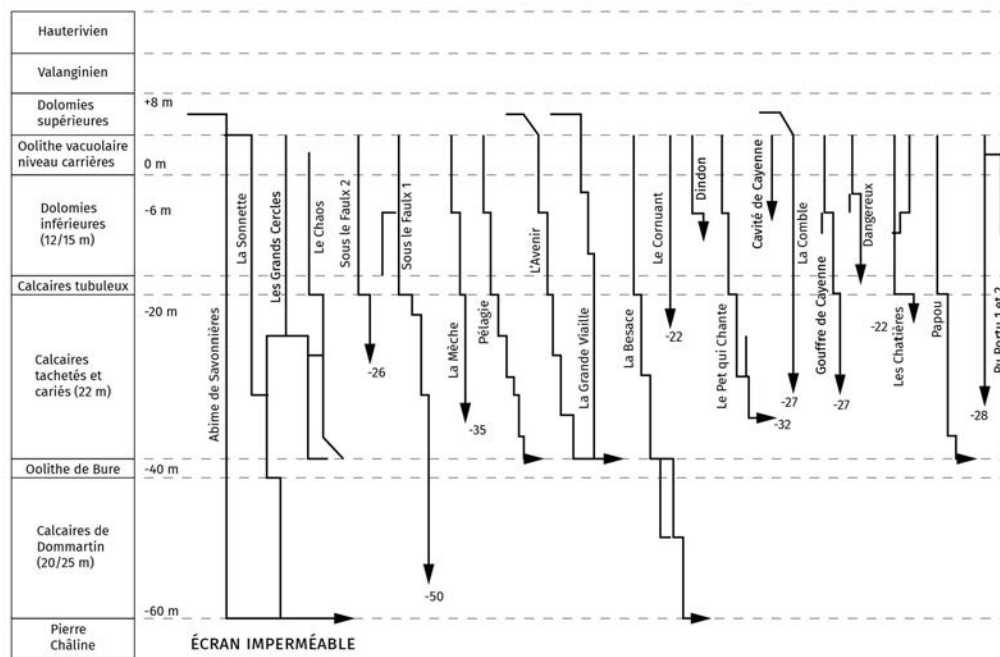


FIGURE 3.10 – Développement des principaux gouffres de Savonnières-en-Perthois et d'Aulnois-en-Perthois (d'après Soudet, 1974 et Jaillet, 2000)

Dans les secteurs bien cartographiés, il existe parfois une structuration verticale de l'écoulement marquée par de nombreux puits proches de la surface (par exemple une dizaine sur une distance de 50 m). En profondeur, le nombre des puits diminue et leur volume s'accroît.

Les types évolutifs de dolines, pertes et puits mettent en évidence une bande de karst actif sous une épaisseur optimale de couverture comprise entre quelques mètres et 20 à 30 m (Jaillet, 2000). La disparition de la couverture ou une couverture trop épaisse inhibe au contraire la karstification, la première en raison de l'absence d'organisation de l'infiltration, la seconde en raison de l'absence d'infiltration.

3.5 Importance du karst de couverture dans l'est du Bassin parisien

Dans l'est du Bassin parisien, le karst est largement inféodé au cadre morphostructural et au relief de côte (Nicod, 1995; Losson et Jaillet, 2010). Ces deux derniers auteurs distinguent 3 grands types de karsts : 1) un karst dans les évaporites (essentiellement dans le Keuper); 2) des karsts de plateaux liés à un gradient hydraulique élevé, 3) des

karsts de vallée, à la traversée des formations calcaires par les cours d'eau et où la faiblesse du gradient hydraulique est compensée par des débits élevés.

Les karsts de plateaux sont développés dans les calcaires du Muschelkalk (Frischmann, 1997), les Calcaires à gryphées (Lias, Thomassin, 2004), les calcaires du Dogger (Gamez, 1992 ; Caramelle, 1998 ; Gamez *et al.*, 2000 ; Thomassin, 2005 ; Fizaine, 2005 ; Magott, 2009, 2010), les calcaires du Malm (Oxfordien : Denys-Thomas, 2005, 2006 ; Tithonien : Durup de Baleine, 1989 ; Devos, 1996a ; Jaillet, 2000).

Les karsts de plateaux se déclinent en trois sous-types : a) des paléokarsts essentiellement d'âge crétacé inférieur (Fizaine, 2012), b) des karsts à infiltrations et à circulations peu organisées, c) des karsts sous couverture et de contact lithostratigraphique à infiltrations et à circulations organisées (figure 3.11).

C'est dans cette troisième catégorie que se situent les secteurs coïncidant avec des karsts sous couverture et qui sont concernés par l'aléa affaissements-effondrements.

Le secteur d'étude correspond justement à la région la plus intensément karstifiée où les phénomènes exokarstiques sont au nombre de plusieurs milliers et où nombre de cavités endokarstiques dépassent 1000 m de longueur (Losson et Jaillet, 2010).

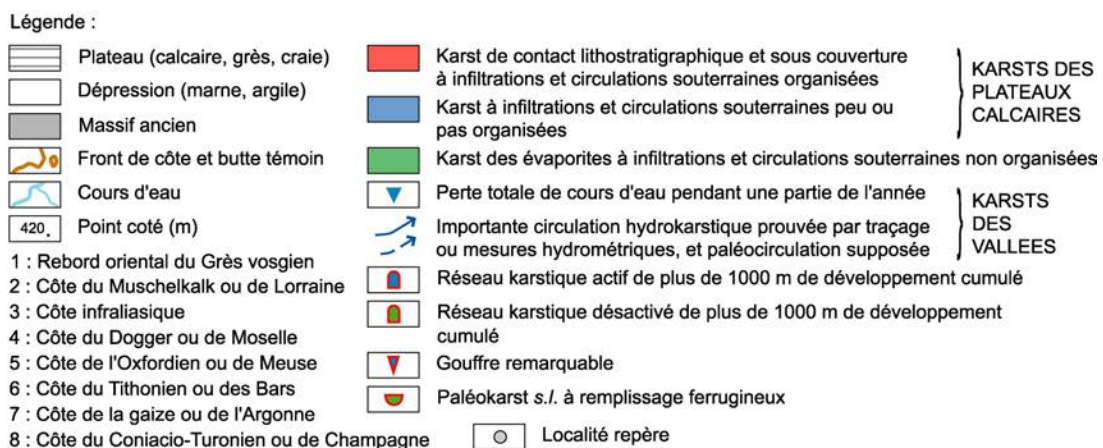
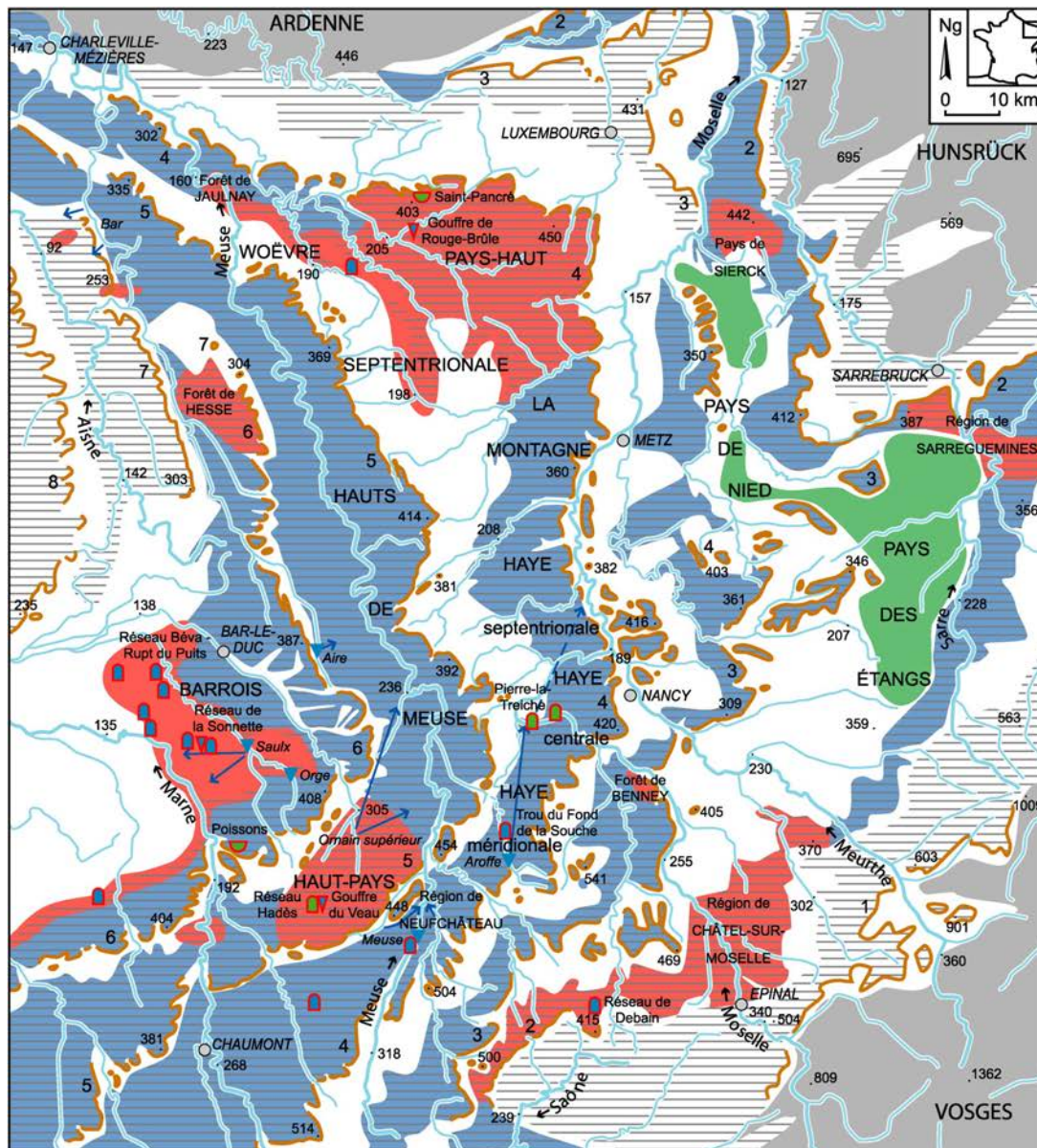


FIGURE 3.11 – Typologie des karsts de la Lorraine et de ses marges (Losson et Jaillet, 2010)

3.6 Le drainage du système karstique

Dans un karst de couverture localisé sur des interfluves inscrits entre des vallées encaissées, comme dans le Barrois (figure 3.8) les affleurements calcaires entourés ou bordés par la couverture argileuse y sont fréquents. On les trouve à deux échelles d'observation : d'une part, en bordure du front de karstification, notamment dans les vallées et vallons karstiques, ainsi que dans les fenêtres hydrogéologiques, d'autre part à une échelle métrique ou décamétrique, au fond des dolines, à l'entrée des gouffres et dans les vallées aveugles. Ainsi, le drainage du système karstique est plutôt ternaire (Jaillet, 2000), puisque l'alimentation du karst s'effectue à la fois par infiltration directe dans les calcaires, par drainance lente à partir de la couverture et par ruissellement sur les argiles et pertes au contact.

3.7 Conclusion partielle

Les aléas affaissements-effondrements karstiques sont liés par définition à la karstogénèse des terrains affectés par ces phénomènes de « *subsidence* ». Ils impliquent : i) une reconnaissance des formes et des phénomènes de surface (ou exokarstiques), ii) une connaissance des formes souterraines (endokarst), iii) ainsi que des processus karstiques à l'œuvre dans les terrains karstifiables. La contribution des différentes disciplines étudiant le karst (géomorphologie, géologie, hydrologie, spéléologie, etc.) implique une approche systémique (Mangin, 1975, 1978). D'après l'auteur, cette approche s'appuie sur la relation essentielle entre les écoulements et la karstification, et permet d'expliquer l'organisation et la hiérarchisation des vides au sein du système karstique (Mangin, 1975, 1978).

Toutefois, en Génie civil, le karst est souvent réduit à la notion de vides rencontrés sur les chantiers. L'absence fréquente d'efficacité dans les méthodes de détection, ainsi que la nécessité de les remblayer rapidement sur les chantiers (Gilli et Besson, 2010a, b) expliquent les connaissances insuffisantes sur les cavités karstiques proches de la surface. Ils justifient donc une modélisation de l'aléa affaissement-effondrement karstique à partir de l'étude approfondie de secteurs-clés.

Concernant l'aléa affaissement-effondrement, trois questions fondamentales se posent : tout d'abord à quelle(s) phase(s) de l'évolution apparaissent les désordres conduisant à un effondrement ? Ensuite, pour quelle(s) épaisseur(s) de couverture, cet aléa effondrement se manifeste-t-il ? Enfin, d'autres facteurs sont-ils nécessaires pour engendrer cet aléa ?

Chapitre 4

Méthodologie

Introduction

La recherche réalisée dans le cadre de cette étude nécessite plusieurs étapes indispensables, constituées par une importante revue bibliographique, l'utilisation des données cartographiques disponibles (orthophotos et images LiDAR), un travail sur le terrain qui s'est échelonné sur plusieurs années et aussi sur le traitement des données grâce à un logiciel SIG (QGIS), indispensables pour traiter un volume conséquent de données de terrain.

4.1 Les données bibliographiques

La synthèse bibliographique nécessaire à l'étude a été menée dans le cadre du projet BD Cavités. Elle fera l'objet d'une publication (Bensaadi, Cartannaz et Harmand), prochainement soumise. Celle-ci montrera que les différents types de processus à l'origine des formes exokarstiques sont conditionnés par quatre types de karst (karst sous couverture perméable, karst sous couverture imperméable, karst de contact lithostratigraphique, karst nu) (Ford et Williams, 1989 ; Nicod, 1994 ; Perrin *et al.*, 2014a).

En France, les recherches et publications sur le karst ont été particulièrement nombreuses depuis les années 1980. On trouve dans l'ouvrage de Philippe Audra (2010) de nombreuses références bibliographiques.

Dans l'est du Bassin parisien, la synthèse bibliographique a fait apparaître la fréquence des terrains karstifiés, et en particulier les karsts de contact lithostratigraphique, étudiés dans le cadre de thèses (Gamez, 1992 ; Devos, 1996a ; Jaillet, 2000 ; Losson, 2003 ; Mansuy, 2005 ; Fister, 2012 ; Fizaine, 2012 ; Habib, 2015), de mémoires de Master (Frischman, 1997 ;

Caramelle, 1998 ; Thomassin, 2004, 2005 ; Denys, 2005, 2006 ; Guy, 2008 ; Briard, 2015 ; Huat, 2016) de rapports de stage de Master réalisés au BRGM, au CEREMA ou à l'AERM (Husson, 2007 ; Bensaadi, 2008 ; Denis, 2011) et de rapports de projets tutorés de Licence que j'ai encadrés (Deshaies *et al.*, 2016 ; Lejeune *et al.*, 2017 ; Contignon *et al.*, 2018) et de publications (base de données IKARE ou ORAGE : <https://orage.univ-lorraine.fr>). Dans le Barrois, la principale contribution est celle de Stéphane Jaillet (2000) qui était consacrée à l'étude et à l'évolution du karst, notamment de l'endokarst et de ses relations avec la surface.

En outre, une recherche en archive, principalement aux Archives de la Meuse (55), a été réalisée afin de recenser des événements en lien avec des désordres karstiques qui auraient eu lieu depuis un siècle. De même, un inventaire des objets karstiques (cavités, pertes, résurgences, dolines, effondrements, tassements) a été effectué à partir de différentes sources disponibles : BD Cavités, BD MVT (BRGM).

4.2 Données de terrain et outils

Il était donc intéressant d'effectuer une recherche sur l'aléa d'effondrement karstique dans un secteur où les processus karstiques, et l'endokarst, en particulier, sont bien connus. Les objectifs, définis plus haut, consistent, par conséquent, à mettre en relation les types de karst, les types de formes et de phénomènes exokarstiques, les types de processus et de présenter une cartographie des secteurs où l'aléa affaissement-effondrement est le plus marqué. Pour ce faire, il était nécessaire d'effectuer cette étude à une échelle très fine, d'ordre métrique dans le but de réaliser une carte la plus exacte possible des formes et des phénomènes de l'exokarst dans des secteurs intensément karstifiés. Il est nécessaire de préciser que la cartographie de tous les phénomènes karstiques de surface du terrain d'étude défini a été effectuée en aveugle, en s'affranchissant des relevés effectués antérieurement.

Les relevés ont été réalisés à l'aide des outils suivants (photo 4.1) :

Sur le terrain, un GPS Garmin Etrex 30 X et un GPS Two Nav Sportiva (équipé d'une carte topographique IGN 1/25 du secteur) ont été utilisés. Les données ont été relevées en WGS84 (World Geodetic System, révision de 1984), système géodésique mondial le plus courant (converties ensuite en Lambert 93). Afin d'obtenir des données les plus précises, les relevés de terrain ont été – autant que possible – réalisés en saison froide, lors de journées de ciel clair pour ne pas être gêné par la couverture végétale, le signal GPS étant tributaire du nombre de satellites accessibles, des couches nuageuses et de la végétation.

Enfin, pour obtenir une meilleure précision des données, il a été nécessaire de stabiliser la position du GPS qui peut varier de 1 à 2 mètres, dans le meilleur des cas, jusqu'à 20 mètres parfois. Dans ce dernier cas, les données n'ont pas été relevées, leur fiabilité

étant mauvaise notamment dans des zones à forte densité de désordres. Dans ce cas, les relevés de terrain ont été réitérés à une date ultérieure plus favorable.

De préférence, chaque position a été prise au centre du phénomène karstique qui correspond le plus souvent au point le plus bas topographiquement. Pour des raisons de sécurité (large gouffre, effondrement très abrupt, présence d'eau en quantité ou fond de doline instable), il a parfois été impossible de s'avancer au centre du phénomène karstique à mesurer. Dans ce cas, les mesures ont été effectuées en bordure de ce dernier, et on a ajouté manuellement aux coordonnées, les distances (approximatives).

Exprimées en mètres, les données morphométriques sont mesurées à l'aide du pas de l'homme pour les formes les plus petites, d'un triple décimètre ou d'un laser-mètre pour les plus gros éléments. Le télémètre laser n'a pas été systématiquement utilisé car il nécessite un point d'arrivée précis (un affleurement rocheux ou un arbre) en bordure du phénomène karstique, mais également parce qu'il est facilement perturbé par le feuillage et les petites branches que son faisceau peut croiser.



Photo 4.1 – Les différents outils nécessaires au travail de terrain (de gauche à droite : Boussole à clinomètre, GPS à main TwoNav Sportiva et Garmin Etrex 30x, télémètre laser et triple décimètre) (cliché : Bensaadi, 2017)

Ainsi, ont été relevés en fonction des formes et phénomènes découverts (figure 4.1) :

- les diamètres pour des formes rondes comme les dolines ;
- la longueur et la largeur pour des formes plus allongées.

C'est à partir de la rupture de pente de part et d'autre de la doline, que son diamètre/longueur/largeur, est mesuré ;

- la profondeur.

Dans les cas particuliers de la présence de gouffre, sauf s'il a été visité et étudié par des spéléologues (lorsqu'il est pénétrable) ce paramètre ne pourra pas être pris en compte. La technique de la « chute du caillou » qui permet de mesurer des distances en fonction de plusieurs paramètres (vitesse de chute et du son), peut être utilisée, mais reste assez aléatoire (les gouffres n'ayant pas forcément des parois verticales, et on ignore si le caillou tombera sur un rebord ou au fond du gouffre) ;

- La pente des versants des dolines a été également mesurée avec le clinomètre d'une boussole.

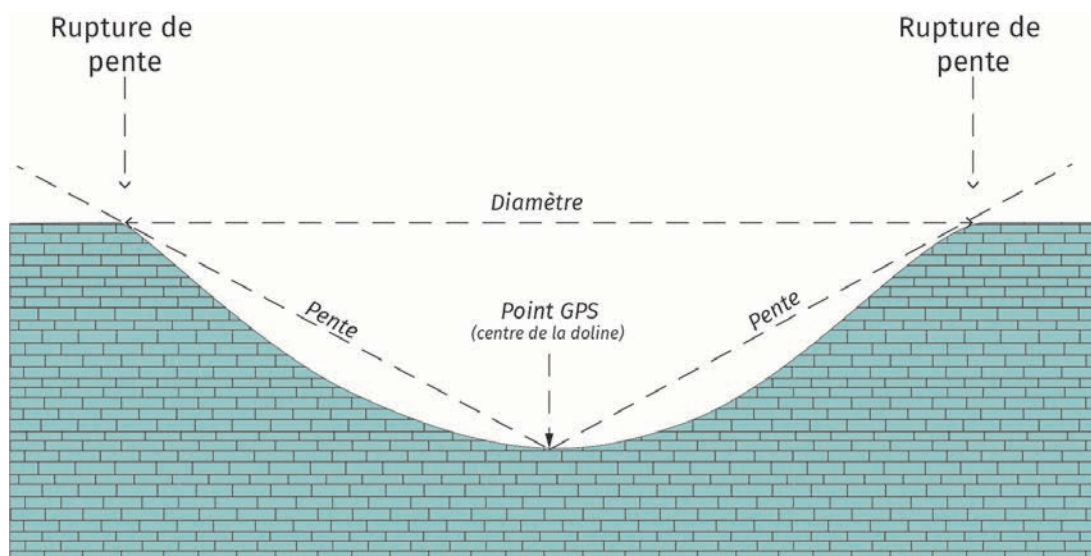


FIGURE 4.1 – Méthode de mesure au GPS pour une doline (Bensaadi, 2019)

Ont été également relevés, les signes de mouvements récents, représentés par des parois sans végétation, des cicatrices d'arrachement, etc. Ces indices permettent d'informer sur la nature active des phénomènes découverts.

Nous trouvant dans un contexte de karst de contact lithostratigraphique, les phénomènes sont, par définition, les indicateurs de ce même contact. La position des phénomènes est donc utile afin de préciser les cartes géologiques et structurales des terrains visités.

Ainsi, les coupes observées dans les dolines indiqueront dans quelle formation s'ouvre le phénomène karstique et permettront de préciser la carte géologique.

4.3 La télédétection

Ont été utilisées des photographies aériennes verticales, ou orthophotos, ce qui a permis parfois de détecter des alignements de dolines sans difficulté lorsque le terrain est dépourvu de végétation dense (photo 4.2).



Photo 4.2 – Liseré karstique dans une clairière sur la commune de Fains-Véel (extrait orthophotos 50 cm, IGN, 2018)

Mais dès lors que la zone est sous couvert forestier, il est impossible d'observer le modelé de surface. Or, comme l'essentiel du terrain de cette recherche est situé sous la forêt de Trois-Fontaines, l'observation d'orthophotos n'a été que ponctuelle, en revanche, une autre technique de télédétection s'est révélée beaucoup plus utile : l'imagerie LiDAR (photo 4.3).

Sur la photo de droite de la photo 4.3 on voit nettement se dessiner un liseré de dolines sous couvert forestier, indétectable sur des orthophotos.

La détection par balayage de la lumière (*LiDAR = Light Detection And Ranging*) comme système de télédétection est largement utilisée pour la confection d'un Modèle Numérique de Terrain Haute Résolution (MNT HR). Classiquement mis en œuvre sur terre (*TLS = terrestrial Laser Scanning*), l'acquisition s'est développée par vecteur aérien



Photo 4.3 – Vue aérienne du secteur du bois des Seigneurs (Robert-Espagne), photo aérienne verticale et image LiDAR (LiDAR : DDT 55, 2015; orthophoto : IGN, 2009)

(*airborne laser scanning = ALS*) embarqué sur avion ou hélicoptère et plus récemment avec le développement des drones. Un autre avantage du LiDAR pour l'établissement d'un MNT HR est qu'il permet de s'affranchir de la végétation (Weishampel *et al.*, 2011 ; Kobal *et al.*, 2015).

Le LiDAR ne remplace pas le lever de terrain, mais aide à cibler l'investigation sur des zones où les indices morphologiques sont tangibles. Il rend à la fois le travail sur le terrain plus efficace, en permettant de se concentrer sur des zones présélectionnées.

Une partie réduite du secteur de recherche a pu bénéficier du balayage LiDAR, il s'agit de la rive gauche de la vallée de la Saulx au niveau de Beurey-Sur-Saulx - Robert-Espagne, de la commune d'Ancerville, celle de Sommellone et du secteur de Vau Vauthier, au nord-ouest de Bar-le-Duc.

La première zone a été commandée par la DREAL Grand-Est (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement), dans le cadre de la Directive inondation (2007) afin de cartographier les zones soumises aux inondations. Les trois autres secteurs (Ancerville, Sommellone et Vau Vauthier) ont été commandés par le BRGM dans le cadre du Plan Cavité national (2013).

Dans cette étude, nous utilisons des données issues d'un LiDAR embarqué par avion. Présentées sous forme d'une grille au pas de 0,5 mètres, les données initiales constituent un nuage ou un semis de points qui correspondent aux trajectoires du laser. Aux données initiales, un traitement a été apporté afin de les rendre lisible : le traitement par ombrage permet, en simulant des rayons de lumière plus ou moins rasante, de faire ressortir les moindres dépressions du sol.

Cela nous a permis de mettre en évidence les dolines (même dans des zones impénétrables à pied) et de les cartographier de manière la plus exhaustive possible. Une vérification sur le terrain a permis de distinguer les différents types de karst et de mieux comprendre leur mode de formation.

L'utilisation du SIG pour les données LiDAR s'est révélée fondamentale. En effet, en fonction des besoins, d'autres traitements ont été appliqués sur les images LiDAR avec QGIS, grâce à l'extension *GDAL*, notamment les traitements « pente », « ombrage », et « rugosité du terrain ».

Toutefois, les images LiDAR sont limitées, pour notre terrain d'étude, aux bordures de la vallée de la Saulx. C'est la raison pour laquelle, la collecte des données n'a pu s'effectuer que par un travail sur le terrain.

4.4 Base de données et SIG

Les données de terrain, une fois récoltées, vont servir dans un premier temps, à alimenter la base de données développée sous Excel.

L'objectif du traitement des données, une fois organisées dans la base, consiste à déterminer la zone karstifiée en utilisant la localisation de toutes les formes et phénomènes karstiques inventoriés.

L'utilisation du SIG s'est avérée essentielle pour la cartographie des phénomènes karstiques. Les points relevés sur le terrain ont été croisés, via le logiciel de cartographie QGIS, au géoréférentiel de référence en Lambert 93. Des dalles topographiques de l'IGN au 1/25 000 ont été utilisées comme base. Grâce au travail de synthèse de la base de données, les phénomènes karstiques apparaissent sur la carte aussi bien comme des points indifférenciés que par des éléments graphiques, selon les besoins.

À partir de QGIS, des données WMS du BRGM ont été utilisées. Il s'agit de données diffusées en accès libre via des services web, données qui recouvrent la grande majorité de celles disponibles sur InfoTerre. Nous nous sommes servis ici principalement de la carte géologique de la France au 1/50 000 (feuilles de Saint-Dizier, n° 226 et Bar-le-Duc, n° 227), de la carte géologique simplifiée de la France (BRGM, 2006), des données BSS (Banque du Sous-Sol, pour les forages), et des données relatives aux cavités souterraines.

Le logiciel QGIS a aussi permis de générer des blocs diagrammes de la topographie et de la géologie du terrain d'étude grâce à l'extension *Qgis2threejs*, et de modéliser certaines formes du karst du Barrois, notamment certains vallons.

Enfin, des travaux de statistiques et de sélections attributaires ont permis de faire ressortir certains éléments fondamentaux du terrain comme la typologie des dolines, les morphologies de chaque forme relevée sur le terrain, etc.

4.5 Positionnement de la thèse par rapport à la structure co-encadrante (BRGM) et à ses missions

Cette thèse s'inscrit dans l'axe « Gestion des risques et impacts naturels et anthropiques (Instabilités du sol et du sous-sol – milieux naturels et urbanisés) ». Cette recherche constitue la continuité du projet de recherche « Approche multicritères de la susceptibilité de présence et de l'aléa effondrement de cavités karstiques » géré par Jérôme Perrin, ingénieur hydrogéologue au BRGM Orléans.

Elle devra permettre de lever les interrogations et de publier les résultats de ce projet. Par le biais de cette thèse, le BRGM renforce son engagement dans la « Prévention et la gestion des interactions sol/sous-sol/société dans un contexte de changement global », et « Passer de l'expertise des aléas géologiques à une compétence d'analyse et de gestion intégrée des risques dans un contexte de changement global » (BRGM, 2013).

Ce travail de recherche interagit avec plusieurs autres programmes scientifiques du BRGM :

- le programme LAP39 « Auscultation physique du proche sous-sol – Géophysique et Télédétection », avec notamment l'acquisition et le traitement de données microgravimétrique en contexte urbain (projet service publique) et le traitement de données LiDAR (projet de recherche);
- le programme RIS23 « Préparation et appui à la gestion de crises », qui rassemble l'ensemble des activités d'appui aux administrations en termes de planification et de gestion de crise et post-crise avec notamment un test cartographique sur un secteur de 100 à 200 km² (20 à 30 communes);
- le programme RGH5 « Genèse et caractéristiques des régolithes » avec le régolithe qui contrôle principalement la répartition et l'intensité des désordres liés aux cavités naturelle. Une recherche par modélisation (traitement LiDAR), associé à un modèle géomorphologique permettra d'établir une spatialisation de la couverture des formations karstiques et éviter ainsi des travaux de terrain chronophages et coûteux pour les services décentralisés de l'état.

4.6 Conclusion partielle

Les données bibliographiques sur le Barrois sont relativement riches pour l'endokarst mais sont relativement lacunaires pour l'exokarst qui nécessite une étude à grande échelle (échelle métrique), ce qui implique un long travail de terrain, parfois complexe en raison du couvert forestier, notamment dans les sous-bois.

Ce travail de terrain est d'autant plus nécessaire que les données LiDAR, fondamentales pour ce type étude, ne concernent pas le cœur du terrain, à savoir la forêt de Trois-Fontaines et les secteurs voisins.

L'utilisation d'un SIG, en particulier de QGIS, est fondamentale pour l'acquisition (LiDAR) et la compilation (WMS) de données, pour l'analyse des données, et pour la réalisation de schémas (parfois appuyée par le logiciel Adobe Illustrator) et enfin pour la cartographie.

Deuxième partie

Résultats

Chapitre 5

Présentation des résultats globaux de la zone d'étude

Le terrain d'étude de cette thèse recouvre environ 37 km² en 16 secteurs distincts (figure 6.1). Un peu plus de 2700 phénomènes karstiques ont été recensés sur le terrain, et près de 1000 grâce à l'imagerie LiDAR si on ajoute ceux qui ont été cartographiés sur les territoires des communes d'Ancerville, de celles longeant la vallée de la Saulx (près de 200 ; DDT 55, 2016) et de celles de Fains-Véel et de Mussey (260 pour le secteur de Vau Vauthier ; BRGM, 2015 ; imagerie LiDAR, BRGM, 2016).

Les secteurs ont été découpés en fonction de leurs caractéristiques propres ; il s'agit soit de vallons bien définis (Belle Épine, Taille-Clergé, Hattons, Renesson. . .), soit de segments du liseré (Taille Jacquemin, bois du Roi, bois Communal. . .). S'ajoutent à ces 14 secteurs, ceux de Chancenay au SO et de la Vau Vauthier au NE.

Il est à préciser que nous utiliserons, ci-dessous, tout au long du texte le terme phénomène karstique, privilégiant ses relations avec l'hydrologie (Gamez *et al.*, 2000), d'autant plus que les dolines fermées, apparemment sans activité peuvent se réactiver et évoluer en un autre phénomène, par exemple, une doline-ouverte ou une doline-gouffre.

Ce travail de terrain a d'abord été réalisé en collaboration avec Charles Cartannaz sur le secteur de Vau Vauthier dès 2013 (voir ci-dessus, Perrin *et al.*, 2014b).

5.1 Cartographie des phénomènes karstiques : synthèse des résultats

5.1.1 Mise en évidence de liserés karstiques

Dans tous les secteurs cartographiés, sur le terrain et relevés sur les images LiDAR, la plus grande partie des phénomènes karstiques s'aligne en liserés qui présentent souvent une remarquable continuité (figure 5.1 ; annexe 1).

Dans la forêt de Trois-Fontaines, on peut distinguer 2 liserés : le liseré est (9 secteurs) et le liseré ouest (5 secteurs) dont les tracés présentent des caractéristiques sensiblement différentes. Le liseré oriental est constitué principalement par 2 segments situés de part et d'autre de Robert-Espagne : un segment sud, de direction SO-NE, parallèle à la vallée sèche de la Dorma, tributaire de la rive gauche de la Saulx et un segment nord de direction SE-NO, situé au sommet d'un talus situé à une distance comprise entre 0,5 et 1,5 km de la Saulx. Le liseré ouest est davantage discontinu et s'étend d'ouest en est sur une plus grande profondeur que le liseré oriental (jusqu'à 1,5 km pour le premier contre moins de 0,5 km pour le second). Le liseré occidental est en effet localisé dans des vallons de directions O-E ou NE-SO se dirigeant en direction du Perthois.

Dans le secteur de Vau Vauthier, au NO de Bar-le-Duc, et au SO de L'Isle-en-Rigault, le liseré karstique se ferme totalement dans l'anneau karstique, de 500 m de diamètre, du bois communal de la commune éponyme, imparfaitement dans le secteur de Vau Vauthier où il s'allonge d'ouest en est sur 3 km de longueur. Enfin, dans le secteur de Chancenay, il existe deux alignements de dolines, distants d'environ 300 m, de direction SO-NE et SE-NO qui s'interrompent brutalement.

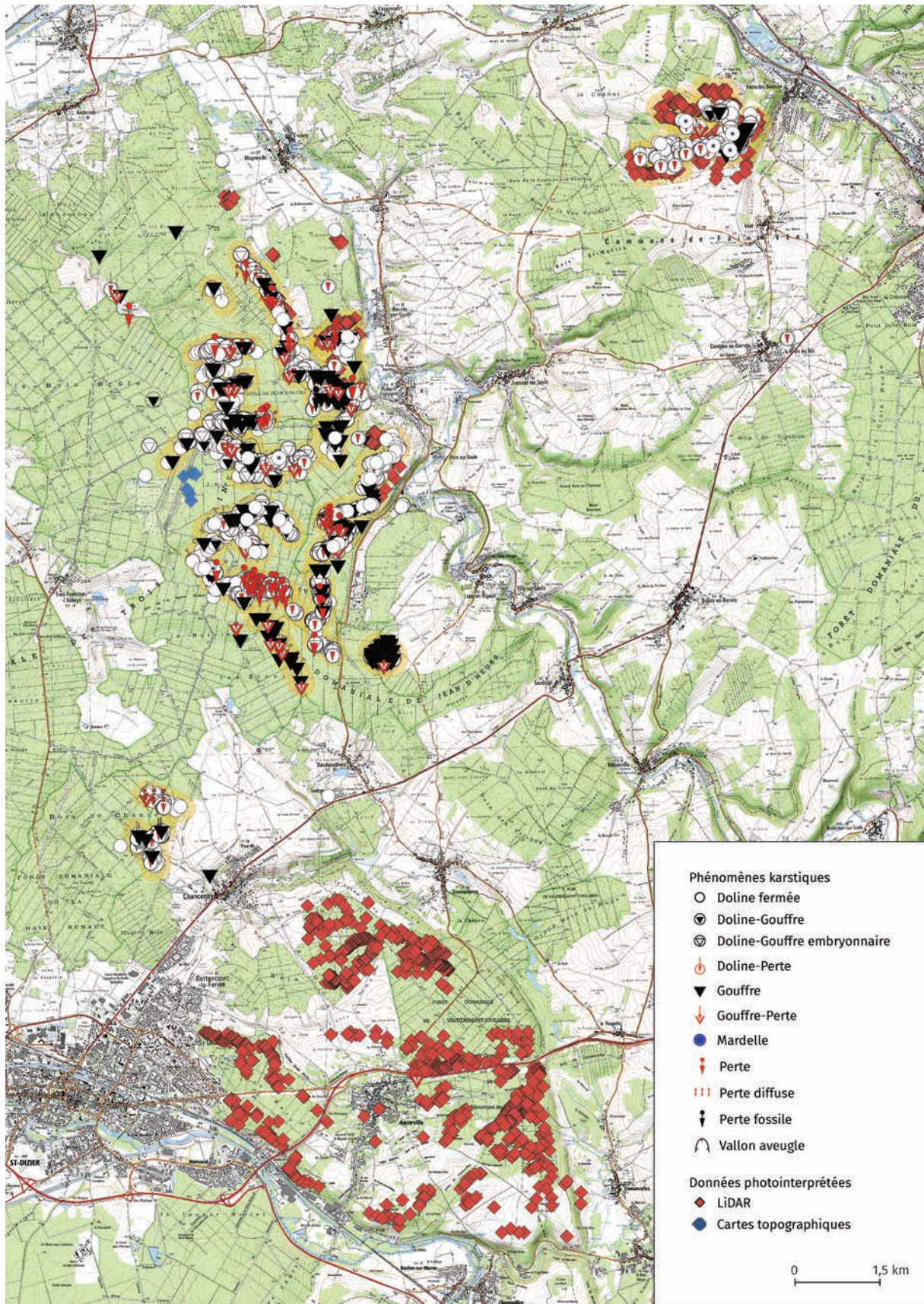


FIGURE 5.1 – Liserés karstiques du terrain de recherche (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009 ; LiDAR : BRGM, 2016)

5.1.2 Cartographie interactive du karst du Barrois : karstdubarrois.fr

Les résultats de cette recherche apparaissent à la fois dans un tableau qui fournit des données chiffrées pour chaque phénomène karstique et une carte à grande échelle (figure 5.1 ; annexe 1). Toutefois, dans le cadre d'une thèse basée sur l'acquisition d'un très grand nombre de données de terrain, le souci premier est la lisibilité des données même sur des formats de type A3 ou A2. Ce n'est pas la visibilité du point en lui-même, mais celle des caractéristiques de chacun de ces points ; diamètres, profondeurs, pente, altitude, processus de formation, ... ; autant de caractéristiques, certes exploitées dans le travail de recherche et dans le texte, qui ne seront ni visibles sur une carte figée, ni accessibles.

Le travail sur QGIS a motivé l'idée de développer une carte interactive : pour chaque point, l'information disponible dans la table attributaire, tri possible... Il nous a semblé utile et intéressant de pouvoir diffuser ces données de manière non figée, en proposant un panel d'approches modulables, permettant de créer des visuels « à la carte ». Cette carte interactive permet également d'apporter des conclusions enrichissant la thèse : localisation de tel type de phénomène, ou de phénomènes définis en fonction d'un critère objectif : valeur de la pente, dimensions, etc.

Plusieurs fonds seront disponibles. L'IGN met à disposition pour la recherche les données disponibles dans leur application GEOPORTAIL, ainsi, nous disposons des fonds topographiques de l'IGN (scan 25, cartes anciennes, plans IGN, ...), de fonds de plan altimétrique (altitude, carte des pentes), d'images aériennes et satellites, de cartes géologiques (au 1/50 000 et 1/ 1 000 000 du BRGM).

Des outils ont été ajoutés à cette carte interactive afin d'aider à la lecture des données, tel que l'outil de mesure de distance, qui permet d'évaluer l'espacement entre deux liserés karstiques par exemple, ou la distance d'un phénomène à un cours d'eau.

L'outil d'établissement du profil altimétrique permet de déterminer le profil topographique d'un vallon karstique ou de mesurer la pente où se développe le karst, et enfin, un dernier outil permettant de mesurer des surfaces.

Le cœur de la carte interactive demeure la base de données.

Toutes les données récoltées sur le terrain, soit près de 3000 morphologies karstiques, sont répertoriées dans la base. Les paramètres recensés sur cette base sont :

- le type de phénomènes karstiques : gouffre, gouffre-perte, doline fermée, doline-gouffre, doline-gouffre embryonnaire, doline-perte, perte, perte diffuse, perte héritée, vallon aveugle, mardelle ;

- leurs données morphométriques : diamètre à la surface, profondeur, pente, diamètre au fond ;
- les éléments de localisation : commune, secteurs, coordonnées géographiques en WGS 84 et en Lambert 93 et altitude (exportée depuis les données MNT de l'IGN) ;
- les données relatives à la lithologie lorsqu'elles ont pu être relevées : lithologie de couverture, contacts lithologiques ;
- des éléments apportant des indices sur le caractère des données : présence d'une route ou d'un chemin à moins de 10 m de distance, le caractère actif ou non du désordre relevé, le processus de formation des dolines et les observations annexes ;
- les sources permettant de savoir dans quel cadre les données ont été relevées (cadre d'un projet BRGM, de projet tutoré, de la bibliographie...).

L'utilisateur pourra disposer et faire jouer les données comme il le souhaite : faire apparaître uniquement les phénomènes karstiques relatifs à l'eau (pertes, dolines pertes, gouffres pertes...), les formes liées au soutirage, les gouffres...

Chacune des données visibles sur la carte dispose de toutes les caractéristiques énoncées précédemment, ainsi, lorsqu'on clique sur un des points, une fenêtre modale propose toutes les caractéristiques disponibles pour ce point.

L'avantage d'une carte interactive comme celle-ci concerne son actualisation possible. C'est le caractère fondamental de ce travail cartographique ; le karst du Barrois est particulièrement actif et ses formes évoluent beaucoup, il aurait été dommage de ne pas pouvoir modifier, proposer des modifications et des ajouts dans cette base. Ainsi, un onglet permettra à chaque utilisateur (spéléologue, forestier, promeneur, agent ONF, agriculteur, universitaire, ...) de signaler un nouvel événement en localisant sur une carte et en renseignant un champ de données (type de forme/phénomène, présence d'eau ou non, données morphométriques...), ou de signaler l'évolution d'une doline ou d'un gouffre.

Dans une volonté locale de développer le tourisme autour du karst (sentier karstique), une application comme celle-ci permettra également de mieux connaître les caractéristiques du karst de cette région, grâce à un accès facilité et ergonomique.

Cette carte interactive sera disponible au public après publication des données, mais l'est dès à présent de manière restreinte sur karstdubarrois.fr avec le code d'accès suivant : `jaimelekarst`

5.2 Typologie des phénomènes karstiques et données chiffrées

Le karst sous couverture du Barrois se traduit selon 3 grands types de formes : **les dolines, les gouffres et les pertes**. Ces 3 derniers se déclinent en 10 formes élémentaires : les dolines fermées, les dolines-gouffres embryonnaires, les dolines-gouffres, les dolines-pertes, les gouffres, les gouffres-pertes, les pertes, les pertes diffuses, les pertes fossiles et les mardelles.

La répartition des phénomènes karstiques est dominée par les dolines (fermées, dolines-gouffres embryonnaire, dolines-gouffres, dolines-pertes et mardelles) qui constituent près de 90 % du total (tableau 5.1). Les gouffres représentent seulement 9 % et les pertes environ 2 % (figure 5.2).

	Diamètre (m)				Profondeur (m)				Pente (°)				Nbr de phén.	%
	Moyenne	Médiane	Min	Max	Moyenne	Médiane	Min	Max	Moyenne	Médiane	Min	Max		
Doline fermée	6,41	4,00	0,50	110,00	2,48	1,50	0,15	35,00	33,81	30,00	1,00	90,00	1982,00	74,99
Doline-Gouffre	6,42	5,00	1,00	20,00	2,93	2,50	0,30	7,00	41,32	41,00	3,00	85,00	31,00	1,17
Doline-Gouffre embr.	9,50	6,00	0,50	80,00	4,74	3,30	0,20	30,00	39,86	39,00	10,00	88,00	264,00	9,99
Doline-Perte	5,19	3,00	0,30	40,00	2,97	1,50	0,15	20,00	40,87	40,00	15,00	80,00	84,00	3,18
Gouffre	2,06	1,50	0,20	8,00	10,65	5,00	0,50	90,00	68,88	70,00	40,00	90,00	194,00	7,34
Gouffre-Perte	4,78	4,00	0,20	22,00	12,83	7,50	0,50	85,00	46,00	43,50	30,00	72,00	31,00	1,17
Mardelle	11,77	10,00	5,00	25,00	3,10	2,50	0,50	7,00	26,60	24,00	17,00	47,00	11,00	0,42
Perte	0,98	0,70	0,20	2,60	2,97	1,50	0,30	20,50	42,70	42,50	10,00	80,00	36,00	1,36
Perte diffuse	0,70	0,60	0,30	1,00	1,25	1,00	1,00	2,00	40,00	40,00	38,00	42,00	9,00	0,34
Perte fossile	0,60	0,60	0,60	0,60									1,00	0,04

TABLEAU 5.1 – Répartition des phénomènes karstiques en fonction du diamètre, de la profondeur et de la pente (Bensaadi, 2020)

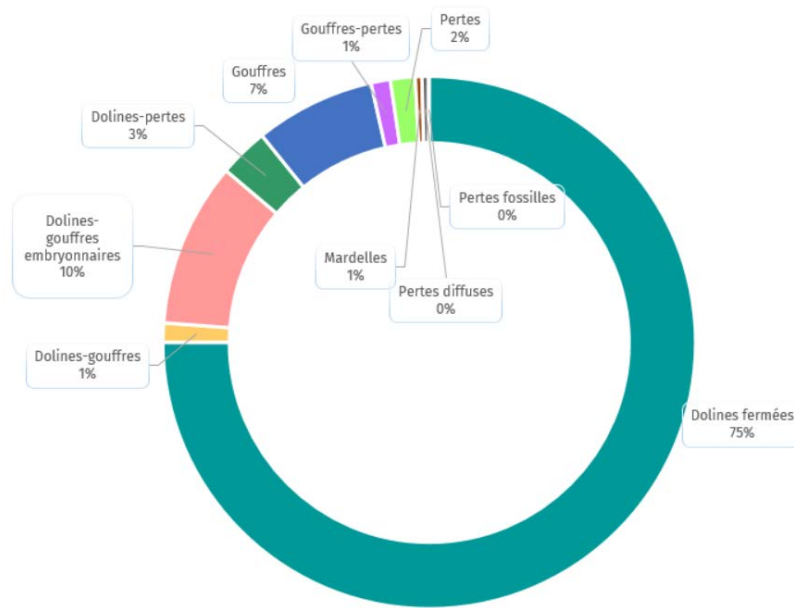


FIGURE 5.2 – Répartition des phénomènes karstiques (en %) (Bensaadi, 2019)

5.2.1 Les dolines

Un graphique corrélant le nombre et le diamètre des dolines réparties dans un intervalle de 5 m, fait apparaître une majorité de dolines entre 0,5 et 5,50 m (60,84 %) et entre 5,50 et 10,50 m de diamètre (25,83 %). Les dolines de taille intermédiaire (de 10,50 à 35,50 m) ne représentent que près de 12 % du total. Les dolines très larges (> 35,50 m de diamètre), restent minoritaires (1,50 %) (figure 5.3).

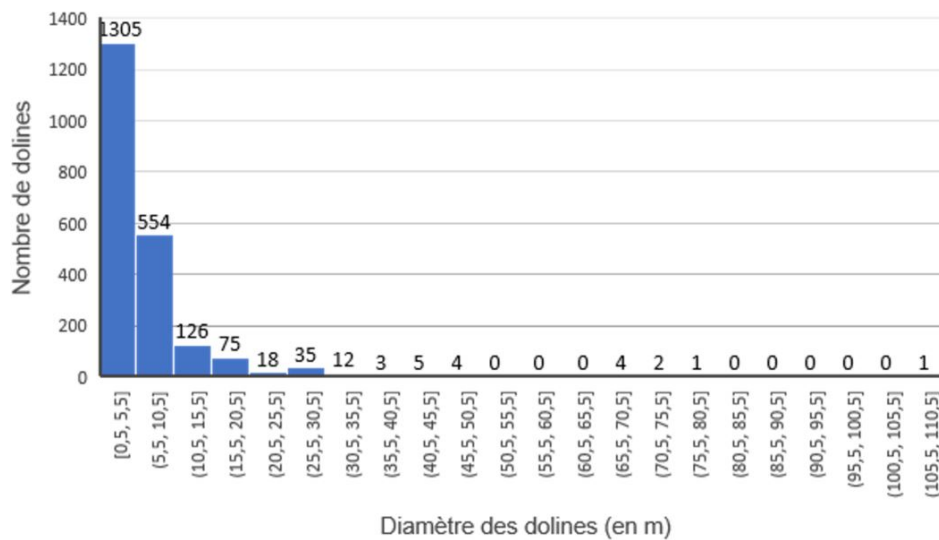


FIGURE 5.3 – Répartition des dolines en fonction de leur diamètre (Bensaadi, 2019)

Un graphique corrélant le nombre et la profondeur des dolines réparties dans un intervalle de 3 m, fait apparaître une majorité de dolines de moins de 6,50 m (68,4 %) dont 42,20 % de moins de 3,50 m de profondeur et 26,20 % de 3,50 à 6,50 m de profondeur. Les dolines de taille intermédiaire (de 6,50 à 12,50 m) représentent 20,92 % du total et les dolines dont la profondeur est supérieure à 12,50 m, 10,63 % (figure 5.4).

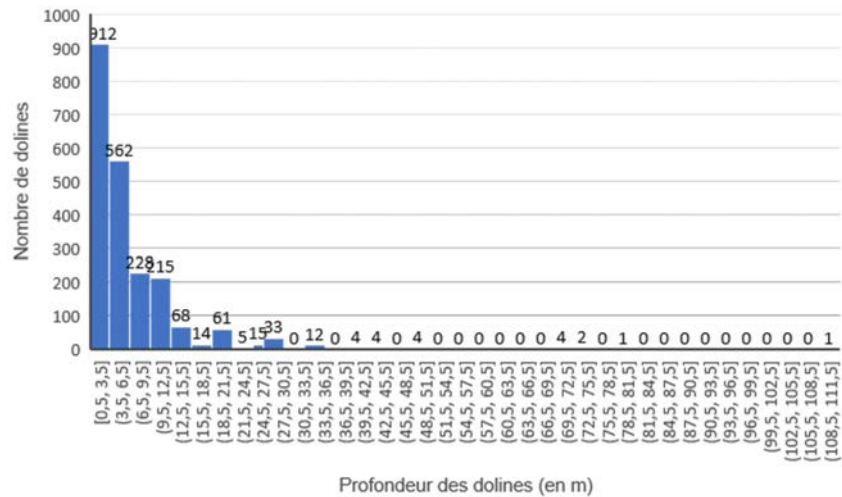


FIGURE 5.4 – Répartition des dolines en fonction de leur profondeur (Bensaadi, 2019)

Ensuite, le diagramme croisant les valeurs diamètre et profondeur des dolines (figure 5.5) met en évidence qu’une grande majorité des dolines se situent vers la gauche du graphique, indiquant que les dolines sont en majorité des phénomènes karstiques de petites dimensions (inférieures à 2,5 m de profondeur et diamètre).

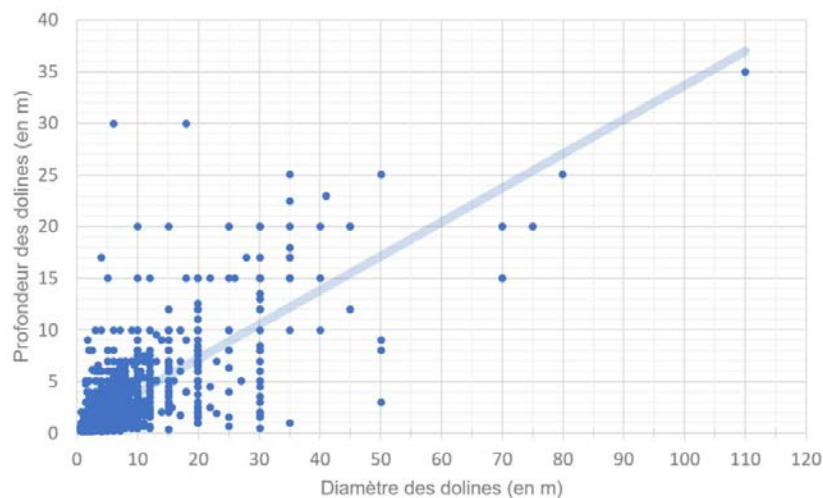


FIGURE 5.5 – Relation entre diamètre et profondeurs des dolines (Bensaadi, 2019)

Pour 78,9 % des dolines, nous avons pu relever la valeur de la pente. La pente moyenne des dolines est de $34,99^\circ$, il s'agit d'un angle assez important signifiant que les dolines sont globalement jeunes et/ou actives. Le diagramme croisant le nombre de dolines et la pente répartie en classes de 9° montre qu'environ les 2/3 des dolines (63,95 %) se situent entre 19° et 46° avec une répartition équilibrée pour les classes $19-28^\circ$, $29-37^\circ$ et $37-46^\circ$ (figure 5.6).

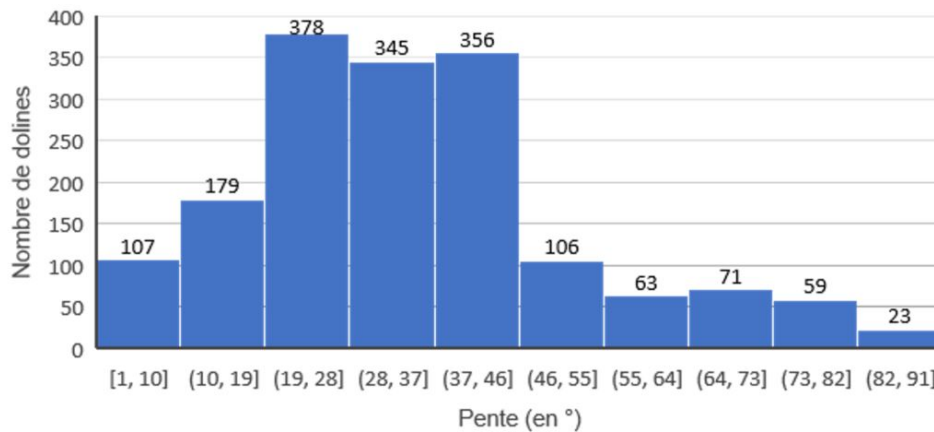


FIGURE 5.6 – Répartition des dolines selon l'indice de pente (Bensaadi, 2019)

Les dolines appartiennent à quatre types :

5.2.1.1 Dolines fermées

Nous considérons comme dolines fermées les dolines qui n'ont pas d'ouverture apparente, ni au fond, ni sur les versants (annexe 2).

Elles se développent dans la couverture imperméable (argiles) ou perméable (sables, grès) recouvrant les calcaires karstifiés (Tithonien, Hauterivien). Elles représentent 84 % du total des dolines.

La valeur médiane du diamètre est de 4 m, comparable à celle des dolines, toutefois ce dernier peut excéder plusieurs dizaines de mètres (n° 995, 1328, 2546, 588, ...). La pente est sensiblement élevée (environ 34°), la profondeur modérée (environ 1,50 m). Cependant, celle-ci est très variable et peut excéder 10 m (n° 1068, 2436, 1325, 325, ...).

Les versants et le fond de la doline sont recouverts au moins partiellement par des colluvions, voire des matériaux issus de glissements-plans ou rotationnels (photo 5.1).



Photo 5.1 – Doline fermée en entonnoir de 20 m de diamètre et de 10m de profondeur (n° 1470) (Trois-Fontaines-l'Abbaye, secteur des Hattons) (cliché : Bensaadi, 2017)

Il est à noter que les dolines de faibles profondeur sont peu visibles en forêt. Il n'est pas certains que toutes aient pu être cartographiées dans les zones non balayées par le LiDAR. Ces dolines sont davantage visibles dans les prairies : c'est notamment le cas dans le secteur de Vau Vauthier ou au sud de ce secteur, à Combles-en-Barrois (photos 5.2 et 5.3).



Photo 5.2 – Dolines dans un champ, de moins de 0,75 m de profondeur (n° 2081, 2094, 2099, 2100, 2221) (Fains-Véel, secteur de Vau Vauthier) (cliché : Bensaadi, 2016)



Photo 5.3 – Doline à proximité d'un lotissement pavillonnaire de 20 m de diamètre et de 2.5 m de profondeur (Combles-en-Barrois, en dehors de la zone d'étude) (cliché : Bensaadi, 2018)

5.2.1.2 Les dolines ouvertes

Dans notre typologie, nous avons distingué 3 types des dolines ouvertes : la doline-perte, la doline-gouffre embryonnaire et la doline-gouffre.

La doline-perte est connectée en surface avec un chenal et absorbe un écoulement de surface, pérenne ou temporaire, de manière totale ou partielle (annexe 2). Par conséquent, les versants des dolines-pertes sont entaillés par un ou plusieurs chenaux, et sont plus ou moins abrupts (photos 5.4 et 5.5). Elles représentent environ 3 % des dolines (3,18 %).



Photo 5.4 – Chenal d'écoulement de la doline du GR14 de 20 m de diamètre et 8 m de profondeur (n° 1312). (Trois-Fontaines-l'Abbaye, secteur des Hattons) (cliché : Bensaadi, 2016)



Photo 5.5 – Perte du Houiroc dans une doline-perte de 3.5 m de diamètre et 2.8 m de profondeur (n° 1322) (Robert-Espagne, secteur du Houiroc) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2011)

La doline-gouffre est une doline avec ouverture apparente au fond ou sur ses versants, sous forme de puits le plus souvent subvertical, de diamètre pluri-décimétrique (annexe 2). La doline-gouffre témoigne de la présence d'une couverture plus ou moins épaisse au-dessus de la couche karstifiée souvent fracturée (photo 5.6). Ces dolines représentent environ 1 % des dolines (1,17 %).

La doline-gouffre embryonnaire constitue le stade de développement précoce d'une doline-gouffre. Il s'agit d'une doline avec ouverture apparente au fond, généralement de dimension décimétrique, se prolongeant vers de petites cavités non pénétrables et de faibles développements, ce qui indique une activité hydrologique nécessairement limitée. Les calcaires karstifiés sous-jacents y sont rarement visibles. De même, l'ouverture au fond de la doline n'est révélée qu'après des épisodes pluvieux (photo 5.7). Les dolines-gouffres embryonnaires représentent environ 10 % des dolines (9,99 %).



Photo 5.6 – Doline-Gouffre de 6 m de diamètre et 3 m de profondeur (n° 1175) (Beurey-sur-Saulx, secteur du Caureau) (cliché : Bensaadi, 2017)



Photo 5.7 – Doline-gouffre embryonnaire de 6 m de diamètre et 5 m de profondeur (n° 585) (Beurey-sur-Saulx, secteur du Bois de Renesson) (cliché : Bensaadi, 2017)

5.2.2 Les gouffres

Les gouffres représentent environ 8,5 % de l'effectif total. Nous avons distingué deux types de gouffres : les gouffres « simples » et les gouffres-pertes.

Néanmoins, dans les observations de la base de données, on trouve 53 gouffres et gouffres-pertes qui ne sont pas comptabilisés dans nos statistiques, la valeur diamètre et profondeur n'étant pas renseignée. S'agissant de données d'archives bibliographiques assez anciennes (Devaux, 1970), seulement certaines d'entre elles ont pu être complétées lors des dernières campagnes de terrain.

Le diamètre des gouffres (gouffres simples et gouffres-pertes) est compris entre 0,20 et 22 m avec un diamètre moyen de 3,42 m (annexe 2).

Les gouffres de petites dimensions (< 2 m de diamètre) sont les plus nombreux, totalisant un peu plus de 56 % du total, les gouffres de taille intermédiaire (entre 2 et 5 m) représentent un peu moins de 30 % des gouffres. En revanche, les gouffres de plus de 5 m de diamètre sont plus rares (environ 15 %) (figure 5.7). Il s'agit principalement de gouffres-pertes, dont l'ouverture plus large est favorisée par un écoulement quasi-continu.

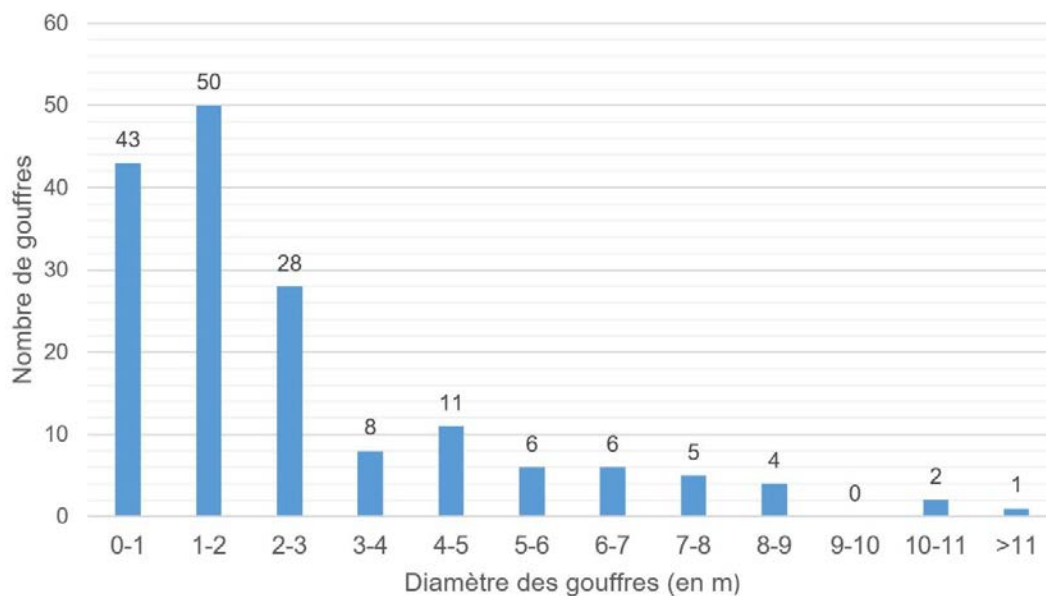


FIGURE 5.7 – Répartition des gouffres en fonction de leur diamètre (échantillon de 164 gouffres au total) (Bensaadi, 2019)

Nous avons pu relever la profondeur pour seulement un peu plus de la moitié (56,4 %) des gouffres. Cette variable est difficile à obtenir car les gouffres sont souvent très étroits et n'offrent donc pas toujours de visibilité pour en mesurer leur profondeur.

De même, il est souvent impossible d'être certain que la profondeur mesurée est fiable car les gouffres se prolongent parfois obliquement dans d'autres directions.

Ainsi, lorsque la variable profondeur est renseignée, c'est que le fond du gouffre était visible (prise de mesure à l'aide du laser-mètre) ou que les données ont été relevées et fournies par les spéléologues de la région (GERSM). Les secteurs de la Vieille Grange et de la Taille Clergé notamment sont bien renseignés, car ceux-ci sont signalés sur des pancartes informatives ; ce secteur faisant partie du sentier karstique de la Saulx (GERSM).

Les profondeurs des gouffres sont comprises entre 0,50 et 90 m, la moyenne se situant à 11,46 m. Ce sont principalement des gouffres de faibles profondeurs, l'essentiel des gouffres se situant entre 0,50 et 11 m (figure 5.8).

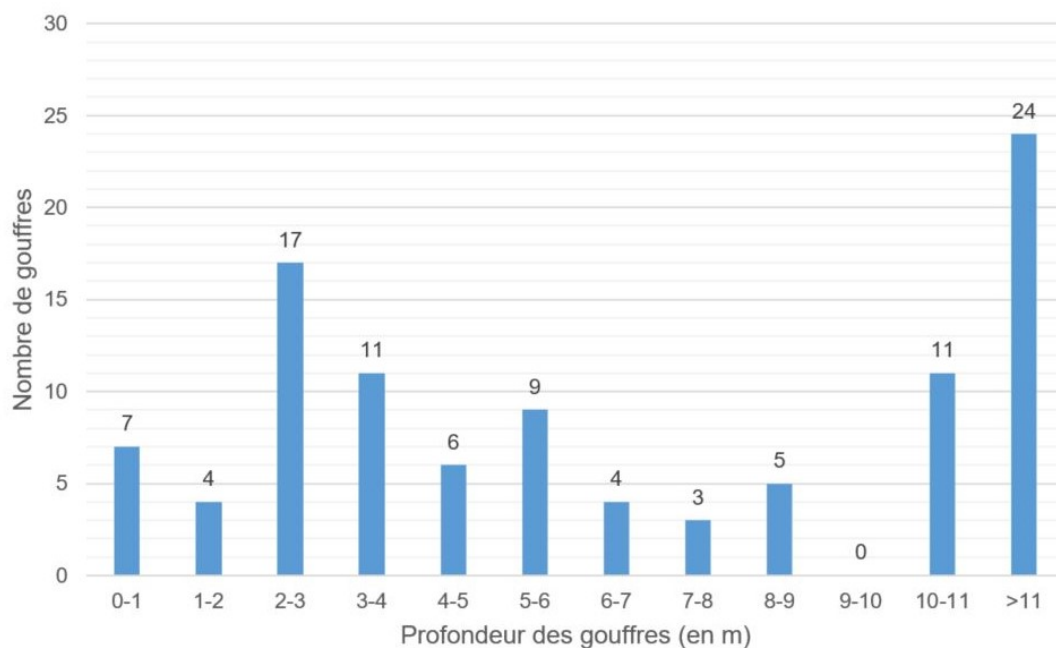


FIGURE 5.8 – Répartition des gouffres selon leur profondeur (Bensaadi, 2019)

Si l'on croise les valeurs diamètre et profondeur, on constate que les gouffres de cette étude sont des formes assez modestes (moins de 2,5 m de diamètre et moins de 10 m de profondeur). Néanmoins, un certain nombre sont à noter dans des dimensions assez importantes, 16 (1 %) dont la profondeur dépasse les 10 m et 12 dont le diamètre dépasse les 5 m (n° 413, 878, ...) (figure 5.9).

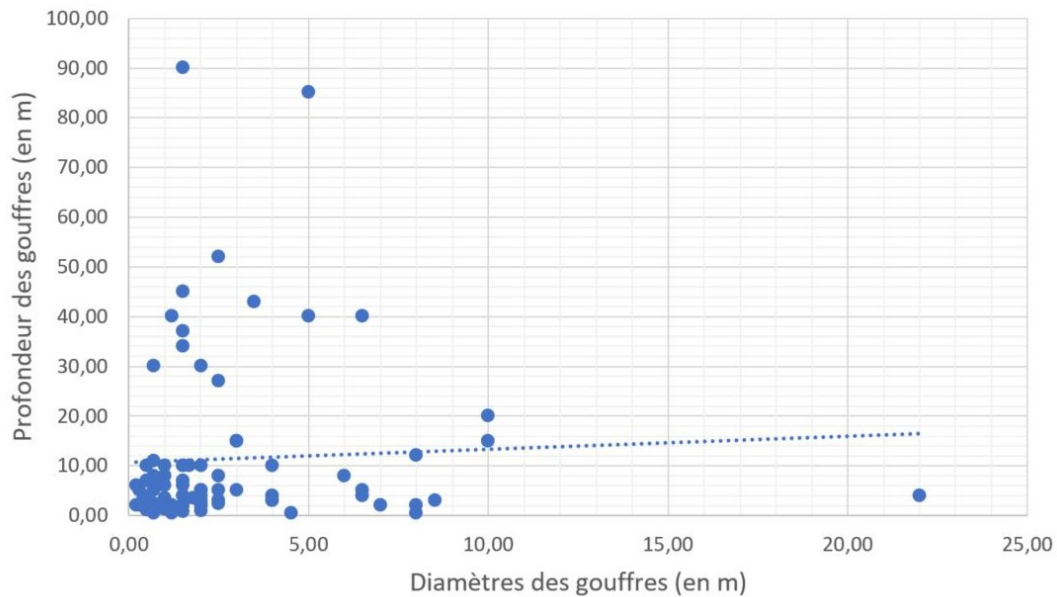




Photo 5.8 – Gouffre simple « Aven de la Taille Clergé » (n° 2715) de 6 m de diamètre (Trois-Fontaines-l'Abbaye, secteur de la Taille Clergé) (cliché : Cordel, 2018)

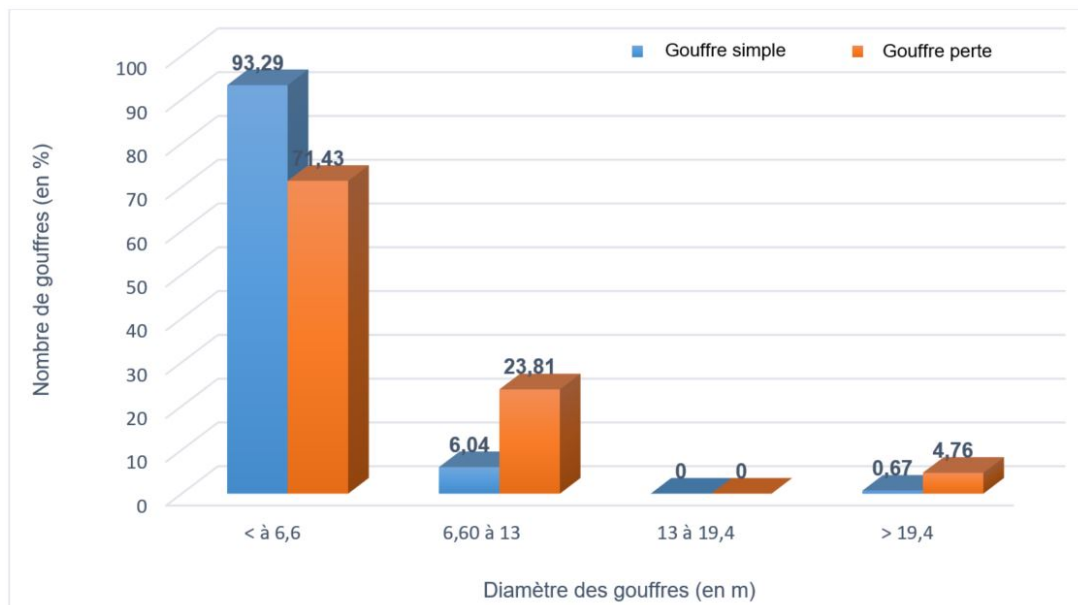


FIGURE 5.10 – Histogramme comparatif de la répartition des gouffres simples et gouffres-pertes selon leur diamètre (Bensaadi, 2019)

Le **gouffre-perte** (photo 5.9) est un gouffre connecté ou non à un chenal en surface qui absorbe un écoulement de surface et qui le draine jusqu'à un cours d'eau souterrain.



Photo 5.9 – Gouffre-perte d'1,5 m de diamètre et 1,80 m de profondeur, avec drain (en bas à droite de la photo) et eau au fond du gouffre (Ancerville) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2013)

Les gouffres sont rarement signalés. Toutefois, certains d'entre eux bénéficient d'une protection et sont accompagnés par un panneau explicatif, comme l'aven Taille Clergé-Clergé (photo 5.10).



Photo 5.10 – Protections autour de l'aven de la Taille Clergé (n° 2715) en bordure du sentier karstique de la Forêt domaniale de Trois-Fontaines (cliché : Cordel, 2018)

5.2.3 Les pertes

On considère comme perte une ouverture dans le sol, sans morphologie particulière, assimilée à une dépression ouverte centimétrique qui permet à l'eau de pénétrer dans l'endokarst. Le diamètre des pertes est le plus faible de tous les phénomènes karstiques (moyenne de 0,86 m, la plus petite perte mesurant 0,15 m et la plus grande 2,60 m) (figure 5.11).

Les pertes représentent seulement environ 2 % des phénomènes karstiques relevés sur le terrain. Elles font souvent partie d'un ensemble de plusieurs pertes (situées dans de grandes dolines mais aussi dans des vallons, comme c'est le cas pour la section amont du vallon de la Belle Épine).

Si l'on considère un intervalle de 0,20 m, l'essentiel des pertes se situe dans l'intervalle 0,15-0,75 m, avec près de 70 % des formes recensées. Les trois intervalles (0,15/0,35, 0,35/0,55, 0,55/0,75) se répartissant de manière quasi égale les pertes s'y trouvant (figure 5.11). Le tiers restant concerne les pertes de plus de 0,75 m.

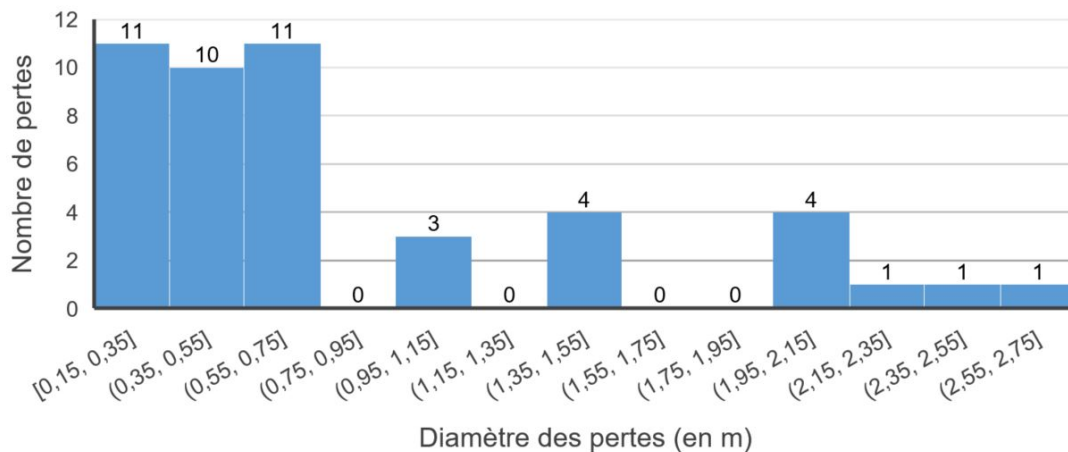


FIGURE 5.11 – Répartition des pertes selon leur diamètre (Bensaadi, 2019)

Nous avons distingué 3 types de pertes qui souvent se succèdent de l'amont vers l'aval en fonction de leur activité.

La perte active constitue la perte principale, c'est le lieu d'absorption principal du système. Il est parfaitement visible puisqu'elle absorbe l'essentiel de l'eau du ruisseau pérenne ou temporaire (n° 594, 309, 759, 311, ...) (photo 5.11).

Les pertes diffuses constituent des lieux d'absorption souvent mal localisés, situés en amont de la perte principale. Elles drainent une partie de l'écoulement dans la roche. Durant les périodes de faibles précipitations, l'activité des pertes diffuses peut suffire à absorber toute l'eau du vallon qui n'atteindra pas la perte principale (photo 5.12).

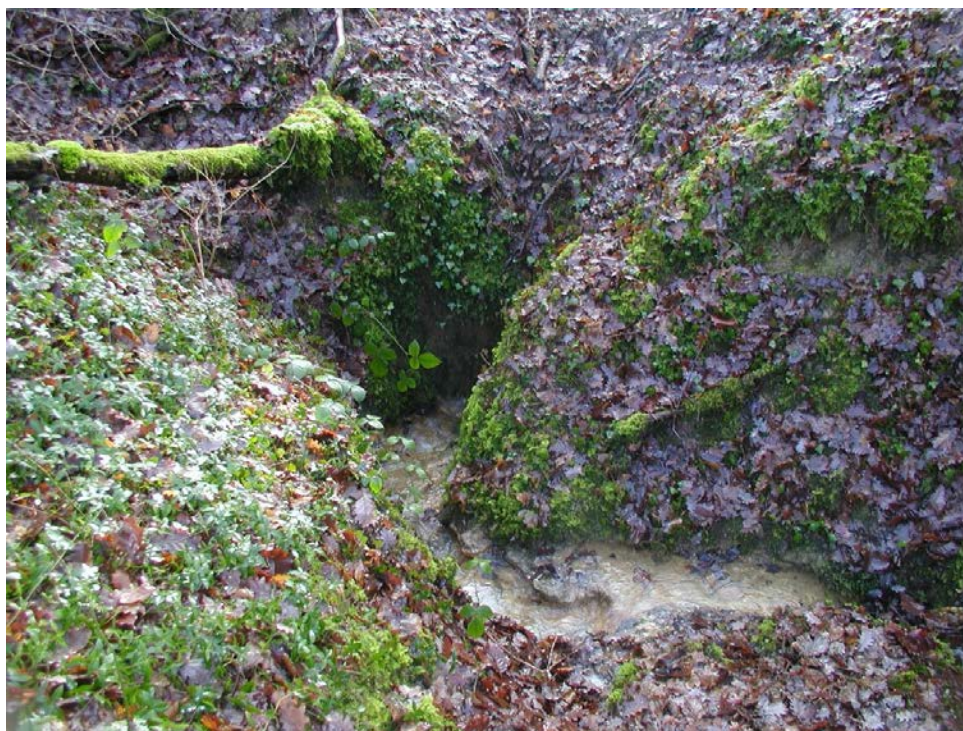


Photo 5.11 – Perte (principale) de Renesson mesurant environ 1.5 m de diamètre (n° 591) (Beurey-sur-Saulx, secteur du Bois de Renesson) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2012)



Photo 5.12 – Perte(s) diffuse(s) absorbant l'eau en amont de la perte principale, la plus grosse perte diffuse est de 0,75 m de diamètre (n° 1981) (Robert-Espagne, secteur Vallée Thirion) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2012)

La perte fossile est située plus en aval de la perte active, souvent dissimulée derrière une accumulation de colluvions et de branchages charriés par le cours d'eau. C'est un point d'absorption intermittent : durant les périodes de précipitations intenses, les pertes diffuses et la perte principale peuvent être saturées ; la perte fossile se remet alors en activité. La présence d'une perte fossile témoigne de ce qu'on appelle le recul de pertes, qui est un bon indice de l'activité du karst.

La succession, de l'amont vers l'aval, le long d'un vallon drainé d'une perte diffuse, d'une ou plusieurs pertes actives et d'une ou plusieurs pertes fossiles illustrent parfaitement le phénomène de recul de pertes (Gamez, 1992 ; Jaillet, 2000). Nous l'avons observé dans de nombreux vallons, comme en amont du vallon de la Belle Épine ouest, dans la vallée Thirion ou dans le vallon des Haies de la Vieille Grange.

5.2.4 Les mardelles

Pour mémoire, les mardelles, dépressions fermées qui se développent le plus souvent à la surface des argiles du Barrémien inférieur, à 10 ou 20 m plus haut que le fond des dolines. Elles sont peu nombreuses sur notre terrain d'étude (11, soit 0.42 %) et ne se disposent pas en liseré. On les trouve sur le haut des versants de vallons (Hattons : n° 1336, Bois des Seigneurs : n° 721, Bois Didelot : n° 757, ...), là où la couverture est la plus épaisse (photo 5.13).



Photo 5.13 – Mardelle en eau de 25 m de diamètre et 7 m de profondeur (n° 305) (Trois-Fontaines-l'Abbaye, secteur des Hattons) (cliché : Bensaadi, 2017)

5.3 Conclusion partielle : relations entre la carte des liserés karstiques et la carte structurale et/ou la carte géologique

Les recherches menées depuis deux décennies au laboratoire de géographie ont montré qu'il était possible de dessiner la carte structurale ou/et la carte géologique à partir de la cartographie de liseré karstique. Ce travail, supervisé par Jacques Le Roux, auteur de la carte structurale de l'est du Bassin parisien (1997, 1999, 2000), a été réalisé pour les études effectuées par Brice Thomassin (2004, 2005) et Emyline Denys (2005), respectivement au contact des Calcaires à gryphées de l'Hettangien-Sinémurien et des marnes pliënsbachiennes, ainsi qu'au contact de la Dalle d'Étain (Bathonien) et des Argiles calloviennes pour le premier, et au contact des calcaires et des marnes de l'Oxfordien supérieur pour le second.

Cette même approche a été appliquée par Perrin *et al.* (2014b) dans l'est du Bassin parisien, en Lorraine, dans les 4 secteurs karstifiés mentionnés plus haut et qui ont fait l'objet d'une cartographie des phénomènes karstiques à partir d'une campagne de terrain.

Ainsi, le secteur de Vau Vauthier qui fait partie de la zone d'étude, une carte géologique a été proposée par Perrin *et al.* (2014b) à une période où les auteurs ne disposaient pas d'images LiDAR. Comme notre cartographie a pu intégrer ces dernières, nous proposons des contours légèrement différents pour le contact Calcaires du Barrois / couverture néocomienne indifférenciée. Nous avons conservé le tracé des failles supposées comme hypothèses de travail (figure 5.12).

À une autre échelle, le liseré karstique de la Forêt de Trois-Fontaines (*sensu lato*) a permis à Jacques Le Roux de dessiner la carte structurale de l'ensemble du secteur principal (figure 5.13). Celle-ci a été réalisée à partir de la carte de notre liseré karstique (sans prendre en compte les types de phénomènes karstiques, ni les observations de formations distinguées sur le terrain), les forages disponibles, les sources, les pertes de ruisseaux, et le toit des Calcaires à spatangues qui coïncide souvent avec la surface structurale des replats topographiques.

L'auteur qui s'est donc essentiellement appuyé sur la carte du liseré karstique n'a intégré dans l'interprétation « *que les points appartenant à un liseré bien continu* » (J. Le Roux, communication personnelle, juillet 2017). Ce liseré « *s'inscrit globalement le long d'un ruban dont l'altitude moyenne est à $\pm 3m$ de ses bords, ce qui en fait un excellent guide structural* » (figure 5.13).

La carte structurale dessinée par J. Le Roux à partir de notre liseré karstique révèle une structure plus simple que la carte géologique au 1/50 000 existante, où le repère

cartographique majeur est constitué par le toit des Calcaires à spatangues. Les isohypses du toit de la formation dessine sur le secteur d'étude une ondulation anticlinale peu marquée de direction subméridienne. La carte structurale a également été précisée par l'auteur : la Forêt de Trois-Fontaines se situe entre deux systèmes de failles majeurs : le fossé de Trois-Fontaines de direction SE-NO, qui prolonge vers le NO le système des failles de la Marne, à l'ouest, et le fossé de la Saulx, matérialisé sur la carte par la faille de Sommelonne, de direction également SO-NE, qui se prolonge vers le nord par la faille de Revigny-sur-Ornain – Auzecourt (Le Roux, in Allouc *et al.*, 2007).

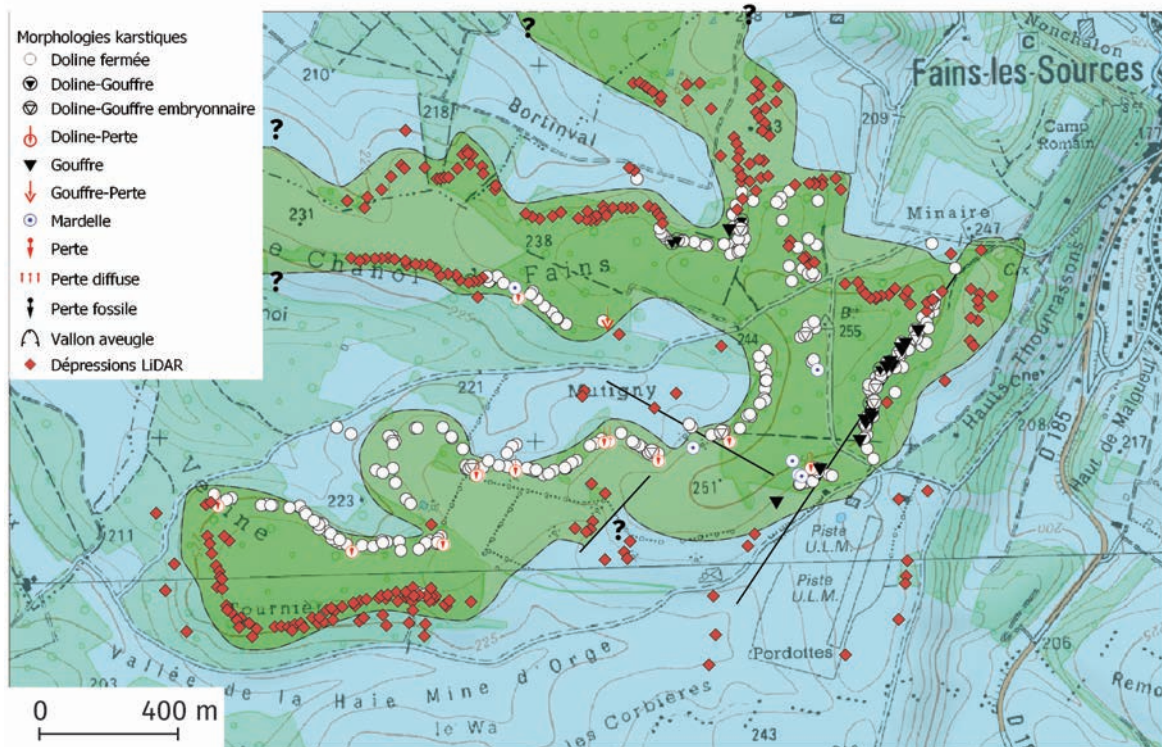


FIGURE 5.12 – Carte géologique interprétée d'après les liserés karstiques et les données LiDAR (d'après Cartannaz, 2013)

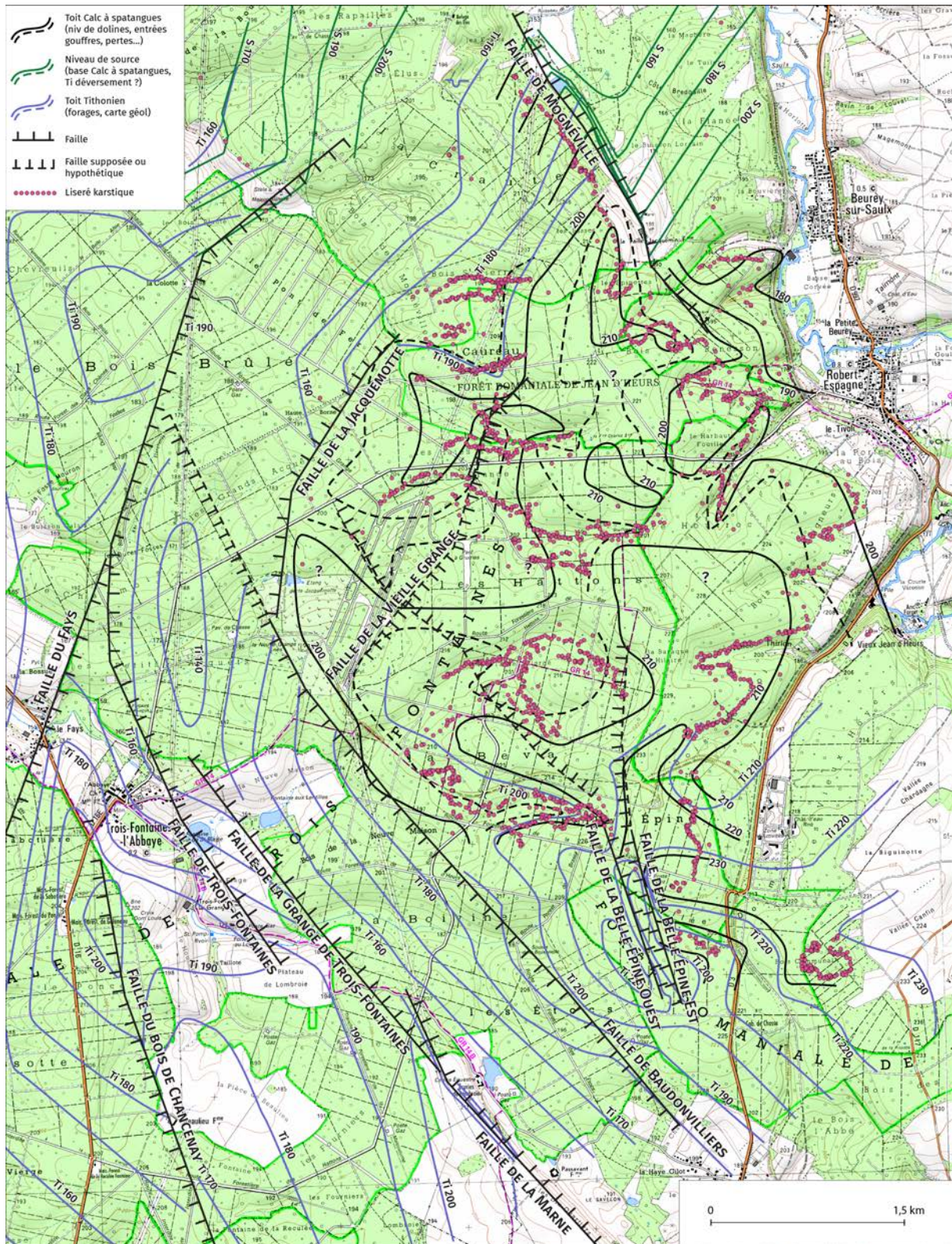


FIGURE 5.13 – Carte structurale du secteur d’étude principal (Le Roux, inédit 2018 ; fond : IGN, 2009 ; liserés karstiques : Bensaadi, 2018)

Cette cartographie a permis à l'auteur de compléter une coupe géologique nord-sud qui traverse notre secteur d'étude. Cette dernière montre une réduction d'épaisseur des formations du Crétacé inférieur en direction de la feuille de Revigny où les étages antérieurs à l'Albien manquent totalement (Allouc *et al.*, 2007) (figure 5.14).

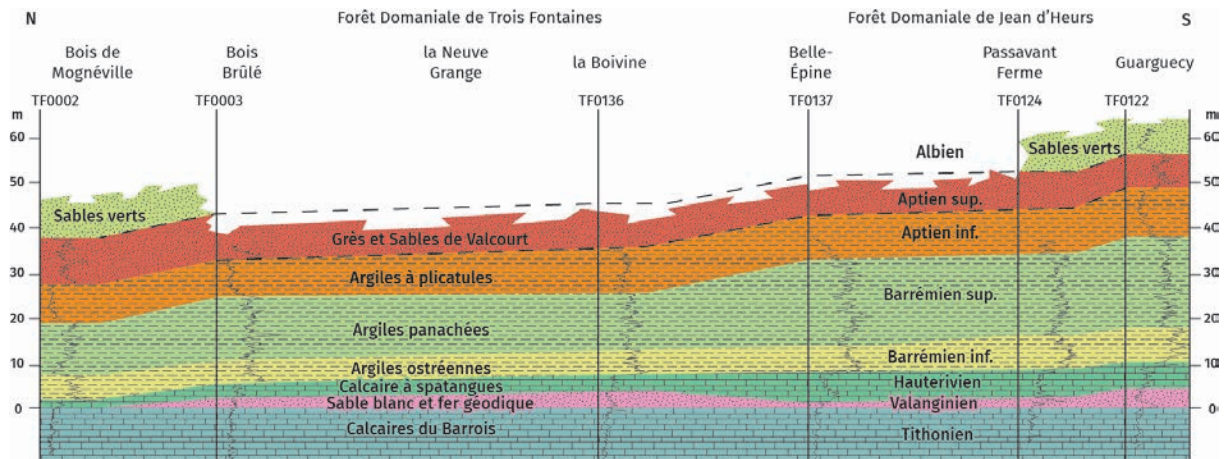


FIGURE 5.14 – Coupe géologique NS du secteur d'étude principal (d'après Le Roux, 2007)

Ces données précieuses (carte structurale et coupe géologique) seront confrontées à nos données de terrains pour chaque secteur d'étude.

Chapitre 6

Relations entre le liseré karstique et le cadre morphostructural

Les relations entre l'exokarst et le cadre morphostructural sont analysées à partir des sous-secteurs localisés dans la zone principale d'étude regroupés en 2 grands types de liserés : le liseré oriental et le liseré occidental, ainsi que les 4 autres secteurs qui ont été étudiés (Vau Vauthier, Chancenay, Ancerville et Sommelonne) (figure 6.1). Les secteurs d'Ancerville et Sommelonne ont, quant à eux, fait l'objet d'une cartographie réalisée grâce à l'imagerie LiDAR (Cartannaz *et al.*, 2016).

Le nombre de désordres est très variable d'un secteur à l'autre (Dorma : 27, Belle Épine est et ouest : 315). Dans chaque secteur, les dolines fermées sont largement majoritaires. Seuls 2 types de désordres ont des valeurs supérieures à 10, réparties dans bon nombre de secteurs : les dolines-gouffres embryonnaires, les gouffres ainsi que les pertes. Ces valeurs sont respectivement supérieures à 10 dans 13 secteurs pour les premières, dans 7 secteurs pour les deuxièmes. Des valeurs plus éparses concernent les dolines-pertes et les pertes, où seulement 2 secteurs dépassent les 10 désordres pour les dolines-pertes et 1 seul pour les pertes (tableau 6.1). Ces valeurs faibles, hormis pour les dolines fermées, rendent les pourcentages des désordres seulement indicatifs dans le texte ci-dessous.

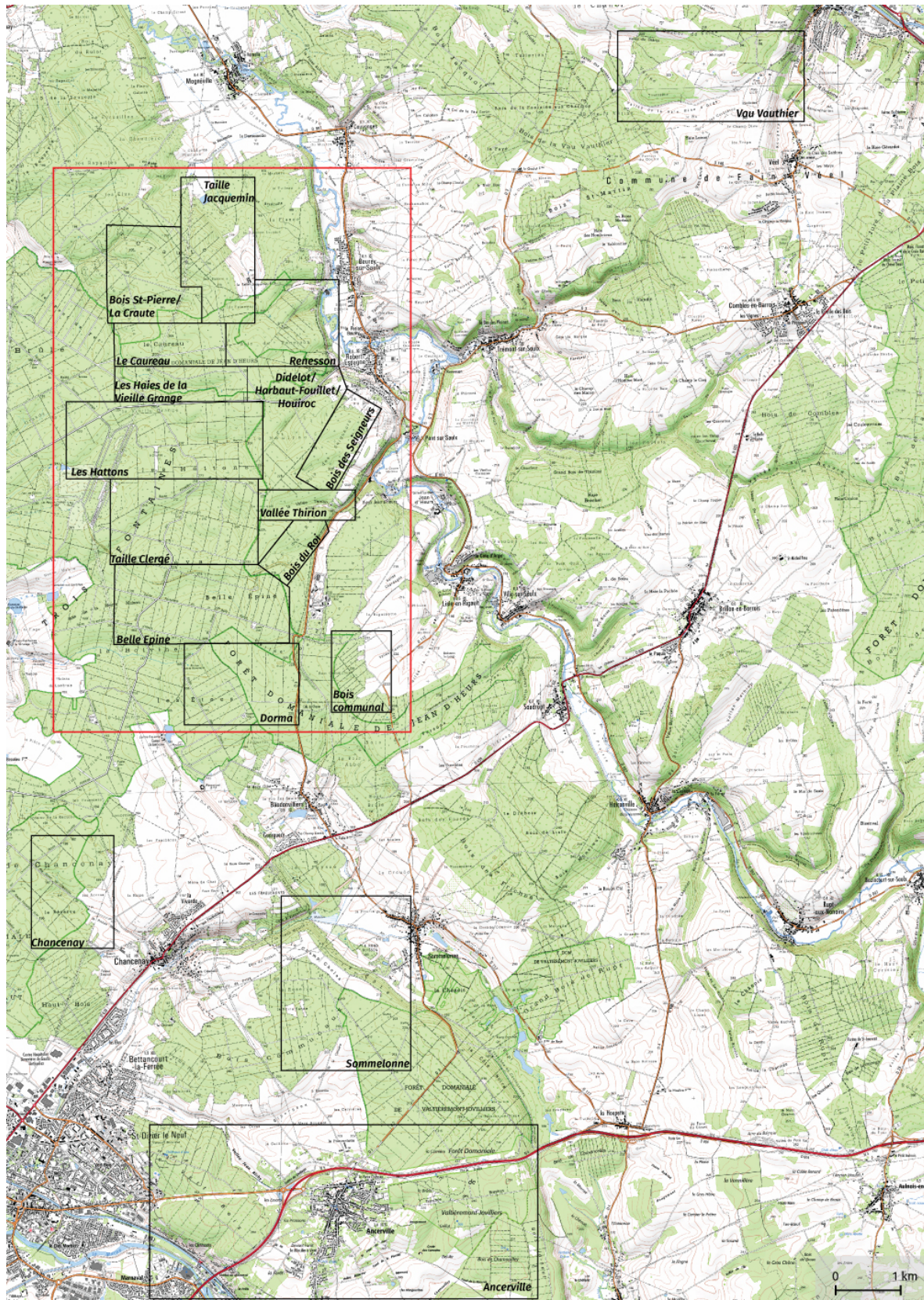


FIGURE 6.1 – Localisation des secteurs d'étude – La zone principale d'étude est encadrée en rouge (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

	Doline fermée	Doline-Gouffre	Doline-Gouffre embr.	Doline-Perte	Gouffre	Gouffre-Perte	Perte	TOTAL
Belle Epine	217	-	62	-	-	-	18	316
Bois communal	58	-	20	-	46	-	-	128
Bois de Renesson	144	-	13	17	42	-	-	236
Bois des Seigneurs	63	-	-	-	-	-	-	76
Bois du Roi	47	-	16	-	-	-	-	73
Bois Saint-Pierre	174	-	21	-	-	-	-	202
Chancenay	106	-	26	-	-	-	-	149
Vallée Dorma	19	-	-	-	-	-	-	26
Didelot – Houiroc	102	-	16	-	10	-	-	125
Les Hattons	159	-	25	-	-	-	-	193
Taille Clergé	233	-	12	-	14	-	-	266
Taille Jacquemin	64	-	12	-	-	-	-	98
Vallée Thirion	88	-	10	-	12	-	-	122
Vau Vauthier	251	-	11	12	13	-	-	303
Vieille Grange	163	-	26	-	13	-	-	221
Le Caureau	93	-	-	-	-	-	-	114

TABLEAU 6.1 – Tableau simplifié des désordres par secteur (Bensaadi, 2020)

6.1 Le liseré oriental de la zone d'étude principale

6.1.1 Secteur Taille Jacquemin

Le secteur de la Taille Jacquemin se situe dans la partie nord de la forêt de Trois-Fontaines. Il s'agit d'un espace forestier d'environ 60 ha établi sur les communes de Beurey-sur-Saulx et Mognéville (figure 6.2).

a) Présentation du liseré karstique

Le liseré karstique s'étend du SSE vers le NNO du lieu-dit les « Épinottes » au lieu-dit « le Brut » et s'abaisse de 200 m au SSE à 150 m au NNO.

Il est à noter que ce liseré est constitué de segments situés à la même altitude : de 205 à 210 m au lieu-dit « les Épinottes » au SSE, puis à 205 m sur 600 m à la lisière de la forêt, à l'ouest de la ferme de la Taille Jacquemin, entre 190 et 180 m d'altitude, sur la section située dans la forêt directement à l'est de la ligne à haute tension et enfin, entre 175 et 160 m sur la section la plus septentrionale du relevé. Ces segments sont séparés par de courts secteurs où le liseré est décalé vers le NNE de 5 à 10 m en contrebas. Vers le NO, on ne trouve que quelques phénomènes isolés (figure 5.1 ; annexe 1).

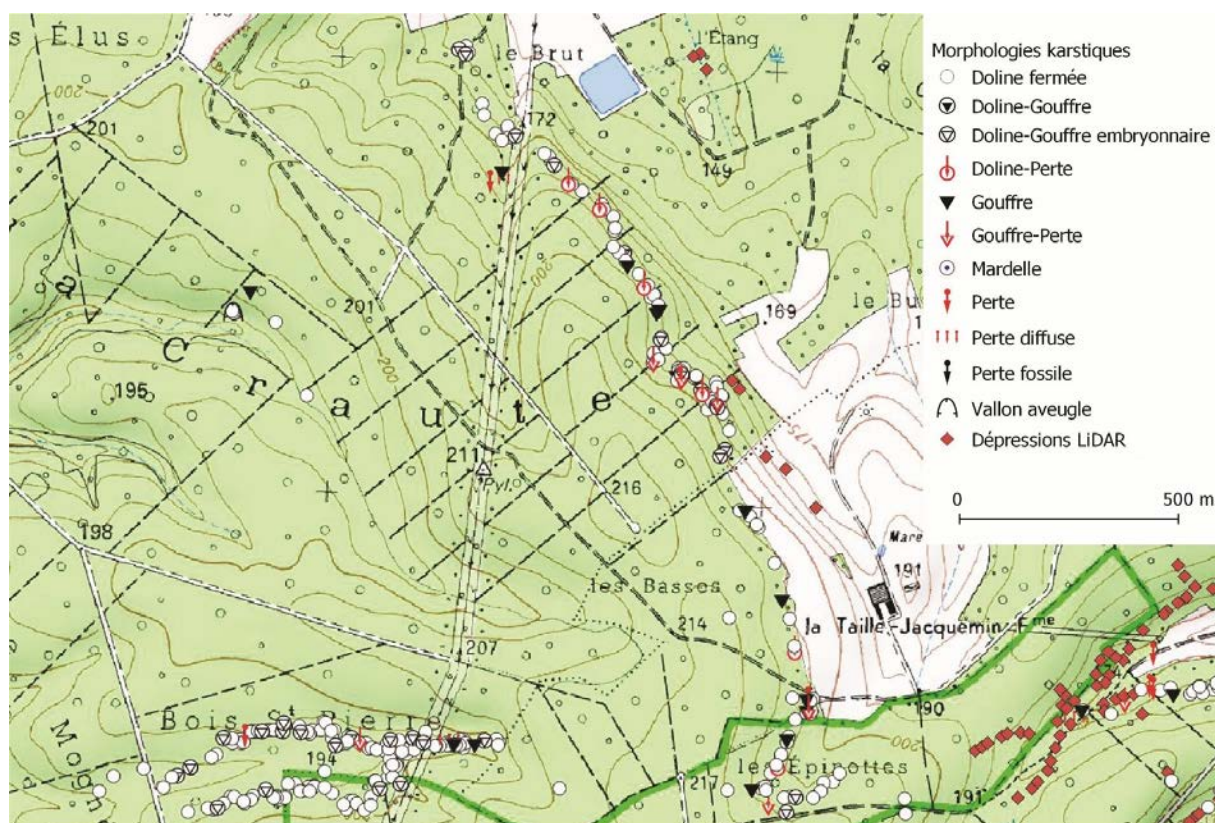


FIGURE 6.2 – Alignement karstique du secteur de la Taille Jacquemin (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

b) Types de phénomènes karstiques

L'alignement de la Taille Jacquemin est principalement constitué de dolines fermées (68 % des phénomènes du secteur), en entonnoir dont le fond est recouvert de colluvions qui s'inscrivent principalement dans la couverture crétacée. Elles sont globalement de petite taille (inférieures à 3 m de diamètre) mais quelques-unes peuvent dépasser 10 m au nord du secteur (n° 1825, 1837, 1848, 1085, 1168, ...)

Les dolines ouvertes (dolines-gouffres embryonnaires : 12, soit 12,3 % et dolines-pertes : 4, soit 4,4 %) ont des dimensions plus importantes, leur diamètre dépassant souvent les 5 m. Elles s'expriment également dans la couverture argileuse soumise à un soutirage. Mais on peut supposer que certaines dolines (n° 1825, 1862) sont le résultat d'une combinaison de soutirage et d'effondrement : les pentes raides des dolines et leurs fonds plats, laissent à penser que le seul processus de soutirage n'engendre pas ce type de forme.

Les gouffres, en revanche, sont moins nombreux (8, soit 7 % des phénomènes) et de taille moyenne (3 m de diamètre moyen). Ils sont souvent liés à la présence d'un drain (naturel ou non). C'est notamment le cas du gouffre-perte n° 1863, qui absorbe l'eau de ruissellement du chemin de débardage forestier.

c) Caractéristiques géologiques

Dans ce secteur, les formes karstiques sont inscrites dans un substratum constitué d'argiles grises, collantes, très compactes et très riches en huîtres. Celles-ci sont aisément visibles dans les fossés de sentiers forestiers notamment, ou dans les vallons tributaires du karst.

Dans plusieurs dolines, nous avons pu observer sous ces argiles, des calcaires blancs à grisâtres, oolithiques, et très fracturés :

- gouffre n° 1866 (dans le secteur sud, au lieu-dit les Épinottes) qui entaille les argiles sur 0,5 m et les calcaires sur 5 m ;
- doline fermée n° 1781 (partie centrale du secteur) et dans laquelle les calcaires affleurent à environ 1,50 m sous la surface ;
- doline n° 1870 (partie septentrionale du secteur), développée sur 5 m dans les argiles et au-delà dans les calcaires).

Par conséquent, les calcaires oolithiques, de couleur blanche à grise, fracturés et karstifiés correspondent aux Calcaires du Barrois (Tithonien), tandis que les argiles noires, plus ou moins riches en huîtres sont les Argiles ostréennes du Barrémien inférieur. Le karst s'est développé ici au contact de ces deux formations : Argiles à Huîtres / Calcaires du Barrois, le Valanginien et l'Hauterivien semblent lacunaires. Sur le plan structural, le caractère relativement rectiligne du liseré, orienté SSE-NNO semble en relation avec la fracturation liée à la faille de Mognéville supposée sur la feuille de Revigny (Allouc *et al.*, 2007) et dessinée sur la carte géologique de France (Stchépinsky, 1959) et sur la carte structurale de J. Le Roux (figure 5.13).

L'existence d'une faille est par ailleurs confirmée par les forages situés de part et d'autre de celle-ci, en particulier les forages 226/4/33 (La Craute, à l'ouest) et 190/8/19 (à l'est) (annexe 4). Le toit des calcaires tithoniens se trouve respectivement à 168 m et à 124 m. La faille de la Taille Jacquemin fait remonter le bloc ouest permettant ainsi au Tithonien d'affleurer et décalant légèrement l'alignement karstique sur l'escarpement.

Par ailleurs, la rosace directionnelle de la fracturation dans le secteur de la Taille Jacquemin met en évidence une direction principale de la fracturation de 129,3° (figure 6.3).

Le liseré karstique semble lié étroitement à la fracturation des calcaires. Comme il est décalé de 50 à 100 m à l'ouest de la faille de la Taille Jacquemin, il se trouve sur un escarpement de ligne de faille hérité.

La diminution des altitudes du liseré vers le Nord-Ouest souligne le pendage qui s'abaisse dans la même direction. Les décalages d'altitudes entre les segments du liseré pourraient correspondre à la fracturation perpendiculaire à la faille de Mognéville.

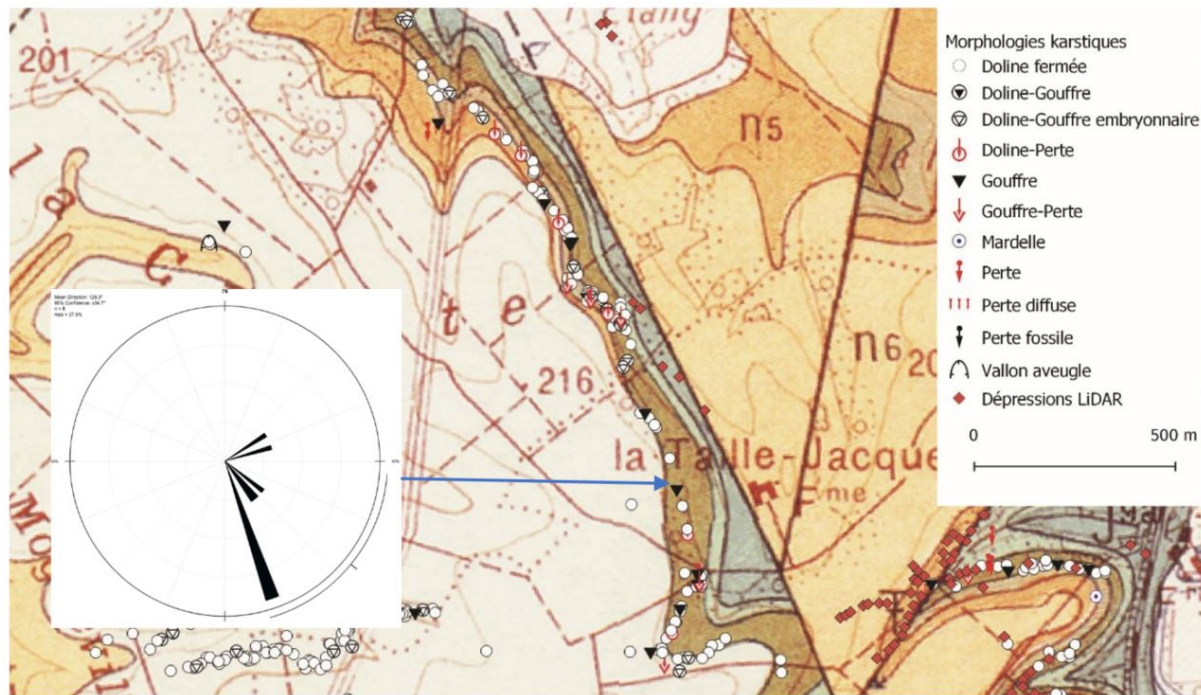


FIGURE 6.3 – Rosace directionnelle de la fracturation dans le secteur de la Taille Jacquemin (Lambert 93 : 847277,05 / 6852567,63) sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)

6.1.2 Bois de Renesson

Localisé au sud-est du secteur précédent, le secteur du Bois de Renesson se situe au nord-est de la forêt de Trois-Fontaines, dans les bois communaux de Beurey-sur-Saulx. Le bois de Renesson est un bois privé d'environ 70 ha, d'altitudes comprises entre 170 et 200 m, parcouru par des vallées sèches tributaires de la Saulx située plus à l'est. Topographiquement, il se situe sur le versant ouest de la Saulx, marqué dans ce secteur par un replat situé entre 195 et 201 m d'altitude, dominé à l'ouest par un interfluve localisé à 222-227 m, tandis que le fond de la vallée de la Saulx se trouve à 153-154 m (figure 6.4).

a) Présentation du liseré karstique

Un double liseré karstique qui épouse les contours des courbes de niveau s'organise sur ce secteur (figure 6.4) :

- le premier liseré, à l'ouest, correspond à la continuité sud de celui de la Taille Jacquemin. Il s'étend sur des altitudes comprises entre 200 et 210 m et se poursuit au Sud vers le Bois Didelot (secteur situé plus au sud) ;
- le second secteur, situé plus à l'est, est également sinueux en raison de la présence de deux vallons. Le liseré s'organise entre 175 et 185 m d'altitude.

Une certaine partie du secteur n'a pas pu être visitée, d'une part à cause de la végétation impénétrable par endroits mais surtout du fait du caractère privé de ce bois. Malgré quelques demandes, aucune autorisation n'a été accordée.

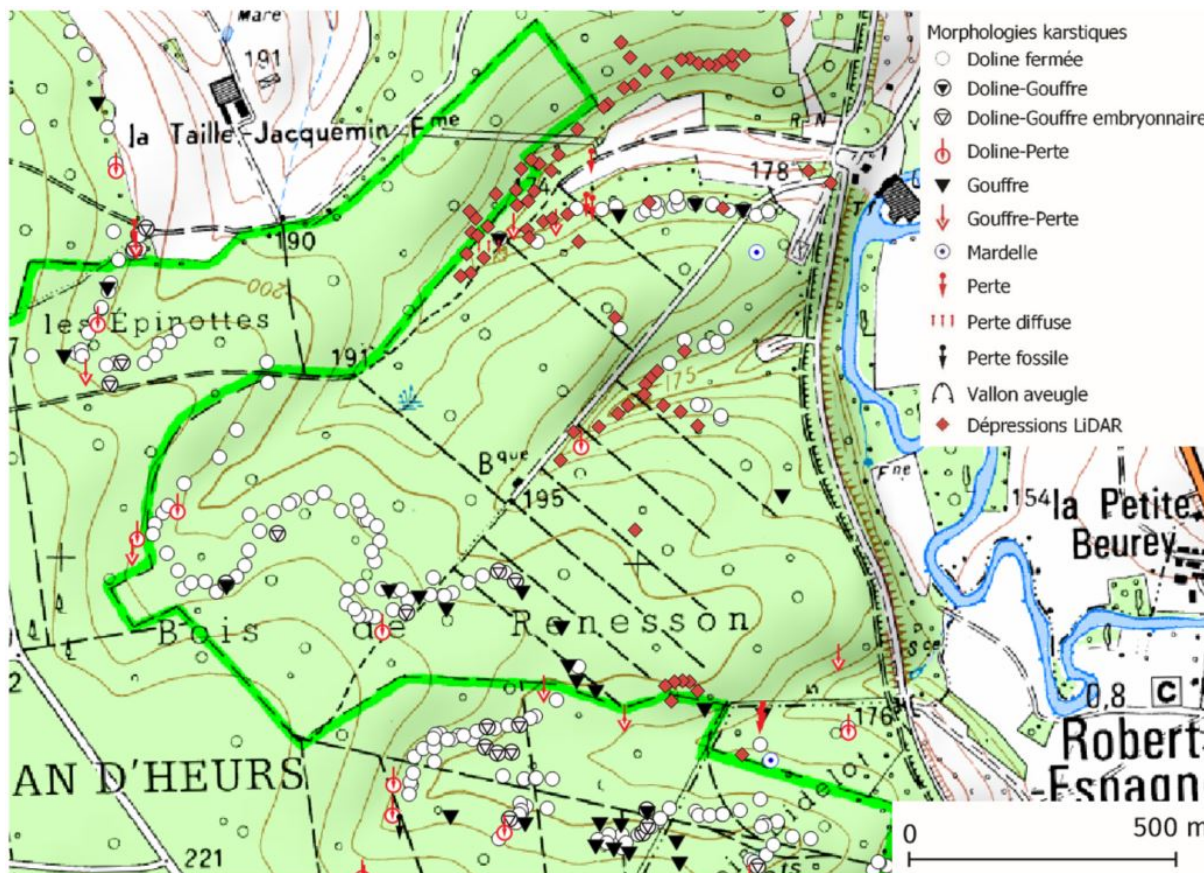


FIGURE 6.4 – Bois de Renesson (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

Grâce à l'imagerie LiDAR (DDT 55, 2016 communication personnelle), le MNT HR (Modèle Numérique de Terrain Haute Résolution) permet de confirmer la présence de dolines sur les deux versants des deux vallons, y compris sur le versant de rive gauche en pente plus raide que le versant de rive droite (figure 6.5)

b) Types de phénomènes karstiques

Le secteur du Bois de Renesson dans son ensemble, est composé principalement de dolines (169, soit 81,6 %) pour la plupart fermées (143 soit 69 % des phénomènes), surtout localisées sur sa partie ouest.

On y trouve également des gouffres (23 soit 11 %), des dolines-pertes (12 soit 5,8 %) des dolines-gouffres embryonnaires (13 soit 6,2 %) et pour le reste, il s'agit principalement de pertes alignées d'amont en aval mettant en évidence un recul de pertes.

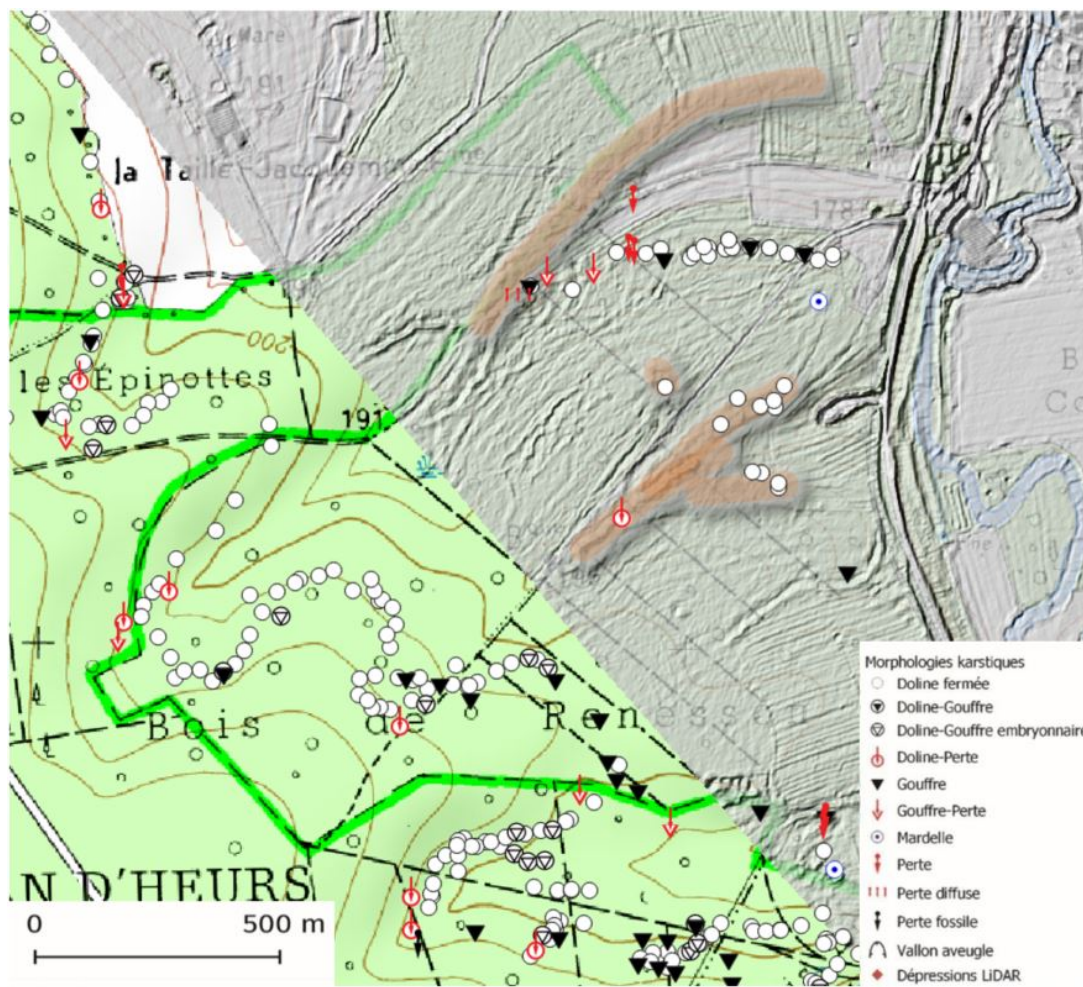


FIGURE 6.5 – Imagerie LiDAR des deux vallons du Bois de Renesson. Les liserés mis en avant grâce à l'imagerie LiDAR sont en halo orange (Bensaadi, 2019 ; LiDAR : DDT55, 2016 ; fond : IGN, 2009)

Il s'agirait d'un secteur où le karst apparaît comme très évolutif, jeune, avec une majorité de phénomènes karstiques mesurant au moins 6 m de profondeur et de diamètre et dont l'activité est certaine.

Le premier liseré, le plus à l'ouest, localisé à une dizaine de mètres à l'ouest et en contrehaut du replat topographique mentionné plus haut, est composé principalement de dolines fermées et, à mesure que l'on se dirige vers le sud, de gouffres (1,12 m de diamètre en moyenne).

En amont des vallons, (S. des Épinottes et S. du Bois de Renesson) on relève la présence de pertes et de dolines-pertes drainées par des ruisseaux temporaires. Ces formes sont très actives (pente $> 40^\circ$) et de taille importante (plus de 5 m de diamètre médian pour les deux (n° 591 et 596), 40 m de diamètre pour la plus grosse doline-perte (n° 596).

Le karst de vallon qui se développe sur la bordure est de ce secteur est composé :

- sur le versant sud du vallon nord, 2 dolines fermées et 3 gouffres, et dans le vallon nord, vers l'amont, on rencontre le long du talweg, des formes karstiques drainées (pertes, gouffres-pertes). Sur le versant nord, l'imagerie LiDAR a révélé une densité de formes karstiques importante, assez similaire au versant sud ;
- le vallon sud présente une densité moindre de désordres karstiques et est organisé autour d'une doline-perte dans le fond du vallon particulièrement encaissé. Il est à noter que l'imagerie LiDAR (figure 6.6), sur ce vallon, détecte quelques dépressions qui n'ont pas été relevées sur le terrain. Sans pour autant pouvoir préciser leurs caractéristiques précises, il est certain qu'il s'agit de formes karstiques étant donné leur position ; ces éléments ont pu échapper à notre vigilance, notamment en raison de la présence d'une végétation dense.

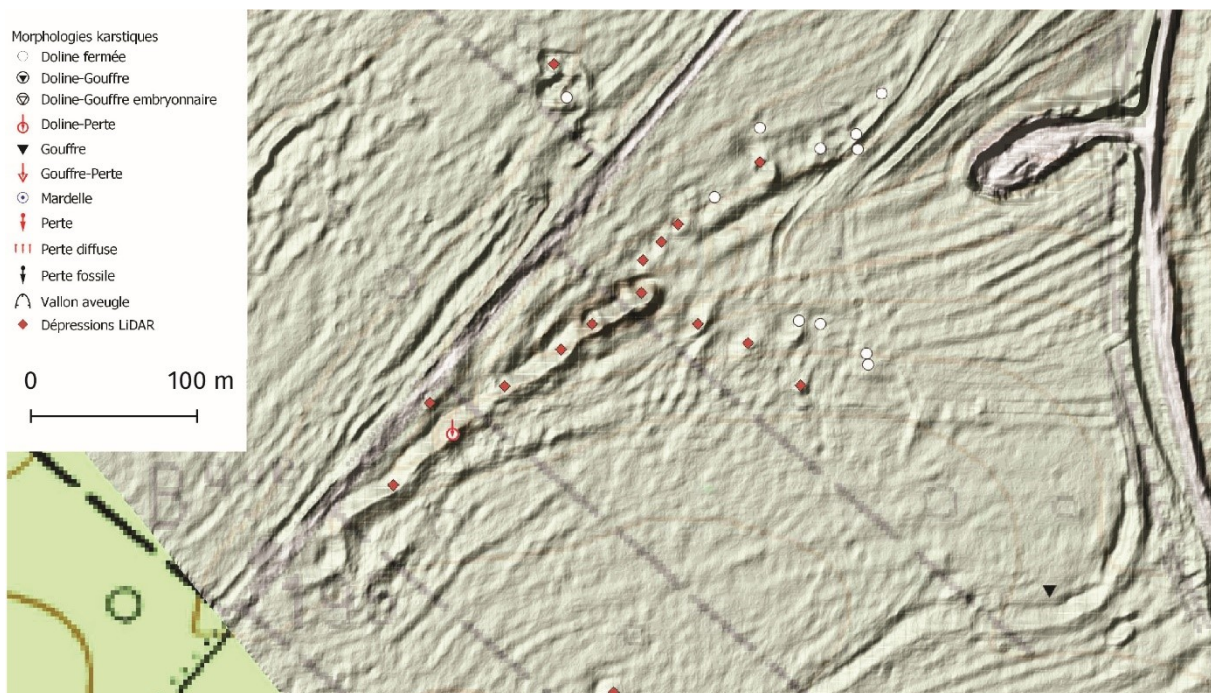


FIGURE 6.6 – Vallon sud de Renesson (Bensaadi, 2019 ; LiDAR : DDT55, 2016 ; fond : IGN, 2009)

Le versant nord, au même titre que le versant sud, répond à une logique de karst actif : on observe des alignements (perpendiculaires à l'axe du vallon) de 2 à 3 dolines (signalés par les flèches) qui évoluent au gré du recul de la couverture argilo-sableuse (figure 6.7).

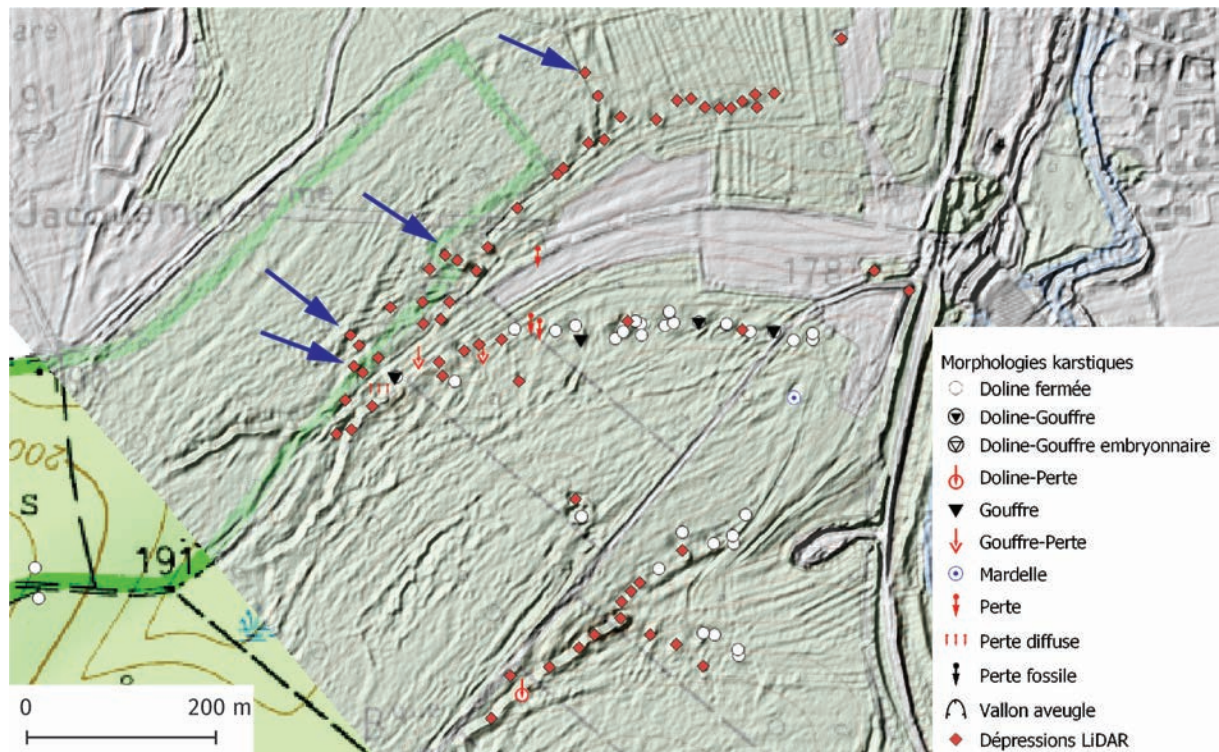


FIGURE 6.7 – Alignement des dolines dans le vallon nord de Renesson. Les flèches bleues représentent des alignements de dolines. (Bensaadi, 2019 ; LiDAR : DDT55, 2016 ; fond : IGN, 2009)

Le karst des vallons nord et sud de Renesson s'organise selon le recul de la couverture. Il est composé de plusieurs éléments (figure 6.8) :

- un liseré karstique actuel (1), situé le plus en hauteur sur le versant. Le calcaire se situe en général à environ 2 m de profondeur. Sur ce liseré, l'eau de ruissellement se jette dans des dolines de dimensions très variables (de 1 à 4 m de diamètre) mais qui sont globalement très actives (pente > 30). La présence d'un chemin forestier (3) intensifie l'activité de certaines dolines en concentrant davantage d'eau de ruissellement ;
- répondant à une logique évolutive liée à l'érosion, le liseré karstique initial (2) situé plus bas dans les versants a perdu son rôle de drain principal mais garde une activité temporaire aujourd'hui. Les dolines qui le composent sont pour la plupart remblayées et les pentes sont douces (< 25°). Il est difficile de deviner la présence du calcaire sous les dépôts de pente ;

- d'un fond de vallon incisé par une perte principale (4) ouverte dans le Tithonien qui draine l'eau vers une cavité souterraine (6) et un chapelet de pertes diffuses (5).

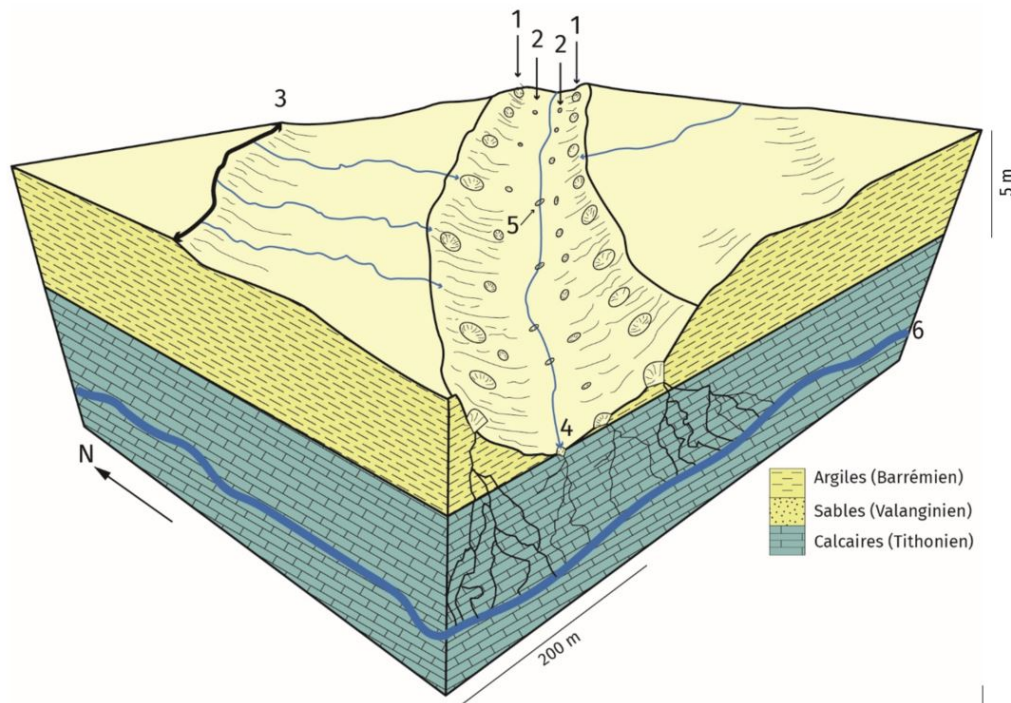


FIGURE 6.8 – L'activité karstique du secteur du Bois de Renesson (Bensaadi, 2019)

c) Caractéristiques géologiques

Dans le secteur du Bois de Renesson, comme dans celui de la Taille Jacquemin, ce sont les Argiles à huîtres du Barrémien inférieur qui affleurent au-dessus des calcaires tithoniens karstifiés. En effet, les huîtres caractéristiques du Barrémien ont été observées à plusieurs reprises sur l'ensemble du secteur, y compris le long des deux liserés karstiques.

La différence d'altitude mesurée au fond du vallon de Renesson, en rive gauche de celui-ci, entre le mur des Argiles ostréennes et le mur supposé du Barrémien supérieur permet d'évaluer la puissance des Argiles à Huîtres à environ 5 m.

Les Calcaires du Barrois sont situés à 1,5 m de profondeur environ d'après les observations effectuées sur les gouffres situés sur le versant sud du vallon nord. Il s'agit du même calcaire que celui observé à la Taille Jacquemin, à savoir un calcaire blanc à grisâtre, oolithique, et très fracturé. Il y a donc deux lacunes dans ce secteur – comme pour la Taille Jacquemin – le Valanginien et l'Hauterivien.

Il est à noter que les Argiles ostréennes sont recouvertes par une formation constituée de sables siliceux ou renfermant des bancs sableux contenant un aquifère, comme en témoignent les sourcins

observés en amont du vallon nord. Cette dernière formation appartient au Barrémien supérieur constitué généralement par une alternance d'argiles et de sables parfois ferrugineux. Ces derniers faciès contiennent un aquifère qui joue un rôle moteur dans la karstification puisqu'il fournit une grande partie de l'année des ruissellements activant la karstification des calcaires tithoniens.

La présence des Argiles ostréennes sur les Calcaires du Barrois dans les dolines et les gouffres des deux liserés karstiques confirme l'existence d'une faille de direction subméridienne entre ces derniers. 6 mesures de fracturation ont été prises dans un gouffre (n° 632) dont la direction principale est de $77,2^\circ$, direction perpendiculaire à la faille notée sur la carte structurale de J. Le Roux (figure 5.13) (figure 6.9).

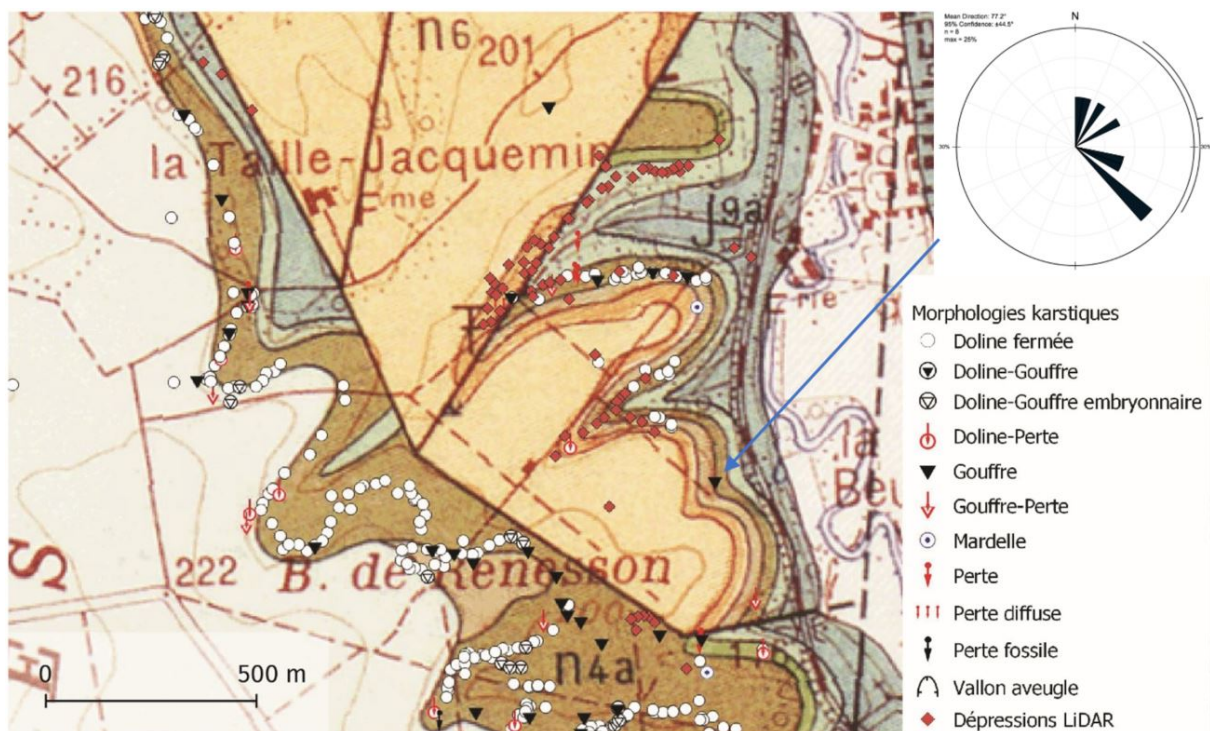


FIGURE 6.9 – Secteur de Renesson sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier et fracturation (Lambert 93 : 848671,61 / 6851667,83) (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)

6.1.3 Secteurs des Bois Didelot, Harbaut-Fouillet et Houiroc

Le liseré karstique de ce secteur situé à l'ouest de Robert-Espagne se trouve dans le prolongement du liseré des secteurs plus méridionaux (Taille Jacquemin et Renesson ouest), correspond à un segment relativement court (< 2 km), d'orientation subméridienne qui constitue un élément charnière dans le dispositif karstique. En effet, le liseré du secteur suivant (Bois des Seigneurs) est décalé vers l'est d'environ 1 km.

Il est important de préciser que sur notre carte, le liseré s'interrompt, à l'est, dans le Houiroc ; vers l'est, au-delà du chemin forestier comme ce terrain est privé, il n'a pas pu être prospecté en raison de la présence de clôtures. Néanmoins des données LiDAR ont pu compléter partiellement la cartographie du liseré karstique (figure 6.10).

a) Présentation du liseré karstique

Le liseré karstique se développe ici entre 195 et 205 m d'altitude, et le plus souvent entre 200 et 205 m. Toutefois, à l'extrémité est du Bois Didelot et au sud du vallon du Houiroc, les phénomènes karstiques se localisent entre 195 et 200 m d'altitude.

Sur ces 1,6 km² de forêt, beaucoup de désordres karstiques se situent à proximité directe des sentiers et des chemins forestiers, notamment le long du GR 14. Selon les conditions météorologiques, on constate d'ailleurs fréquemment des arrivées d'eau notables, eaux guidées par les fossés des chemins et par les sentiers forestiers. Ces ruissellements mettent en évidence un impact anthropique sur le karst, dans ce secteur (figure 6.10).

b) Types de phénomènes karstiques

Il se compose principalement de dolines fermées (96 soit 79,3 % des phénomènes), de gouffres (13 soit 10,7 %) et de dolines-gouffres embryonnaires (9 soit 7.44 %) (figure 6.10).

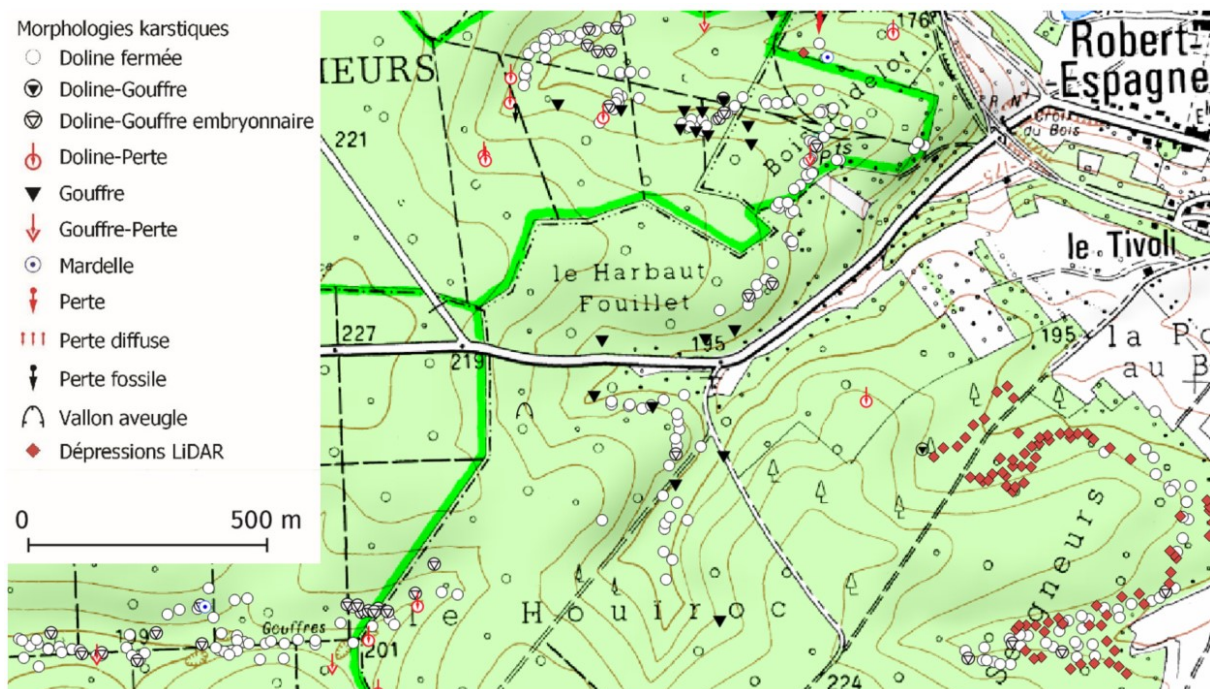


FIGURE 6.10 – Secteurs des Bois Didelot, Harbaut-Fouillet et Houiroc (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

c) Caractéristiques géologiques

Sous des limons fins argilo-sableux de couleur ocre-jaune, on observe les argiles à huîtres du Barrémien inférieur sur une épaisseur comprise entre 0,75 m et 2 m.

Elles sont de couleur beige à gris et légèrement plastiques. Des fragments d'huîtres ont été retrouvés dans le fond de plusieurs dolines.

Les Argiles ostréennes sont en contact direct avec le Tithonien. Deux gouffres (n° 623 et 649), au nord de la route forestière nous ont permis d'observer un calcaire blanc d'aspect fin et relativement peu fracturé. L'accès étant trop dangereux sans matériel, aucun échantillon n'a pu être prélevé.

Au point de vue structural, le liseré suit les isohypses (figure 5.13) ; tandis que la karstification est en relation avec une direction N130, d'après la rosace directionnelle de la fracturation relevée à l'affleurement (figure 6.11). Il est à noter que cette fracturation semble suivre la faille « de Mognéville », comme l'atteste également la carte structurale (figure 5.13).

En revanche, la carte géologique de France au 1/50 000 (figure 6.11) doit être revue dans ce secteur dépourvu de Calcaires à spatangues.

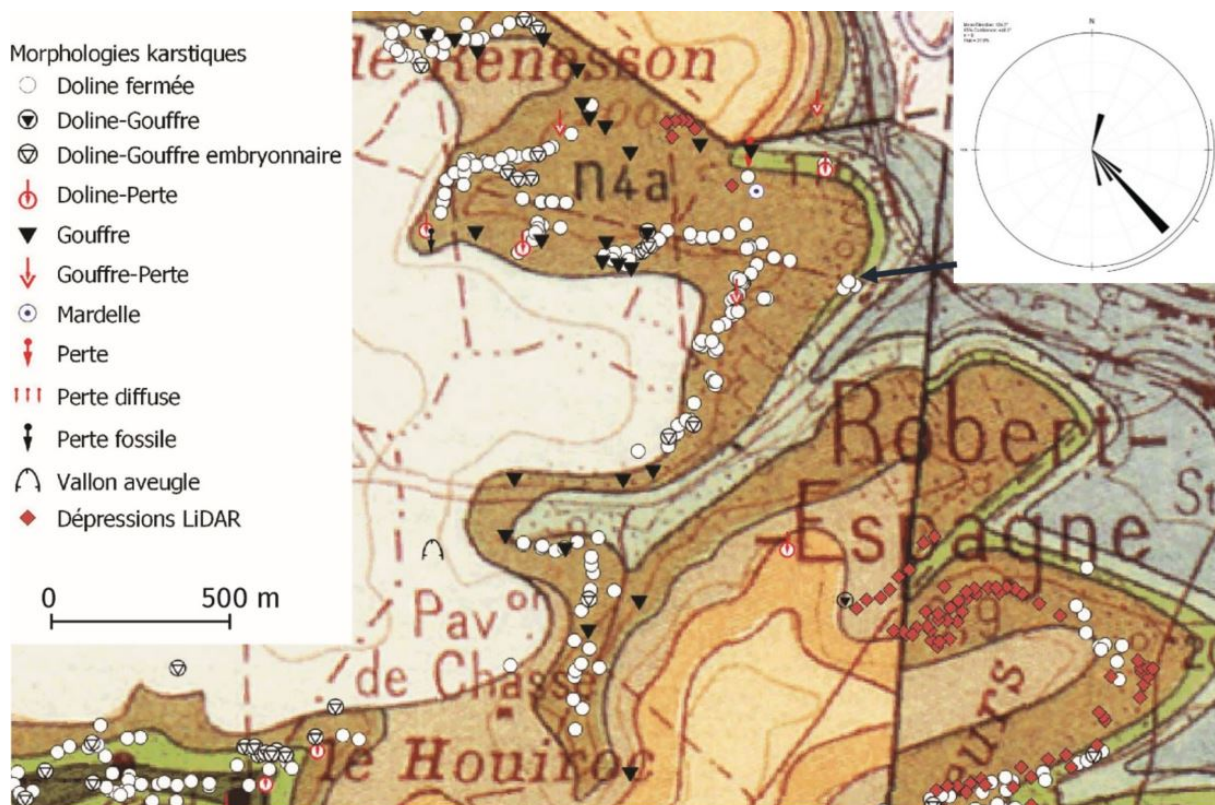


FIGURE 6.11 – Secteurs des Bois Didelot, Harbaut-Fouillet et Houiroc et rosace directionnelle (Lambert 93 : 848658,78 / 6851287,01) sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchepinsky, 1959)

Les phénomènes karstiques de ce secteur sont liés au binôme Argiles ostréennes / Calcaires du Barrois, comme dans le secteur de Renesson, situé au nord du précédent. En revanche, l'action anthropique (présence de nombreux sentiers forestiers, ancienne base de l'OTAN) semble accompagner la karstification.

6.1.4 Le Bois des Seigneurs

a) Présentation du liseré karstique

Dans ce secteur, les données de terrain ont été complétées par les images LiDAR de la vallée de la Saulx. Elles permettent de dessiner un liseré karstique sinueux qui épouse la forme des 3 vallons du Bois du Seigneur : vallon nord au sud-ouest de Robert-Espagne, vallon centre situé à l'ouest de Pont-sur-Saulx et vallon sud localisé au nord de la vallée Thirion.

Les 2 méthodes (terrain et LiDAR) mettent ainsi en évidence 2 courtes interruptions dans la continuité du liseré : d'une part au nord, à l'extrémité du replat situé entre les vallons centre et sud (point coté 204) et d'autre part au fond du vallon sud sans qu'une explication précise puisse être donnée.

Dans ce secteur, le liseré karstique s'étend entre 200 et 210 m d'altitude. Toutefois, quelques phénomènes ont été cartographiés entre 210 et 215 m au nord du secteur. Il s'agit d'un secteur riche en formes karstiques, la densité des phénomènes karstiques s'accroît en direction du fond de vallon : sur le versant sud du vallon nord et surtout dans le vallon centre.

b) Types de phénomènes karstiques

Le liseré est principalement composé de dolines fermées (59 soit 79 % des phénomènes) de dolines-gouffres embryonnaires (6 soit 7,9 %) et de gouffres (4 soit 5,3 %) (figure 6.12).

Les dolines qui constituent 90 % des phénomènes relevés dans ce secteur sont de taille imposante (11 m de diamètre et 3 m de profondeur moyens, tous types de dolines confondus) et sont actives ($> 37^\circ$ de pente).

Dans le Bois des Seigneurs, on observe, à de nombreuses reprises, le même type d'alignement de 2 à 3 dolines que dans le vallon de Renesson. Les dolines les plus actives (1) (bordures dénuées de végétation aux pentes fortes (pentes $> 30^\circ$)), qui se trouvent en amont sur la pente du versant, sont alimentées par l'eau de ruissellement (3) (qui rejoint les conduits souterrains (4)), aux dépens des dolines situées plus en contrebas (2), plus proches du fond de vallon et qui sont partiellement comblées par les colluvions (figure 6.13).

Ce phénomène est comparable à celui observé dans les deux secteurs suivants notamment, à savoir, la vallée Thirion et le Bois du Roi (paragraphe 6.1.5 et 6.1.6) et tel que décrit par Jaillet (2000 ; figure 3.9).

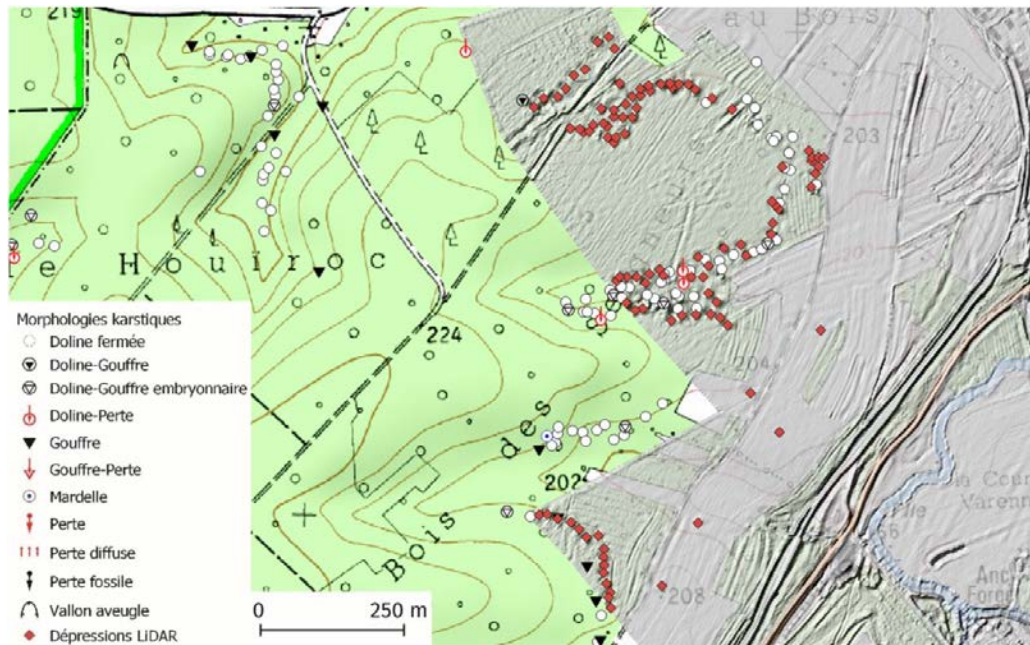


FIGURE 6.12 – Secteur du Bois des Seigneurs (Bensaadi, 2019 ; LiDAR : DDT 55, 2016 ; fond : IGN, 2009)

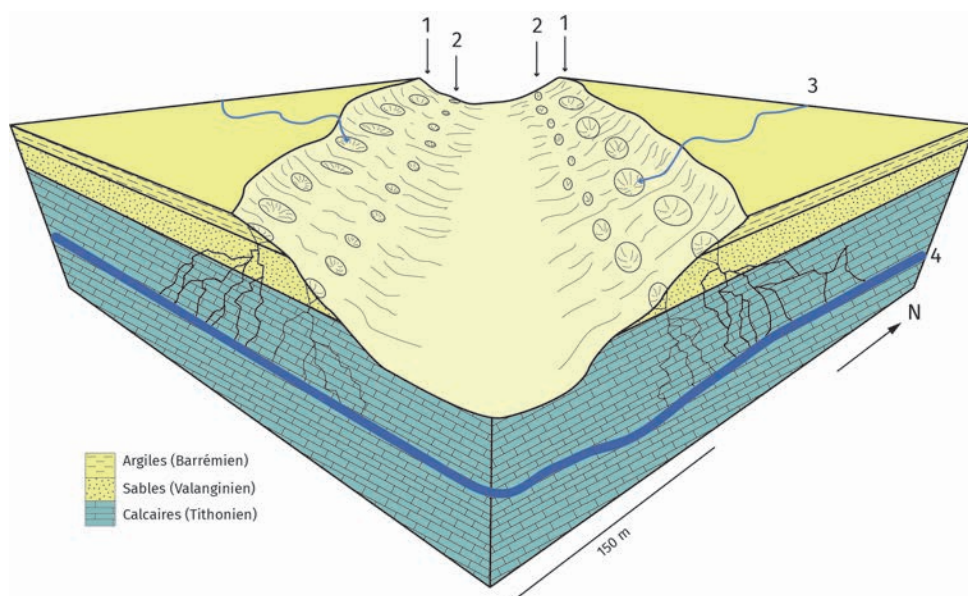


FIGURE 6.13 – Fonctionnement du karst dans le secteur du Bois des Seigneurs (Bensaadi, 2019)

c) Caractéristiques géologiques

Dans le secteur du Bois des Seigneurs, la présence des Argiles à Ostrea du Barrémien inférieur, grises et compactes, est indéniable. Il est possible de les observer par exemple sur le versant des dolines. Mais il n'a pas été possible d'identifier l'existence sous ces argiles des formations du Valanginien et de l'Hauterivien, car, d'une part, les Argiles à Ostrea très plastiques, glissent et recouvrent souvent les versants des dolines, et d'autre part, les formations superficielles sont constituées en surface d'un limon argilo-sableux de couleur ocre-jaune qui masque souvent le substratum, ce limon étant lui aussi remanié dans les dolines.

Dans ce secteur, les phénomènes karstiques suivent globalement les isohypses. Dans le secteur du Bois des Seigneurs, un seul point de fracturation a pu être relevé et donne comme direction principale $135,8^\circ$ (figure 6.14). Elle correspond à la direction principale de la faille de la Marne située quelques kilomètres plus au sud.

Une faille de faible extension de direction NO-SE pourrait à la rigueur expliquer l'interruption du liseré karstique entre les vallons centre et sud. En revanche, l'interruption du liseré dans le vallon sud ne peut être expliqué. La superposition du liseré karstique et de la carte géologique de France au 1/50 000 tend plutôt à infirmer, dans le secteur du Bois des Seigneurs, l'existence de failles telles qu'elles apparaissent sur cette carte.

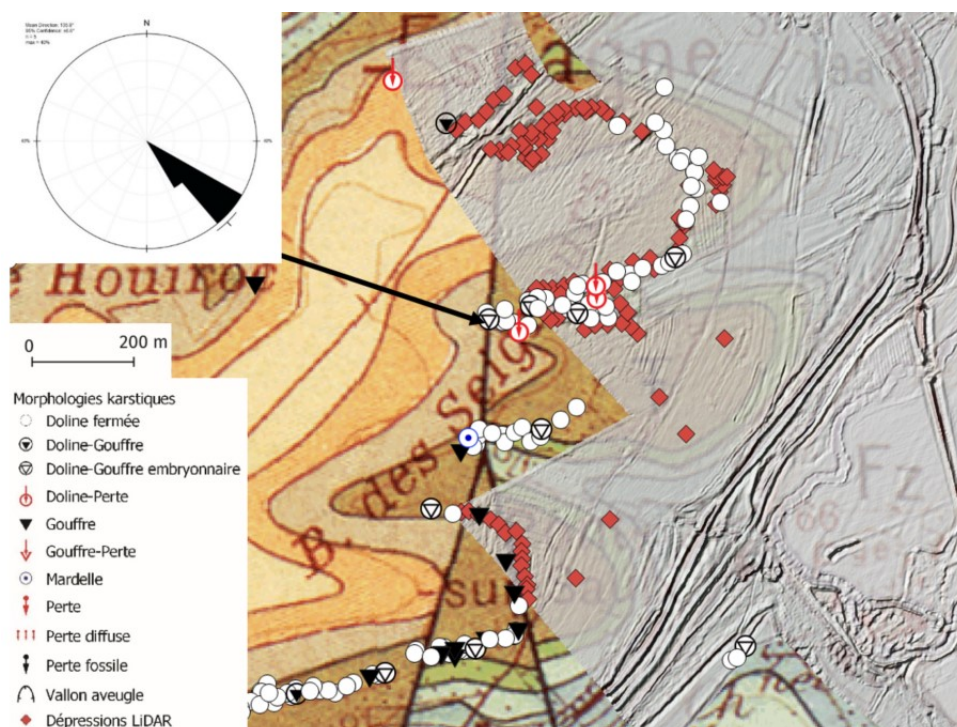


FIGURE 6.14 – Relations entre le tracé du liseré du Bois des Seigneurs et la carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019; LiDAR : DDT 55, 2016; fond : BRGM, 2006) et rosace directionnelle de fracturation (Lambert 93 : 848734,8 / 6850188,9)

6.1.5 Secteur de la vallée Thirion

a) Présentation du liseré karstique

Dans la vallée Thirion, le liseré karstique continu épouse la forme du vallon et se trouve le plus souvent entre les courbes de niveau 210 m et 215 m d'altitude. Toutefois, sur le versant sud on observe un décrochement d'une dizaine de mètres, et vers le sud-est, le karst se développe entre 215 et 220 m (figure 6.15).

b) Types de phénomènes karstiques

La Vallée Thirion est principalement composée de dolines fermées (85 soit 69,6 % des phénomènes du secteur) actives (pente $> 33^\circ$) et de taille moyenne (6,6 m de diamètre et 2,4 m de profondeur). En revanche, d'autres types de formes karstiques se développent par endroit :

- à l'est de la vallée, des gouffres (16 soit 13 % des phénomènes) et quelques dolines fermées parfois coalescentes,
- à mesure que l'on avance vers l'ouest, vers la tête de la vallée Thirion, on trouve davantage de pertes (5 soit 4,1 % des phénomènes), de gouffres-pertes (4 soit 3,2 % des phénomènes), en relation avec la présence d'eau de ruissellement issue de sourcins d'aquifères perchés. Le versant sud du vallon présente la même configuration.

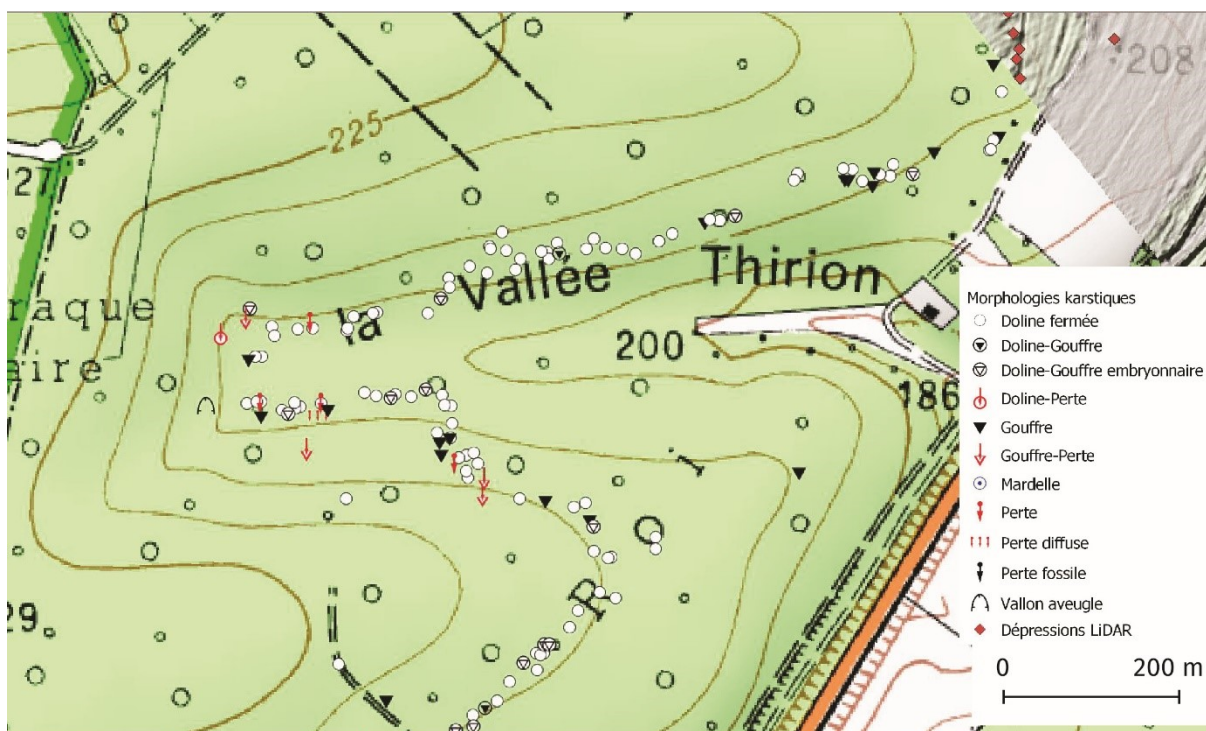


FIGURE 6.15 – Secteur de la Vallée Thirion (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

c) Caractéristiques géologiques

Sur ce secteur, le toit du Tithonien est à environ 2 m sous la surface topographique. À plusieurs reprises, il a été observé en place dans des gouffres et dans un gouffre-perle (n° 1990, 1991, 1879, 1993). Il est constitué par un faciès fin, légèrement fracturé, de couleur gris à beige clair.

Dans la doline ouverte (n° 2721) (figure 6.16), nous avons pu observer les lithofaciès suivants de la base vers le sommet :

- un calcaire oolithique blanc à beige clair, friable, à tendance vacuolaire (Oolithe de Savonnières) ;
- des sables fins quartzeux qui correspondent à un remplissage d'une cavité karstique. Il s'agit très probablement de sables valanginiens remaniés qui témoignent de la présence de cet étage dans ce secteur (c'est le seul point où il a été observé sur ce secteur) ;
- un calcaire dolomitique de couleur beige clair, très dur.

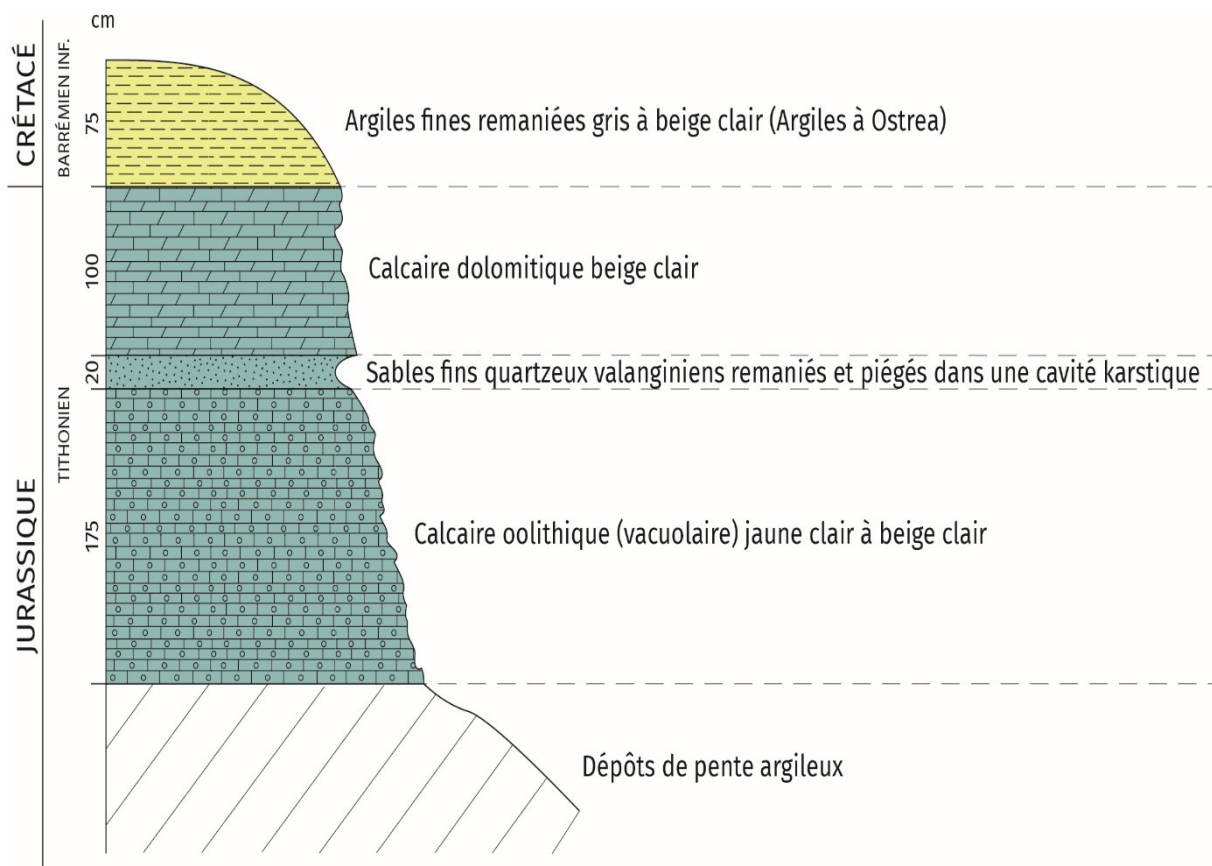


FIGURE 6.16 – Coupe dans une doline ouverte (n° 2721) dans le fond de la vallée Thirion (Bensaadi, 2019)

Au-dessus du Tithonien, sous les limons argilo-sableux ocre-jaune qui s'étendent sur tout le secteur, on trouve les argiles grises à gris clair du Barrémien inférieur. (Les observations ont été possibles grâce aux nombreux chablis, le terrain ayant été affecté par le passage d'une tempête quelques mois plus tôt en octobre 2017).

Le décalage de 5 m du tracé du liseré karstique sur le versant sud de la vallée Thirion est probablement lié à la présence d'une faille locale (de direction NE-SO, comme semble l'indiquer la rosace directionnelle) et non dessinée sur la carte structurale de J. Le Roux (figure 5.13) ; figure 6.17).



FIGURE 6.17 – Le liseré karstique dans le secteur de la vallée Thirion et rosace directionnelle (Lambert 93 : 848188,3 / 6849179,6) sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)

6.1.6 Secteur du Bois du Roi

a) Présentation du liseré karstique

Dans le secteur du Bois du Roi, le liseré karstique se trouve entre 213 m et 221 m. Il est dans le prolongement du liseré de la vallée Thirion mais s'interrompt au sud, au Nord de l'ancienne voie ferrée du camp de l'OTAN.

Le secteur le plus méridional de ce secteur (vallée de la Dorma) où se trouve la tranchée de la voie ferrée est impénétrable (présence d'un vaste dépotoir entouré de barbelés ainsi que des monticules de ballast).

Ce liseré peut être découpé en 2 segments :

- dans la partie nord du Bois du Roi, entre la vallée Thirion et le chemin forestier, on observe un simple liseré qui suit la courbe de niveau 215 m ;
- dans la partie sud du Bois du Roi, au sud du chemin forestier, les désordres karstiques sont plus nombreux et le liseré se dédouble, voire, se divise en trois (figure 6.18).

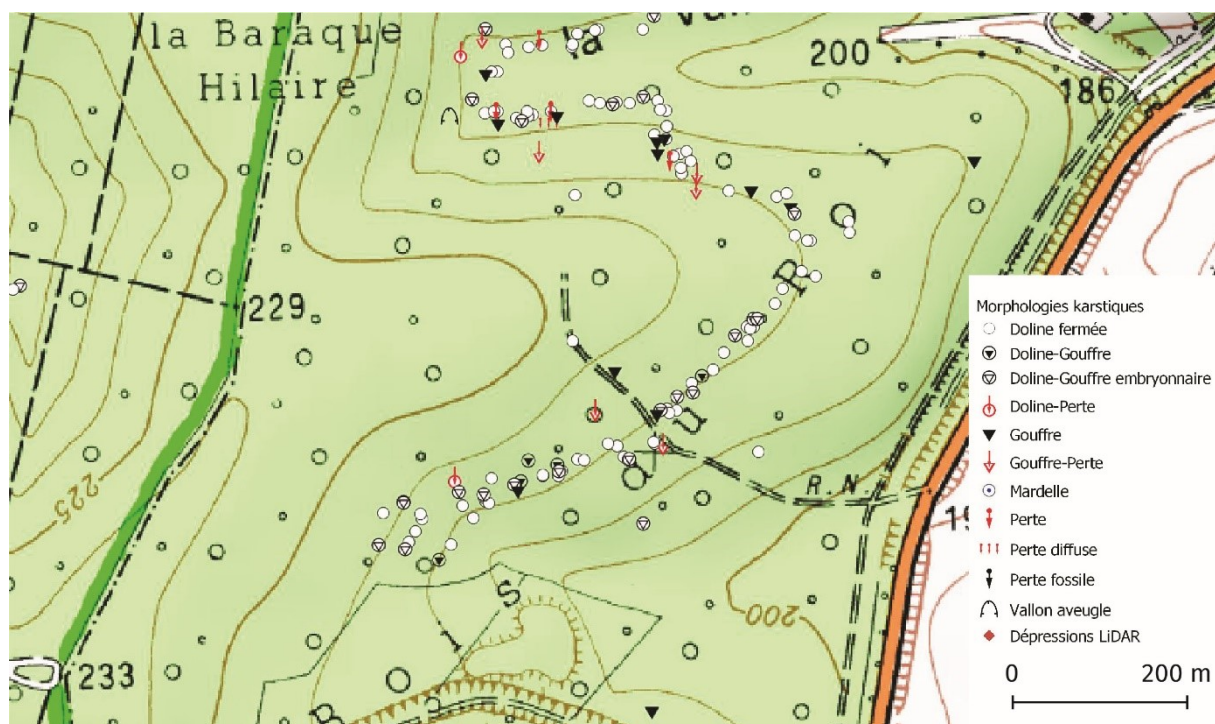


FIGURE 6.18 – Secteur du Bois du Roi (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

b) Types de phénomènes karstiques

Le secteur du Bois du Roi dans son ensemble se compose principalement de dolines fermées (52, soit 61,9 % des phénomènes) de taille moyenne (6,9 m de diamètre et 2,9 m de profondeur), de dolines-gouffres embryonnaires (17, soit 20 % des phénomènes) dont le diamètre est moindre (5,19 m) mais la profondeur plus importante (3,54 m) et de gouffres (7, soit 8,33 %) de grande taille (2 m de diamètre moyen). La pente moyenne des dolines du secteur est de 39°, le karst de ce secteur apparaît donc comme particulièrement actif.

Les deux segments du liseré coïncident avec des types de phénomènes karstiques sensiblement différents (figure 6.18) :

- dans le secteur nord du Bois du Roi on observe un grand nombre de dolines principalement des dolines fermées de dimensions modestes (2,5 m de diamètre moyen et 2,3 de profondeur) ;
- à partir du chemin forestier (au centre du secteur (figure 6.18)) et à mesure que l'on se dirige vers le Sud du secteur, les dolines sont de plus grandes dimensions : elles ont une profondeur moyenne de 5 m et un diamètre moyen de 7 m. Certaines atteignent jusqu'à plus de 45 m de diamètre (n° 844). La pente des versants des phénomènes s'accroît également.

Le liseré se scinde en 2 voire 3 alignements.

Ces alignements de dolines doubles ou triples presque parallèles, espacés d'environ 30 m, correspondent pour chacun à une période d'activité (figures 3.9 et 6.19) :

- l'alignement le plus bas (1) correspond à des dolines comblées, aux pentes douces et qui ne montrent pas d'indice d'activité récente. Par conséquent, il constitue un karst fossile qui regroupe les formes les plus anciennes de ce secteur ;
- l'alignement central (2) correspond à un karst encore actif mais de manière résiduelle. Le fond des dolines est parfois comblé, elles sont parfois actives, et parfois partiellement actives ;
- le troisième alignement plus en amont (3) de la pente correspond aux dolines actives, qui drainent, lorsqu'il y en a, les eaux de ruissellement (4), vers les conduits souterrains (5). Elles apparaissent très actives : les bordures sont dénudées et les pentes sont supérieures à 40°. Ces dolines laissent parfois entrevoir le substratum rocheux, plus ou moins profond (5 à 6 m en moyenne) ;
- l'alignement le plus en amont (6) correspond à des dolines en cours de formation qui vont continuer de se développer et devenir l'alignement de dolines actif, dans une logique de recul de couverture.

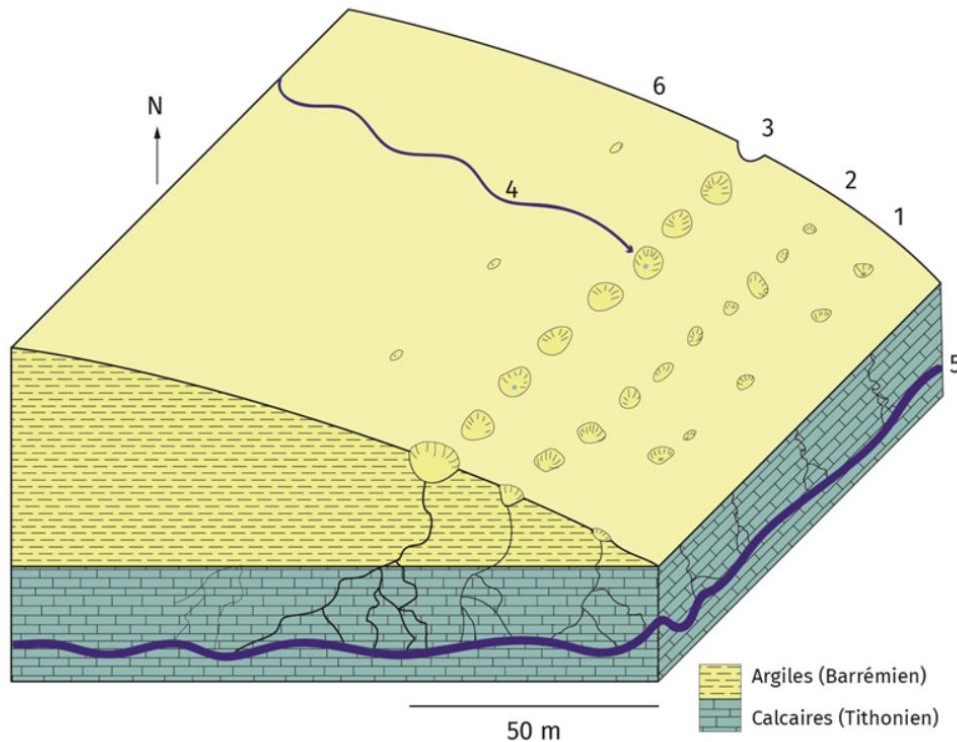


FIGURE 6.19 – Triple alignement de doline du secteur du Bois du Roi (Bensaadi, 2019)

c) Caractéristiques géologiques

Dans plusieurs dolines, nous avons pu observer le calcaire karstifié à 1 m (secteur sud) - 1,5 m de profondeur (secteur nord). Dans le gouffre de 5 m de diamètre (n° 878), il correspond à un calcaire dolomitique très dur, fin et densément fracturé, de couleur beige clair à beige foncé, recouvert par environ 1 m d'argiles grises, elles-mêmes recouvertes par un limon argilo-sableux.

Dans ce secteur, le liseré correspond au binôme **Argiles ostréennes / Calcaires du Barrois** comme dans les secteurs plus septentrionaux.

Toutefois, un banc de calcaire oolithique beige à jaune, attribué à l'Hauterivien, a été observé dans une doline fermée (n° 2720) à 50 m environ à l'ouest du chemin à une altitude de 216 m. De même dans la forêt de Jean d'Heurs, à environ 1 km plus au nord, Devaux (1970) avait signalé la présence des calcaires hauteriviens entre les calcaires tithoniens et les Argiles à huîtres.

En conséquence, ce secteur permet d'apporter 3 conclusions :

- la très faible épaisseur d'Argiles ostréennes le long du liseré indique que le liseré coïncide avec le contour géologique couverture imperméable / calcaires karstifiés ;
- l'augmentation de la dimension et de la profondeur des phénomènes karstiques vers le SSO est de toute évidence liée au cadre morphostructural : au nord du chemin

forestier, la pente topographique est faible et l'épaisseur du Barrémien inférieur est réduite au droit des dolines. En revanche, au sud du chemin forestier, la pente topographique plus marquée et l'épaisseur plus grande de la couverture (de 10 à 12 m d'épaisseur) favorise un apport en eau plus grand et notamment un ruissellement plus intense. L'apport en eau semble en partie liée à la présence d'un aquifère perché au sommet de l'interfluve de la Baraque Hilaire (> 230 m) où les Argiles à huîtres sont recouvertes par les sables du Barrémien supérieur (voir secteur Les Hattons) ;

- contrairement à la carte géologique de France au 1/50 000, nous excluons la présence de l'Aptien, à la fois des Argiles à Plicatules et Sables et grès jaunâtres, sur l'interfluve bordant à l'ouest le secteur du Bois du Roi.

6.1.7 Secteur du Bois communal de L'Isle-en-Rigault

a) Présentation du liseré karstique

Le secteur du Bois communal de L'Isle-en-Rigault, se situe à environ 2 km au SE du secteur précédent (Bois du Roi). Nous quittons alors le liseré, jusque-là quasi continu depuis Mognéville. Ce liseré a la particularité d'être circulaire et s'exprime entre 230 et 236 m d'altitude (figure 6.20).

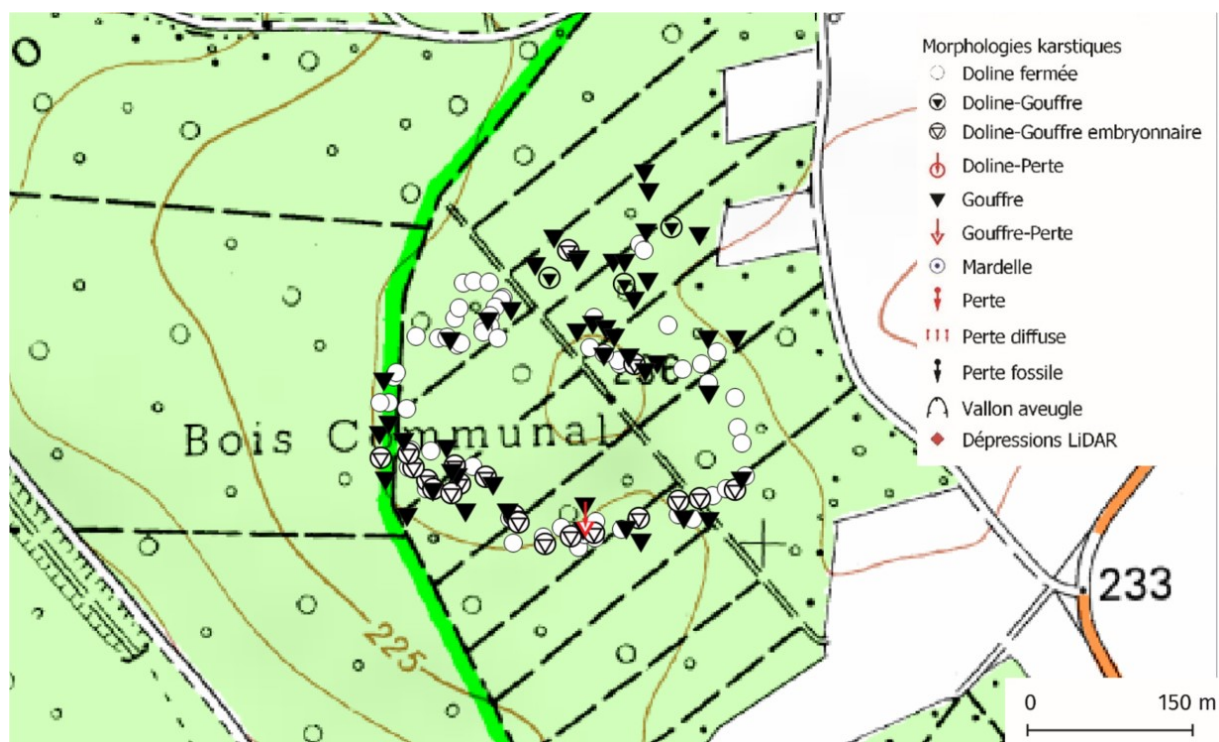


FIGURE 6.20 – Secteur du Bois communal de L'Isle-en-Rigault (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

Ce liseré, cartographié par Jaillet (2000), a fait l'objet d'une nouvelle cartographie qui a permis de distinguer davantage les formes karstiques.

Le liseré a cette deuxième particularité d'être particulièrement large, notamment sur sa partie nord. Il s'étend, en effet, en certains endroits sur près de 100 m de large, comptabilisant souvent 4 à 5 dolines ou gouffres sur toute la largeur (figure 6.20). L'appellation « anneau karstique » (Jaillet, 2000) prend ici tout son sens.

b) Types de phénomènes karstiques

La cartographie que nous avons effectuée a permis de distinguer plusieurs types de dolines et de gouffres. Près de 130 phénomènes karstiques ont été relevés ici.

Dans ce secteur, près de 37 % des désordres recensés sont des gouffres (simples ou pertes). (Dans les autres secteurs, les gouffres ne représentent que moins de 15 % des phénomènes karstiques). Certains gouffres, dont le diamètre moyen est important (2,6 m) sont très profonds, comme le gouffre du Toboggan (n° 415) qui se développe sur 45 m de profondeur.

Les deux tiers restant se partagent entre dolines fermées (45,3 %) et dolines ouvertes (dolines-gouffres embryonnaires : 20, soit 15,63 % et dolines-gouffres : 3, soit 2,34 %). On note qu'il s'agit d'un karst actif grâce aux évidentes traces d'activité dans les dolines ouvertes et les gouffres.

c) Caractéristiques géologiques

Les désordres se développent au contact entre les argiles du Barrémien inférieur et les calcaires de l'Hauterivien facilement identifiables : les calcaires hauteriviens sont de couleur ocre jaune clair, gréseux et assez friables. On y trouve un grand nombre d'oolithes, et quelques spatangues.

Le toit de l'Hauterivien est estimé à environ 1,75 m de profondeur de la surface selon les observations réalisées sur la bordure ouest du secteur dans une doline (n° 2527) et dans un gouffre (n° 418).

Les argiles barrémiennes qui affleurent sont de couleur gris clair à beige clair. On peut y trouver des débris d'huîtres dans les fonds des dolines fermées ou dans les ornières.

La configuration du liseré sous la forme d'un anneau karstique (figures 6.21 et 6.22) est due en fait au cadre morphostructural local et à la présence d'une avant-butte (« bourrelet argileux », J. Le Roux, communication personnelle) d'Argiles ostréennes dont l'épaisseur est suffisamment réduite pour engendrer un karst de contact lithostratigraphique dans les Calcaires à spatangues.

La présence d'un gouffre de 45 m de profondeur (Toboggan) montre que le karst s'enracine dans les Calcaires du Barrois, puisque les Calcaires à spatangues n'ont que 10 m d'épaisseur.

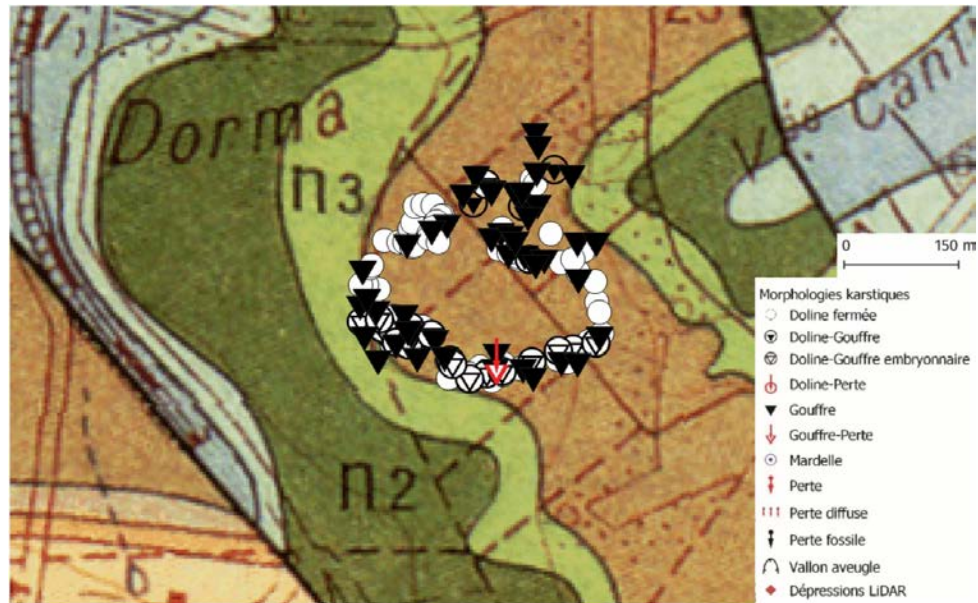


FIGURE 6.21 – Secteur du Bois communal de L'Isle en Rigault sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)

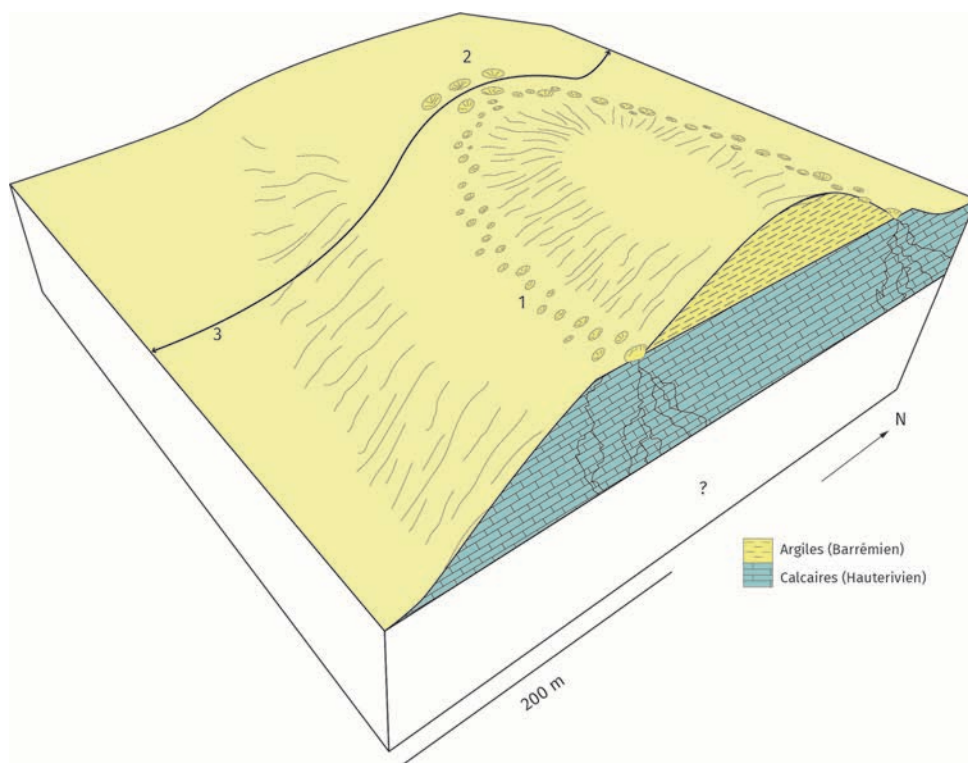


FIGURE 6.22 – Configuration du secteur du bois communal de L'Isle-en-Rigault (Bensaadi, 2019) *Les désordres karstiques (1) évoluent au contact des argiles du Barrémien inférieur et des calcaires de l'Hauterivien. Des dolines ou des gouffres plus actifs et plus gros (2) se développent davantage grâce aux apports des arrivées d'eaux soutenues concentrés par les sentiers forestiers (3).*

6.1.8 Secteur de la Belle Épine

Le secteur de la Belle Épine est composé de deux sous-secteurs. Le premier est constitué d'un liseré karstique, orienté sud-nord, situé sur le versant de rive gauche de la vallée sèche de la Dorma. Le second, le secteur de la Belle Épine ouest, regroupe de très nombreuses formes karstiques dans un vallon orienté est-ouest (figure 6.23). Ce dernier appartient au liseré karstique occidental (paragraphe 6.2.1).

a) Présentation du liseré karstique

Situé dans la partie orientale de la forêt de Trois-Fontaines, le secteur de la Belle Épine est traversé du nord au sud par un liseré karstique sinueux qui se développe entre 220 m au nord et 231-232 m d'altitude au sud (figure 6.23).

Le liseré est marqué surtout par un décrochement dans sa partie nord (à 1 km environ au NNE du poste à gaz) le long duquel il recoupe les courbes de niveau entre 220 et 230 m en suivant un sentier d'exploitation.

Entre les liserés est et ouest de la Belle Épine, de part et d'autres du chemin forestier éponyme, les phénomènes karstiques sont plus rares. On les trouve cependant jusqu'à plus de 230 m à l'est du poste à gaz. Leur raréfaction est de toute évidence due à la structure et à l'épaisseur élevée de la couverture non carbonatée.



FIGURE 6.23 – Secteur de la Belle Épine est (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

b) Types de phénomènes karstiques

Les désordres que l'on rencontre sont principalement des dolines fermées (37, soit, 52 % des phénomènes) de diamètre moyen (5,5 m) et des dolines-gouffres embryonnaires (26, soit 37 % des phénomènes). On ne compte que 4 gouffres, dont trois sont situés directement à proximité des chemins forestiers.

c) Caractéristiques géologiques

Dans le secteur de la Belle Épine est, on trouve sous les limons argilo-sableux de couleur ocre-jaune, les argiles du Barrémien inférieur attestées par la présence en surface d'Ostrea. Toutefois, leur puissance n'excède pas 2 m. Mais il a été impossible de déterminer le faciès du calcaire karstifié sous-jacent. Cependant, le forage du poste à gaz (Infoterre n° 226/4/1018) situé à 232 m, à la même altitude et à moins de 200 m des dolines-gouffres embryonnaires du liseré karstique de la Belle Épine est, apporte deux types d'enseignements :

- d'une part, l'étage hauterivien a été traversé entre 205 et 200 m sous 27 m de formations argileuses rattachées au Barrémien inférieur et moyen et aux Argiles à plicatules aptiennes. L'étage hauterivien est seulement mentionné sous la forme d'un faciès « marno-calcaire ». En fait, cette dénomination « rapide » pourrait correspondre à la même alternance de calcaires et de marnes (ou d'argiles) que dans la forêt de Chancenay. Par conséquent, le liseré karstique de la Belle Épine est correspondrait au contact Barrémien inférieur/Hauterivien. Comme l'épaisseur des Argiles ostréennes n'excède pas 2 m, ce contact se situerait vers 220 m au nord du liseré de ce secteur et vers 230 m au sud ;
- d'autre part, le toit de l'Hauterivien se trouve à 205 m au niveau du poste à gaz, soit à une vingtaine de mètres au-dessous de l'altitude de ce toit à l'extrémité sud-est du liseré karstique de la Belle Épine est. L'explication se trouve sur la carte structurale de J. Le Roux (figure 5.13) qui fait apparaître un fossé étroit de direction SE-NO entre les liserés karstiques du secteur est et ouest de la Belle Épine. Ainsi, l'épaisseur de la couverture argileuse (jusqu'à 27 m) inhibe le développement des phénomènes karstiques.

6.1.9 Secteur de la Dorma

a) Présentation du liseré karstique

Le liseré de la Dorma se développe dans le fond du vallon éponyme. Composé de seulement 25 phénomènes karstiques dispersés sur environ 400 m, il s'exprime entre 205 et 212 m (figure 6.24)

b) Type de phénomènes karstiques

Le liseré du vallon de la Dorma est constitué principalement de dolines fermées (74 %), le reste étant des dolines-gouffres embryonnaires (18,5 %) ainsi qu'une perte et une doline-perte de part et d'autre du vallon. Les premières se développent dans l'axe du vallon, tandis que les secondes se situent au NO, en amont, et au sud (à la confluence avec un vallon affluent) des précédents.

Le karst présente des phénomènes karstiques imposants ; 50 % des dolines mesurent plus de 10 m de diamètre et 33 % d'entre elles mesurent plus de 9 m de profondeur. La pente de ces dernières est élevée ; elle est supérieure à 31 % pour les dolines fermées et 38 % pour les dolines-gouffres embryonnaires.

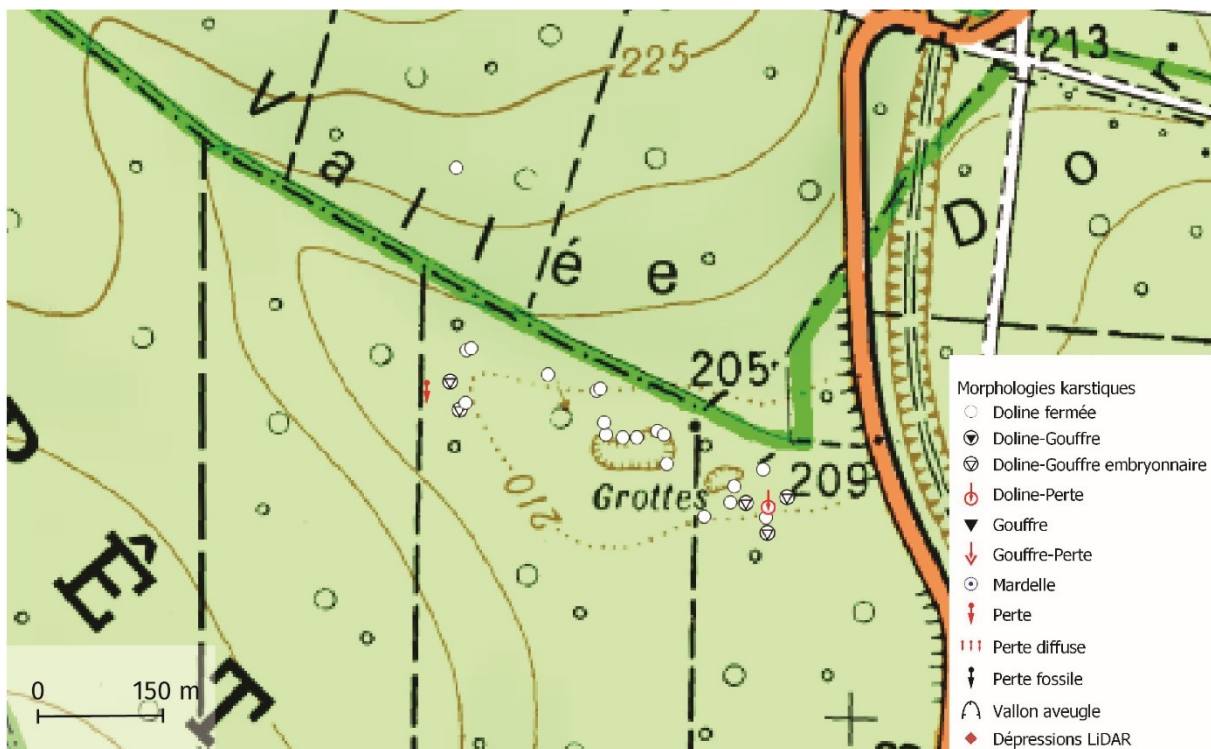


FIGURE 6.24 – Secteur de la Dorma (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

c) Caractéristiques géologiques

Dans le vallon de la Dorma, les formations du substratum n'affleurent pas sur les versants et le fond des dolines, car elles sont recouvertes par les colluvions issues des argiles du Barrémien.

En revanche, les dolines-pertes (n° 2729 et 2728) situées respectivement à 209 et 212 m d'altitude, ont été explorées par les spéléologues locaux (notamment Jean-Marie Goutorbe, GERSM) qui ont relevé successivement : 3 à 4 m de d'argiles du Barrémien inférieur, 3 m de calcaire hauterivien, 2 m de Valanginien, puis les calcaires tithoniens. Ces observations sont conformes à la description du forage du poste à gaz (n° 2264X1018) situé à moins de 500m au nord-ouest (sables valanginiens : 2 m, Hauterivien : 5 m).

Ce qui situerait le toit du Tithonien à environ 200 m d'altitude, autrement dit, les dolines les plus profondes (> à 9 m de profondeur, soit 50 %) se développent donc dans la couverture et dans le Tithonien.

Il est à noter que le réseau de la Dorma (figure 6.25) est un réseau de diaclases et de galeries en forme de trou de serrure s'étendant sur 3 km et sur plusieurs niveaux actifs et fossiles (Goutorbe, communication personnelle).

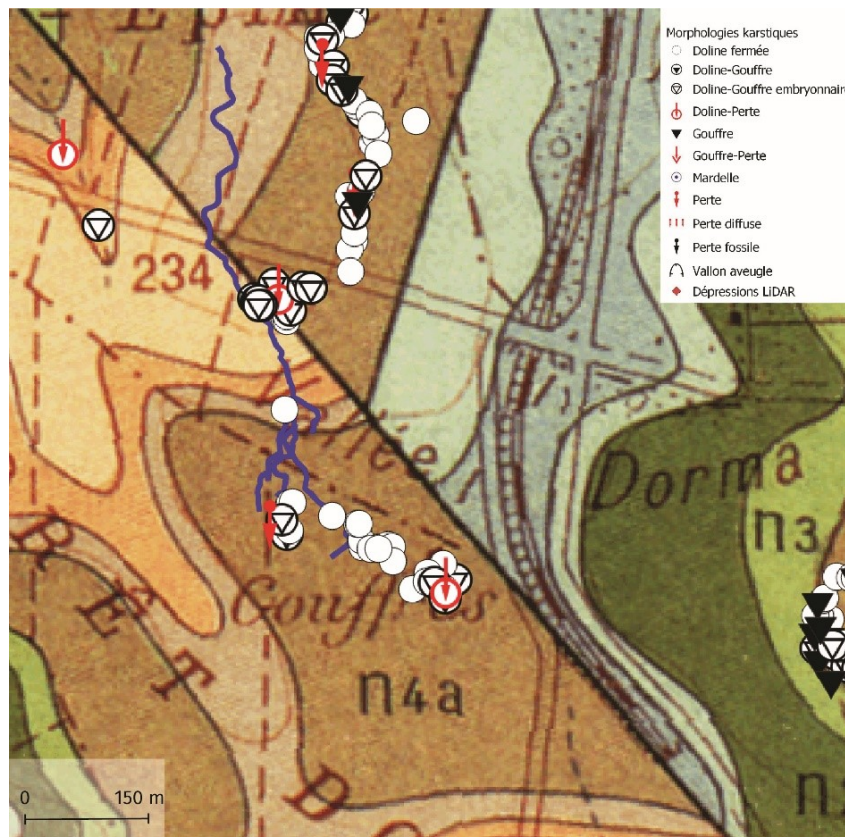


FIGURE 6.25 – Secteur et réseau de la Dorma (l'écoulement souterrain se fait du sud vers le nord) sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959 ; réseau souterrain : Goutorbe – GERSM)

6.2 Le liseré occidental de la zone d'étude principale

6.2.1 Secteur de la Belle Épine ouest

a) Présentation du liseré karstique

Le liseré du vallon de la Belle Épine ouest épouse les contours de ce dernier et se situe entre 203 et 215 m, mais est le plus souvent localisé entre 205 et 210 m. Les altitudes des phénomènes karstiques, plus nombreux en amont, décroissent légèrement vers l'aval (figure 6.26).

Les liserés sud et nord présentent des caractéristiques sensiblement différentes :

- le liseré sud, plus court, n'atteint pas la route forestière des Hattons à la différence du liseré nord. Localisé entre 205 et 215 m, il présente une organisation plus complexe parquée par des décrochements et un dédoublement du liseré ;
- le liseré nord se résume le plus souvent en un simple liseré, sauf dans sa partie ouest, située à l'ouest de la route forestière des Hattons, où il se situe entre les courbes de niveau 205 et 210 m.

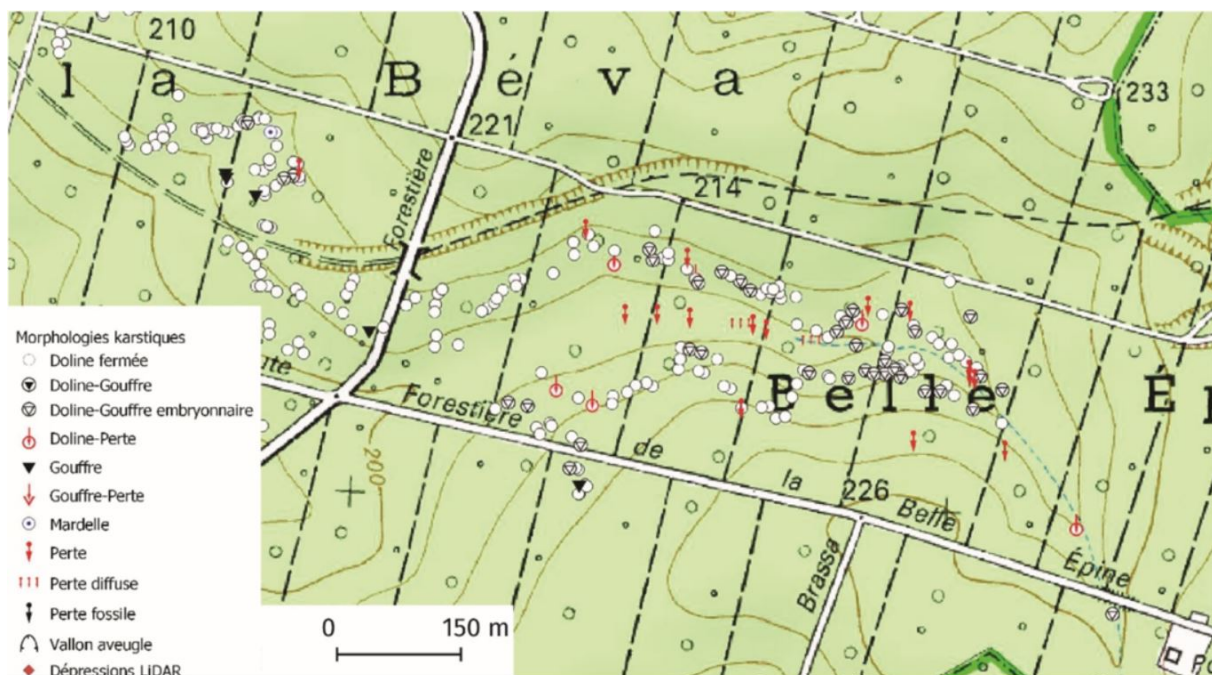


FIGURE 6.26 – Secteur de la Belle Épine ouest (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

b) Types de phénomènes karstiques

Le liseré du vallon de la Belle Épine est constitué principalement de dolines (fermées : 216, soit 68,6 %, dolines-gouffres embryonnaires : 62, soit 19,7 %, dolines-pertes : 7, soit 2,2 %), dont le diamètre moyen est important (9,7 m) et secondairement de quelques gouffres (9, soit 2,9 %) de près de 2 m de diamètre moyen.

Les dolines-pertes se situent davantage en amont sur les versants du vallon et absorbent les eaux des ruisseaux aveugles qui drainent les aquifères perchés situés dans les formations du Crétacé inférieur. Ces ruisseaux s'étendent parfois sur plus de 100 m de longueur et coulent dans des vallées étroites, encaissées de 5 à 10 m.

Dans le fond du vallon, plusieurs pertes se succèdent fréquemment. Elles évoluent en reculs de perte, selon le schéma décrit plus haut (figure 3.9).

c) Caractéristiques géologiques

Dans le secteur de la Belle Épine ouest, nous avons pu observer 4 formations :

- les argiles grises, compactes et très collantes de 2 m d'épaisseur au maximum correspondent au Barrémien inférieur - nous rattacherons les affleurements de calcaires oolithiques jaunâtres de 2 à 3 m d'épaisseur et les marno-calcaires gris sableux observés dans 4 dolines ouvertes (n° 4, 17, 227 et 326) à l'Hauterivien ;
- le Valanginien y est représenté dans la doline n° 326 par des sables gris et rouille d'un à deux mètres d'épaisseur ;
- enfin, les calcaires beige clair, assez fins, fracturés observés dans la doline ouverte du fond du vallon de la Belle Épine (n° 18), ont été rattachés au Tithonien.

Par conséquent, le liseré du vallon de la Belle Épine se développe au contact des Argiles ostréennes et des Calcaires à spatangues. Le secteur le plus représentatif se situe à l'extrémité amont du vallon qui se présente sous la forme d'une topographie ressemblant à « un karst à cockpit ».

Le tracé du liseré karstique ne se superpose pas aux contours de la carte géologique de France au 1/50 000 (figure 6.27), ceux-ci devant être redessinés à partir des contours du premier. Structuralement, il s'inscrit sur un horst (figure 5.13) situé entre le fossé de la Marne/Baudonvilliers et le fossé étroit de la Belle Épine.

C'est d'ailleurs le long de cette faille de Baudonvilliers (figure 5.13) que se trouve la fenêtre hydrogéologique de la Bruxenelle localisée dans les Calcaires du Barrois (Devos, 1996b, 2010 ; Jaillet, 2000). Celle-ci se trouve en effet sur l'escarpement de ligne de la faille localisée sur la carte structurale de Jacques Le Roux plus à l'ouest que la faille dessinée sur la carte géologique de France.

L'interruption du liseré vers le sud-ouest pourrait être liée à la disparition des Calcaires à spatangues. En effet, les forages situés respectivement au nord (226/4/1012/202 m) et au sud (224/4/1015/196 m) du vallon de la Boivine indiquent que l'Hauterivien a des épaisseurs de 2,5 à 3,5 m.

L'absence apparente de phénomènes karstiques dans ce vallon inscrit dans le fossé de la Marne/Baudonvilliers est liée à l'épaisseur de la couverture argileuse au-dessus du toit des Calcaires à spatangues (>20 m dans les 2 sondages cités ci-dessus).

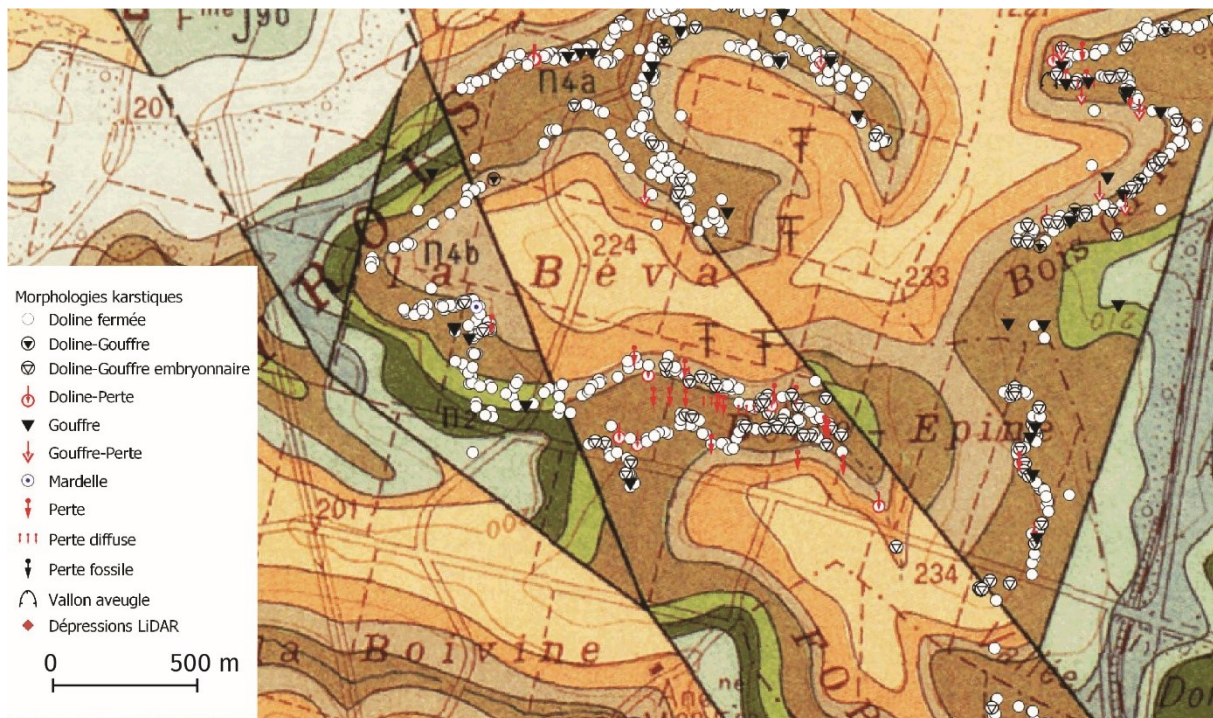


FIGURE 6.27 – Secteurs de la Belle Épine (ouest et est) sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)

6.2.2 Secteur de la Taille Clergé

a) Présentation du liseré karstique

Le secteur de la Taille Clergé, situé au NW de celui de la Belle Épine, est constitué d'un vallon principal orienté NE-SW et de 2 petits vallons tributaires orientés SE-NE.

De nombreuses formes karstiques s'y développent en suivant les courbes de niveau entre 200 et 210 m d'altitude, mais s'interrompent sur le versant nord à l'est de la route forestière de Bar.

Les liserés karstiques nord et sud présentent des différences significatives : au nord, le liseré se trouve à des altitudes remarquablement constantes entre 200 et 205 m. Au sud, le liseré est davantage discontinu et peut se diviser en 3 segments : au NE, entre les 2 vallons secondaires, il suit la courbe de niveau 205 m, dans le vallon orienté SE-NO situé au sud, les phénomènes karstiques se développent entre 200 et 210 m, tandis qu'au SO, en aval, ils se trouvent à une altitude de 210 m.

Plus à l'ouest, il fut impossible de repérer d'éventuelles formes karstiques en raison des profondes modifications de la topographie dues à l'Homme : anciennes routes de la base de l'OTAN, conduite de gaz et surtout tracé d'une ligne à haute tension accompagné de larges fossés situés le long de la ligne électrique, de part et d'autre de celle-ci, le tout étant orienté du NNE au SSW. Par ailleurs, le secteur est totalement impénétrable en raison de la présence de hautes herbes et de broussailles.

Toutefois, la carte topographique au 1/25 000 de Saint-Dizier (3015E) signale des dépressions karstiques à l'ouest du parc à grumes, ce qui rend probable la présence d'un liseré karstique le

long de la faille de la Béva de direction SE-NO, dessinée sur la carte structurale de J. Le Roux (figure 5.13) et qui figurait également sur la feuille de Saint-Dizier (Stchépinsky, 1959).

b) Types de phénomènes karstiques

Les deux liserés ont les mêmes caractéristiques et comportent (figure 6.28) :

- un grand nombre de dolines fermées (233, soit 87,6 %) de taille moyenne (5,8 m de diamètre et 2,4 m de profondeur) mais actives, et quelques dolines ouvertes (dolines-gouffres embryonnaires : 12, soit 4,5 %, dolines-pertes : 3 soit 1,12 %, dolines-gouffres : 2, soit 0,75 %), dont le diamètre moyen est compris entre 7 et 10 m ;
- des gouffres, peu nombreux (14, soit 5,26 %), mais dont la taille est importante (le gouffre n° 2722 et l'aven de la Taille Clergé n° 2715, tous les deux situés sur un sentier à 40 m de part et d'autre de la route des Hattons ont un diamètre supérieur à 5 m), le diamètre médian des gouffres se situant à 2 m ;
- aucune perte.

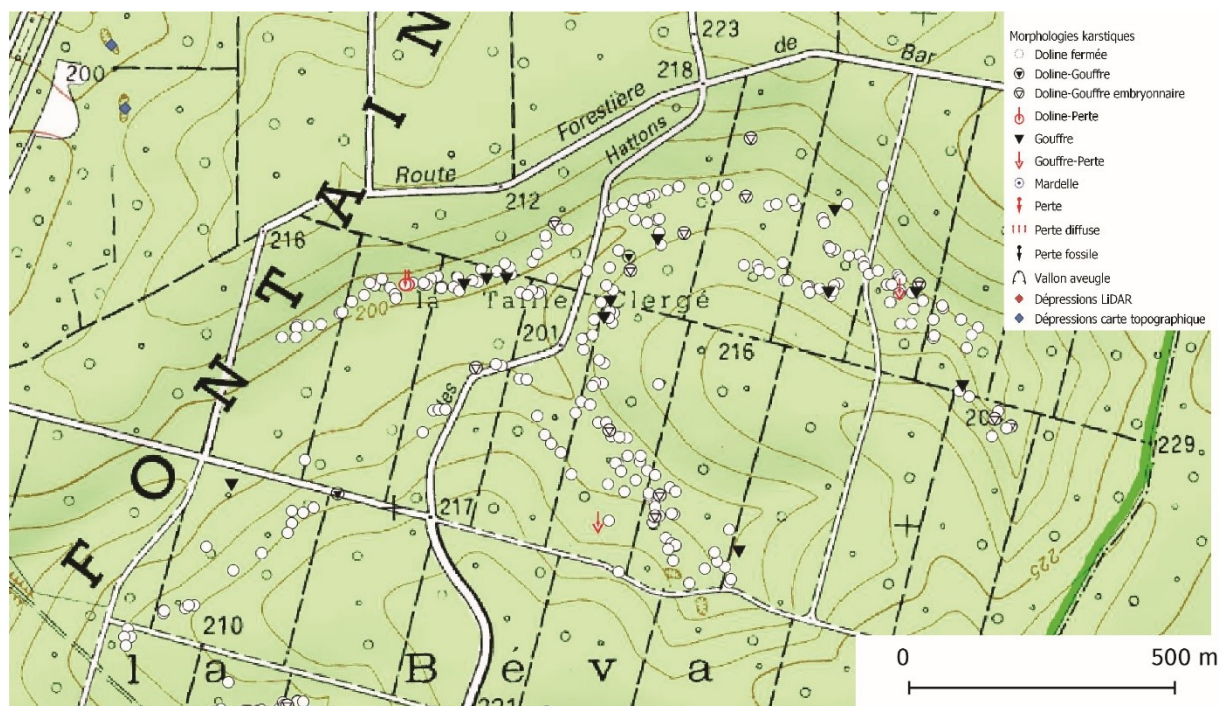


FIGURE 6.28 – Secteur de la Taille Clergé (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

Plus au nord-est, les quelques désordres karstiques signalés sur la carte topographique doivent probablement jalonner un liseré qui suit les courbes de niveaux en direction du nord-est, vers le secteur des Hattons.

Au sud, le liseré rejoint celui du vallon de la Belle Épine, en contournant l'interfluve de la Béva.

c) Caractéristiques géologiques

Dans ce secteur, les formations géologiques sont identiques à celles du secteur de la Belle Épine ouest (figure 6.29). On trouve en surface sous quelques centimètres de limons argilo sableux gris clair, les argiles du Barrémien inférieur de couleur gris à gris clair. Elles ont environ 1,5 à 2 m d'épaisseur et reposent sur des calcaires oolithiques jaunâtres attribués à l'Hauterivien mais dont l'épaisseur n'a pas pu être précisée.

Le Valanginien a été observé dans un gouffre dans la partie est du secteur sous la forme d'un banc d'environ 30 cm de grès ferrugineux de couleur brun à rouille entrecoupé de lits argileux jaune-orangé.

Ces grès reposent directement sur les calcaires tithoniens de couleur beige à grisâtre. Ces derniers, visibles dans les larges gouffres situés à quelques mètres des chemins forestiers, sont ici très fracturés.



FIGURE 6.29 – Secteur de la Taille Clergé sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)

6.2.3 Secteur du vallon des Hattons

a) Présentation du liseré karstique

Situé au nord du secteur de la Taille Clergé, le vallon des Hattons, d'orientation ouest-est, est constitué de 2 alignements de phénomènes karstiques :

- le premier, au nord, concentre une centaine de dolines longeant sur environ 1 km un sentier forestier situé dans l'axe du talweg et vers le nord, le GR14. Ici, l'exokarst s'exprime entre 205 m et 210 m à l'extrémité est du vallon et entre 199 et 205 m d'altitude dans le fond du vallon vers l'ouest. Ce liseré se prolonge vers le nord-ouest sur la rive droite du vallon au contact avec le versant ;
- ce liseré est doublé sur le versant sud du vallon par un deuxième liseré moins continu et plus étalé en largeur qui s'exprime entre 205 et 215 m d'altitude ;
- ce liseré karstique principal est lui-même doublé en rive droite, dans un vallon tributaire du vallon de la Taille Clergé par un alignement de phénomènes karstiques situés 205 et 215 m, altitude de la grande coupe entaillant les argiles et les sables du Valanginien (figure 1.9).

Vers l'ouest du vallon, en direction de la ligne à haute tension, les phénomènes karstiques, moins marqués et plus dispersés, se situent à des altitudes moindres, comprises entre 195 et 190 m.

b) Types de phénomènes karstiques

Le secteur des Hattons présente principalement des dolines (fermées : 166, soit 81 % et ouvertes : dolines-gouffres embryonnaires : 25, soit 12 %, dolines-pertes : 4, soit 2 %, doline-gouffre 1 soit 0,5 %) de toutes tailles. Les phénomènes karstiques de grande taille sont nombreux. En effet, environ la moitié des dolines mesurent plus de 6 m de diamètre.

Les dolines-gouffres embryonnaires et pertes se concentrent dans 2 secteurs principaux : à l'extrémité est et à l'est de la route forestière des Hattons. Les gouffres sont alignés le long d'un tracé sinueux recoupant le vallon des Hattons, à l'ouest (figure 6.30).

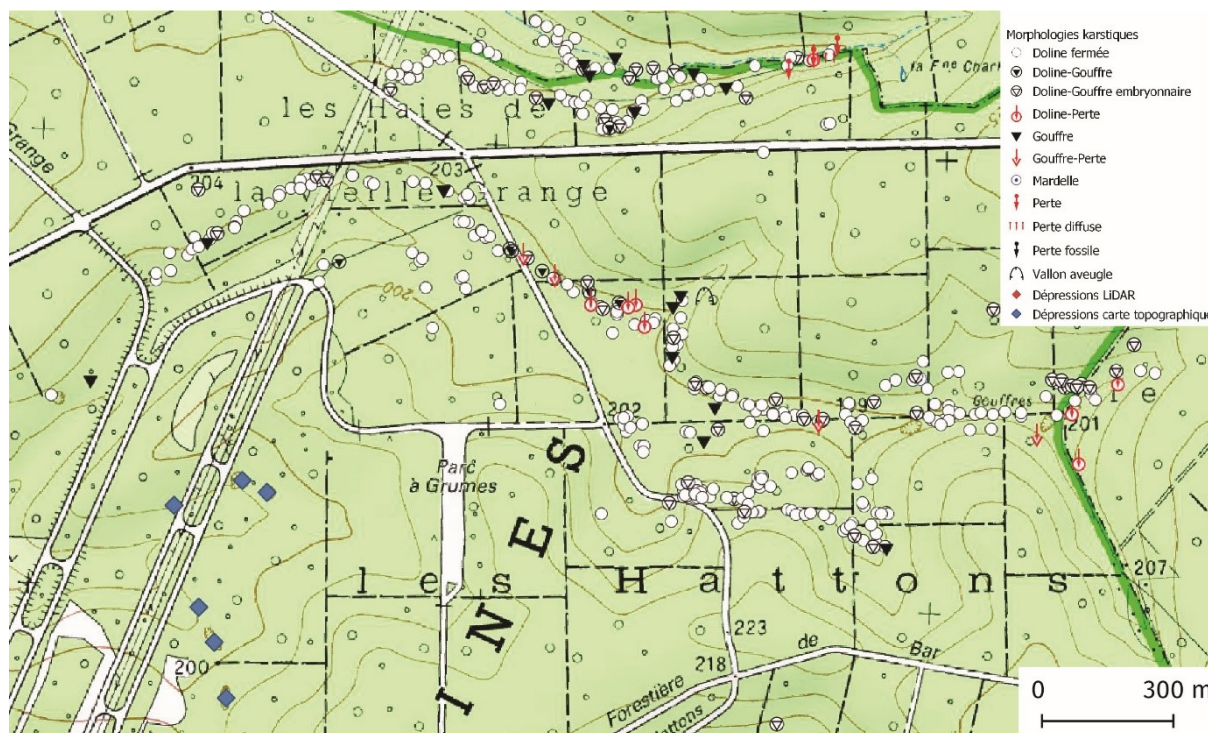


FIGURE 6.30 – Secteur du vallon des Hattons (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

c) Caractéristiques géologiques

Sous la couverture peu épaisse (quelques centimètres à un décimètre) de limons argilo-sableux gris clair, on trouve 2 formations néocomiennes :

- au sommet, les argiles grises du Barrémien inférieur, plastiques, qui renferment de nombreuses huîtres de dimensions parfois décimétriques ;
- à la base, nous avons observé très souvent dans les dolines, les sables et grès ferrugineux du Valanginien, particulièrement bien représentés dans ce secteur.

En effet, une coupe dégagée en aval d'un vallon aveugle a permis d'observer, sous les Argiles ostréennes, 3,40 m de sables quartzeux interstratifiés avec des bancs gréseux et des lits argileux (n° 2719) (figure 1.9). Le banc d'argiles grises observé à la base de la coupe n'a pas été observée dans toutes les dolines.

Il est à noter que le fond de plusieurs dolines en entonnoir (n° 2390, 1284, 1326, 1496) de grandes dimensions (diamètre > 20 m, profondeur > 9 m) se développe dans les calcaires tithoniens, sur 1 mètre environ. Ces derniers se présentent sous la forme de bancs de calcaire oolithique souvent vacuolaire, blanc-grisâtre à beige, très densément fracturé.

Dans ce secteur, la couverture crétacée diminue d'épaisseur à mesure que l'on se dirige vers l'ouest : à l'est du vallon des Hattons, elle atteint 6 à 7 m de moyenne, n'est plus que de quelques mètres vers l'ouest (3 m environ). En direction du nord,

elle disparaît à la hauteur de la pointe est de la vallée de la vieille Grange, ainsi que dans le secteur du Caureau.

Enfin, notons que la karstification semble en relation avec une direction principale de fracturation de N130 et N140 (figure 6.31).



FIGURE 6.31 – Secteur des Hattons sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)

Le secteur des Hattons nous livre plusieurs enseignements :

- le Valanginien est ici particulièrement épais (10 m) et est représenté parfois à la base par un banc d'argile. Il existe donc au moins temporairement un aquifère perché dans les sables de cet étage ;
- les formations de l'étage hauterivien (sables et silts gris et Calcaires à spatangues) qui sont dessinées sur la carte géologique de France au 1/50 000 n'ont été observées ni sur la coupe décrite plus haut, ni dans les dolines du vallon des Hattons. **Il y a par conséquent une lacune de l'Hauterivien dans ce secteur. De ce fait, les contours de la carte géologique de France sont totalement erronés dans ce secteur ;**
- le fond d'un certain nombre de dolines en entonnoir (dont 4 ont pu être observées) est inscrit dans les calcaires tithoniens fracturés (figure 6.32).
- La morphologie des dolines est dépendante de l'épaisseur de la couverture :
 1. lorsque la couverture est épaisse les dolines sont en forme d'entonnoir ;

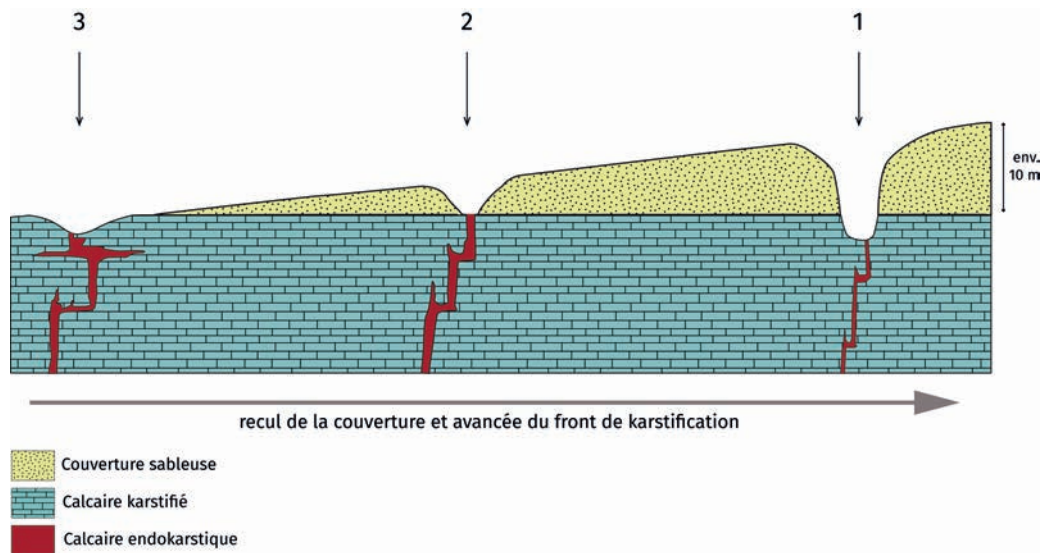


FIGURE 6.32 – Les trois types de dolines dans le secteur des Hattons

1 : doline en entonnoir modelée dans une couverture épaisse de sables crétacés et enracinée dans les calcaires thitoniens; 2 : doline-gouffre ouverte dans les calcaires tithoniens; 3 : doline peu marquée ouverte dans les calcaires tithoniens. (Bensaadi et Harmand, 2020)

2. lorsque la couverture se réduit à 2 ou 3 m, les phénomènes prennent des formes ouvertes de type dolines-gouffres ;
3. dans la partie ouest du liseré karstique, au-delà de la ligne à haute tension (figure 6.30), les dolines sont ouvertes exclusivement dans les calcaires du Tithonien.

6.2.4 Secteur des Haies de la Vieille Grange et du Caureau

a) Présentation du liseré karstique

Dans le vallon des Haies de la Vieille Grange, le karst se développe entre 200 et 205 m en rive gauche, et entre 195 et 200 m d'altitude en rive droite (figure 6.33) avant de s'interrompre brusquement. Les altitudes du liseré s'abaissant sur les deux rives vers l'aval. Le vallon, drainé par un ruisseau temporaire, présente, quant à lui, 5 pertes, 1 doline-perte et 1 perte diffuse.

Entre ce liseré et celui du Caureau plus au nord, on note la présence de 2 essaims de dolines, l'un à l'est de l'extrémité du liseré nord de la Vieille Grange, vers 200 m d'altitude, le second au nord-ouest de celui-ci, entre 190 et 195 m dans le prolongement du liseré sud du Caureau (figure 6.33).

Au lieu-dit le Caureau, le liseré, discontinu, est constitué par deux alignements orientés ENE-OSO (figure 6.33) :

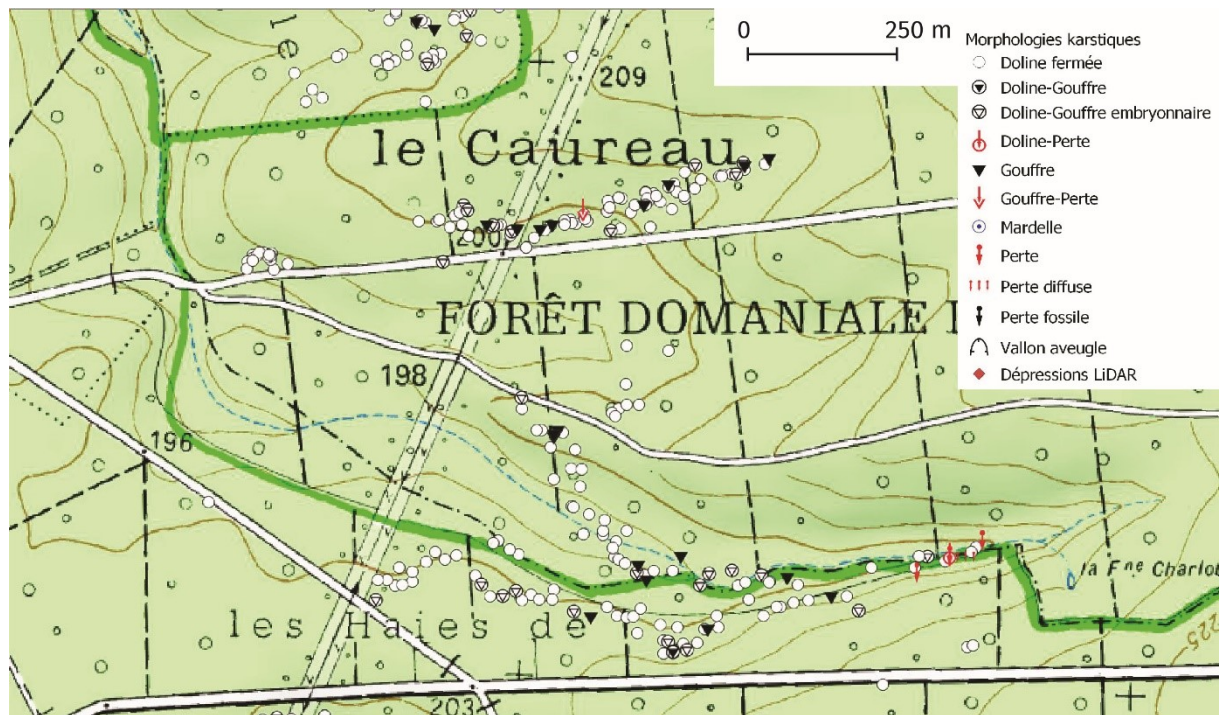


FIGURE 6.33 – Secteur des Haies de la Vieille Grange et du Caureau (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

- au sud, les désordres se développent entre 190 m à l'ouest et 208 m d'altitude à l'est ;
ils se trouvent exclusivement le long du versant nord du vallon traversé par la ligne à haute tension et rejoignent le chemin forestier du Caureau plus à l'ouest ;
- au nord les phénomènes karstiques forment un nuage de points situé entre 203 m à l'est et 189 m à l'ouest.

b) Types de phénomènes karstiques

Le secteur du vallon des Haies de la Vieille Grange et du Caureau est riche en dolines fermées (246, soit 80 % des phénomènes) et ouvertes (dolines-gouffres : 7, soit 2,14 %, dolines-gouffres embryonnaires : 32, soit 9,8 %, dolines-pertes : 8 soit 2,45 %) de très grande taille (une vingtaine ont un diamètre supérieur à 20 m), mais on note également la présence d'un grand nombre de gouffres (23, soit 9 % des phénomènes) dont plus de la moitié mesurent plus d'1,2 m de diamètre.

Le Caureau est un secteur caractérisé par la présence d'écoulements de surface drainés vers les dolines ou les gouffres.

De nombreuses dolines actives, parfois alimentées en eau de ruissellement par les fossés de la route forestière (n° 1072, 1213, 1228, 1251, 1252) entraînent, en raison du drainage vers les pertes, des dommages sur celles-ci.

Dans ces secteurs un grand nombre de désordres se situent à proximité directe d'un chemin forestier ou de la route ; 47 soit 15 % des phénomènes de ces secteurs, dont les dimensions moyennes sont de 9 m de diamètre pour 4,2 m de profondeur.

c) **Caractéristiques géologiques**

Le vallon de la Vieille Grange peut être découpé en 2 segments :

- à l'ouest, au niveau de la ligne à haute tension, on trouve dans les dolines n° 2306 et 2425, du haut vers le bas, sous quelques centimètres de limon argilo-sableux très fin, de couleur beige clair à gris clair, environ 1,5 m d'argiles grises, compactes et plastiques attribuées au Barrémien inférieur, environ 3 m d'alternance de sables de couleur jaune-orange et des lits centimétriques de grès de couleur rouille à rouge-brun valanginiens, et au-dessous des calcaires fins de couleur beige clair à blanc, altérés et fracturés, qui correspondent au Tithonien ;
- à l'est du secteur les sables du Valanginien sont souvent absents dans le fond de ce dernier où vers l'amont (doline n° 2309), apparaissent les calcaires tithoniens beige clair, sublithographiques fracturés.

Le secteur du Caureau est à l'image du secteur de la Vieille Grange : à l'ouest de la ligne à haute tension, le petit essaim de formes karstiques est composé de dolines développées dans les calcaires fins, de couleur beige du Tithonien, subaffleurants, tandis que plus à l'est, dans le petit vallon du Caureau, au-dessus des calcaires du Tithonien, on retrouve la succession argiles barrémiennes / sables valanginiens dans la doline-perte (n° 1254).

L'inaccessibilité de l'affleurement ne permet pas de préciser l'épaisseur des formations de la couverture.

Les mesures de fracturation relevées dans le secteur de la Vieille Grange mettent en évidence 2 familles de directions N120-130 et N40 (figure 6.34).

Toutefois, à l'est du secteur, la coupe de la grotte des Chasseurs (n° 2765 / Infoterre n° 226/4/53) signale la présence de calcaires hauteriviens (Jaillet, 2000).

La figure 6.34 montre que le liseré karstique n'épouse pas les contours de la carte géologique de France au 1/50 000 qui sont donc à revoir.

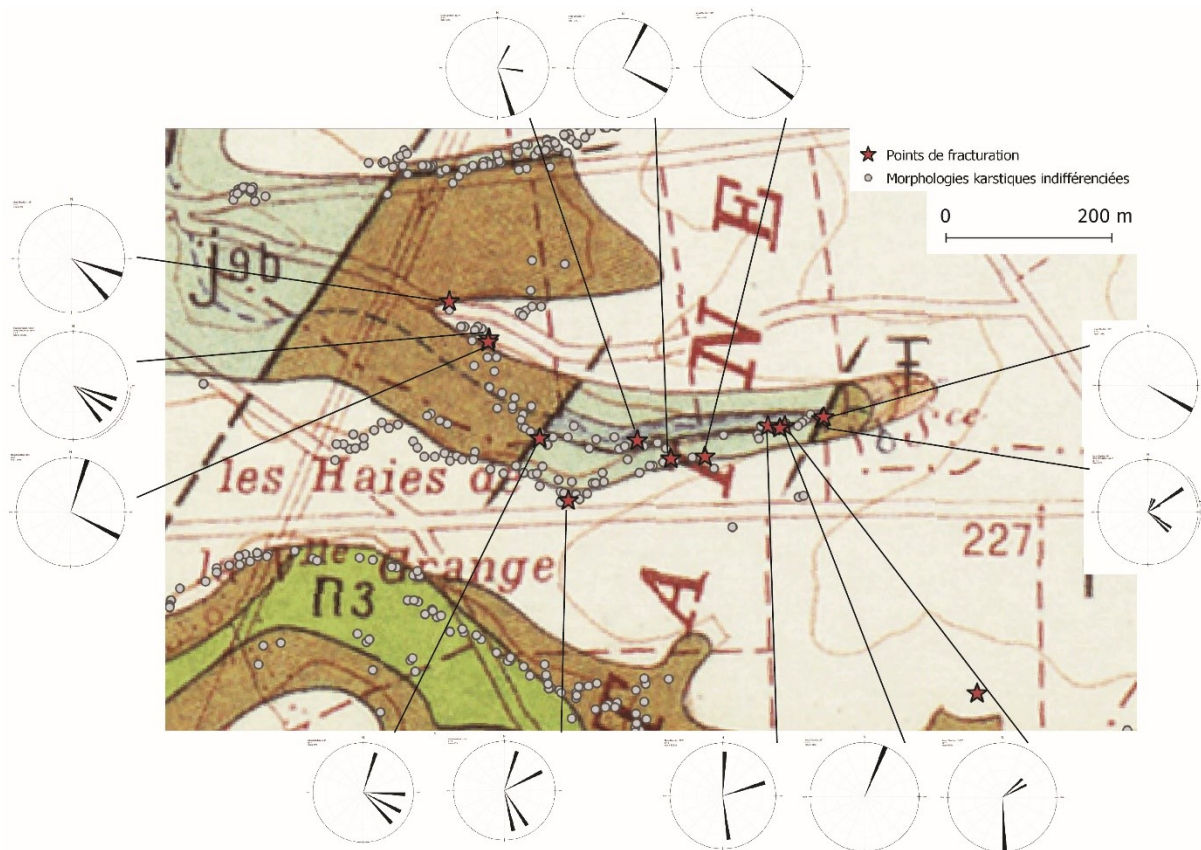


FIGURE 6.34 – Fracturation dans le secteur des Haies de la Vieille Grange sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)

6.2.5 Secteurs du Bois Saint-Pierre et de la Craute

a) Présentation du liseré karstique

Dans le vallon du Bois Saint-Pierre, le liseré est continu et le karst se développe entre 202 m à l'est et 185 m à l'ouest, l'altitude des phénomènes karstiques s'abaissant vers l'aval (figure 6.35).

On retrouve une dissymétrie entre les 2 rives du vallon : sur la rive gauche, le liseré, plus court, se situe se trouve entre 194 m et 205 m, sur la rive droite, le liseré suit, d'est en ouest, la courbe de niveau 195 m, puis s'écarte de celle-ci vers l'aval en se rapprochant de l'axe du talweg jusqu'à 185 m d'altitude.

Le vallon de la Craute situé au nord ne présente que 4 dolines dans sa partie amont. C'est au niveau de ce secteur que le liseré s'interrompt vers le nord-ouest (figure 6.35).

Quelques phénomènes karstiques ont été toutefois observés en aval du vallon au lieu-dit la Maison blanche.

b) Types de phénomènes karstiques

Les dolines fermées sont majoritaires (174, soit 86,5 % des phénomènes), et les formes sont globalement de taille moyenne à petite (une demie douzaine mesurant plus de 10 m de diamètre). On dénombre aussi 20 dolines-gouffres embryonnaires (soit 10 % des phénomènes) mais dont le diamètre moyen est deux fois plus important que celui des dolines fermées (12 m) et 4 gouffres (soit 2 % des phénomènes) d'1 m de diamètre.

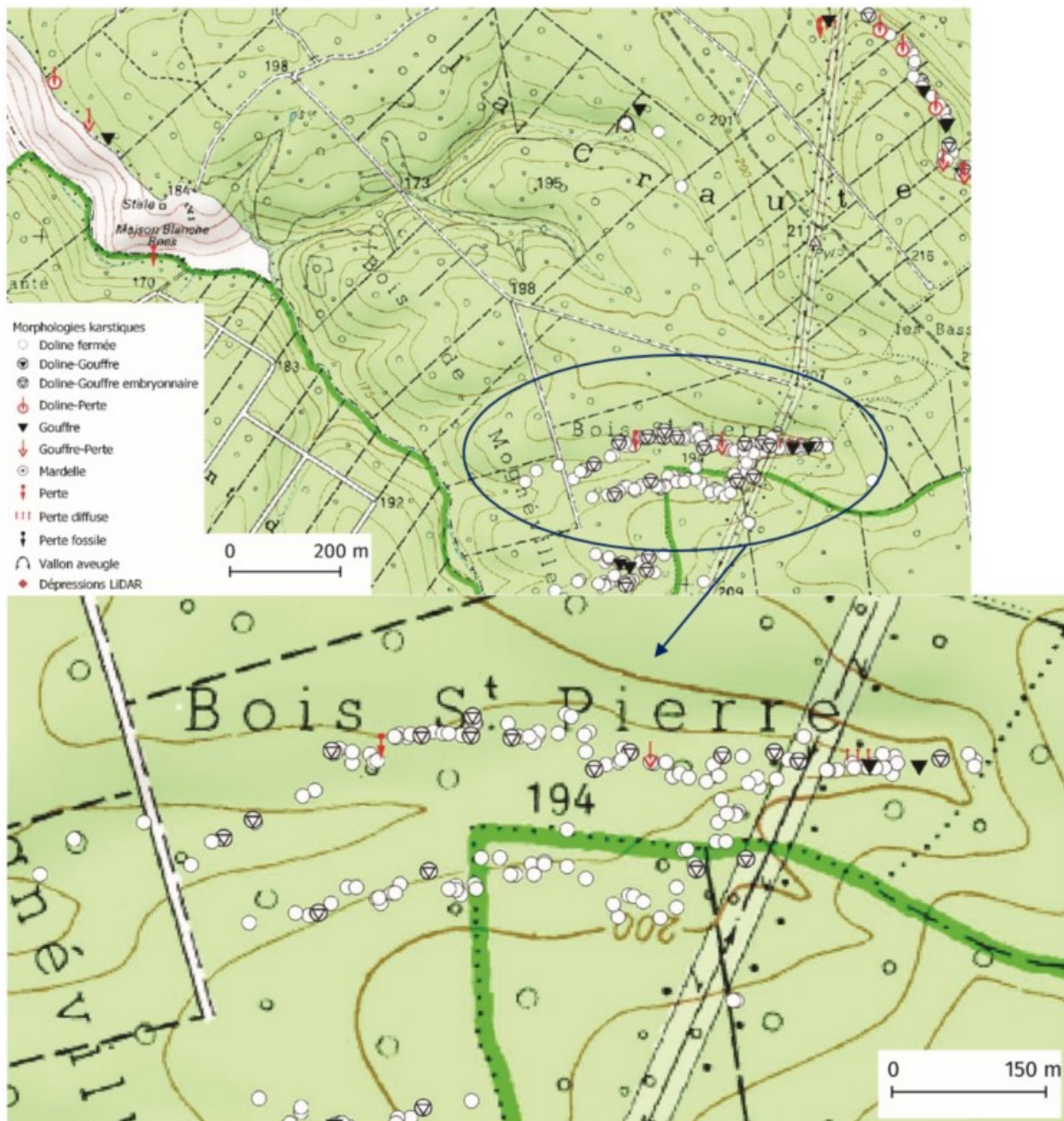


FIGURE 6.35 – Secteur du Bois Saint-Pierre et de la Craute (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

c) Caractéristiques géologiques

Dans le fond du vallon du Bois de Saint-Pierre les calcaires tithoniens fins, de couleur beige clair et très fracturés, sont très proches de la surface (environ 0,5 à 0,75 m de profondeur). Les versants du vallon sont, quant à eux, constitués d'argiles, compactes et collantes, de couleur gris clair à beige qui correspondraient au Barrémien inférieur. Dans le vallon de la Craute, où nous n'avons pu observer de formations géologiques *in situ*, le karst semble inféodé aux mêmes formations. En effet, le forage 226/4/33 de la BSS du site Infoterre (annexe 4) localisé sur l'interfluve (201 m) dominant le vallon de la Craute et situé à environ 250 m des dolines, a traversé le contact entre le Barrémien et les Calcaires du Barrois à 168 m. La couverture crétacée est constituée de bas en haut par 17 m de formations argileuses (Barrémien et Argiles à Plicatules aptiennes), 8 m de sables aptiens et albiens (Sables de Valcourt) et par 3 m d'Argiles du Gault. Par conséquent, les dolines cartographiées entre 185 m et 191 m se situent à la base des Sables de Valcourt, et se trouvent au moins entre 17 et 23 m au-dessus du toit du Tithonien.

En aval, le secteur de la Craute correspond à un vallon entaillé de 20 à 25 m dans les argiles grises compactes du Barrémien et de l'Aptien inférieur.

Dans le fond du vallon, on note la présence de très nombreux fragments d'huîtres ainsi que de sables fins gris-beige à jaune-clair.

L'absence de karst plus en aval dans le vallon de la Craute semble être en relation avec une épaisseur de la couverture crétacée supérieure à 20-25 m. Cette couverture argileuse est conservée en position basse au pied de la faille du Fays (figure 5.13)

Quelques désordres ont été observés en aval dans le même vallon qui traverse la clairière de défrichement de la Maison blanche dans lequel affleurent les calcaires tithoniens. La réapparition de phénomènes karstiques est liée à la structure et à la position haute du compartiment nord-ouest de la faille du Fays (figures 5.13 et 6.36), laquelle est dessinée sur la carte géologique de France.

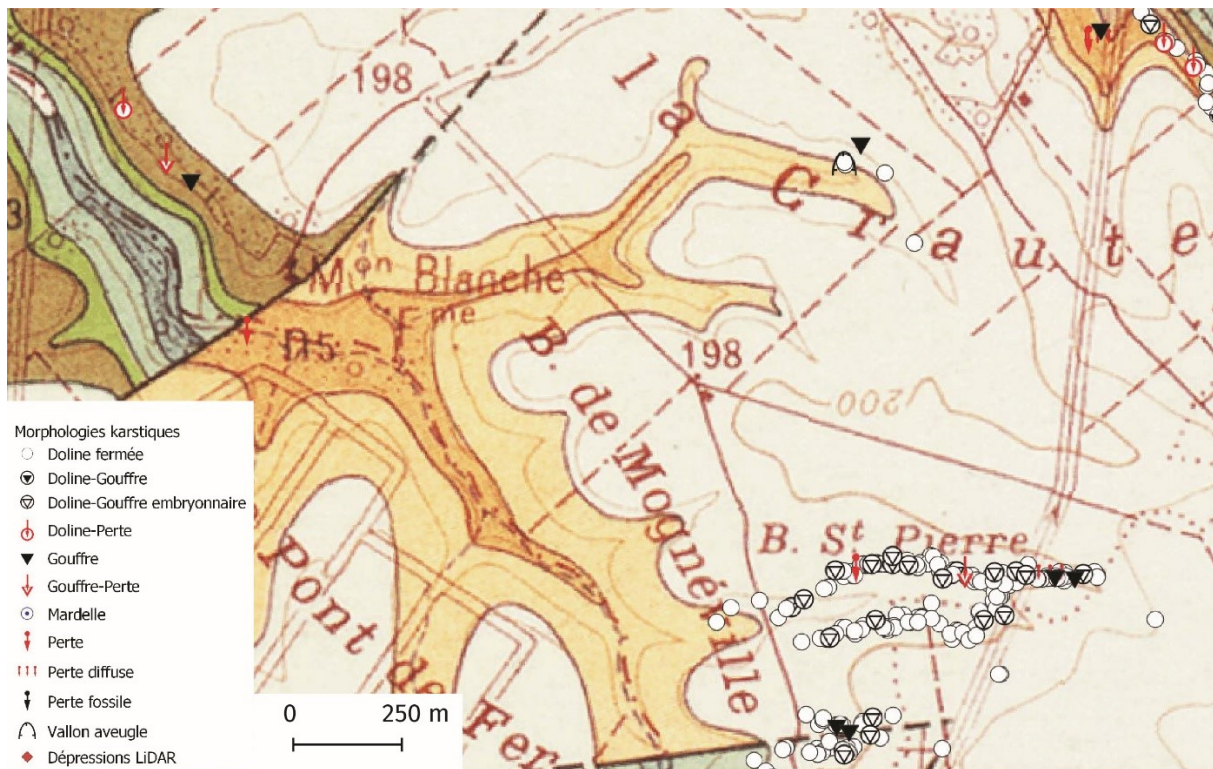


FIGURE 6.36 – Secteurs du Bois Saint-Pierre et de la Craute sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)

6.3 Les autres secteurs

6.3.1 Le secteur du Bois de Vau Vauthier

a) Présentation du liseré karstique

Le secteur du Bois de Vau Vauthier se situe à environ 5 km au nord-est de Beurey-sur-Saulx, localité limitant à l'est le secteur d'étude. Il se trouve plus précisément sur la commune de Fains-Véel, dans la partie la plus à l'Est des bois de Vau Vauthier.

Les relevés de terrain ont été complétés, dans ce secteur par une couverture LiDAR (BRGM, 2015), ce qui a permis de détecter plus de 250 formes (indéfinies) supplémentaires.

Ainsi, la carte (figure 6.37) présente à la fois les phénomènes présentés sur le terrain et relevés sur les images LiDAR.

Le liseré karstique, qui suit globalement les courbes de niveau, est toutefois discontinu. Il s'interrompt au sud, à l'amont du vallon de la Haie Mine d'Orge et secondairement à l'extrémité nord-ouest du Chénoi.

En outre, le liseré s'évanouit localement en nuages de points au sud, ou se dédouble, comme au sud du lieu-dit Minaire. Enfin, ce liseré subit des décrochements qui permettent de découper le secteur en 3 parties (symbolisées par des pointillés rouges) où le karst se développe (figure 6.37) :

- entre 225 et 235 m sur la partie la plus à l'ouest (au SO au lieu-dit Tournière et au NO au lieu-dit le Chanoi) ;
- entre 230 et 240 m sur la partie centrale au niveau du lieu-dit « Mutigny » ;
- entre 245 et 250 m sur la partie la plus orientale, notamment le long de la courbe de niveau 250 m, c'est cette partie qui concentre l'essentiel des gouffres.

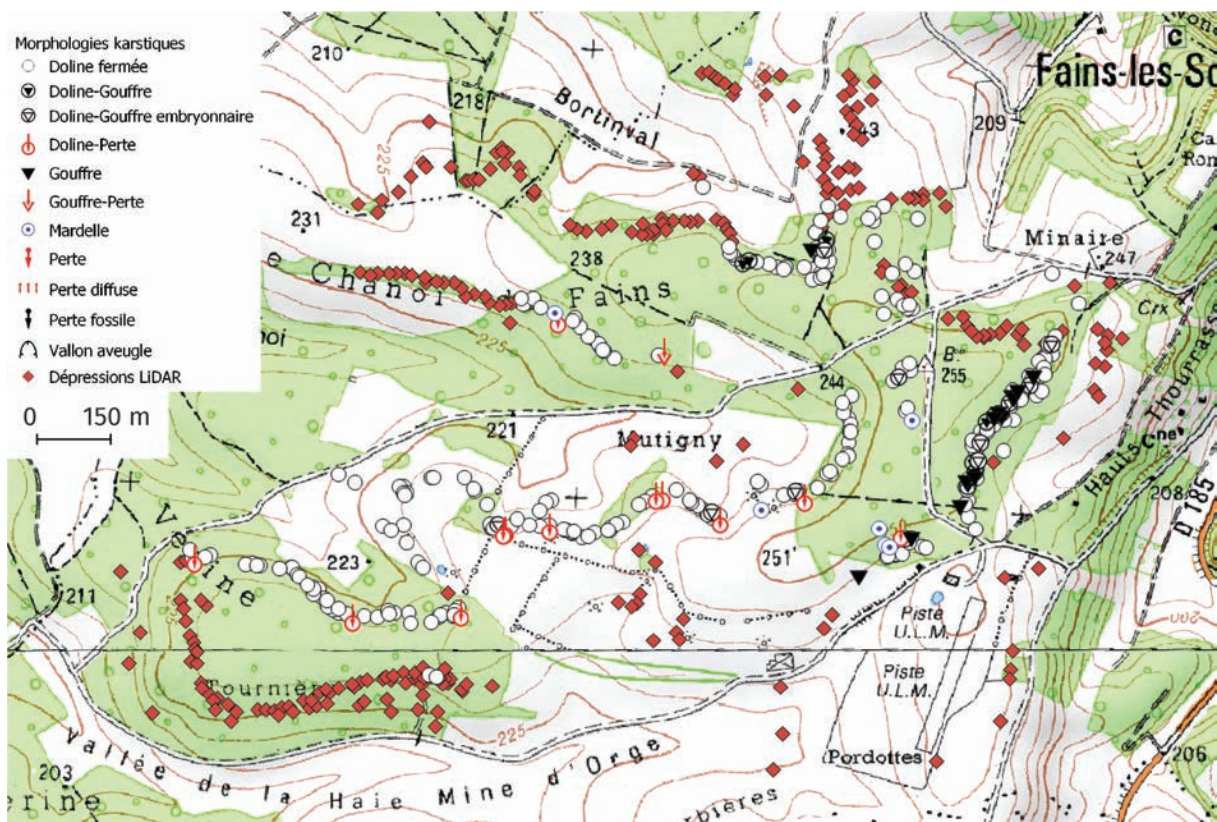


FIGURE 6.37 – Secteur du Bois de Vau Vauthier (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN 2009)

b) Types de phénomènes karstiques

Plus de 90 % des formes sont des dolines, les gouffres ne constituant qu'une minorité des formes relevées sur le terrain.

Les observations de terrain ont démontré que de manière générale, les dolines sont peu profondes ; environ 60 % d'entre-elles ne mesurent pas plus de 2 m, et les plus profondes mesurent 7 m au maximum. De même, près de la moitié des dolines mesurent moins de 3 m. Néanmoins, près de 10 % d'entre elles mesurent plus de 10 m.

c) Caractéristiques géologiques

Dans la partie centrale du secteur, on peut observer (n° 2246, 1998), sous environ 1 m de limon argilo-sableux jaune-orange, successivement de haut en bas : les argiles grises plastiques du Barrémien inférieur (Argiles à Ostrea) (environ 1,5 m à 2 m), les Calcaires à spatanges de l'Hauterivien, composés de calcaires fins, de couleur beige, les sables et grès orange-rouille à passées argileuses attribuées au Valanginien, et enfin les faciès calcaires dolomitiques verdâtres du Tithonien supérieur.

Dans la partie la plus orientale du secteur, sous quelques centimètres de limons argilo-sableux ocre, le karst se développe directement dans les calcaires blancs lithographiques, attribués au Tithonien moyen (figure 6.38). Le karst affecte les deux étages calcaires du secteur de Vau Vauthier, à savoir, les calcaires hauteriviens là où ils sont présents (donc sauf partie est du secteur) et les calcaires tithoniens.



FIGURE 6.38 – Secteur de Vau Vauthier sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuilles de Vaubécourt et Bar-le-Duc (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959 ; Demassieux et Le Roux, 1969)

6.3.2 Secteur de Chancenay

Ce secteur est situé au sud de la forêt de Trois-Fontaines, à quelques kilomètres au nord de Saint-Dizier. Durant la visite de terrain, de nombreux effondrements et affaissements ont été observés, mais seuls ceux qui tiennent d'un processus karstique ont été relevés pour ce travail de recherche. Car en effet, sur la commune de Chancenay, on observe des cavités souterraines liées à l'exploitation (entre 1830 et 1913) des calcaires oolithiques du Tithonien pour la pierre à construction. Ces cavités ont d'ailleurs engendré la destruction de deux habitations en 1990.

a) Présentation du liseré karstique

Le secteur de Chancenay est scindé en deux parties (figure 6.39) :

- au sud, le liseré karstique suit les contours d'un vallon drainé vers le SE, en direction de l'Ormel, affluent de rive droite de la Marne, entre 177 m et 187 m d'altitude. Les altitudes sont plus faibles au sud du vallon (177-181 m) qu'au nord où le liseré remonte sur l'interfluve avant de s'interrompre brutalement ;
- plus au Nord, entre « le chemin creux » et « la route interdite », un chapelet de formes karstiques se développe du SE au NO, sur le replat situé à 190 m et dans les vallons qui l'entaillent vers 185 m.

b) Types de phénomènes karstiques

Le secteur de Chancenay est composé principalement de dolines fermées (106, soit 71,14 % des phénomènes) d'environ 3 m de diamètre et de dolines-pertes (26 soit, 17,45 % des phénomènes) de taille plus importantes (5,38 m de diamètre).

En revanche, quelques dolines se distinguent par leur taille plus importante comme notamment la doline fermée n° 2565 (diamètre : 20 m, profondeur : 8 m), ou la doline fermée n° 2564 (diamètre : 15 m, profondeur : 8 m) qui présentent également des versants très abrupts (observations, mais pas de relevés de pente) (n° 2567, 2569, 2570, 2580, 2597).

On ne dénombre que 8 gouffres de petite taille (0,66 m de diamètre moyen), soit 5,37 % des phénomènes relevés.

Le fond du vallon du sud du secteur concentre 16 des 26 dolines-pertes, ainsi que des petits gouffres. Les dolines (dolines-gouffres embryonnaires ou fermées) se développent sur les versants. Le liseré plus au nord concentre quelques dolines-pertes et des dolines fermées.

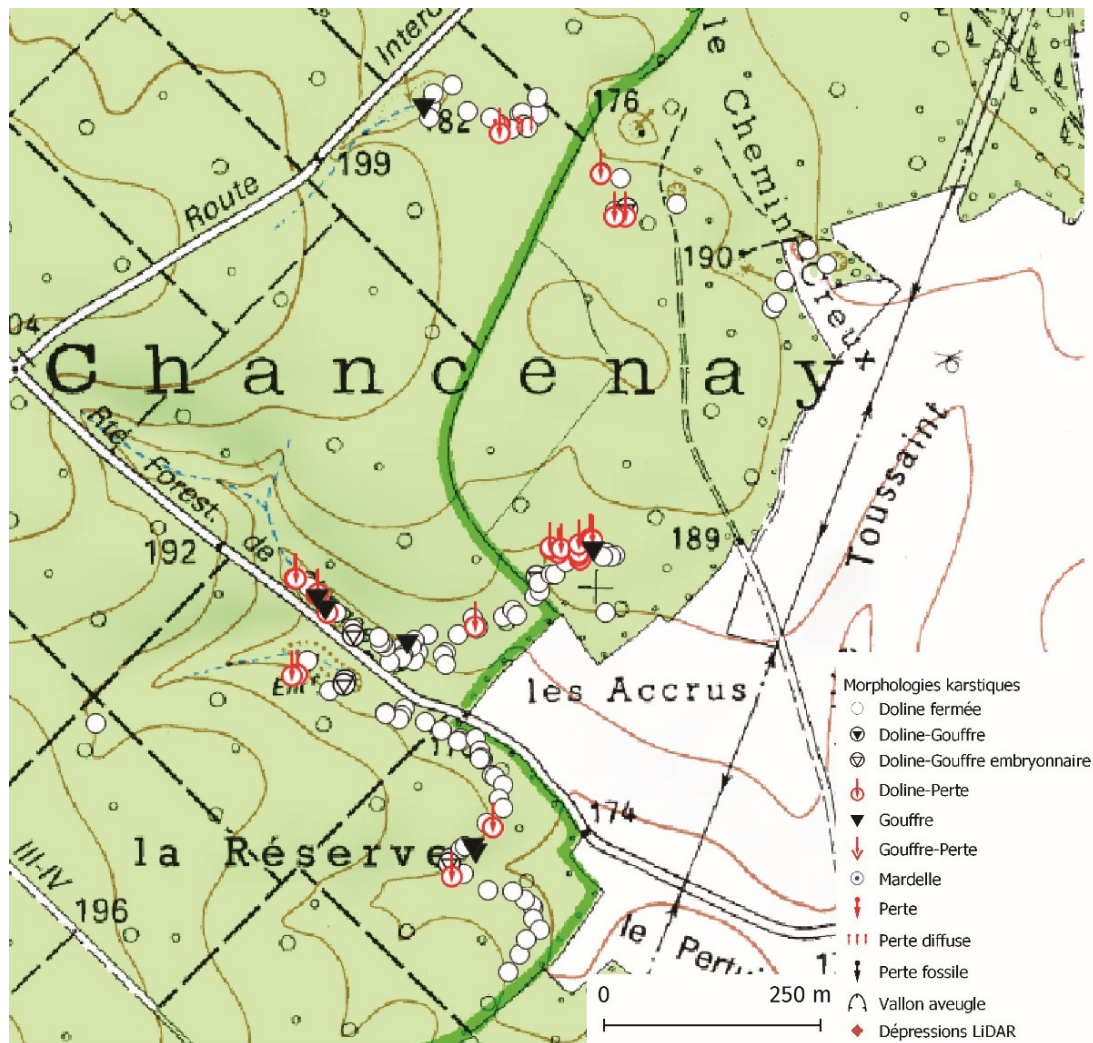


FIGURE 6.39 – Secteur de Chancenay (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

c) Caractéristiques géologiques

Dans le secteur de Chancenay, les gouffres et les dolines ouvertes présentent souvent des affleurements rocheux (figure 1.10) permettant d'observer de haut en bas les argiles grises du Barrémien inférieur, les Calcaires à spatanges de l'Hauterivien, de sables et grès de couleur orange à rouille du Valanginien et les calcaires beiges lithographiques du Tithonien.

Les observations sur le terrain et les forages de la BSS (226/8/81, 226/8/93, 226/8/94) (annexe 4) révèlent la faible épaisseur du Valanginien (1 à 4,5 m), la puissance notable des Calcaires à spatanges (3,5 m à > 8 m) et des Argiles ostréennes (8 m). C'est au contact de ces deux dernières formations que se situent les phénomènes karstiques. Plus précisément, les dolines fermées et les dolines-pertes s'ouvrent à la surface du replat structural des Calcaires à spatanges, recouvert par des placages d'Argiles à huîtres, tandis que les gouffres se trouvent en bordure du replat dans les vallons qui entaillent ce dernier d'une dizaine de mètres.

Les données de terrain permettent également de montrer les relations entre le karst des Calcaires à spatangues et celui des Calcaires du Barrois dans un secteur où le Valanginien a une très faible épaisseur. Le gouffre de Vannepierre (figure 6.40) et le gouffre-perte n° 2709 (photo 6.1) montrent respectivement un gouffre développé dans les 2 formations carbonatées et un gouffre-perte dans le Tithonien alimenté par les aquifères situés dans les bancs calcaires des Calcaires à spatangues. Cette conclusion sera reprise et développée dans le chapitre consacré aux effondrements karstiques.

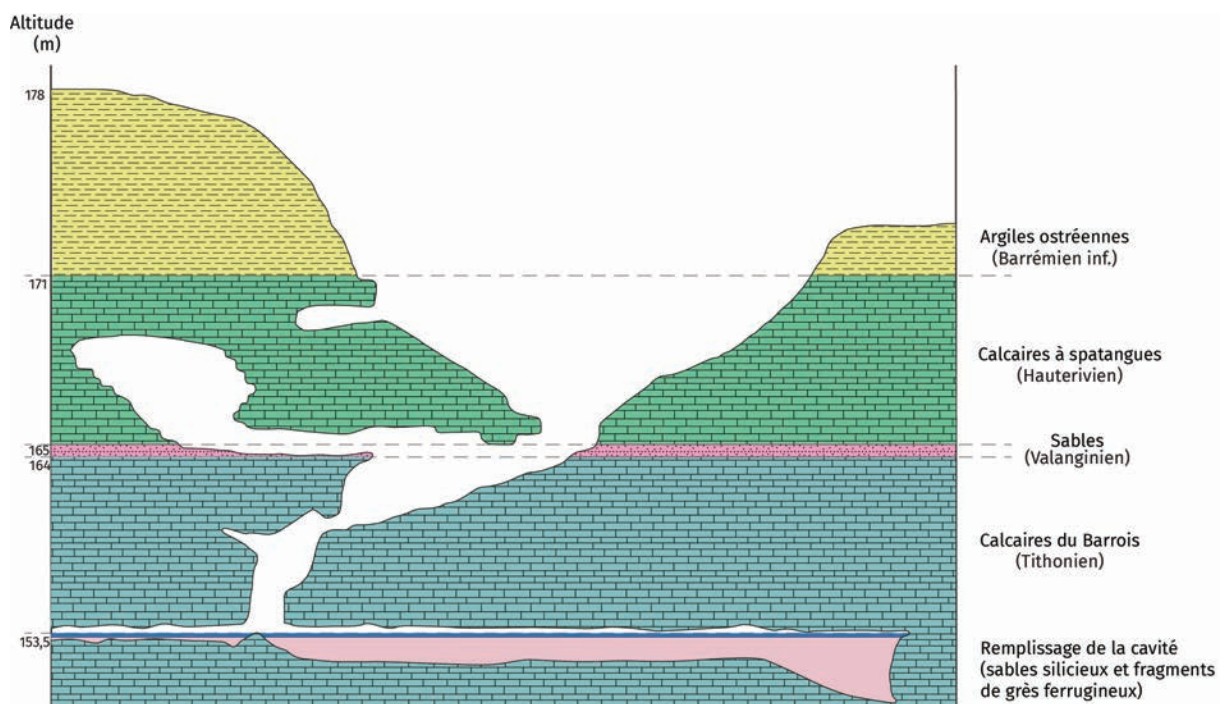


FIGURE 6.40 – Coupe du gouffre Vannepierre (d'après Harmand, 2019, inédit ; d'après Infoterre)

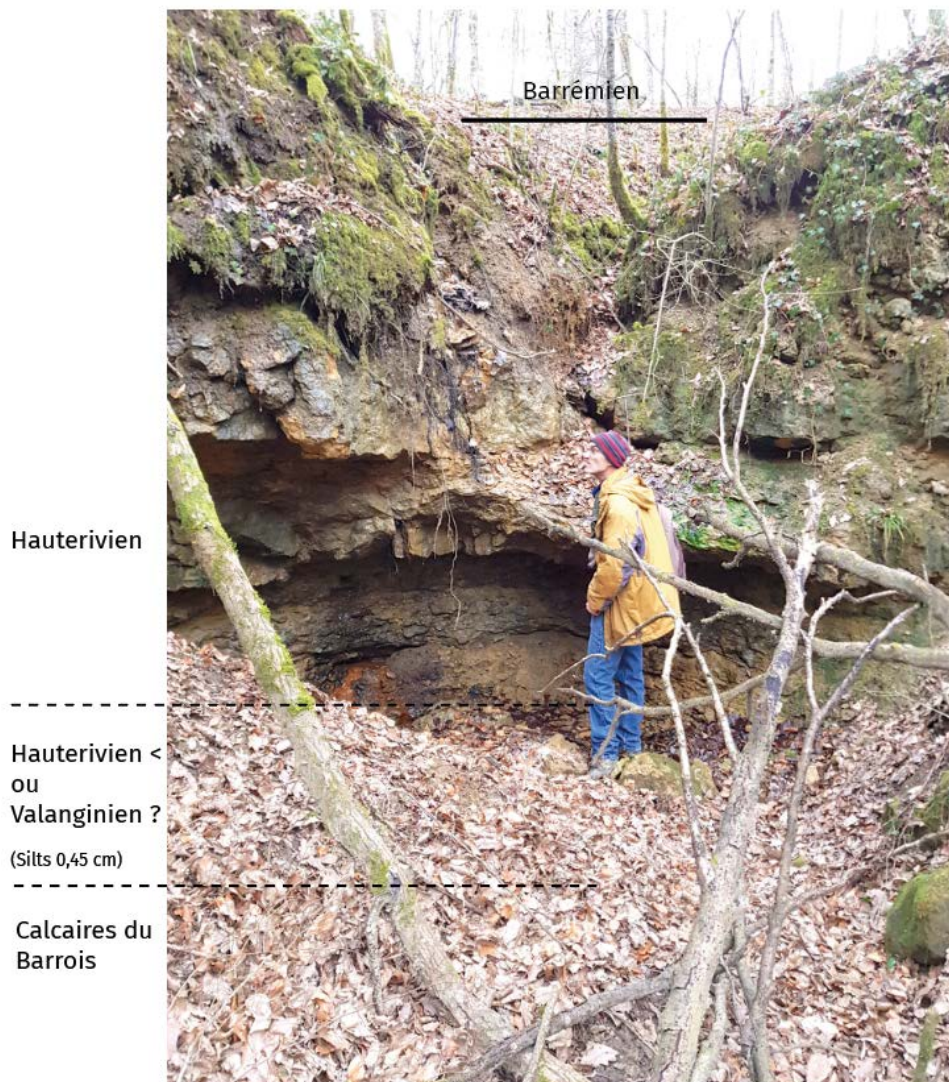


Photo 6.1 – Gouffre-perte (n° 2709) ouvert dans les calcaires tithoniens (secteur de Chancenay) (cliché : Grondin, 2019)

6.4 Apports de l'imagerie LiDAR sur les secteurs dits d'Ancerville et de Sommelonne

Les 2 secteurs situés les plus au sud, respectivement au nord de la vallée de la Marne (Ancerville) et à l'ouest du fossé de la Marne (Sommelonne) n'ont pas fait l'objet d'une cartographie de terrain, mais ont bénéficié d'une couverture LiDAR (Cartannaz *et al.*, 2016 ; cartographie du secteur de Sommelonne inédite, figure 6.41 et annexe 3).

Le secteur de Sommelonne, limité au nord-est par l'escarpement de ligne de faille occidentale du fossé de la Marne correspond à un plateau se relevant du NO vers le SE de 205 m à l'ouest de Sommelonne à 244 m en bordure de la 4 voies, à l'ouest de la Houquette.

Il domine de 30 à 50 m le fossé de la Marne. 3 types de formes karstiques ont été révélées par l'imagerie LiDAR :

1. 4 liserés karstiques discontinus localisés, a) entre 220 et 230 m au sud de Sommelonne, b) entre 207 m et 213 m et c) entre 200 m et 205 m dans les bois communaux d'Ancerville, situés au NO du village, et enfin, d) au nord des précédents, au lieu-dit la réserve, entre 195 et 210 m. Les désordres karstiques sont particulièrement nombreux le long des 3 premiers liserés ;
2. des liserés alignés nord-sud de part et d'autre du vallon sec de la Cornière ;
3. des désordres davantage dispersés entre ces différents alignements.

Les topographies des gouffres et les forages de la banque du sous-sol (figures 7.6 et 7.7) permettent de proposer deux types de contacts lithostratigraphiques : d'une part entre les Argiles ostréennes et les Calcaires à spatangues à l'est, entre 220 et 230 m ; d'autre part entre le Valanginien ou le Barrémien inférieur et les Calcaires du Barrois à l'ouest (figure 6.41).

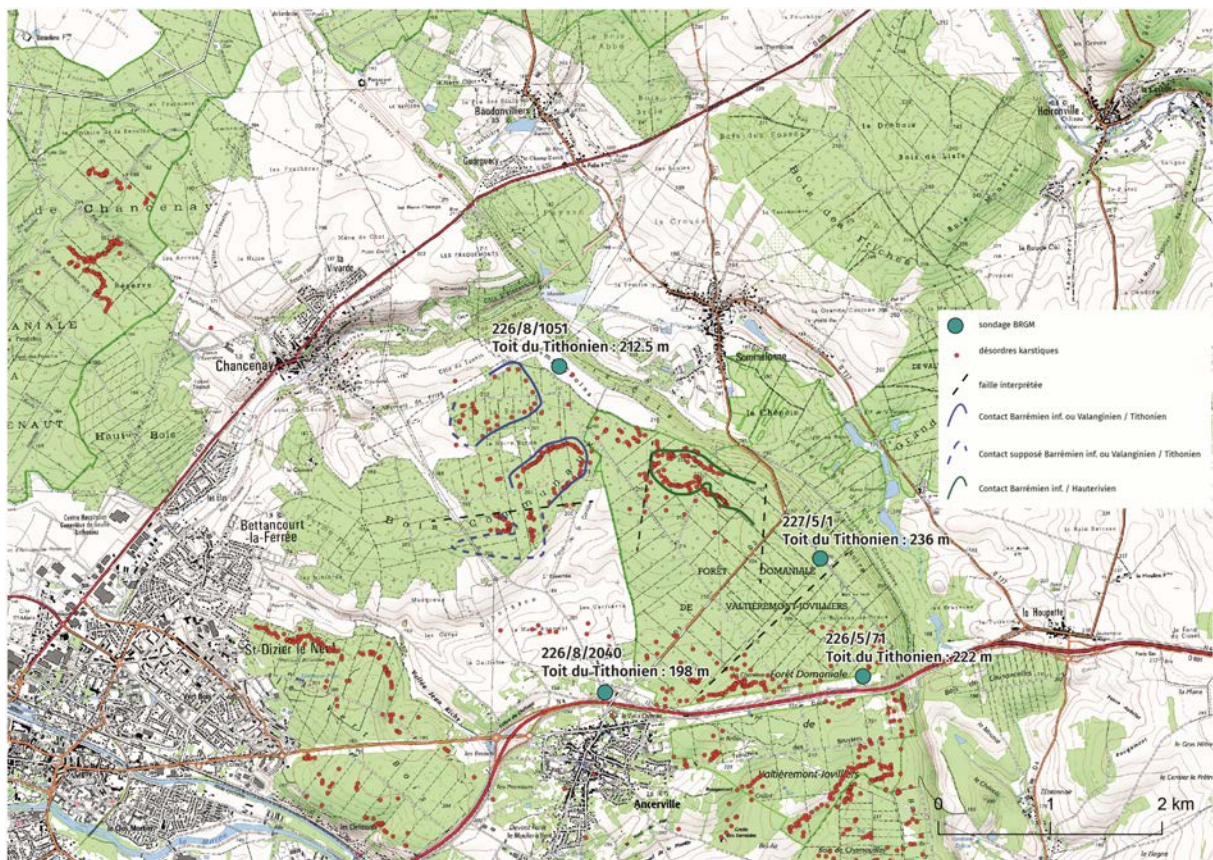


FIGURE 6.41 – Interprétation des secteurs Sommelonne et Ancerville (Bensaadi et Harmand, 2020 ; fond : IGN, 2009)

Par ailleurs, plusieurs failles décalent des segments de liserés karstiques ou sont décelés par l'alignement de désordres comme à l'est du fond de la Cornière (figure 6.41). Les gouffres cartographiés permettent de montrer que l'exokarst est inféodé aux cavités des calcaires tithoniens.

Le secteur d'Ancerville est un interfluve dont l'altitude s'élève de 200 m dans le Vert-Bois, à l'est de Saint-Dizier à 252 m à l'est, point coté situé en bordure du fossé de la Marne. L'interfluve est disséqué par des vallons se dirigeant vers le nord-ouest (vallée Jean Richey) et surtout vers le sud et la vallée de la Marne dominée d'une centaine de mètres par la bordure est du plateau. Le fort gradient hydraulique entre ce dernier et la vallée de la Marne expliquent la direction vers le sud des écoulements souterrains des secteurs de Sommelonne et d'Ancerville (Jaillet, 2000).

Dans le secteur d'Ancerville, les alignements de désordres karstiques sont également discontinus. On les trouve 1) au nord du Vert-Bois, entre 170 et 190 m, 2) au sud de ce dernier, de part et d'autre de la RN4, au-dessus de la vallée de la Marne et parallèlement à celle-ci, entre 175 et 185 m, 3) plus à l'est, dans le prolongement des précédents, le long de la vallée de la Marne et de part et d'autre du vallon de Chamouilley, entre 195 et 210 m, dans la section amont de ce vallon entre 220 et 240 m, et enfin, le long de la RN4, surtout au nord de celle-ci, au NE d'Ancerville, entre 210 et 230 m. En outre, quelques alignements de désordres au tracé rectiligne soulignent le tracé de plusieurs failles.

La carte géologique interprétée qui s'appuie à la fois sur l'imagerie LiDAR (Cartannaz *et al.*, 2016, figure 6.42 et annexe 3) et les forages disponibles (226/8/1040, 226/8/1041, 227/5/7, 227/5/21, 227/5/220) se calque fidèlement sur le cadre morphostructural : l'interfluve situé à l'est d'Ancerville (et qui inclut également la localité) est recouvert par les Argiles ostréennes. Le liseré karstique coïncidant avec le contact argiles barrémiennes et calcaires hauteriviens se localise le long du talus situé d'une part au nord de la 4 voies et d'autre part à environ 1 km au sud de celle-ci. Au nord et au sud de ce talus, les désordres karstiques isolés se situent sur les sables et argiles du Valanginien jusqu'à 200 m vers l'aval à l'ouest de la vallée de Chamouilley et vers 235 m à l'est de celle-ci, de part et d'autre de la faille de Chamouilley de direction SO-NE, qui élève le compartiment est.

À l'ouest du secteur d'Ancerville, les liserés karstiques discontinus se situent au contact des argiles barrémiennes et des calcaires tithoniens.

Par conséquent, les désordres karstiques des 2 secteurs de Sommelonne et d'Ancerville concernent à la fois les Calcaires de Barrois et les Calcaires à spatangues.

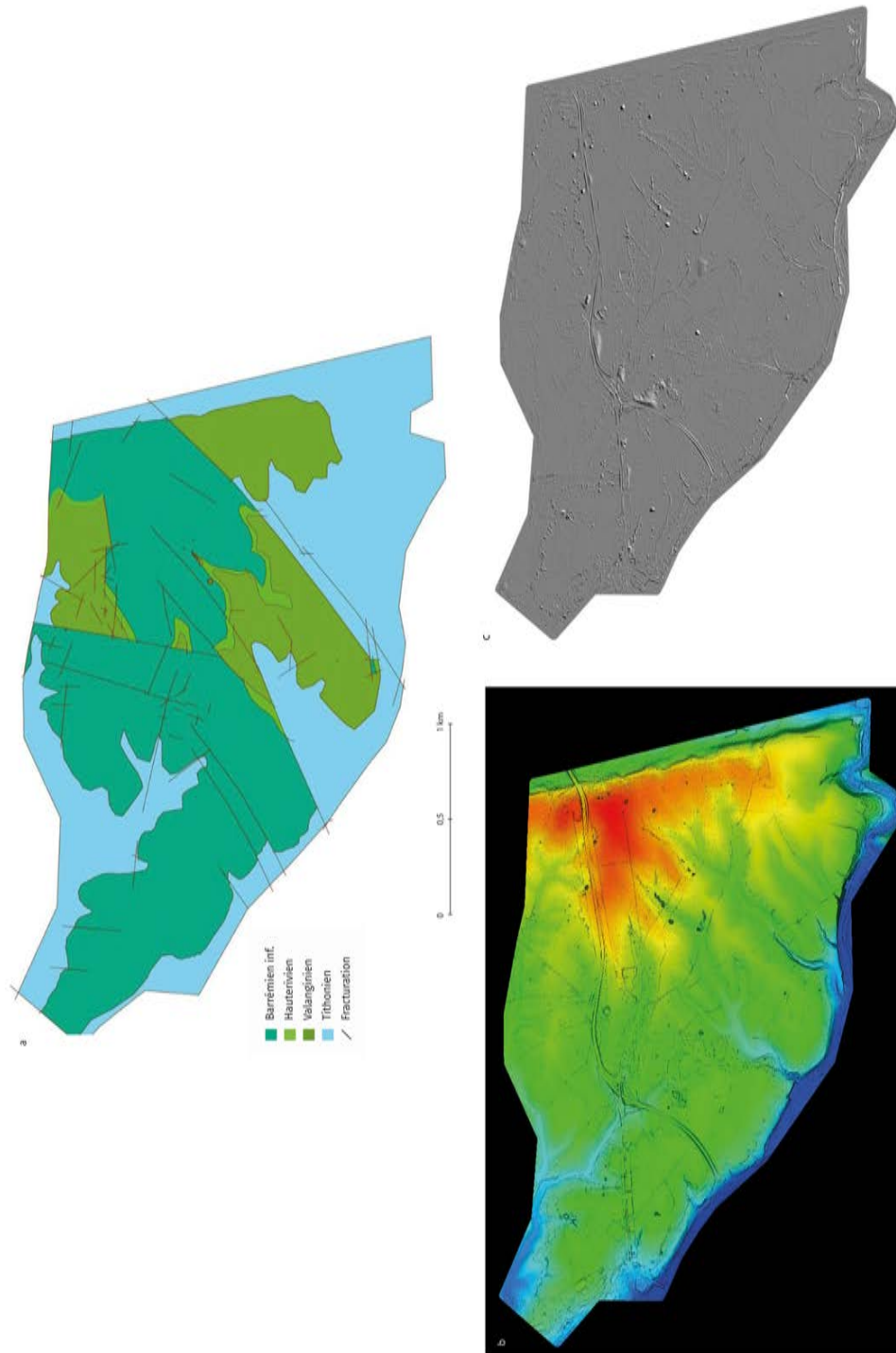


FIGURE 6.42 – Ancerville : carte géologique réinterprétée d'après les contacts géologiques (a) et imageries LiDAR (MNT au pas de 0,5 m ; b et c) (Bensaadi, 2020 ; d'après Cartannaz *et al.*, 2016)

6.5 Conclusion partielle

La zone étudiée est constituée surtout de 2 grands liserés principaux situés dans les Forêts de Trois-Fontaines et de Jean d'Heurs, appelés le liseré oriental et le liseré occidental, auxquels s'ajoutent les liserés du bois de Vau Vauthier au NO de Bar-le-Duc et plus au sud les alignements de dolines des bois de Chancenay et des secteurs de Sommelonne et d'Ancerville.

Les phénomènes karstiques de la zone d'étude cartographiés sur le terrain ou par LiDAR se présentent essentiellement sous la forme de liserés discontinus, majoritairement sinueux qui épousent les contours des vallons (figure 6.43). Un seul secteur (celui de la Taille Jacquemin) possède un tracé rectiligne. Cette exception est due à sa localisation sur un escarpement de ligne de faille. Un troisième type de tracé de liseré est localisé sous forme d'anneau karstique (Jaillet, 2000), disposé autour d'une avant-butte ou « bourrelet argileux » (Le Roux, 2001), comme c'est le cas à L'Isle-en-Rigault, dans le Bois communal. En fait, ces anneaux karstiques existent à deux échelles d'observation, soit à l'échelle hectométrique comme dans l'exemple précédent, soit à l'échelle kilométrique comme à Vau Vauthier ou à Ancerville où la couverture crétacée, isolée par le creusement des vallées subsiste sur une plus vaste superficie. Enfin, les fenêtres hydrogéologiques coïncident avec des secteurs à sources abondantes (Devos, 1996a, 2010 ; Jaillet, 2000). Elles se trouvent dans la zone d'étude sur la bordure relevée de compartiments faillés, comme dans le cas de la Bruxenelle.

Le liseré est parfois double ou triple en raison du recul des désordres vers l'amont, ce dernier étant lié d'une part à la dynamique karstique et d'autre part au recul de la couverture et à l'amincissement de celle-ci vers l'amont (Jaillet, 2000 ; figure 3.9). Ce liseré double ou triple témoigne d'une « érosion régressive » de la karstification. Le front de karstification se poursuit, quant à lui, par des pertes le long des talwegs, y compris dans les vallées aveugles. Ajoutons que l'inventaire des désordres karstiques ne sera complet que lorsqu'une couverture LiDAR existera dans tout le secteur d'étude. En effet, les phénomènes karstiques isolés et peu marqués ne sont le plus souvent repérés que grâce à l'imagerie LiDAR.

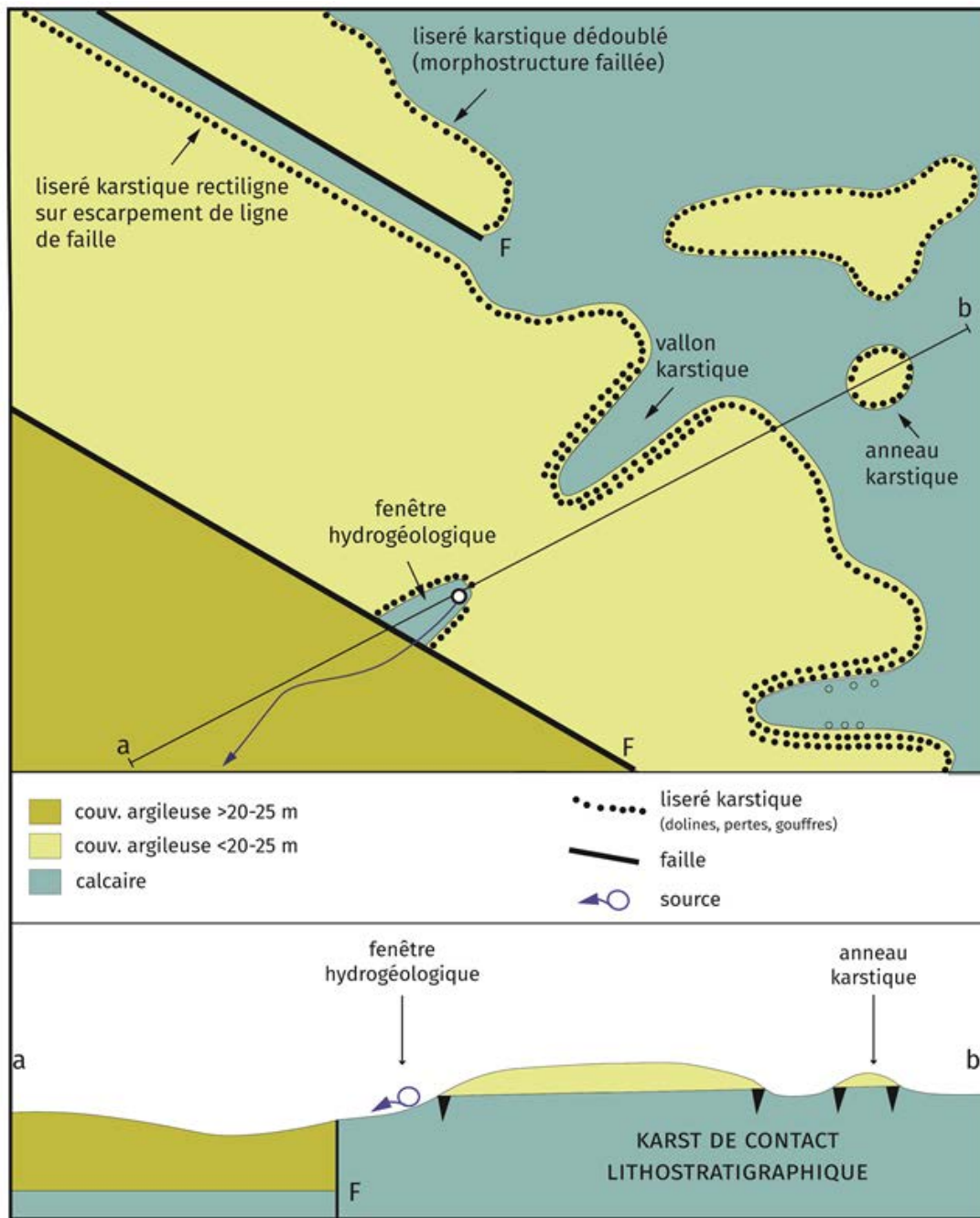


FIGURE 6.43 – Types de liserés karstiques de contacts lithostratigraphiques et coupe interprétative (modèle conceptuel ; Harmand, inédit 2020)

Les types de phénomènes karstiques sont toujours dominés par les dolines fermées, et secondairement par les dolines ouvertes, notamment les dolines-gouffres embryonnaires, et les gouffres. Néanmoins, des nuances apparaissent quant à leur part relative.

Le tableau 6.2 fait apparaître les formes dominantes classées en 4 catégories : dolines fermées, dolines ouvertes, gouffres et pertes (le long des talwegs). Dans chaque secteur, nous avons fait apparaître les dominantes qui correspondent aux valeurs supérieures aux

valeurs moyennes de la zone étudiée. Ce tableau met en évidence des particularités pour chaque secteur. Néanmoins, il existe une double opposition nord-sud et ouest.

Ainsi, les secteurs septentrionaux ont une proportion plus grande de dolines fermées, trois sur six secteurs se situant au nord-ouest de la Forêt de Trois-Fontaines. En revanche, les dolines ouvertes et gouffres se trouvent davantage au sud de la Forêt de Trois-Fontaines, les premiers plutôt à l'ouest, les seconds à l'est. Mais surtout, le tableau fait apparaître une dominante des formes actives (dolines ouvertes) dans 8 secteurs situés à l'est de la zone d'étude, localisée à l'ouest de la vallée de la Saulx.

Secteurs	Désordres karstiques en %				Morphologie
	Dolines fermées	Dolines ouvertes	Gouffres	Pertes	
Taille Jacquemin	68	17	11	3	liseré rectiligne / liseré karstique double + liseré dédoublé par faille
Bois de Renesson	69	12	14	3	vallon karstique double à triple (à l'est) et liseré karstique
Bois Didelot et Houiroc	79	8	12	0	liseré double voire triple
Bois des Seigneurs	78	15	5	0	liseré karstique double
Vallée Thirion	70	9	17	4	vallon karstique
Bois du Roi	62	27	10	0	liseré karstique triple
L'Isle-en-Rigault (bois com.)	45	18	37		anneau karstique
Belle Epine est	52	37	6	3	liseré karstique
Dorma	74	21		4	vallon karstique double voire triple
Belle Epine ouest	71	26	2	7	vallon karstique
Taille Clergé	88	7	6		double vallon karstique + liserés doubles en amont
Hattons	81	16	4		liseré karstique double
Vieille Grange-Caureau	80	17	7	2	vallon karstique double voire triple
Bois Saint-Pierre-Craute	86	10	2	10	vallon karstique
MOYENNE Trois-Fontaines	75	17	10	3	
Vau Vauthier	83	11	5		liseré karstique + liseré karstique dédoublé (à l'est)
Chancenay	71	22	5	1	liseré double + vallon karstique
Ancerville	<i>pas de données</i>	<i>pas de données</i>	<i>pas de données</i>	<i>pas de données</i>	

TABLEAU 6.2 – Synthèse comparative des types de désordres karstiques par secteurs (Bensaadi, 2020)

Généralement, les phénomènes karstiques se trouvent dans 2 grands types de contacts lithostratigraphiques :

1. le liseré karstique coïncide le plus souvent avec le contact des Argiles ostréennes et des Calcaires à spatangues. Les secteurs concernés se trouvent au sud de la zone d'étude principale (Bois communal de L'Isle-en-Rigault, Belle Épine est et ouest, Dorma, Taille Clergé et Chancenay ; tableau 6.2), là où les phénomènes actifs sont nombreux ;
2. Le second grand type de contact concerne les secteurs dépourvus de Calcaires à spatangues. Le plus souvent les Argiles à huîtres du Barrémien inférieur reposent directement sur les Calcaires du Barrois (Taille Jacquemin, Bois de Renesson, Bois Didelot et Houiroc, Bois des Seigneurs, Vallée Thirion, Bois Saint-Pierre-Craute). Parfois, les Calcaires du Barrois sont recouverts par le Valanginien, ce dernier pouvant jouer, même à l'intérieur d'un secteur, comme celui des Hattons, le rôle d'une couverture (i) perméable lorsqu'il est constitué par des sables quartzeux, (ii) semi-perméable lorsque ceux-ci ont une base sablo-argileuse, (iii) soit totalement imperméable lorsqu'il existe un banc argileux à la base de l'étage. Les secteurs de la vallée Thirion et du Bois Saint-Pierre-Craute entreraient dans le même cas de figure.

Il semble que parfois, le contact s'effectue entre les Argiles à Huîtres et une masse calcaire constitué à la fois par les Calcaires à spatangues et les Calcaires du Barrois, comme dans le secteur du Bois du Roi. En outre, un certain nombre de gouffres traversent à la fois l'Hauterivien et le Tithonien principalement dans les secteurs de Vau Vauthier, Chancenay, et Belle Épine.

Enfin, dans deux secteurs au moins, la nature du contact change d'ouest en est : c'est le cas dans ceux de Vau Vauthier et d'Ancerville au sud. Dans ces deux secteurs, à l'ouest, le contact lithostratigraphique est représenté par le contact des Argiles ostréennes et des Calcaires à spatangues, tandis qu'à l'est les Argiles du Barrémien inférieur reposent sur les Calcaires du Barrois. Cette configuration est due aux conditions d'érosion et de sédimentation au Crétacé inférieur : il est probable que des paléoreliefs de calcaires tithoniens subsistaient au Valanginien et à l'Hauterivien avant leur aplanissement au Barrémien inférieur, ce qui aurait permis à la transgression barrémienne de les recouvrir.

Certains autres secteurs pourraient être marqués par plusieurs types de contacts, comme celui de la Craute, où dans sa partie orientale les Calcaires à spatangues ont été observés. Toutefois, la présence de l'Hauterivien dans la partie septentrionale de la zone d'étude est locale. L'épaisseur de cette formation a d'ailleurs été estimée à environ 1 m par Jaillet et Gamez (1995). Elle peut être rapportée à des digitations vers le nord de la mer hauterivienne, qui correspond ici à une limite de transgression.

Les liens avec la fracturation sont plus ténus. D'une part, les liserés ne sont que localement rectilignes (ces derniers ont le plus souvent été révélés par l'imagerie LiDAR, comme à Ancerville). D'autre part, l'orientation du tracé des liserés suit rarement la fracturation mesurée sur le terrain. Les failles supposées correspondent davantage aux « décrochements » du liseré, comme le secteur de la Taille Jacquemin ou du Caureau.

Les directions de la fracturation mesurée s'intègrent dans l'une des six directions mesurées par Cartannaz à Ancerville (2016), cette direction N110 à N160 étant vraisemblablement la conjuguée de la direction N20 à N60.

Les failles, semble-t-il, ont plutôt un rôle passif en dédoublant des liserés lorsque ceux-ci sont parallèles à une faille ou en interrompant les liserés. Dans ce dernier cas, le liseré disparaît dans le compartiment effondré parce que la couverture argileuse est trop épaisse (estimée à plus de 20 à 25 m, figure 6.43).

Chapitre 7

Processus à l'origine des dolines du Barrois

Après avoir défini les types de phénomènes karstiques (chapitre 5), les avoir localisés dans la Forêt de Trois-Fontaines et sur les contacts lithostratigraphiques (chapitre 6), il est nécessaire de définir les types de dolines présents sur notre secteur d'étude en fonction de la problématique affaissement/effondrement, ce qui constituera la première partie de ce chapitre. Dans une deuxième partie, nous tenterons de définir quels sont les phénomènes actuellement actifs, ce qui permettra dans le chapitre suivant de proposer une carte de susceptibilité. Et enfin, dans une troisième partie, nous évoquerons les processus naturels et anthropiques qui induisent ou entretiennent l'activité des phénomènes karstiques. La répartition géographique des désordres cités dans ce chapitre est disponible sur la figure 7.1.

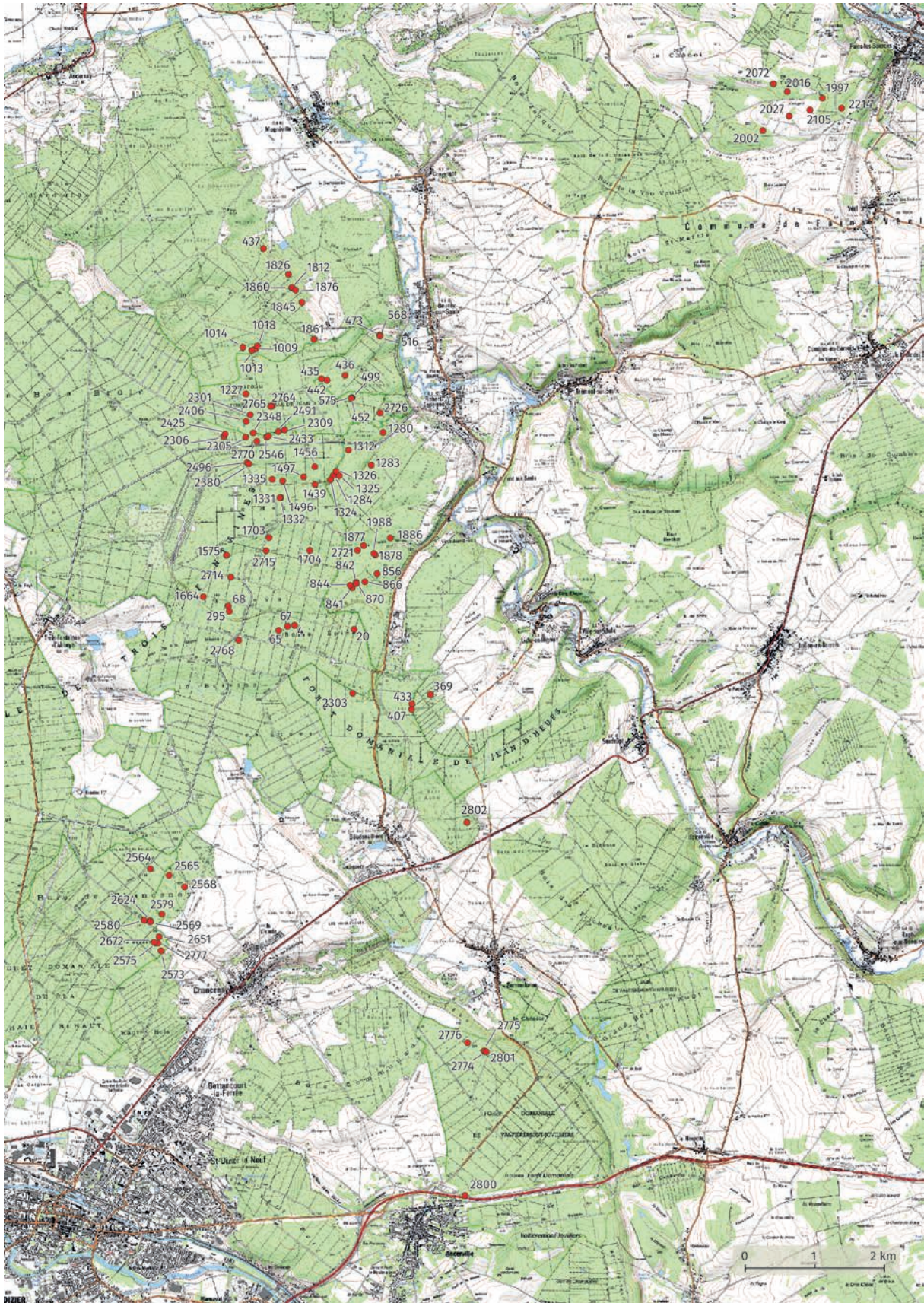


FIGURE 7.1 – Répartition des désordres cités dans le chapitre 7 (Bensaadi, 2020)

7.1 Confrontation des types de dolines du Barrois et de la typologie de Waltham et Fookes (2003)

7.1.1 Les types de dolines le plus souvent étrangères au Barrois

Waltham et Fookes (2003) ont distingué 6 mécanismes susceptibles d'engendrer des désordres karstiques (voir 1^{re} partie de cette étude).

Dans le Barrois, 3 d'entre eux sont à exclure :

- **la doline de dissolution (*solution sinkhole*)** qui s'inscrit directement dans les calcaires et caractérise le karst nu est une exception sur notre terrain d'étude. Elle n'existe que dans certains secteurs où quelques dolines inscrites dans les Calcaires du Barrois ont été cartographiées (photo 7.1). Celles-ci se trouvent en aval du liseré karstique et témoignent d'un recul de la couverture. Cependant, elles se trouvent parfois à l'aplomb d'un gouffre (comme dans le secteur des Hattons : n° 1331, 1332, 1497, dans le secteur de la Vieille Grange : n° 2770, 2546, ou dans le secteur du Bois communal : n° 407, 369) ;



Photo 7.1 – Dissolution des calcaires tithoniens. Cette doline gouffre embryonnaire présente au fond des calcaires fracturés et traversés par plusieurs petites pertes intermittentes. (n° 2309 ; diam. 1,2 m/prof. 2 m) (Secteur de la Vieille Grange) (cliché : Bensaadi, 2017)

- de même, **la doline enfouie** (*burried sinkhole*) est représentée par exemple, dans le secteur de la Taille Jacquemin, par quelques dolines fossilisées par des argiles issues du Barrémien inférieur et dont les bords correspondent à des affleurements de calcaires tithoniens (n° 437, 1812, 1860, 1861). Les dolines en forme de coupelle ne correspondent que partiellement à la classification de Waltham et Fookes (2003) puisque les calcaires affleurent sur les bords de la doline.

Ce type de doline pourrait également exister dans les vallées alluviales de la Saulx ou de la Marne remblayées par plusieurs mètres d'alluvions (Harmand *et al.*, 2004) ;

- **la doline d'effondrement de type caprock sinkhole** n'a pas été observée sur le terrain, notamment parce que les caractéristiques de ce type de doline, en particulier l'existence d'une couche non karstifiée résistante (de type grès) et continue, surincombante au-dessus des calcaires, ne correspondent pas au Barrois. Les bancs gréseux existent dans le Valanginien, formation recouvrant les calcaires tithoniens, mais ces derniers sont le plus souvent interstratifiés avec les bancs sableux, majoritaires dans cet étage.

7.1.2 Les types de dolines de Waltham et Fookes (2003) représentées dans le Barrois

Les 3 autres processus sont plus proches de ceux observés dans le Barrois, mais sont néanmoins à nuancer :

- **la doline de subsidence par suffosion** (*subsidence sinkhole – suffosion*) où les particules les plus fines de la couverture non-cohésive sont évacuées dans les fissures (Pellegrin et Salomon, 2001) ne peut se produire *qu'au contact des Calcaires du Barrois et des sables valanginiens* – lorsqu'il n'existe pas d'argiles à la base de l'étage. Nous l'avons constaté à de nombreuses reprises dans le secteur des Hattons où les dolines ont une forme d'entonnoir (photo 7.2) (n° 1284, 1325, 1326, 1439). Toutefois, le mécanisme de la suffosion¹ peut-être ralenti ou inhibé par la présence de sables argileux au contact des calcaires tithoniens et/ou par l'existence de dalles gréseuses ;
- **la doline de subsidence par effondrement** (*subsidence sinkhole-dropout*) où la couverture cohésive s'effondre, suppose l'existence d'argiles barrémiennes suffisamment épaisses (quelques mètres) sur les calcaires karstifiés. Ce type de dolines a été observé au-dessus des calcaires tithoniens dans le Bois de Renesson (n° 436, 442),

1. Dans la classification de Waltham *et al.* (2005), la suffosion se produit lorsqu'une formation superficielle meuble et non cohésive (par exemple le sable) recouvre un substrat karstifié. Les eaux de ruissellement transportent les particules dans l'endokarst, générant progressivement une dépression en surface.



Photo 7.2 – Doline en entonnoir caractéristique (non répertoriée dans la base de données) (Mussey, bois Jolly) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2015)

où existe une lacune du Valanginien et de l’Hauterivien, et au-dessus des Calcaires à spatangues, notamment dans les bois de Chancenay (photo 7.3) (n° 2568, 2569, 2575, 2580).

Mais, il est à noter, que dans la plupart des cas, les dolines inscrites dans les Argiles à Huîtres ont des versants en forme d’entonnoir et un fond ancré dans les Calcaires à spatangues. Pour un certain nombre d’entre elles, les Argiles à Huîtres se situent au sommet de dolines d’effondrement où ce type de processus se réalise dans les calcaires hauteriviens ;

- **la doline d’effondrement (*collapse sinkhole*)** implique, dans la classification de Waltham et Fookes (2003), un karst nu, alors que la plupart des phénomènes karstiques du Barrois se forme sous couverture ou en limite de celle-ci. Toutefois, nous pensons que ce processus peut opérer lorsque les calcaires sont recouverts par une couverture argileuse fine (d’épaisseur métrique) comme dans la vallée Thirion où nous avons constaté un effondrement des calcaires tithoniens sous les argiles barrémiennes (n° 1877, 1878).

Par conséquent, la classification de Waltham *et al.* (2005) rend imparfaitement compte de la typologie des dolines de notre secteur d’étude. En outre, la distinction entre les 4 types de karsts (karst nu, karst sous couverture perméable, karst sous couverture peu perméable, karst de contact lithostratigraphique, Perrin *et al.*, 2014a)



Photo 7.3 – Doline de subsidence par effondrement (n° 2569) Chancenary (cliché : Grondin, 2019)

ne s'applique guère au secteur où l'essentiel des phénomènes karstiques s'organise en liserés. Par conséquent, il s'agit essentiellement d'un karst de nature lithostratigraphique où, les caractéristiques lithologiques imposent 3 types principaux de dolines : les dolines de soutirage, les dolines d'effondrement et les dolines combinées.

7.1.3 Les 3 types de dolines en fonction du processus

7.1.3.1 Les dolines de soutirage

a) Forme des dolines de soutirage

On appellera *doline de soutirage*, des dolines qui se caractérisent par leur forme, leur inscription dans un ou plusieurs types de formations et par un ou plusieurs types de processus.

Deux formes caractérisent les dolines de soutirage (photos 7.4 et 7.5) :

- *les dolines en forme de coupelles*, pour les plus petites d'entre elles (environ 1/3 ont une profondeur inférieure ou égale à 1 m), les pentes de leurs versants sont alors faibles ($< 20^\circ$) ;

- *les dolines en forme d'entonnoir* sont les plus caractéristiques de ce processus. Elles sont également alors plus vastes et plus profondes que les dolines en coupelle. 3,5 % d'entre elles dépassent 10 m de profondeur et 20 m de diamètre. On en trouve notamment dans le secteur de la Vieille Grange et dans celui des Hattons (n° 2348, 2583. ...).



Photo 7.4 – Dolines de soutirage, en forme de coupelle dans le secteur de Renesson (cliché : Goutorbe - GERSM, 2012) (n° 575, 452, 499)



Photo 7.5 – Dolines de soutirage en entonnoir alignées, à la rupture de pente entre le versant et le glacis modelé dans le Tithonien dans le secteur de Renesson (cliché : Harmand, 2016) (n° 473, 516, 568)

Les dolines de soutirage sont caractérisées par des versants aux pentes variables qui vont de 5° à 78° . Elles sont pourvues d'une ouverture (doline-perte, doline-gouffre ou doline-gouffre embryonnaire) ou non (dolines dites fermées) (photo 7.6).

Le fond des dolines de soutirage, notamment lorsqu'elles ne sont pas très actives (versants $< 25^\circ$), peut être recouvert d'un remplissage argilo-silto-sableux, sableux ou même grossier (photo 7.7). Ce dernier suppose une compétence élevée lors de la première phase de remplissage de la doline, puis un colmatage de la doline, et enfin une réactivation du karst provoquant l'érosion de la formation « fluvio-karstique » au droit de la perte et l'entraînement des matériaux par soutirage dans l'endokarst.



Photo 7.6 – Doline de soutirage de grande taille (n° 844, diam. 45 m / prof. 15 m) (secteur du Bois du Roi) (cliché : Bensaadi, 2017)



Photo 7.7 – Remplissage grossier à la base et sablo-argileux au sommet dans le fond d'une doline (secteur des Hattons) (n° 1325, diam. 70 m / prof. 15 m) (cliché : Harmand, 2018)

b) Localisation

Le soutirage est le processus majoritaire dans notre terrain d'étude (1907 dolines soit 82,5 %) notamment en raison de la typologie du karst (contact lithostratigraphique) qui privilégie ce type de processus facilité par le rôle de compresse humide (Gamez, 1992) de la couverture argilo-marneuse imperméable et celui du ruissellement sur les versants des dolines modelés dans les formations de cette couverture.

Les dolines de soutirage sont majoritaires dans tous les secteurs, et leur part est supérieure à la moyenne de la zone d'étude principale dans 10 secteurs sur 16. Leur part est très élevée dans les secteurs où la couverture crétacée est épaisse (supérieure à 7 m) et où les pentes des versants sont supérieures à 10° :

- dans le secteur de la Taille Jacquemin (couverture > 7 m), 95 % des dolines sont des dolines de soutirage ;
- dans le Bois de Renesson (couverture 5 m) et dans le vallon des Hattons (couverture > 10 m), respectivement 88 % et 91,4 % des dolines sont des dolines de soutirage.

De manière plus précise, dans les vallons, les dolines de soutirage se développent plutôt sur les interfluves, ainsi qu'au niveau des ruptures de pentes, notamment, dans les secteurs du Bois de Renesson, des Hattons, de la Belle Épine ouest et au sud du secteur de la Taille Clergé (figure 7.2). On constate que les dolines développées sur les interfluves ont une forme plutôt en cuvette, tandis que les secondes, associées à une pente plus accentuée ont une forme en entonnoir et sont plus profondes.

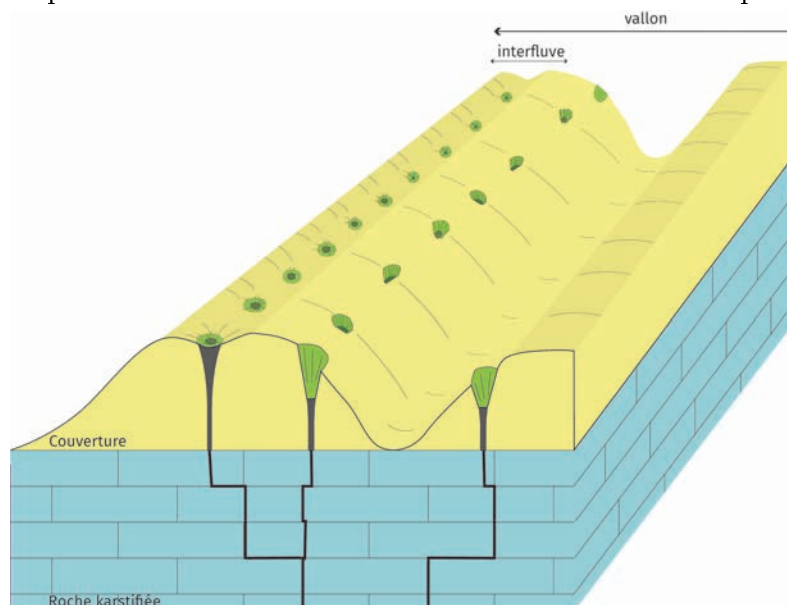


FIGURE 7.2 – Répartition simplifiée des dolines de soutirage sur les vallons et interfluves (Bensaadi, 2020 ; d'après Harmand, 2020)

c) Répartition en fonction de la lithologie

Les dolines de soutirage affectent un grand nombre de « combinaisons » de couverture. Elles se développent :

- dans les Argiles ostréennes du Barrémien inférieur au contact du Tithonien (Taille Jacquemin, Bois du Roi, Vallée Thirion, n° 1845, 1826, 841, 1886, ...) (photo 7.8) ou des Calcaires à spatanges (Ancerville, Chancenay, Vau Vauthier, n° 2569, 2072, 2105, 2016, ...);
- dans les formations du Valanginien recouvert par les Argiles à Huîtres au contact du Tithonien (Hattons et Vieille Grange, n° 2303, 2491, 2406, 2433, 1439, 1826, 1280, ...);
- dans la couverture complète du Néocomien (Valanginien/Hauterivien /Barrémien au contact du Tithonien) : Taille Clergé, Belle Épine (n° 1575, 1703, 1704, 67, 68, 295, ...);
- dans la couverture (complète ou non) et y compris dans les calcaires tithoniens dans lesquels elles s'inscrivent dans leur partie inférieure : Bois du Roi, Vallée Thirion, Vieille Grange, Hattons (n° 842, 844, 866, 1886, 2496, 1496, ...).



Photo 7.8 – Doline de soutirage (n° 1227, diam. 10 m / prof. 3 m) développée dans la couverture argileuse et dans les calcaires tithoniens affleurant (flèches jaunes) secteur du Caureau. Le trait blanc correspond au bord de la doline (cliché : Bensaadi, 2018)

7.1.3.2 Les dolines d'effondrement

a) Forme des dolines d'effondrement

On considérera que les dolines sont des dolines d'effondrement lorsque le plafond d'une cavité dans les calcaires tithoniens ou hauteriviens, a cédé.

Il est difficile d'envisager des dolines d'effondrement sans soutirage dans un secteur d'étude sous couverture crétacée. En revanche, on considérera comme doline d'effondrement, les dolines où le processus dominant est l'effondrement.

Les dolines d'effondrement présentent des formes en baquet, avec des versants verticaux ou proches de la verticale, de diamètre notable et de profondeur variable. Elles ont un diamètre moyen d'environ 8 m et une profondeur moyenne de 3,8 m et ont en réalité des dimensions variables, allant de l'échelle métrique à l'échelle pluridécamétrique, comme au sud de la RN4 à Ancerville (figure 7.3).

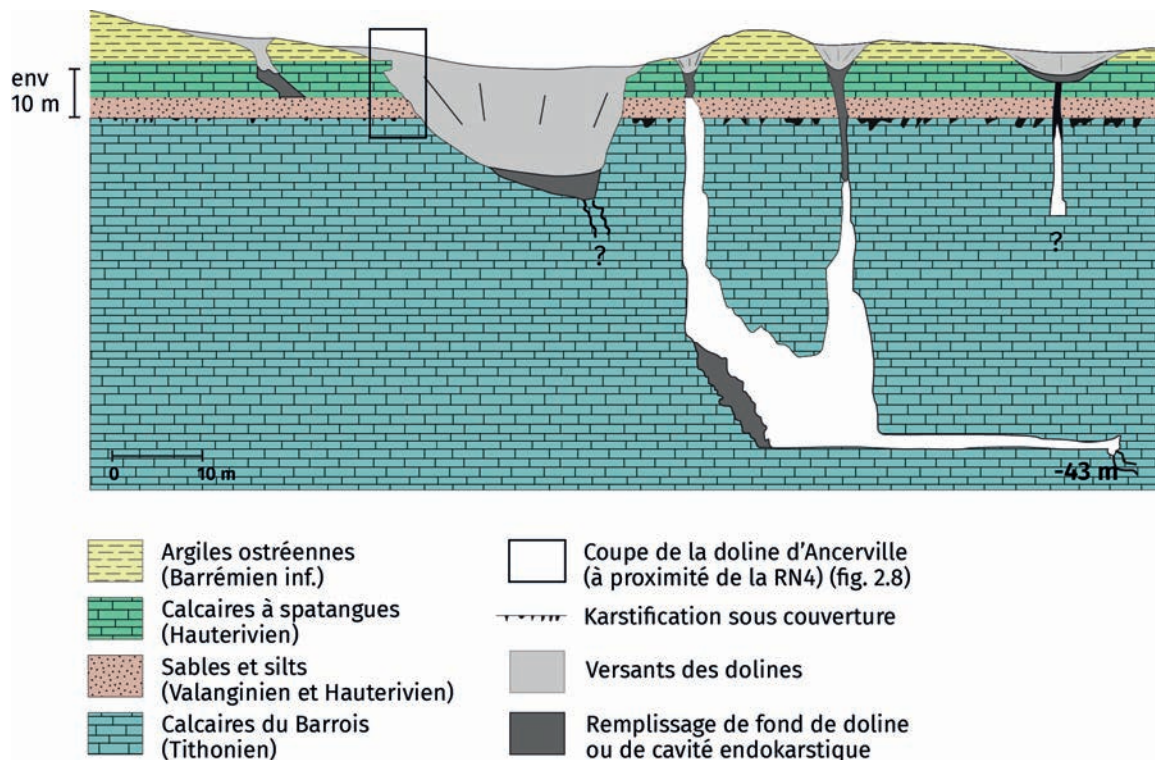


FIGURE 7.3 – Doline du Ruisseau du Zède, Ancerville (n°2800) (d'après Jaillet 2000)

Le premier cas est illustré par un effondrement qui s'est effectué sur le territoire de la commune d'Ancerville, dans une prairie, en bordure d'une route communale en octobre 2019 (photos 7.9 et 7.10).

Il est à noter que cet effondrement s'accompagne d'une surface de rupture circulaire et verticale située à environ 1-1,5 m autour de la doline d'effondrement engendrant un affaissement localisé entre cette surface et la doline.



Photo 7.9 – Doline d’effondrement de type subsidence *sinkhole dropout* de 1 m de diamètre et de profondeur observée à Ancerville en octobre 2019 (cliché : Goutorbe – GERSM, 2019)



Photo 7.10 – Zoom de la doline d’effondrement observée à Ancerville en octobre 2019 (cliché : Goutorbe – GERSM, 2019)

Toutefois, les dolines d’effondrement les plus spectaculaires ont été observées en plusieurs endroits, surtout dans les Calcaires à spatangues, comme à Chancenay ou à Ancerville, ou dans la Forêt de Trois-Fontaines, secondairement dans le Tithonien (grotte du Siphon aussi appelée grotte des Chasseurs à Beurey-sur-Saulx ; photos 7.11 et 7.12).



Photo 7.11 – Doline d’effondrement de la grotte du Siphon ou des Chasseurs (n° 2765) à Beurey-sur-Saulx (cliché : Goutorbe - GERSM, 2013)



Photo 7.12 – Entrée 1 de la grotte du Siphon ou des Chasseurs à Beurey-sur-Saulx (n° 2765) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2013)

La doline du Siphon présente une profondeur de 8 m et une largeur de 40 m. Les dimensions sont équivalentes pour les plus vastes dolines d’effondrement de la Forêt de Chancenay (photo 6.1) où la hauteur correspond approximativement à l’épaisseur des Calcaires à spatangues.

La doline d’Ancerville (photo 7.13), située au sud de la voie express (RN4), inscrite dans la couverture néocomienne (sables et silts valanginiens, sables et calcaires hauteriviens, Argiles ostréennes) et les Calcaires du Barrois (Hilly et Haguenaer, 1979), présente une dénivellation plus importante qui atteint une quinzaine de mètres, figure 1.8). La paroi située au nord, entretenue par les ruissellements de saison froide reste abrupte (photo 7.13b et c), à la différence des autres parois, remaniées par la dynamique des versants (photo 7.13a).



Photo 7.13 – Photos de la doline d’effondrement du Zède (n° 2800) secteur d’Ancerville (cliché : Harmand, 2018). a : Doline d’effondrement avec perte absorbant l’écoulement temporaire (vue vers le sud) ; b : affleurement des sables et silts valanginiens et hauteriviens sous la cascade ; c : affleurement des Calcaires à spatangues

b) Localisation et répartition selon la lithologie

Les dolines d'effondrement sont les moins nombreuses, et constituent seulement 6,70 % du total des dolines. On les rencontre principalement dans 4 secteurs où leur part est supérieure à la moyenne de la forêt de Trois-Fontaines (*sensu lato*) ; il s'agit des secteurs du Bois communal de L'Isle-en-Rigault, où 35,5 % des dolines sont des dolines d'effondrement, de Chancenay (19,56 %), du Bois Saint-Pierre (13 %) et de la Belle Épine ouest (7,5 %).

Les dolines d'effondrement semblent s'ouvrir davantage dans les fonds de vallon (Le Houiroc : n° 1283, les Hattons : n° 1335, Taille clergé : n° 1664, Vallée Thirion : n° 2721, Saint-Pierre : n° 1013...).

Les dolines d'effondrement sont consécutives à l'effondrement du toit d'une cavité située dans les calcaires tithoniens (60 % des dolines d'effondrement) ou dans les calcaires hauteriviens.

On les rencontre surtout lorsque la couverture argilo-sableuse n'est pas très épaisse (moins de 5 m) :

- dans le cas des dolines d'effondrement dans les calcaires du Tithonien (photo 7.8), on peut citer le fond de la Vallée Thirion (n° 2721, 1877, 1878) / Bois de Renesson (ouest de Renesson, n° 443, 436, 435) / Bois Saint-Pierre (n° 1014, 1009, 1018) ;
- dans le cas des dolines d'effondrement dans les calcaires de l'Hauterivien : on peut citer le Bois communal de L'Isle-en-Rigault (n° 399, 371, 400), le secteur de Chancenay (n° 2624, 2651, 2579) ou celui de Vau Vauthier (n° 1997, 2002).

7.1.3.3 Les dolines de soutirage et effondrement : les dolines combinées

a) Forme des dolines combinées

On appellera doline combinée une doline qui se développe grâce au processus d'effondrement combiné au processus de soutirage.

Les dolines combinées présentent des formes complexes comprenant généralement des profils verticaux dans la partie supérieure, un élargissement à la base et un fond relativement plat, composé d'une importante quantité de débris à la granulométrie variées (allant du gravier aux gros blocs) mêlés aux sables et aux argiles colluvionnées.

La particularité de leur fond est de présenter des cicatrices d'arrachement qui correspondent au délitement des calcaires hauteriviens ou des faciès silteux ou sableux de l'Hauterivien inférieur ou du Valanginien.

Les versants peuvent être asymétriques, lorsque des glissements ont affecté les argiles du Barrémien inférieur comme dans le cas des dolines d'effondrement.

Les dolines combinées mesurent près de 10 m de diamètre moyen et 4,5 m de profondeur moyenne.

b) Localisation et répartition en fonction de la lithologie

Moins nombreuses que les dolines de soutirage (10,73 % soit 248 dolines), mais plus nombreuses que les dolines d'effondrement (6,70 %), les dolines combinées se répartissent sur tout le secteur d'étude, sauf dans celui de la Dorma, et leur part est supérieure à la moyenne de la Forêt de Trois-Fontaines (*sensu lato*) dans 6 secteurs, atteignant de 16 à 18 % dans les secteurs du Bois des Seigneurs, de Vau Vauthier et du Bois Saint-Pierre.

On les rencontre dans 2 ou 3 cas de figures, les 2 premiers cas concernent 2 contacts lithostratigraphiques :

- soit ce sont les calcaires hauteriviens qui s'effondrent (Belle Épine, Taille Clergé), généralement, après le soutirage des sables valanginiens sous-jacents ;
- soit les effondrements se produisent dans le Tithonien (Vallée Thirion, bois Saint-Pierre). Dans un certain nombre de cas, nous avons constaté qu'ils s'effectuaient lorsque la couverture crétacée était peu épaisse (< 5 m), voire quasi inexistante (< 1 m, à l'est de Vau Vauthier) ;
- il semblerait, par ailleurs, que les bancs de grès valanginiens soient parfois suffisamment épais (bancs de grès de 50 cm, figure 1.9) pour qu'ils se brisent en créant un véritable effondrement (Les Hattons, n° 1456, 1326, 1284).

Sur l'ensemble de la zone étudiée, 15 % des dolines ont été soumises à un processus d'effondrement, valeur obtenue en additionnant les parts des dolines d'effondrement et des dolines combinées. Dans six secteurs, ce pourcentage est supérieur à cette moyenne de 15 % (secteurs du Bois des Seigneurs, de la Vallée Thirion, du Bois communal de L'Isle-en-Rigault, de la Belle Épine ouest, du Bois Saint-Pierre-Craute, des bois de Chancenay). Mis à part l'avant-dernier, ces secteurs se trouvent au Sud-Est de la zone d'étude. Trois d'entre eux concernent les Calcaires du Barrois, trois autres les Calcaires à spatangues. Le facteur lithologique n'apparaît donc pas comme le seul responsable du processus effondrement.

7.1.4 Conditions de l'apparition de l'effondrement

Les effondrements sont nécessairement tributaires de la présence de vides préexistants plus ou moins importants en profondeur. Les travaux des spéléologues et la thèse de S. Jaillet (2000) montrent que les modalités de l'effondrement se sont effectuées différemment d'une doline à l'autre. Il est possible d'individualiser 3 types de cas en présence à la fois des calcaires tithoniens et hauteriviens :

1. Dans plusieurs cavités endokarstiques, il existe une continuité verticale entre les puits inscrits dans les Calcaires à spatangues et dans les Calcaires du Barrois. C'est le cas pour l'entrée 2 de la grotte du Siphon (Beurey-sur-Saulx/secteur du Caureau) où une cavité dans le Tithonien a provoqué un effondrement dans les Calcaires à spatangues (figure 7.4).

C'est le cas également pour la grotte des Élections à Beurey-sur-Saulx (figure 7.5). Des cavités étagées jusqu'à 25 m de profondeur dans le Tithonien sont à l'origine d'une grande salle d'effondrement développée surtout dans les calcaires de l'Hauterivien (Jaillet, 2000). Il est à noter que les éboulis endokarstiques recouvrent surtout les Calcaires du Barrois. La figure 7.5 montre clairement l'amincissement des calcaires hauteriviens et le site (indiqué par une flèche) où un effondrement est susceptible de se produire.

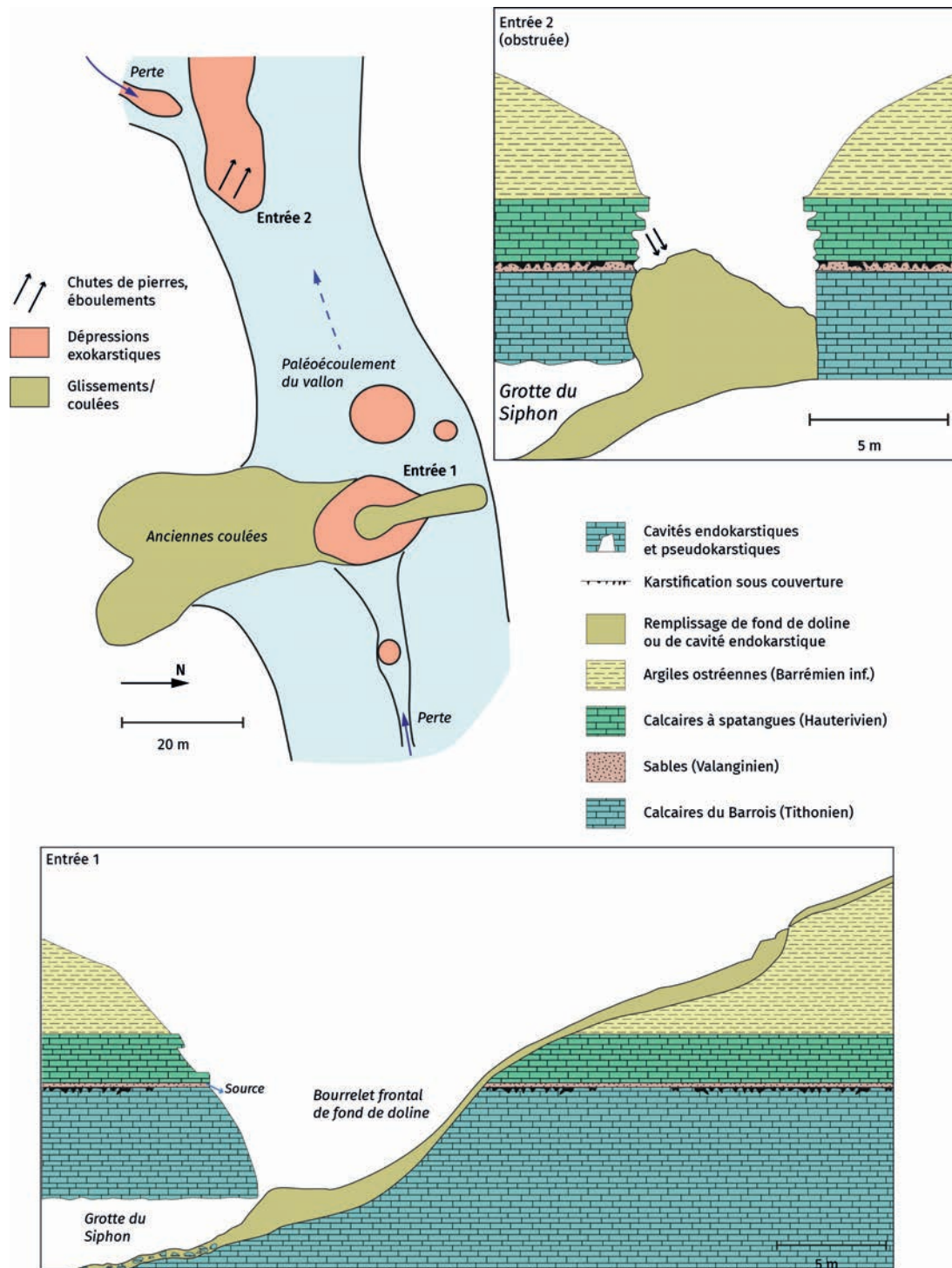


FIGURE 7.4 – La grotte des chasseurs ou grotte du siphon (a : entrée 1, n° 2765 ; b : entrée 2, n° 2764, modifié d'après Jailliet, 2000). La première entrée montre que la verticalité a été entretenue grâce à des phénomènes d'éboulement et de chutes de pierres. Le schéma montre qu'il y avait une cavité dans le Tithonien, c'est celle-ci qui a provoqué l'effondrement de l'Hauterivien (le Valanginien n'étant pas suffisamment puissant pour que son soutirage puisse engendrer une cavité) (modifié d'après Jailliet, 2000). La dissymétrie des versants est due aux processus d'érosion (mouvements de terrain) qui ont oblitéré les processus initiaux.

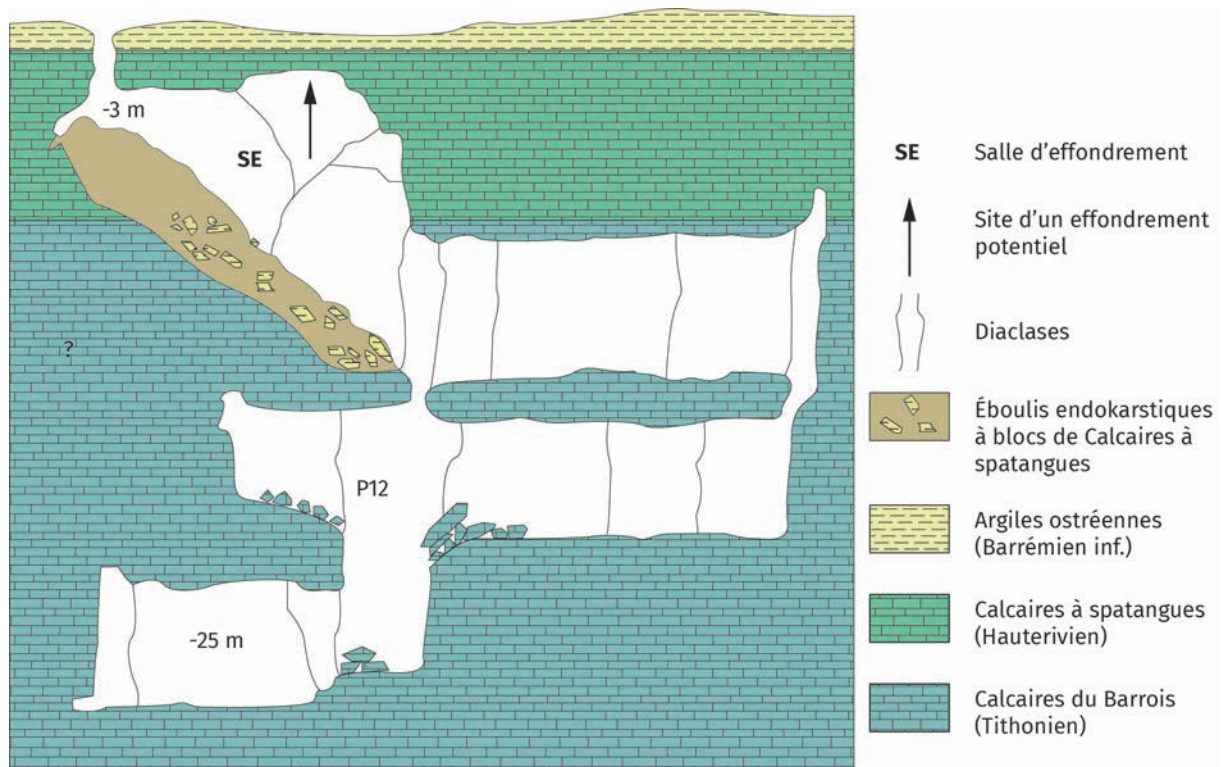


FIGURE 7.5 – La grotte des Élections (n° 2768, d'après SCLER, d'après Jaillot, 2000). La flèche montre l'amincissement des Calcaires à spatangues préfigurant un effondrement

La cavité n° 65 de la Belle Épine entre dans cette catégorie (figure 7.6). De nombreux puits aveugles existent dans les Calcaires à spatangues : ces puits sont en connexion avec les puits et salles développées dans les Calcaires du Barrois. Ces derniers sont de plus grandes dimensions, plus profonds (P 20) que ceux des Calcaires à spatangues. Ces connexions entre les vides des Calcaires à spatangues et des Calcaires du Barrois ont d'ailleurs provoqué un effondrement au droit de l'entrée du réseau.

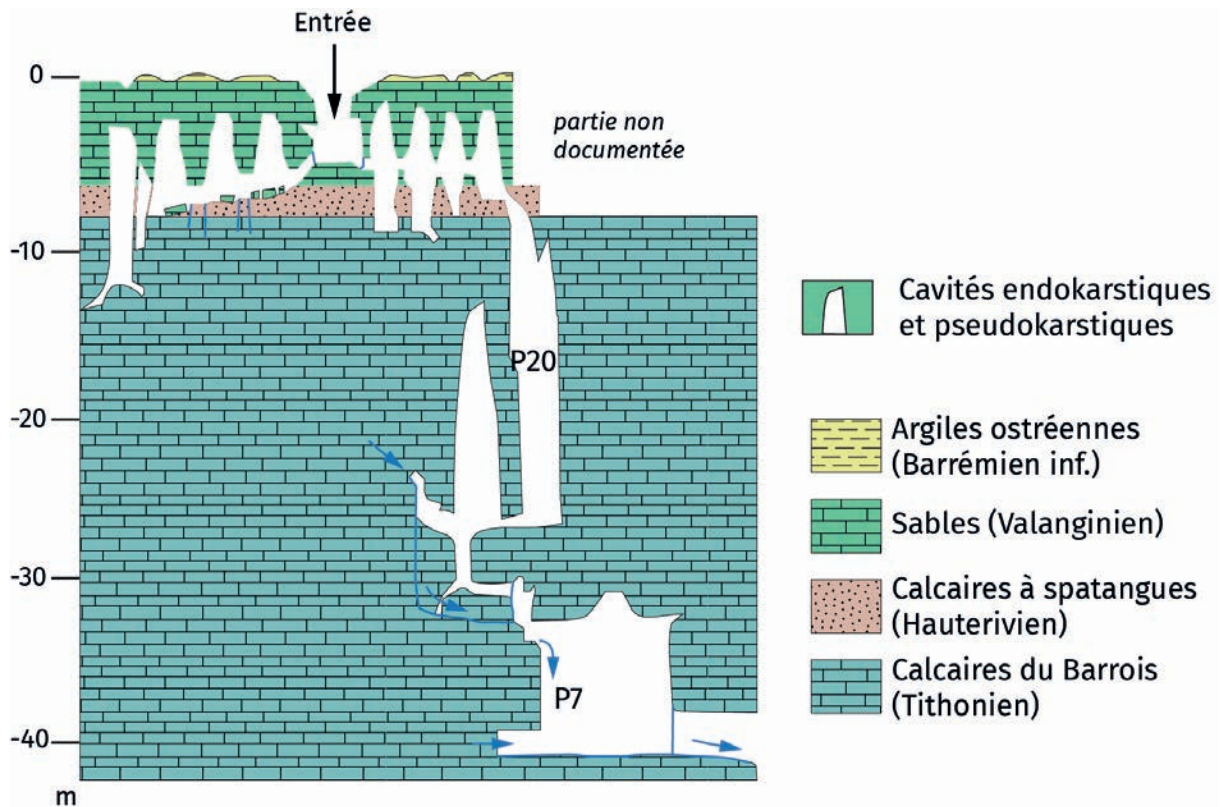


FIGURE 7.6 – Doline d’effondrement (secteur de la Belle Épine) (n° 65) (d’après le fond topographique du SCLER, d’après Jaillet, 2000)

Enfin, le gouffre du Peut Trou à Ancerville présente 2 puits verticaux de 20 m de profondeur se développant à la fois dans les calcaires tithoniens et hauteriviens ainsi que dans les sables valanginiens (figure 7.7). Un des deux puits est aveugle (sous la doline n° 2775), le second débouche en surface au fond d’une doline gouffre (doline Peut Trou n° 2774). La première est susceptible d’évoluer en effondrement du fait de la présence d’une cavité à faible profondeur sous la doline, tandis que la seconde est vouée à s’agrandir par effondrement en raison du vide situé à quelques mètres sous les lèvres du gouffre.

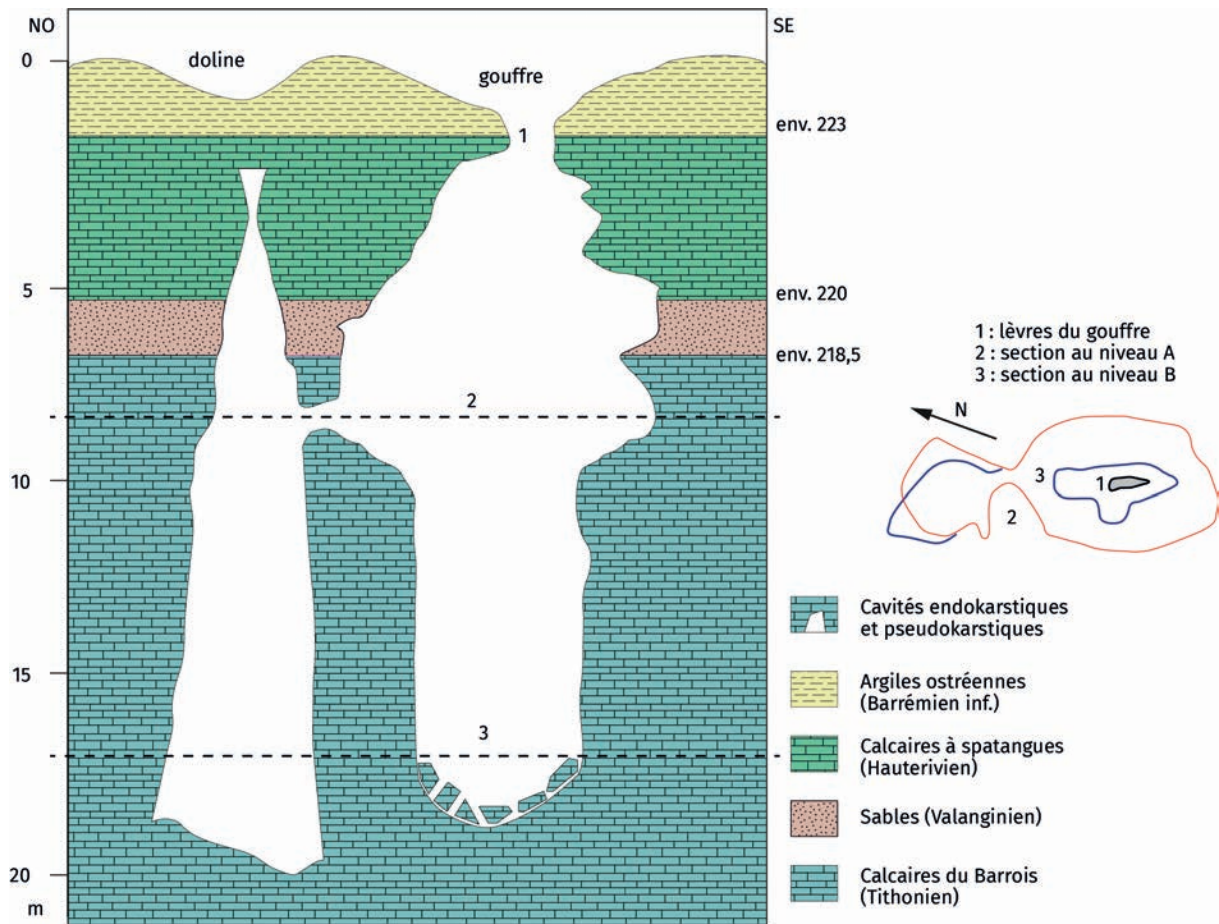


FIGURE 7.7 – Gouffre de Peut Trou (secteur d’Ancerville ; n° 2774 et 2775 ; d’après Info-terre). On observe une continuité verticale entre les cavités larges du Tithonien et celles de l’Hauterivien. Les calcaires hauteriviens se trouvent alors en surplomb, ce qui engendre leur démantèlement progressif.

2. Dans d’autres cas, les cavités souterraines ne se situent pas à la verticale sous la doline et sont reliées à elle par une cavité oblique de pente approximative de 45° . C’est le cas de l’entrée 1 de la grotte des Chasseurs (ou du Siphon) (figure 7.4) où la galerie la plus basse est décalée vers le sud par rapport à l’entrée 2 (obstruée). Une configuration semblable existe pour le gouffre 223 de Valtieremont à Ancerville (226/8/1003 ; figure 7.8) où la cavité principale se trouve dans les calcaires tithoniens entre 10 et 18 m de profondeur, tandis qu’une autre cavité, moins vaste, relie la première à la doline-gouffre sous laquelle le vide occupe peu de volume. Il est évident que cette configuration est moins favorable à l’effondrement.

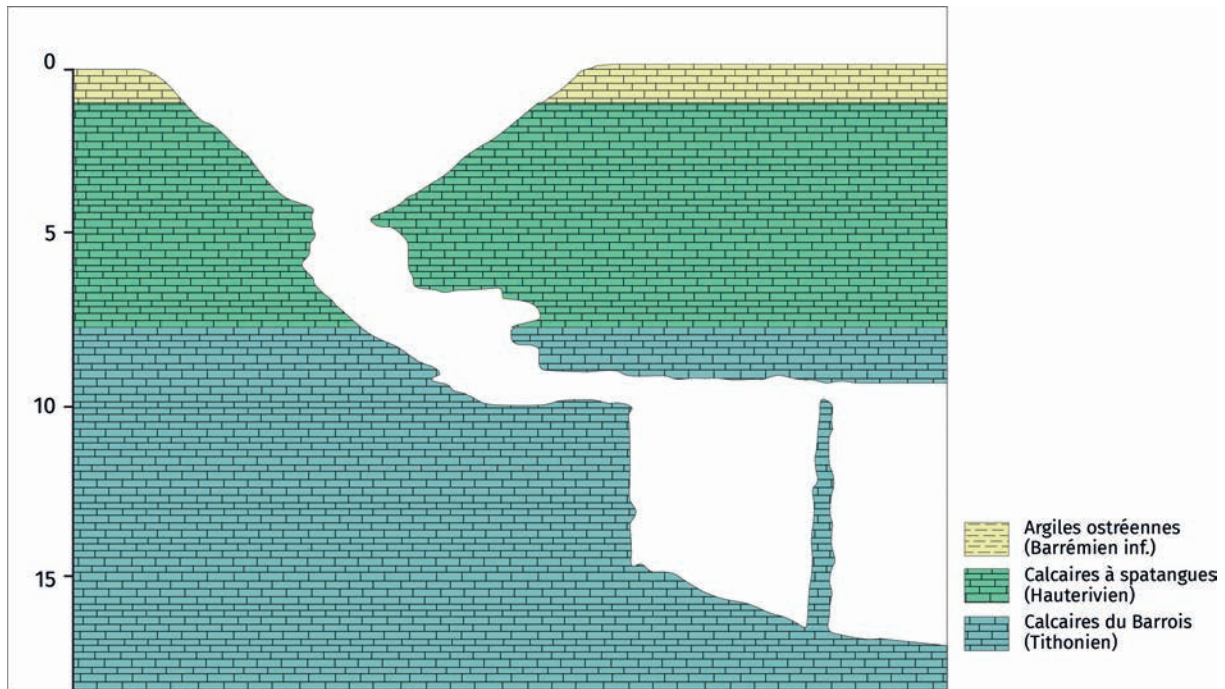


FIGURE 7.8 – Gouffre 223 de Valtieremont, secteur d’Ancerville (n° 2776) (d’après Info-terre)

Un troisième exemple est fourni par le gouffre de Vannepierre dans la forêt de Chancenay (figure 7.9). Toutefois ce gouffre entre dans un 3^{ème} type influencé par le rôle des sables valanginiens.

3. Dans tous les types évoqués précédemment en dehors du gouffre de Vannepierre, l’étage valanginien est soit lacunaire (grotte des Élections, figure 7.4, gouffre 223 à Ancerville, figure 7.8), soit il a une épaisseur réduite à 1 ou 2 m (grotte des Chasseurs ou du Siphon, figure 7.3), soit il ne semble jouer aucun rôle, puisque les puits recoupent verticalement les calcaires jurassiques et crétacés (Belle Épine, figure 7.5, Valtieremont, figure 7.8). En revanche, un certain nombre de cavités indiquent que l’érosion des argiles et/ou des sables valanginiens semblent à l’origine de l’effondrement. Dans le cas du gouffre de Vannepierre à Chancenay, on remarque un développement des vides endokarstiques le long d’un plan situé vers 164-165 m d’altitude correspondant aux sables valanginiens (figure 7.9). Sur la gauche du schéma [aucune indication d’orientation n’étant donnée], on remarque l’existence, dans les Calcaires à spatangues, d’une cavité développée à partir de la galerie pseudo-karstique correspondant aux sables valanginiens.

Cette cavité aveugle évolue à la manière d’une cloche de fontis qui, à terme, fragilisera la voûte des Calcaires à spatangues et des Argiles ostréennes surincombantes.

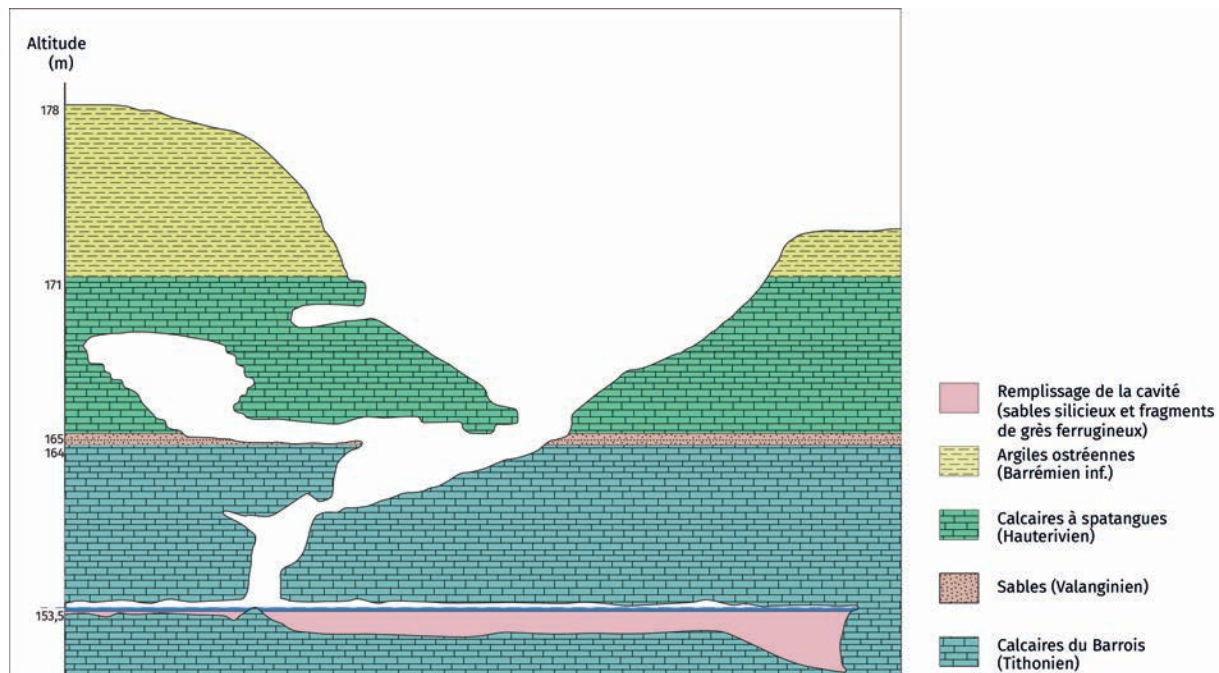


FIGURE 7.9 – Gouffre de Vannepiere, secteur de Chancenay (n° 2777) (d’après Infoterre)

Le déblaiement des sables valanginiens est également attesté dans le Trou Totor à Chancenay où une galerie pseudo-karstique a été creusée dans le banc sableux de cet étage (figure 7.10).

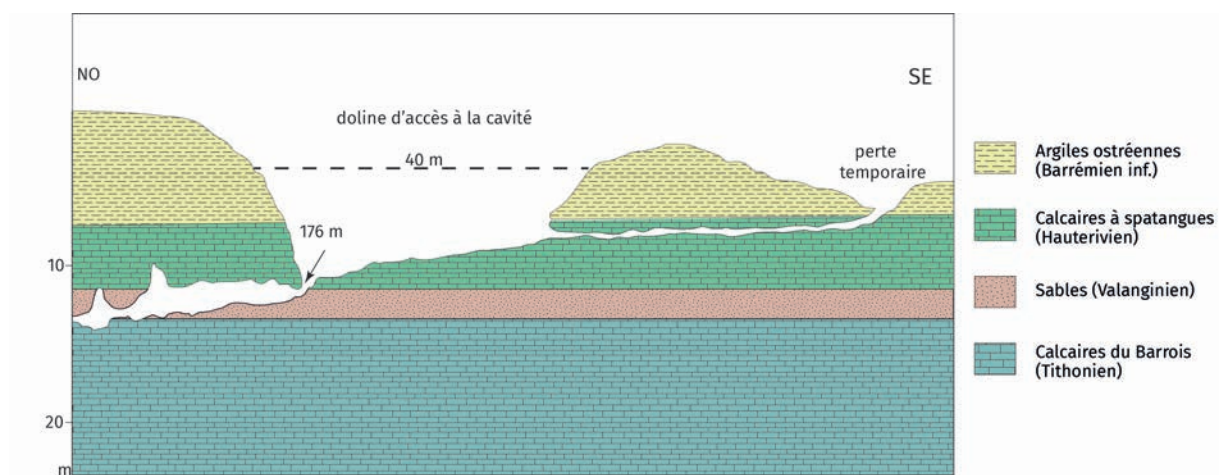


FIGURE 7.10 – Trou Totor, secteur de Chancenay (n°2799, d’après Infoterre)

Nous l'avons également constaté dans une doline d'effondrement de la forêt de Chancenay au lieu-dit la Réserve : la coupe présentée dans la première partie de ce mémoire (figure 1.10) montre une dalle de calcaire sublithographique située à la base des Calcaires à spatangues formant un surplomb au-dessus d'une cavité d'environ 1 m de hauteur, de quelques mètres de largeur et de quelques mètres de profondeur formée aux dépens de silts probablement valanginiens. C'est le long de cette galerie pseudo-karstique que s'écoulent les eaux de ruissellement issues de sources temporaires situées dans les aquifères perchés de Calcaires à spatangues, avant de plonger dans une cavité située dans les Calcaires du Barrois.

Une autre cavité représentative est la grotte des Niphargus à Robert-Espagne (figure 7.11). En effet, le gouffre des Niphargus coïncide avec de nombreux puits situés de 5 à 15 m de profondeur dans la partie supérieure des Calcaires du Barrois (Jaillet, 2000). Ces puits se structurent vers le bas et se simplifient en un puits principal s'évasant vers la base à 35 m de profondeur. L'existence des puits supérieurs a, par conséquent, favorisé le soutirage des sables valanginiens et provoque un surplomb des Calcaires à spatangues.

Or, les dolines d'effondrement les plus vastes et les plus profondes qui présentent souvent des versants subverticaux se trouvent fréquemment dans les Calcaires à spatangues, comme dans la forêt de Chancenay (doline n° 2565 de 20 m de diamètre et de 8 m de profondeur, ou doline n° 2564 de 15 m de diamètre et de 8 m de profondeur), à Ancerville (comme la doline du ruisseau du Zède de 15 m de profondeur n° 2800) ou à Baudonvillers où des dolines de 40 à 50 m de diamètre et de 8 à 10 m de profondeur existent dans le Bois Brûlé.

En résumé, l'aléa effondrement est réalisé lorsque sont réunis plusieurs facteurs :

- a) des cavités dans les Calcaires tithoniens favorisés par l'existence d'un gradient hydraulique de plusieurs dizaines de mètres ;
- b) la présence d'une épaisseur notable d'argiles et de sables valanginiens (2 m et plus) comme dans la doline d'Ancerville au sud de la RN4 ;
- c) des Calcaires à spatangues suffisamment épais (plus de 4 à 5 m) et rigides pour céder en cas de vides sous-jacents ;
- d) les alternances de bancs calcaires, marneux et sableux hauteriviens favorisant la présence d'aquifères multicouches qui alimentent le karst des calcaires tithoniens ;
- e) de même l'existence de calcaires sableux friables, comme à Chancenay ou à Baudonvillers, accentuant la fragilité de l'Hauterivien dans le cas d'un vide sous-jacent.

La première condition suffit à expliquer la présence de dolines d'effondrement dans les Calcaires du Barrois. En effet, les exemples développés ci-dessus dans le para-

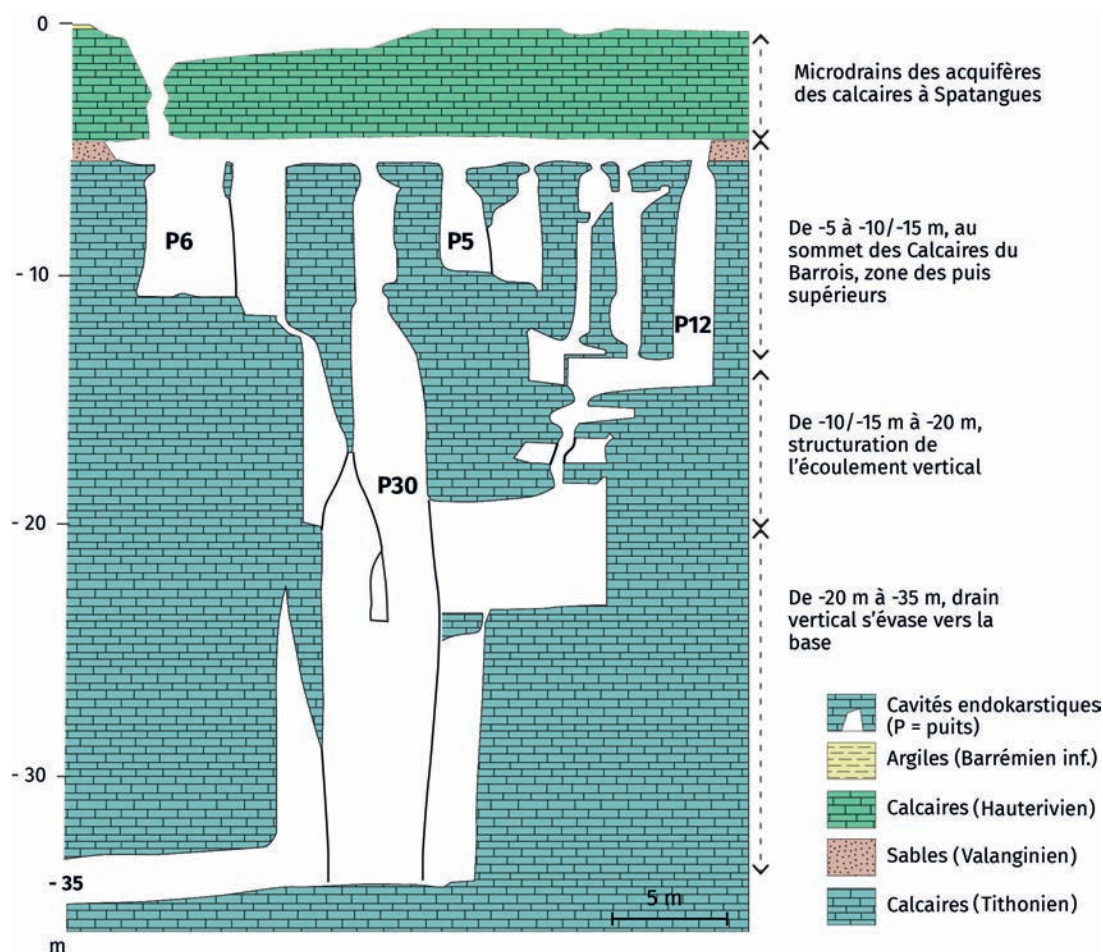


FIGURE 7.11 – Gouffre des Niphargus, (n° 1988) (secteur de Robert-Espagne) (d'après Infoterre)

graphe 7.1, notamment la grotte des Élections (figure 7.5), du Peut Trou (figure 7.7), et de Valtieremont (figure 7.8) indiquent que les cavités endokarstiques les plus volumineuses se situent dans les Calcaires du Barrois.

Nos observations montrent également que les dolines d'effondrement et les dolines combinées sont pratiquement aussi nombreuses dans le Tithonien que dans l'Hauterivien, les valeurs étant respectivement de 151 et de 171. Cependant les dolines d'effondrement *sensu stricto* les plus nombreuses sont situées dans les Calcaires à spatangues (74 contre 41 dans le Tithonien).

En outre, l'existence de grandes cavités dans le Tithonien est favorisée par la proximité du niveau de base karstique de la vallée de la Saulx vers laquelle s'effectuent les écoulements (Jaillet, 2000), et par un gradient hydraulique élevé. Sur le tracé de ces derniers existent de nombreuses cavités et de grandes salles, notamment au carrefour de galeries, comme dans le réseau du Rupt du Puits (Jaillet, 2000), le phénomène de détente du substratum rocheux jouant un rôle majeur, comme en témoignent les éboulis situés dans les grandes salles de l'endokarst (Jaillet, 2000). Or, le creusement

de la vallée de la Saulx a généré des cavités étagées (Harmand *et al.*, 2004), observées également dans les carrières souterraines, comme celles de Savonnières-en-Perthois (Jaillet, 2000). Ainsi, la succession des périodes tempérées du Pléistocène a multiplié les vides de l'endokarst qui n'ont pas tous été répertoriés, puisque les spéléologues découvrent sans cesse de nouvelles cavités. À leur tour, ces dernières sont à l'origine des effondrements, aux endroits où les vides sont suffisamment proches de la surface pour provoquer les effondrements.

L'effondrement qui en résulte peut être brutal. Il peut aussi évoluer en plusieurs étapes comme l'a montré Jaillet (2000) dans la cavité de la Taille-Clergé (n° 2715) (figure 7.12).

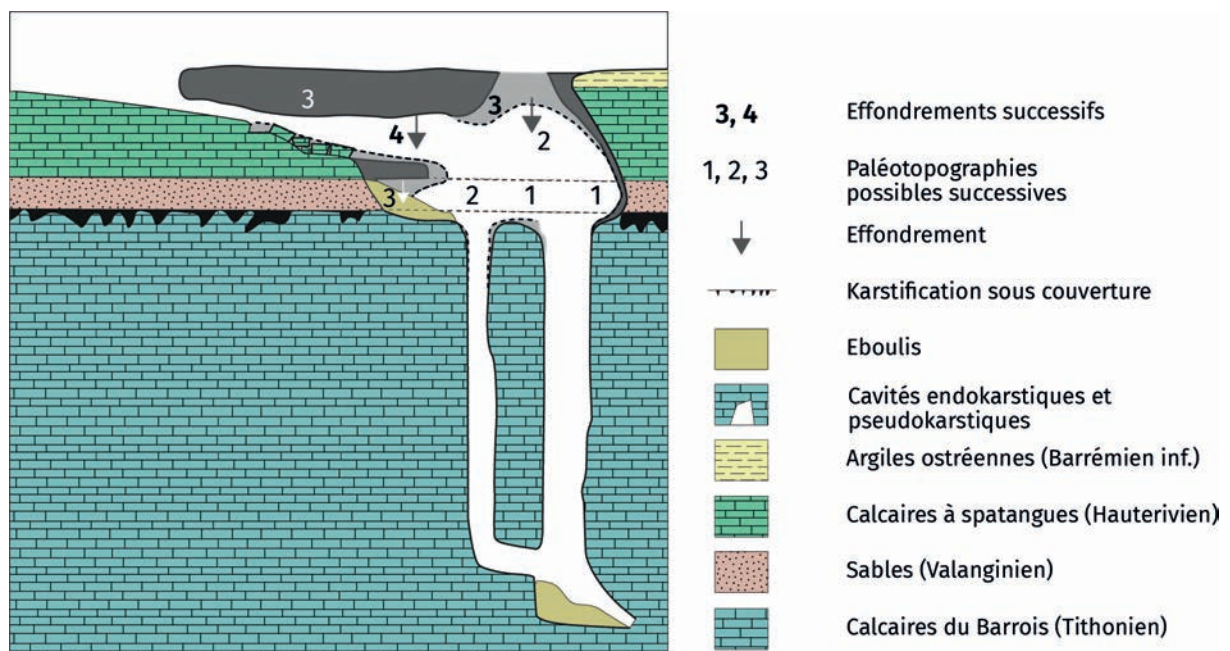


FIGURE 7.12 – Aven de la Taille Clergé (n° 2715) (d'après Jaillet, 2000). La cavité oblique dans l'Hauterivien débouche dans un puits dans les calcaires tithoniens.

Dans les secteurs où les sables et grès du Valanginien sont très puissants (> 5 m), comme dans le secteur des Hattons, il se peut que le soutirage des sables dans les conduits karstiques du Tithonien, engendre des cavités qui amèneront à l'effondrement des bancs gréseux surincombants de cet étage.

7.2 L'activité des dolines

Sur le terrain d'étude, les dolines se sont distinguées par leur forme, mais aussi par leur activité. En effet, il nous a semblé fondamental de différencier les dolines « stables » des dolines actives.

7.2.1 Dolines stables et dolines actives

a) Les dolines stables

Ont été considérées comme « stables » les dolines dont les pentes des versants ne dépassaient pas 20° et ne présentant pas de signes d'activité. Les versants sont le plus souvent recouverts de végétation ou de feuilles mortes (photos 7.14 et 7.15). De fait, de très petites dolines ($< 1,5$ m de diamètre et < 1 m de profondeur), ont été presque systématiquement signalées comme « stables ».



Photo 7.14 – Doline de soutirage stable de dimension modeste (n° 856, diamètre : 6 m, profondeur : 2,7 m) dans le secteur du Bois du Roi (cliché : Bensaadi, 2016)



Photo 7.15 – Doline de soutirage stable de grande dimension (> 10 m de diamètre) à l'est d'Ancerville, à l'ouest de la Forêt de Valtieremont-Jovillers (cliché : Harmand, 2018). À noter qu'un parcours de vélo tout-terrain traverse la doline

À l'opposé, les dolines actives sont des dolines dont les versants ont des pentes supérieures à 20°, qui présentent généralement des versants sans végétation avec des traces d'activités morphologiques (photos 7.16 et 7.17).

Cependant, la notion de stabilité dans un karst de contact lithostratigraphique comme le karst du Barrois semble toute relative, dans la mesure où son caractère évolutif ne permet pas d'affirmer avec certitude le caractère stable d'une doline. En effet, les prospections spéléologiques ont montré que le fond de nombreuses dolines se situait à l'aplomb de puits développés dans les calcaires tithoniens et hauteriviens comme dans la vallée de la Dorma (Jaillet, 2000), mais le fond est actuellement obstrué par un remplissage karstique (figure 7.13). Toutefois, les circulations vers l'endokarst peuvent être réactivées ultérieurement par « débouillage » (Jaillet, 2000).

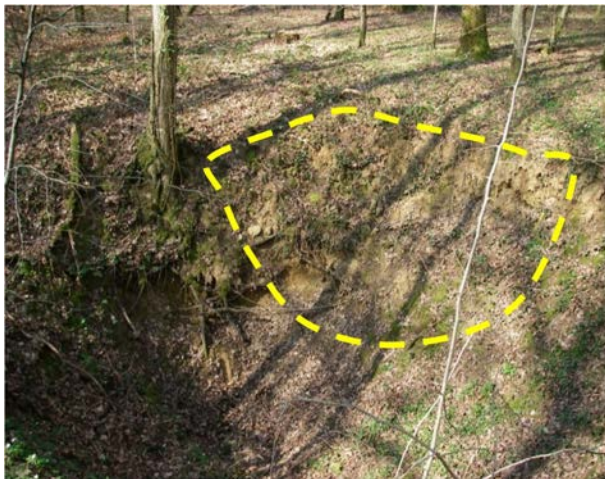


Photo 7.16 – Cicatrice d'arrachement dans une doline active (n° 2214, diamètre : 6 m, profondeur 3 m) (Fains-Véel, secteur du Bois de Vau Vauthier) (cliché : Bensaadi, 2016)



Photo 7.17 – Tête de glissement dans une doline active, secteur des Hattons (n° 2380) (cliché : Harmand, 2006)

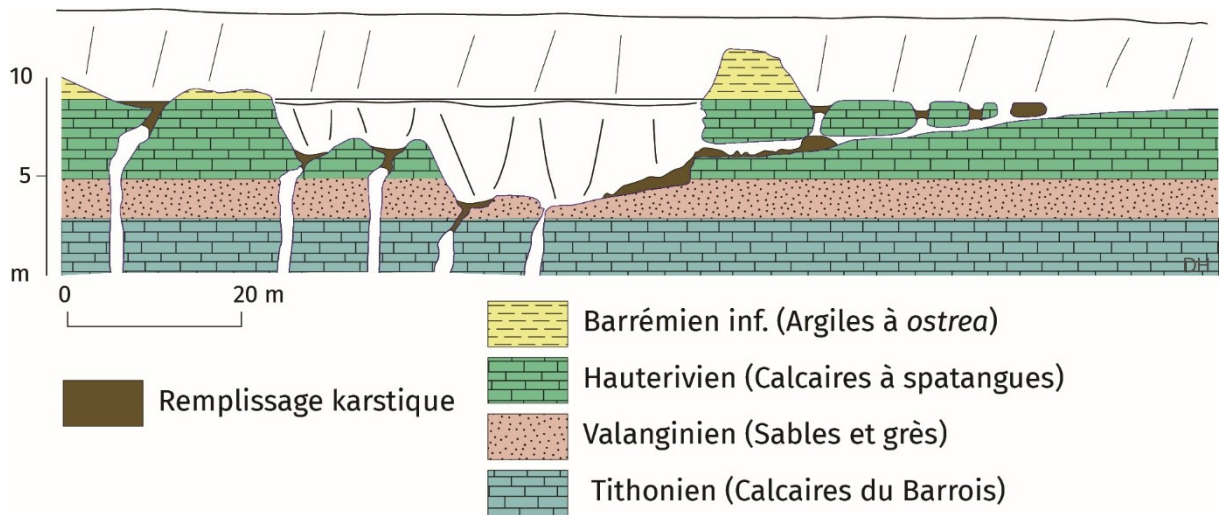


FIGURE 7.13 – Doline émergence-perte de la Dorma (n° 2729) (d’après Jaillet, 2000). La doline est formée dans les calcaires hauteriviens et dans les sables valanginiens. Secondairement, la figure montre que les différentes cavités ont été obstruées.

61 % des dolines sont considérées comme stables, et 39 % des dolines comme actives. Une doline sera considérée comme active selon plusieurs indices concernant d’une part les versants, et d’autre part, le fond de la doline.

b) Les dolines actives

Les versants des dolines actives présentent des pentes fortes (supérieures à 20°) et sont dépourvus de végétation en raison des processus qui agissent sur leurs versants : reptation, chutes de pierres et éboulement, glissements avec cicatrice d’arrachement (photos 7.16 et 7.17) ou glissements-coulées (Flageollet, 1989 ; Jaillet, 2000) et ruissellement.

Les versants des dolines actives présentent souvent des affleurements de formations cohérentes : calcaires hauteriviens : n° 4, 20, 2027, 2573, 2672, ..., ou grès valanginiens : n° 1326, 2301, 2306, 2425, 2433, ... qui montrent des traces de météorisation récente (cryoclastie, notamment).

L’ouverture plus ou moins large (de quelques centimètres à quelques décimètres de diamètre en général) est le meilleur critère d’activité. Dans un certain nombre de cas, un affleurement rocheux (n° 842, 870, 2305, ...) apparaît au fond de la cavité (photos 7.18 et 7.19).



Photo 7.18 – Affleurement rocheux dans le fond ouvert d'une doline-gouffre embryonnaire, secteur des Hattons (n° 1496) (cliché : Bensaadi, 2016)



Photo 7.19 – Coulée de terre issue des argiles de la base du Valanginien dans le fond d'une doline ouverte dans les calcaires tithoniens, secteur des Hattons (n° 1324) (cliché : Harmand, 2018)

Dans quelques cas, le remplissage du fond de la doline est ré-entaillé par les écoulements pérennes ou temporaires. Dans une doline active sans ouverture visible, de type baquet (doline d'effondrement ou doline combinée) le fond est généralement plat et l'infiltration s'effectue de manière diffuse, une pellicule d'argile trahit parfois l'endroit où les eaux sont évacuées vers l'endokarst. Rarement observé en coupe, le remplissage de fond de vallon est le plus souvent grossier ou sableux.

7.2.2 Activité des dolines de soutirage, d'effondrement et combinée

a) Activité des dolines de soutirage

Les dolines de soutirage apparaissent comme les moins actives des 3 types dont seulement 28 % d'entre elles sont qualifiées d'actives. En effet, les dolines de soutirage sont pour l'essentiel constituées par un très grand nombre de petites dolines (environ 26 % d'entre elles ont un diamètre de moins de 2 m et une profondeur de moins de 1,5 m) présentant des pentes faibles ($< 20^\circ$). Or, la pente est un critère fondamental dans la définition des dolines actives.

b) Activité des dolines d'effondrement

Plus de 38 % des dolines d'effondrement ont été qualifiées comme actives. La verticalité rend les versants des dolines d'effondrement particulièrement instables et sujets à l'érosion. De fait, les versants reculent régulièrement par chute de pierres, affouillement par les eaux de ruissellement des bancs les moins résistants (par exemple

sableux ou marneux), ce qui a pour effet d'oblitérer la forme de la doline d'effondrement initiale. On trouve également un certain nombre de dolines d'effondrement dissymétriques (n° 2719) dues à des glissements postérieurs à l'effondrement.

c) **Activité des dolines combinées**

Près de 70 % des dolines combinées ont été qualifiées comme actives.

La combinaison de l'effondrement et du soutirage engendre des dolines très actives : les sables valanginiens sont soutirés dans les fracturations des calcaires du Tithonien, ce qui engendre une cavité sous les calcaires hauteriviens qui finissent par céder (Hattons n° 1284, 1456 ; Vieille Grange n° 2425, 2306).

7.2.3 **Évolution géomorphologique des dolines actives**

Les formes très variées des dolines ne s'expliquent pas seulement par les processus initiaux de formation, mais également par l'évolution géomorphologique de ces dolines, notamment celle des dolines d'effondrement postérieurement à leur formation :

a) **l'évolution naturelle des dolines**

Dans la forêt de Trois-fontaines (*s.l.*), un certain nombre de dolines se situent en fond de vallée, soit dans des vallées aveugles, totalement désorganisées par le karst (comme en amont du vallon de la Belle Épine, vallon des Hattons, vallon de la fontaine Charlot dans les haies des Vieilles Granges, etc.). Ainsi, un certain nombre de dolines-pertes sont drainées au moins temporairement, par des drains dont la longueur varie de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Par exemple, les ruisseaux tributaires de la doline-perte n° 1324 (Hattons) et de la perte de la vallée de la Dorma (n° 2729) possèdent respectivement une longueur de 136 m et de 461 m [les mesures ont été effectuées au décimètre]. En considérant que leur bassin versant possède une largeur d'environ 10 m, leur bassin respectif a une superficie minimale de 0,13 et 0,46 ha, ce qui permet aux ruisseaux d'être alimentés pendant une grande partie de l'année à partir des aquifères du Valanginien et du Barrémien supérieur. Par conséquent, les eaux qui drainent des sables siliceux acides et chargées en acides humides ont un pouvoir de dissolution des carbonates autour des points d'introduction des eaux dans l'endokarst.

D'ailleurs, il est fréquent qu'en amont des dolines, on assiste au phénomène de recul de pertes décrit par Jaillet (2000 ; figure 3.9). Par exemple, dans la doline-perte n° 1324, la perte ne se situe pas au fond de la doline mais en bordure de celle-ci à environ 2 m plus haut. De nombreux exemples de reculs de pertes peuvent être cités dans le vallon de la Belle Épine, de la Dorma, des Hattons, du vallon nord du Bois de Renesson à Beurey-sur-Saulx, etc.

Les processus fluviatiles, le long du talweg, contribuent à déstabiliser les versants sur lesquels se produisent des mouvements de terrain divers : i) chutes de pierres, notamment aux dépens des calcaires à spatangues, comme dans la forêt de Chancenay, ou des calcaires tithoniens dans la doline de la grotte des Chasseurs (entrée 1, figure 7.4) ; ii) ou glissements surtout dans les argiles à huîtres ; iii) ou encore glissements-coulées ou coulées dans cette même formation.

En effet, la morphologie originelle de dolines d'effondrement est profondément perturbée par les glissements sur les versants. C'est le cas dans la doline du ruisseau du Zède à Ancerville (figure 7.3) où seule la paroi sud, entretenue par un ruissellement temporaire, a conservé sa pente initiale, proche de 90°. C'est le cas également de la grotte des Chasseurs ou du Siphon à Beurey-sur-Saulx (photos 7.11 et 7.12, figure 7.4) dont l'entrée 1 fut temporairement bouchée par une coulée de terre en 1994 (appelée « coulée boueuse » par Jaillot, 2000), succédant à d'anciennes coulées, et dont l'entrée 2 a été condamnée car totalement obstruée.

Ces glissements sont conditionnés par la présence d'une épaisseur d'argile importante (> 4 m) (dolines profondes modelées dans le Barrémien) couplées ou non à des versants à tendance verticale (> 50°) (donc des dolines actives).

Les versants de dolines d'effondrement sont parfois marqués par des différences lithologiques faisant alterner les bancs calcaires et argileux, marneux ou sableux. Ce type de versant, représenté dans la forêt de Chancenay, montre souvent un profil en escaliers en raison des différences lithologiques liées aux Calcaires à spatangues (figure 7.14) et au recul de la couverture d'argiles barrémiennes dans la partie supérieure de la doline.

Le remplissage grossier à sableux du fond des dolines (photo 7.7) est favorisé, en premier lieu, par l'épaisseur des sables et grès valanginiens, comme dans le secteur des Hattons où l'épaisseur de l'étage atteint une dizaine de mètres, et en second lieu par la convergence de ravins drainés par des ruisseaux temporaires en pente forte, entaillant les sables valanginiens. Un remplissage grossier de fond de doline a été observé dans ce même secteur, notamment en bordure de la route Robert-Espagne-Trois-Fontaines et du GR14 (doline n° 1312) ou dans la doline n° 1325 (photo 7.7).

b) **Le rôle de l'anthropisation sur la localisation des dolines**

Les spéléologues locaux constatent souvent la présence d'affaissement ou d'effondrement aussi bien en milieu rural, en surface agricole ou en forêt qu'en milieu urbain. Ainsi, une doline de type subsidence *sinkhole dropout* avait été observée à Ancerville en octobre 2019 en bordure d'un chemin communal (photo 7.9). La photo montre que celle-ci se trouve au débouché d'un chenal d'évacuation des eaux situé le long de ce chemin.

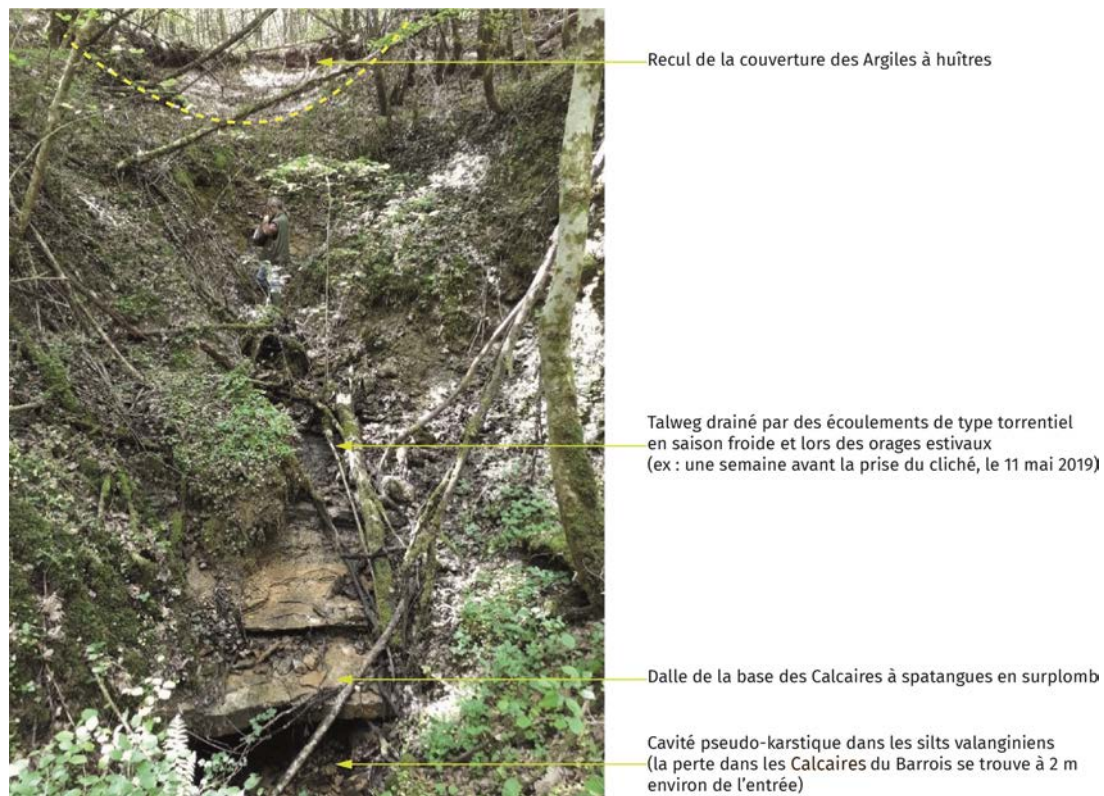


FIGURE 7.14 – Paroi de la doline d'effondrement remaniée par les processus de versant et le ruissellement, secteur de Chancenay, (n° 2569 ; Bensaadi, 2019).

Un phénomène similaire s'était effectué, 6 années plus tôt, dans la même commune, un gouffre s'était ouvert dans un champ en mai à la suite de précipitations orageuses (photo 7.20). Le mois de mai particulièrement pluvieux (168 mm) avait en effet occasionné d'intenses ruissellements dans cet espace cultivé marqué par une légère pente. Toutefois ici, le facteur déterminant fut l'orientation des sillons de culture dans le sens de la pente. Ceux-ci ont donc collecté ces eaux de ruissellement vers un secteur où il n'existait qu'une faible épaisseur de couverture argileuse au-dessus de cavités situées dans les calcaires sous-jacents. Par conséquent, ces exemples montrent qu'il existe un cryptokarst développé sous couverture et se révélant à la surface dans les secteurs d'amincissement de la couverture (Gamez *et al.*, 2000).

En réalité, ces phénomènes exokarstiques sont souvent éphémères, car les dolines qui apparaissent dans les champs, constituent autant d'obstacles au passage des engins agricoles. Elles sont donc rapidement remblayées afin d'aplanir le terrain. Mais ce faisant, l'évacuation spontanée de l'eau par ces dolines est annihilée, et les petits drains qui se développaient se retrouvent hors d'état de fonctionnement. Les eaux qui ne sont plus collectées à hauteur de ces dolines sont alors drainées plus loin, notamment par les sillons de culture. Le « problème », vu par l'exploitant du terrain, est donc localement supprimé, mais il n'est en fait que déplacé plus loin, au risque



Photo 7.20 – Ouverture d’un gouffre en bordure de champs cultivé (Ancerville) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2013)

de le renforcer : l’eau qui aurait pu s’infiltrer en plusieurs points est concentrée en un unique exutoire, et le risque de l’apparition d’un désordre plus important est dès lors accru.

Des ouvertures de gouffres sont également signalées sous forêt parfois le long de chemins forestiers (photo 7.21). Les premiers sont alors parfois utilisés pour évacuer les eaux de ruissellement vers l’endokarst (comme au nord d’Ancerville, le long de la RN4 à 4 voies ; photo 7.22).

Nous avons en effet constaté qu’à proximité de routes et de sentiers, on observait des phénomènes de grande taille. De nombreux exemples l’illustrent (photo 7.12). On peut notamment évoquer la présence très caractéristique d’un gouffre-perte d’1,5 m de diamètre et de 10 m de profondeur (n° 2712), en bordure de chemin, à l’entrée du secteur au sud de la Taille Jacquemin, dans un espace pourtant marqué par la présence de simples dolines. Une autre doline (n° 762), a été relevée à l’origine en 2001 par les spéléologues du département (GERSM), elle mesurait moins d’1 m de profondeur. Lors des derniers relevés à l’automne 2019, elle faisait plus de 6 m de profondeur et est actuellement considérée non plus comme une doline, mais comme un gouffre.

Non seulement des désordres se sont créés au bord des routes qui y ont été aménagées, et qui demeurent, pour certaines, en place, mais également ces phénomènes sont particulièrement actifs. On peut donc supposer que l’activité de ces phénomènes karstiques ont été renforcés par l’anthropisation de cette partie de la forêt.



Photo 7.21 – Doline-gouffre embryonnaire (n° 2714) ouverte dans le fossé d'évacuation des eaux d'une route de débardage. Les travaux exploratoires (GERSM, 2019) ont préconisé la fermeture de la route aux camions de débardages afin d'éviter la destruction du chemin (Trois-Fontaines-l'Abbaye, secteur de la Taille Clergé) (cliché : Bensaadi 2019)



Photo 7.22 – Gouffre-perte (n° 2726) alimenté par le tuyau d'évacuation des eaux de ruissellement de la RN4 (Ancerville) (cliché : Bensaadi, 2018)

En effet, l'imperméabilisation (des routes notamment) n'a pas permis une infiltration diffuse des eaux de surface, mais au contraire en a favorisé un ruissellement accru. Ce dernier a ensuite été dirigé par le réseau des routes, des chemins et des drains.

Il semble que cela se vérifie à une plus grande échelle. On peut en effet s'interroger sur le parallélisme de segments du liseré karstique le long de sentiers forestiers, comme dans la Forêt de la Belle Épine (figure 7.15) il apparaît nettement que le liseré karstique se décale de son implantation linéaire théorique, pour suivre de manière très lisible le réseau des sentiers forestiers sur une partie de son tracé.

Il est alors possible d'envisager l'impact d'une intervention anthropique plus lourde qui a concerné le secteur d'étude jusque dans les années 1960.



FIGURE 7.15 – Liseré karstique « guidé » par les chemins d’exploitation forestière (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)

En effet, une partie de la forêt de Trois-Fontaines a abrité une ancienne base américaine de l’OTAN, composée essentiellement de baraquements. Il en demeure néanmoins de nombreuses traces encore aujourd’hui, notamment les montants bétonnés et métalliques des clôtures (photo 7.23), profondément ancrés dans le sol, et pouvant constituer des points d’entrée de l’eau dans le sol.



Photo 7.23 – Montants métalliques et bétonnés des clôtures de la base américaine de l’OTAN (cliché : Lejeune, 2017)

L’armée avait également fortement densifié, au cœur de la forêt, le réseau routier permettant à la base de fonctionner, ainsi qu’on le voit clairement sur le plan des équipements (figure 7.16). Bien évidemment, tout un système de drainage des eaux de surface, destiné à assainir l’espace occupé par cet équipement, avait également été mis en place, modifiant donc l’écoulement naturel des eaux de surface. Enfin, signalons que l’infiltration des eaux météoriques a été perturbée par le défrichage, puis la reforestation du secteur.

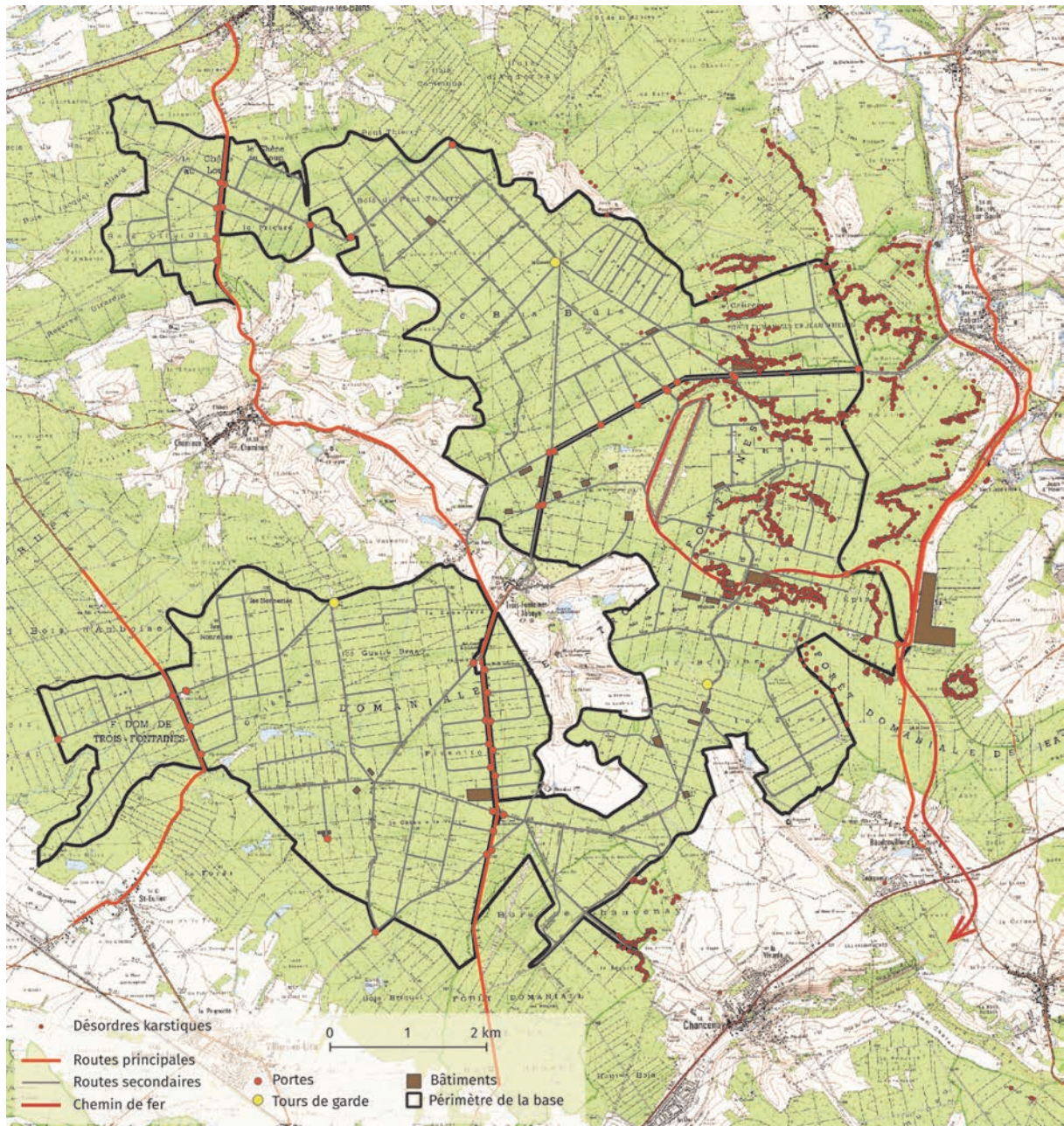


FIGURE 7.16 – Liseré karstique et plans de la base de l'OTAN (Bensaadi, 2019 ; d'après plan : USArmy, 1960 via Labrude, communication personnelle ; fond : IGN, 2009)

La présence d'un réseau karstique souterrain engendre des désordres également en milieux urbanisés (Ancerville, Savonnières-en-Perthois...). Ces désordres sont plus brutaux et se traduisent par l'ouverture de gouffres comme à Ancerville dans la nuit du 5 au 6 février 1971 (gouffre d'un volume d'environ 200 m³), en juillet 1977 (archives Goutourbe, GERSM) ou plus récemment le 15 mai 2013.

Souvent, ce sont les caves qui s'effondrent. Une des causes est liée au creusement de puits directement dans ces caves afin d'y exploiter les eaux souterraines fragilisant de la sorte les fondations des bâtiments et favorisant les effondrements lorsque les appuis du puits cédaient (communication personnelle, Dominique Midot, BRGM, antenne Lorraine).

Même si les gouffres sont les formes majoritaires en milieux urbanisés, la collecte des eaux des systèmes d'assainissement et de ruissellement provoque également des affaissements. Ce fut le cas sur le stade du gymnase d'Ancerville, l'affaissement ayant été produit sous l'effet de la distension liée au soutirage du sol sous-jacent au droit d'un regard (Cartannaz, 2016).

7.3 Conclusion partielle

Une double distinction a permis de discriminer les dolines par rapport à la problématique de l'aléa effondrement. Nous avons distingué d'une part les dolines stables et actives, d'autre part les dolines de soutirage, d'effondrement et combinées.

Un croisement des deux critères montre que les dolines actives les plus nombreuses (tableau 7.1) sont les dolines de soutirage (598), suivies par les dolines combinées (187) et les dolines d'effondrement (98).

	Dolines (nbr)	Dolines (%)	Dolines actives (nbr)	Dolines actives (%)
Soutirage	1888	83,21 %	598	31,67 %
Effondrement	149	6,57 %	98	65,77 %
Soutirage + Effondrement	232	10,22 %	187	80,60 %
Total	2269	100,00 %	883	38,92 %

TABLEAU 7.1 – Répartition des dolines par typologie et activité (Bensaadi, 2020)

En outre, un croisement entre les types de dolines (soutirage, d'effondrement, combinées) et les formations carbonatées dans lesquelles elles s'inscrivent [nous avons exclu celles où la lithologie est incertaine] montre que les dolines situées dans le Tithonien ont des diamètres et des profondeurs plus élevés, quel que soit le processus à l'origine de leur formation. Il est à noter que les différences sont beaucoup plus significatives pour les dolines d'effondrement : diamètre de 12 m et profondeur de 5,8 m pour les dolines inscrites dans les Calcaires du Barrois contre des valeurs respectives de 6,5 m et de 2,8 m dans les Calcaires à spatangues.

Ainsi, il est possible de proposer 3 modèles de dolines d'effondrement :

1. le « *modèle Ancerville* » sur le contact lithostratigraphique Argiles à Huîtres/Calcaires à spatangues où l'effondrement est favorisé par l'existence de cavités dans les Calcaires du Barrois, la présence de sables valanginiens soutirés par le karst du Tithonien, une épaisseur notable de Calcaires à spatangues avec ou sans bancs sableux et marneux ; ces trois conditions favorisant l'effondrement dans les Calcaires à spatangues ;
2. le « *modèle Saulx* » sur le contact lithostratigraphique Argiles à Huîtres ou argiles valanginiennes / Calcaires du Barrois où l'effondrement est favorisé par l'existence de grandes cavités dans le Tithonien et par le gradient hydraulique sur la bordure ouest de la vallée de la Saulx ;
3. Le « *modèle mixte* » du type grotte des Chasseurs où les effondrements se produisent à la fois dans les Calcaires à spatangues et les Calcaires du Barrois, comme dans la grotte des Chasseurs à Beurey-sur-Saulx. Les Calcaires à spatangues pouvant reposer sur les sables valanginiens ou directement sur les Calcaires du Barrois (photo 7.12, figure 7.4).

Les données sur la fracturation, insuffisantes en raison du manque d'affleurements dans les calcaires, dans de nombreux désordres, ne permettent guère de préciser son rôle sur l'effondrement karstique. Les rosaces directionnelles (voir chapitre 6) semblent toutefois privilégier la direction NO-SE.

Chapitre 8

La susceptibilité à l'affaissement et à l'effondrement karstique

8.1 Méthodes de l'évaluation de la susceptibilité

Plusieurs méthodes d'évaluation de la susceptibilité à l'effondrement et à l'affaissement, naturels ou anthropiques ont été testées au cours des dernières décennies (Bonham-Carter *et al.*, 1989 ; Galve *et al.*, 2009 ; Oh et Lee, 2010 ; Perrin *et al.*, 2014a).

Parmi les différentes méthodes, celles qui semblent les plus indiquées dans le cas du karst sont les suivantes :

- **le calcul des densités des désordres** : la densité des puits (nombre de puits par unité de surface ou pourcentage de la surface occupée par les puits) peut être calculée à l'aide de plusieurs méthodes et les résultats dépendent des critères utilisés pour définir la surface pour laquelle la densité est calculée. Selon Galve *et al.* (2009) cette méthode a été appliquée pour générer les modèles de densité. Dans un premier temps, on calcule la distance minimale à laquelle il y a une probabilité de 100 % de trouver au moins une doline parmi toutes les dalles (l'espace étudié étant découpé en carrés d'égale dimension, 1 dalle = 1 unité de surface) (figure 8.1).

Par la suite, la densité est calculée en tenant compte de la surface occupée par les puits dans un cercle centré sur chaque pixel et dont le rayon est égal à la distance obtenue précédemment. Les valeurs de densité sont ensuite calculées à l'aide de la fonction de densité du noyau d'Epanechnikov (de Smith *et al.*, 2007). Les résultats de la densité sont transformés en un modèle de susceptibilité attribuant la plus grande susceptibilité à la densité maximale.

Ce modèle est relativement simple à appliquer et permet de connaître la susceptibilité mais sans tenir compte des différents facteurs qui entrent en cause, ni d'en connaître leur impact individuel ;

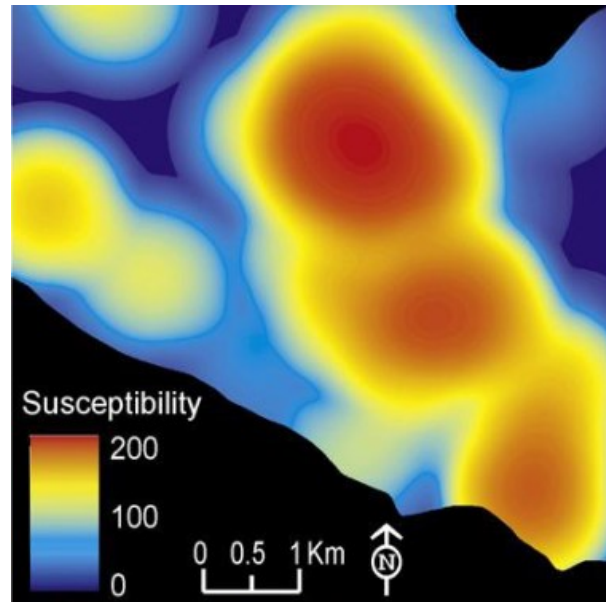


FIGURE 8.1 – Méthode de cartographie de la susceptibilité selon la densité de doline (Galve *et al.*, 2009)

- **le modèle par distribution spatiale** (*Nearest neighbor distance models*) : Galve *et al.* (2009) considèrent que la susceptibilité d'effondrement ou d'affaissement est plus importante à proximité directe d'un désordre et de fait, elle diminue à mesure que l'on s'en éloigne (figure 8.2).

Ce modèle est fonctionnel mais ne permet pas de mettre en lumière d'éventuels facteurs aggravants. En outre, ce modèle ne se projette pas, c'est-à-dire qu'il s'agit presque d'une carte informative des zones karstiques sans tenir compte d'une évolution probable. Dans le cadre du karst de contact lithostratigraphique, les campagnes de terrain nous ont prouvé qu'effectivement, ce modèle semble efficace, car les dolines s'y développent en chapelet quasiment continu. En revanche, l'aspect plus aléatoire des désordres dans les autres typologies de karst du secteur ne permet pas de garder cette unique méthode. Il semblerait que dans d'autres secteurs détenant des caractéristiques géologiques différentes, notamment dans la vallée de l'Ebre (Espagne, karst sur gypse sous environ 50 m d'alluvions quaternaires) cette théorie soit recevable (Galve *et al.*, 2009) ;

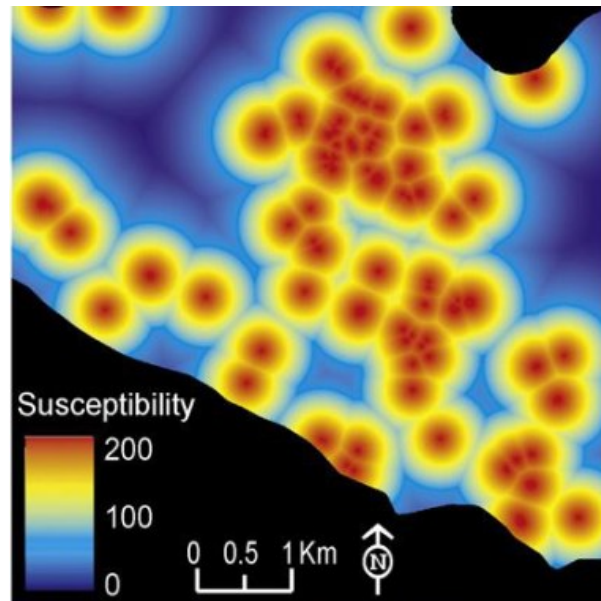


FIGURE 8.2 – Méthode de cartographie de la susceptibilité selon la distribution spatiale (Galve *et al.*, 2009)

- **la méthode heuristique** se base sur les connaissances de terrain et des phénomènes d'affaissements et d'effondrements de la zone que l'on étudie (figure 8.3).

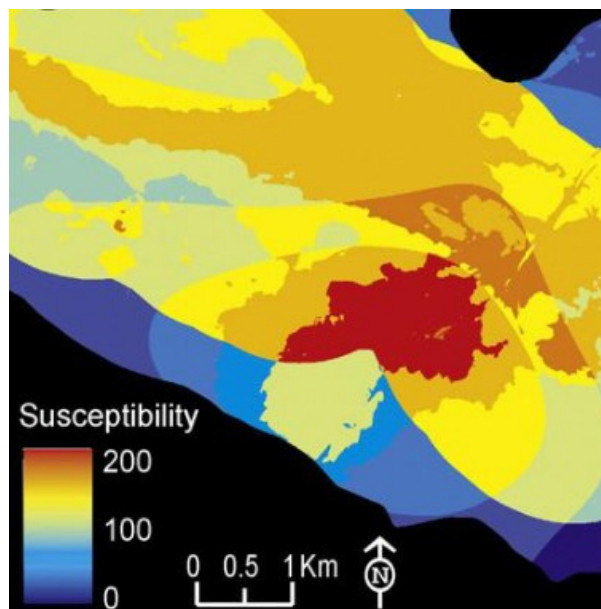


FIGURE 8.3 – Méthode de cartographie de la susceptibilité selon l'approche heuristique (Galve *et al.*, 2009)

Dans ce cas, on catégorise des critères potentiellement explicatifs préalablement sélectionnés, critères auxquels on affectera une pondération qui dépendra du jugement

de l'expert. Les critères choisis peuvent être l'épaisseur et/ou la perméabilité de la couverture (s'il y en a une), la nature lithologique, la fracturation, la distance aux cours d'eau, le type d'occupation du sol, la topographie, l'hydrologie... Cette méthode qui se base sur les dires d'experts uniquement demeure utile mais nécessite une connaissance très fine de la zone d'étude. De plus, aucune base de calcul ne vient confirmer ou infirmer les hypothèses de l'expert ;

- en revanche, le modèle qui semble répondre à tous les besoins dans le cadre d'une étude du genre est « *the weight of evidence* » (*WofE*) dans les pays anglophones (Bonham-Carter *et al.*, 1989 ; Good, 1991 ; Lowell *et al.*, 2000 ; Weed, 2006), qui se traduit par la « théorie du poids de la preuve » (Weed, 2005 ; Tao *et al.*, 2011 ; Markowski *et al.*, 2016) ou « théorie du poids des évidences » (Sanchez et Porcher, 2009 ; Perrin *et al.*, 2014a) dans les pays francophones. Il s'agit d'une méthode de prise de décisions qui s'utilise dans diverses disciplines (médecine, informatique : intelligence artificielle, neurosciences, sociologie, géologie...) et qui permet d'évaluer la pertinence de différents critères qui entrent en cause pour un fait donné. Nous utiliserons la théorie du poids des évidences dans le but de construire la carte de susceptibilité à l'effondrement et l'affaissement karstique sur notre terrain de recherche.

Cette méthode considère W^+ les poids positifs (désordres karstiques dans un périmètre délimité) et W^- les poids négatifs (désordres en dehors de ce même périmètre délimité), ainsi par exemple, une valeur positive de W^+ indique une association positive entre la zone définie (par exemple, une zone de pentes supérieure ou égale à 4°) et la présence de désordres (figure 8.4).

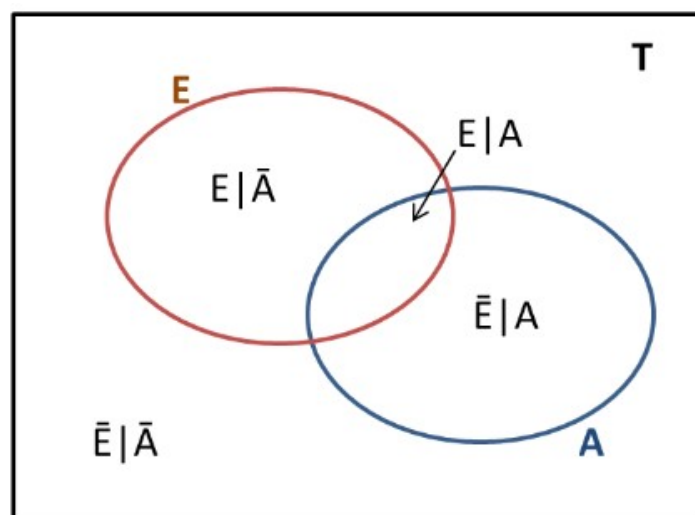


FIGURE 8.4 – Diagramme de Venn considérant que T est la zone d'étude, E la présence de la classe discriminante, \bar{E} l'absence de la classe discriminante, A la présence de désordres, \bar{A} l'absence de désordres (d'après Bonham-Carter *et al.*, 1989)

En additionnant ces deux poids négatifs et positifs, le résultat (qu'on appellera $\text{contraste} = \mathbf{C}$) donnera un indice sur le potentiel explicatif de ce critère.

Les calculs des variances des poids négatifs et positifs et du contraste ($S^2(W^+)$, $S^2(W^-)$ et $S(C)$) sont également effectués afin d'indiquer la dispersion de nos séries statistiques, c'est-à-dire, l'écart-type.

Ainsi calculé, le ratio $C/S(C)$, correspondant selon la loi de Student à la valeur normalisée du contraste, nous permettra ensuite de hiérarchiser chaque critère selon sa prépondérance ; plus l'indice sera élevé, plus le critère sera important, et à l'opposé, un indice très faible indiquera que le critère n'est pas explicatif. Ainsi, les espaces affectés par les contrastes les plus forts seront donc statistiquement plus enclins au développement de désordres que les autres secteurs.

La théorie du poids des évidences a été utilisée dans le cadre du Plan Cavités du BRGM (Perrin *et al.*, 2014a), la conclusion était ouverte sur la volonté de tester ces calculs sur d'autres secteurs.

Cette dernière méthode, qui vient compléter les données du BRGM, nous a semblé complète et solide pour notre terrain d'étude et pour mener à bien nos calculs, nous avons réalisé un carroyage (ou grille, ou dalle) de 10x10 m, appelé « zone » dans les tableaux. Après tests sur différentes échelles, le 10x10 m permettait une efficacité informatique et une perte moindre de données (1x1 m pour Oh et Lee, 2010 et 25x25 m pour Perrin *et al.*, 2014a).

8.2 Les critères explicatifs

Dans le cadre de notre terrain d'étude, les données inhérentes à certains critères (l'épaisseur de la couverture, la perméabilité de la couverture, la fracturation) n'ont pas pu être relevées de manière suffisamment exhaustive et fiable, de fait, ces critères éventuels ont dû être écartés d'office.

Parmi les critères potentiellement explicatifs dans la survenue d'effondrements et d'affaissements, il s'agit le plus souvent de la présence d'eau, de failles, de la pente, de l'occupation du sol, et surtout de la typologie de karst.

Les chemins forestiers représentent un cas particulier : on l'a vu, à une grande échelle l'anthropisation guide le ruissellement qui a un impact sur le karst, le critère « chemins forestiers » aurait pu être intéressant à évaluer, mais la Forêt de Trois-Fontaines a été tellement anthropisée (ancienne base OTAN et très nombreux chemins d'exploitation forestière, figure 7.16) qu'il n'est pas certain que les données fournies par les calculs liés à ce critère soient justes : nous pourrions affecter un indice très fort à un critère qui n'est peut-être pas explicatif à lui seul.

Les conclusions faites après les nombreuses campagnes de terrain, et complétées par les données extrapolées par l'analyse des résultats et des données cartographiques, indiquent que plusieurs critères semblent avoir un impact important dans le développement des désordres karstiques en Forêt de Trois-Fontaines. Ont été retenus les critères suivants :

- le critère **lithologique** apparait intuitivement comme important.

L'essentiel du karst de la Forêt de Trois-Fontaines est de type **karst de contact lithostratigraphique**, et de fait, le contact argiles surincombantes et calcaires sous-jacents semble conditionner l'apparition de désordres karstiques. Ce contact coïncide soit avec la limite Jurassique/Crétacé lorsque la couche karstifiée est représentée par les Calcaires du Barrois, soit avec une limite située dans le Crétacé inférieur lorsque les Calcaires à spatangues de l'Hauterivien sont recouverts par les Argiles ostréennes du Barrémien inférieur.

Les deux zones de contact sont souvent réduites à une seule zone en raison de facteurs lithologiques : lacunes du Valanginien, de l'Hauterivien, disparition du faciès calcaire dans l'Hauterivien, etc. Cette zone a été cartographiée grâce aux relevés sur le terrain, complétés par la photo-interprétation (photos satellites) et l'imagerie LiDAR (certains segments du liseré peuvent avoir été interprétés de manière abusive : nous avons relié les segments manquants du liseré en suivant les courbes de niveaux et les éléments repérés grâce aux photos satellites). Ces données ont été complétées par les sondages géologiques opérés par le BRGM et par la carte structurale dressée par J. Le Roux.

Nous avons, par conséquent, numérisé un liseré karstique auquel nous avons affecté une zone-tampon de 50 m de part et d'autre du tracé de liseré. Une zone-tampon nécessaire car, avant tout, les zones de contacts ne sont pas parfaitement linéaires, mais sont parfois plus serrées, parfois plus larges. Ensuite, la zone-tampon permet de gommer d'éventuelles omissions sur le terrain, de plus, elle peut anticiper en partie l'évolution du karst à court terme (le karst de contact évolue assez rapidement, de fait, avoir une zone tampon permet aussi d'avoir une marge de manœuvre sur l'évolution probable) (figure 8.5).



FIGURE 8.5 – Typologie de karst dans la Forêt de Trois-Fontaines - Les secteurs au-delà des tirets n'ont pas été investigués (Bensaadi, 2020)

Une première analyse rapide de ce critère par densité des points semble mettre en évidence la prépondérance de la typologie de karst de contact lithologique, en effet, la distribution spatiale montre que 87,35 % des désordres se situent dans la zone de contact entre les Calcaires du Barrois et la couverture argileuse ou sableuse du Crétacé ou dans celle entre les Calcaires à spatangues et les Argiles à Huîtres barrémiennes. De plus, la densité des désordres dans cette zone de contact de 8.5 km² est de plus de 247 points par km² (tableau 8.1).

Typologie de karst	Désordres (nbr)	Désordres (%)	Emprise (km ²)	Emprise (%)	Densité de désordres/km ²	Ratio
Contact litho.	2106	87,35	8,519	11	247,21	7,9
Sous couv.	289	11,99	61,63	83	4,69	0,14
Nu	16	0,66	4,79	6	3,34	0,13

TABLEAU 8.1 – Densité et ratio de désordres par typologie de karst (Bensaadi, 2020)

Le karst sous couverture, qui représente la plus grande part du secteur (61,63 km²) ne comprend que 12 % des désordres et la densité de désordres y est donc très faible : 4,7 pts/km². Le karst sous couverture semble peu affecté avec une valeur de contraste négative (-51,6) (tableau 8.2).

Les zones de karst nu demeurent très peu étendues (4,8 km²) et ne comprennent que peu de désordres, moins de 1 %, soit 3,34 pts/km² (tableau 8.1). De plus la vitesse d'apparition de désordres y est très lente (Perrin *et al.*, 2014b), donc la possibilité de nouveaux désordres dans un avenir plus ou moins proche semble exclue. Son indice de contraste négatif (-8,52) (tableau 8.2) confirme ces résultats.

La théorie du poids des évidences confirme, calculs à l'appui, que le **karst de contact** lithostratigraphique est un critère prépondérant sur la distribution des désordres karstiques, avec un contraste de 58,86 nettement plus important que le karst nu et le karst sous couverture (tableau 8.2).

Critères	Zones avec au moins un désordre	Zones avec au moins un désordre (%)	Emprise zone	Emprise zone (%)	Ratio	W ⁺	W ⁻	C	S ² (W ⁺)	S ² (W ⁻)	S(C)	C/S(C)
Typologie de karst												
Karst sous couverture	236	10,99	608589	81,30	0,1351	-2,0014	1,5603	-3,5617	0,0042	0,0005	0,0691	-51,5754
Karst de contact	1899	88,41	93960	12,55	7,0433	1,9521	-2,0207	3,9728	0,0005	0,0040	0,0675	58,8654
Karst nu	13	0,61	46019	6,15	0,0984	-2,3182	0,0574	-2,3756	0,0769	0,0005	0,2782	-8,5382
TOTAL	2148	100	748568	100								

TABLEAU 8.2 – Résultat de l’analyse du critère typologie de karst par la théorie du poids des évidences (Bensaadi, 2020)

- La **pen**te est un critère qui nous a semblé important sur le terrain puisque les phénomènes qui se développent sur les versants de vallons karstiques et dans les zones légèrement en pente ($\geq 4^\circ$) apparaissent comme plus actifs, plus développés, à l’image du secteur de la Taille Jacquemin qui comprend des pentes importantes (jusqu’à 14°) et une pente moyenne de 10° .

Nous avons utilisé la RGEalti2 au pas de 5 m de l’IGN pour obtenir les valeurs de pentes sur le carroyage du terrain. Ce LiDAR, de précision intermédiaire, a permis d’obtenir une précision satisfaisante permettant de réaliser les calculs.

La carte des pentes (figure 8.6) indique qu’une grande partie du terrain d’étude connaît une dénivellation plus ou moins importante où s’inscrivent bon nombre de désordres.

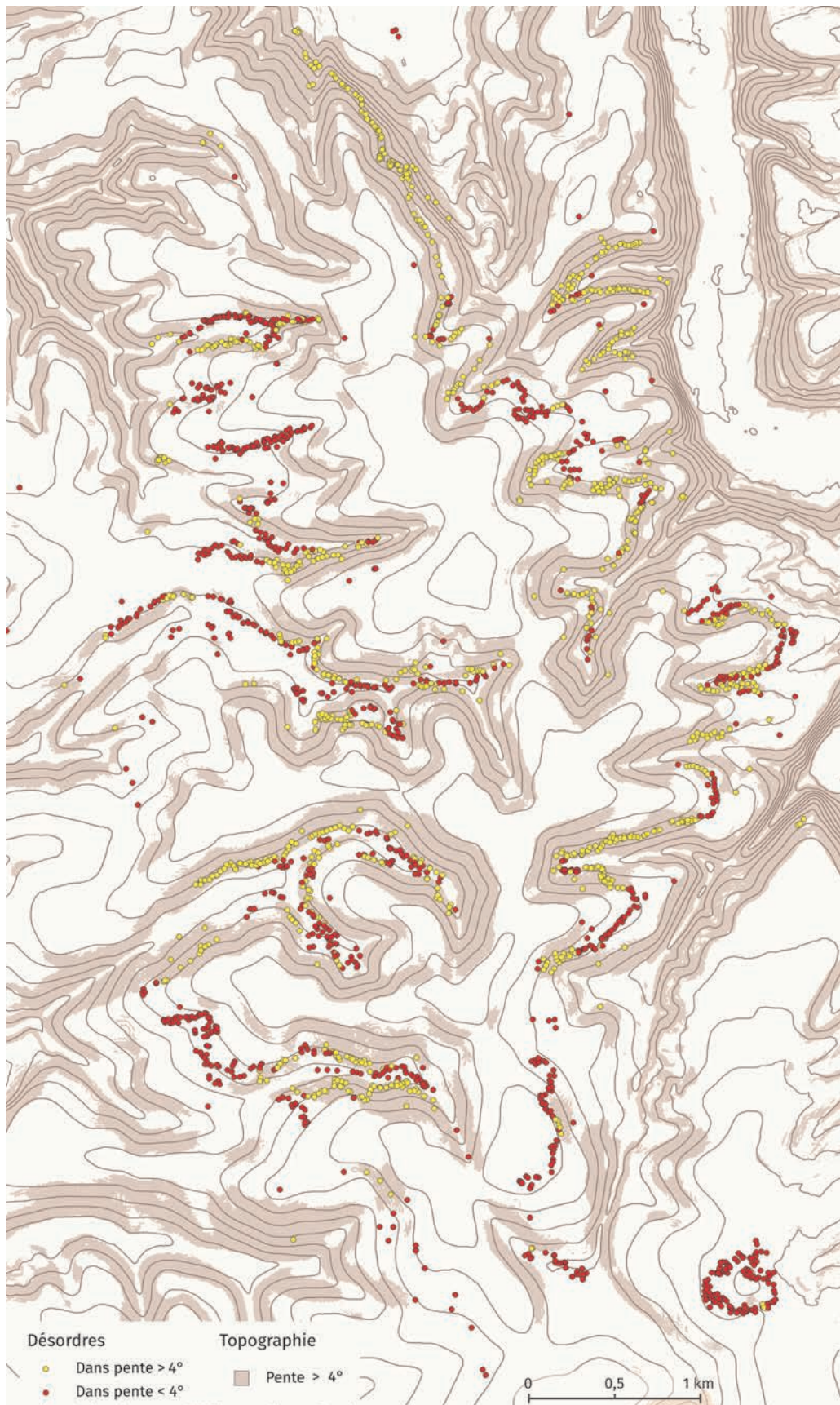


FIGURE 8.6 – Répartition des désordres karstiques en fonction de la pente (Bensaadi, 2020)

Il s'avère en effet que plus de 48 % des désordres se situent dans une pente supérieure ou égale à 4°, ce qui fait de la pente un bon indice de susceptibilité. Le secteur du Bois communal (L'Isle-en-Rigault) à l'extrême sud-est de notre terrain d'étude semble fournir une exception. Sa forme en anneau karstique, très différente des karsts de vallon, s'établit sur un terrain plan (pente moyenne de 2,5°).

Toutefois, la densité de désordres par km² s'élève seulement à 21,5 dans les zones de pente de 4°. Il faut donc nuancer la valeur du critère pente (tableau 8.3).

Intensité de la pente	Désordres (nbr)	Désordres (%)	Emprise (km ²)	Emprise (%)	Densité de désordres/km ²	Ratio
< 4°	1277	53	22,24	29,70	57,44	1,78
≥ 4°	1134	47	52,65	70,30	21,54	0,67

TABLEAU 8.3 – Densité et ratio des désordres par le critère pente (Bensaadi, 2020)

En revanche, l'application de la théorie du poids des évidences prouve nos observations de terrain, par le chiffre, que la pente est un critère favorable à l'apparition du karst, lorsque la pente est supérieure ou égale à 4° avec un contraste de 11,93 (tableau 8.4).

Grâce au calcul des poids positifs (désordres dans la zone de pentes) et négatifs de l'indice pente (désordres karstiques hors de la zone de pente), on comprend que le calcul seul de la densité ne permet pas d'obtenir un calcul fiable, puisqu'il existe une corrélation entre désordre et pente avec un indice W^+ positif de 0,27 (tableau 8.4).

Critères	Zones avec au moins un désordre	Zones avec au moins un désordre (%)	Emprise zone	Emprise zone (%)	Ratio	W^+	W^-	C	$S^2(W^+)$	$S^2(W^-)$	S(C)	C/S(C)
Inclinaison de la pente												
< 4°	996	46,37	443077	59,19	0,7834	-0,2441	0,2732	-0,5173	0,0010	0,0009	0,0433	-11,9390
≥ 4°	1152	53,63	305491	40,81	1,3142	0,2732	-0,2441	0,5173	0,0009	0,0010	0,0433	11,9390
TOTAL	2148	100	748568	100								

TABLEAU 8.4 – Résultat de l'analyse du critère pente en fonction des 2 catégories de pente (< 4° et ≥ 4°) par la théorie du poids des évidences (Bensaadi, 2020)

Comme le critère pente apparait comme un facteur prépondérant, un indice de susceptibilité moyen sera donc attribué dans les zones où la pente est supérieure ou égale à 4° . Néanmoins, l'indice sera plus faible pour les zones où la pente est inférieure à 4° ;

- la proximité des **cours d'eau**, qu'ils soient superficiels ou souterrains, peut être un facteur explicatif de la présence de certains désordres. Le calcul de la distance des phénomènes karstiques aux cours d'eau a été au préalable précédé par la révision des données connues concernant la longueur des drains superficiels et souterrains. Ainsi, nous avons repris, d'une part, les données hydrologiques de l'IGN grâce à la BD Topo. Par exemple, le ruisseau de la Belle Épine a été rallongé d'environ 300 m d'après nos observations sur le terrain. D'autre part, la banque de données de la GERSM a permis de réviser la longueur des tracés des eaux souterraines. Enfin, nous avons affecté une zone-tampon de 50 m aux cours d'eau (figure 8.7).

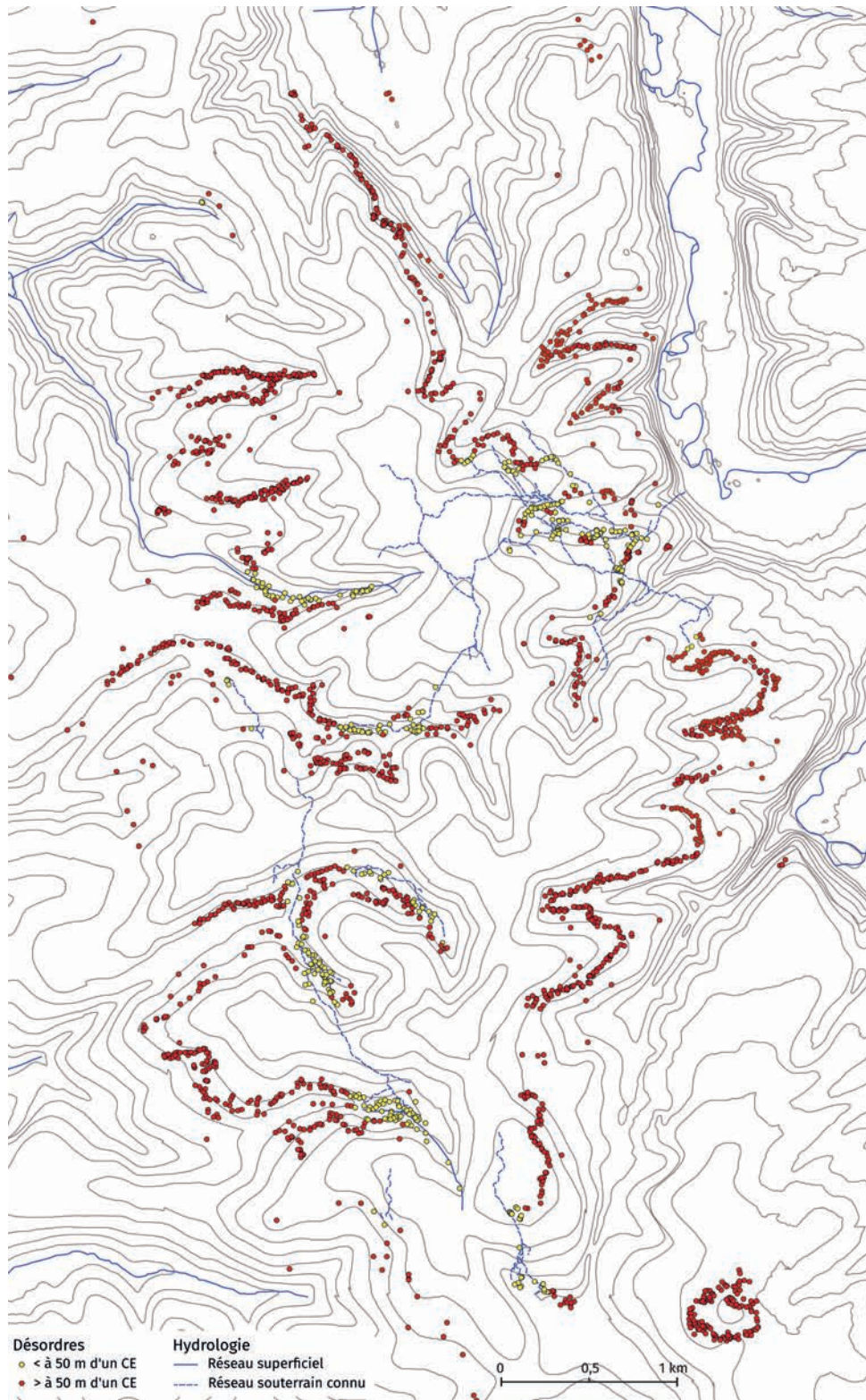


FIGURE 8.7 – Répartition des désordres et des cours d'eau souterrains et superficiels (Bensaadi, 2020)

Toutefois, si les cours d'eau superficiels sont bien cartographiés, en revanche, seulement une partie des eaux souterraines a pu l'être. Or il est certain, dans un territoire aussi karstifié, que d'autres drains souterrains existent, et de fait, les chiffres présentés ici sont très certainement minorés.

La distribution spatiale des désordres montre qu'environ 16 % des désordres se trouvent à moins de 50 m d'un cours d'eau, souterrain ou superficiel. Néanmoins, la densité des désordres s'élève à un peu plus de 41 % pour cette catégorie. À l'opposé, 83 % des désordres se trouveraient à plus de 50 m d'un cours d'eau, mais la densité n'est que de 30,88 désordres/km² (tableau 8.5).

Distance aux cours d'eau	Désordres (nbr)	Désordres (%)	Emprise (km ²)	Emprise (%)	Densité de désordres/km ²	Ratio
≤ 50 m	390	16,17	9,43	12,59	41,36	1,28
> 50 m	2021	83,84	65,45	87,41	30,88	0,96

TABLEAU 8.5 – Densité et ratio des désordres par le critère distance aux cours d'eau (≤ 50 m et > 50 m) (Bensaadi, 2020)

La théorie du poids des évidences confirme, avec un contraste de 8, que la présence proche d'un cours d'eau (≤ 50 m) est prépondérante. En effet, pour une distance aux cours d'eau > 50 m, le contraste a une valeur de -8 (tableau 8.6).

Critères	Zones avec au moins un désordre	Zones avec au moins un désordre (%)	Emprise zone	Emprise zone (%)	Ratio	W ⁺	W ⁻	C	S ² (W ⁺)	S ² (W ⁻)	S(C)	C/S(C)
Distance aux cours d'eau												
≤ 50 m	381	17,74	90136	12,04	1,4731	0,3873	-0,0670	0,4543	0,0026	0,0006	0,0566	8,0270
> 50 m	1767	82,26	658432	87,96	0,9352	-0,0670	0,3873	-0,4543	0,0006	0,0026	0,0566	-8,0270
TOTAL	2148	100	748568	100								

TABLEAU 8.6 – Résultat de l'analyse du critère distance aux cours d'eau (≤ 50 m et > 50 m) par la théorie du poids des évidences (Bensaadi, 2020)

Comme ce dernier critère est moins pertinent que le critère pente, un indice de susceptibilité moyen sera affecté dans les zones où la distance aux cours d'eau est inférieure à 50 m ;

— pour le secteur de Vau Vauthier (Perrin *et al.*, 2014b), la distance aux failles s’est avérée un critère intéressant pour le karst nu et le karst sous couverture, mais pas pour le karst de contact lithostratigraphique (Perrin *et al.*, 2014b). L’obsolescence de la carte géologique de France au 1/50 000 pour notre secteur d’étude et la comparaison avec deux séries de cartes récentes : carte structurale de J. Le Roux réalisée en même temps que cette étude et cartes géologiques des secteurs d’Ancerville et de Vau Vauthier (Cartannaz *et al.*, 2016) montrent que le critère failles doit être pris avec précaution. Enfin, peu de points de fracturation ont pu être relevés durant les campagnes de terrain. Nous avons quand même souhaité tester ce critère, en numérisant les failles de la carte géologique de France, ainsi que celles mises en valeur dans la carte structurale de J. Le Roux, en affectant une zone-tampon de 50 m de part et d’autre des failles (figure 8.8).

Le résultat de la théorie du poids des évidences présente un contraste à 4,7, valeur qui s’applique aux désordres situés à moins de 50 m d’une faille cartographiée (tableau 8.7). Nous garderons donc ce critère comme un critère explicatif.

Critères	Zones avec au moins un désordre	Zones avec au moins un désordre (%)	Emprise zone	Emprise zone (%)	Ratio	W ⁺	W ⁻	C	S ² (W ⁺)	S ² (W ⁻)	S(C)	C/S(C)
Distance aux failles												
≤ 50 m	297	13,83	79727	10,65	1,2982	0,2610	-0,0362	0,2972	0,0034	0,0005	0,0626	4,7459
> 50 m	1851	86,17	668841	89,35	0,9645	-0,0362	0,2610	-0,2972	0,0005	0,0034	0,0626	-4,7459
TOTAL	2148	100	748568	100								

TABLEAU 8.7 – Résultats de l’analyse du critère faille par la théorie du poids des évidences (Bensaadi, 2020)

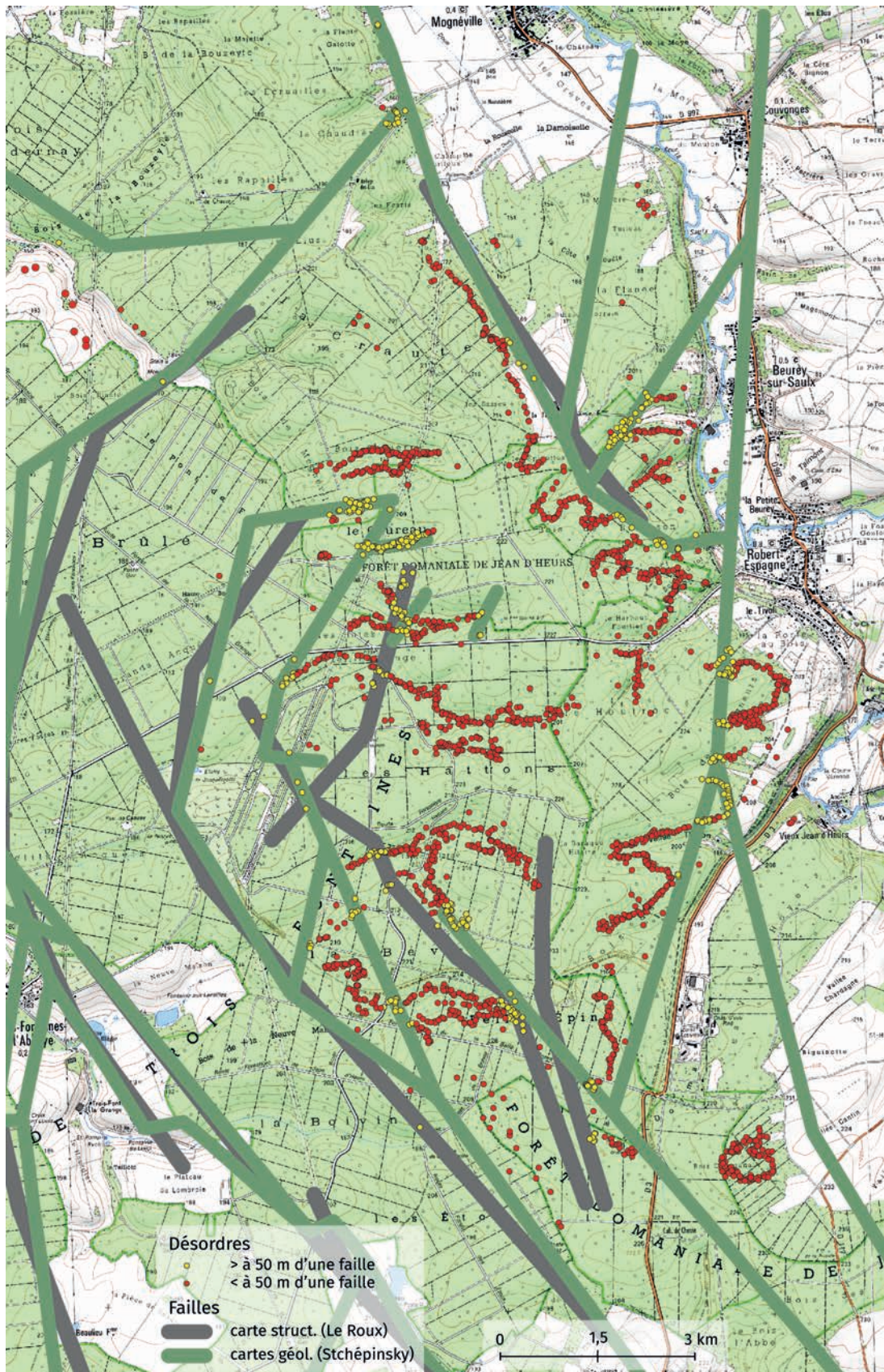


FIGURE 8.8 – Répartition des désordres par rapport aux failles (Bensaadi, 2020)

8.3 Carte de susceptibilité

La méthode par la théorie du poids des évidences permet, grâce aux quatre critères retenus, d'obtenir pour chaque critère des valeurs de contrastes dont les indices nous ont permis d'affecter des niveaux de susceptibilité indépendante, ou primaire : ce sont des indices non encore pondérés les uns entre les autres (tableau 8.8). Les valeurs positives correspondront à une susceptibilité indépendante faible, moyenne ou forte en fonction de l'importance des indices ; tandis que les valeurs négatives correspondront à une susceptibilité faible à très faible.

Critères	Zones avec au moins un désordre	Zones avec au moins un désordre (%)	Emprise zone	Emprise zone (%)	Ratio	W^+	W^-	c	$S^+(W^+)$	$S^+(W^-)$	S(C)	C/S(C)	Susceptibilité indépendante
Typologie de karst													
Karst sous couverture	236	10,99	608589	81,30	0,1351	-2,0014	1,5603	-3,5617	0,0042	0,0005	0,0691	-51,5754	Très Faible
Karst de contact	1899	88,41	93960	12,55	7,0433	1,9521	-2,0207	3,9728	0,0005	0,0040	0,0675	58,8654	Forte
Karst nu	13	0,61	46019	6,15	0,0984	-2,3182	0,0574	-2,3756	0,0769	0,0005	0,2782	-8,5382	Faible
TOTAL	2148	100	748568	100									
Distance aux cours d'eau													
≤ 50 m	381	17,74	90136	12,04	1,4731	0,3873	-0,0670	0,4543	0,0026	0,0006	0,0566	8,0270	Moyenne
> 50 m	1767	82,26	658432	87,96	0,9352	-0,0670	0,3873	-0,4543	0,0006	0,0026	0,0566	-8,0270	Faible
TOTAL	2148	100	748568	100									
Distance aux failles													
≤ 50 m	297	13,83	79727	10,65	1,2982	0,2610	-0,0362	0,2972	0,0034	0,0005	0,0626	4,7459	Faible
> 50 m	1851	86,17	668841	89,35	0,9645	-0,0362	0,2610	-0,2972	0,0005	0,0034	0,0626	-4,7459	Faible
TOTAL	2148	100	748568	100									
Inclinaison de la pente													
< 4°	996	46,37	443077	59,19	0,7834	-0,2441	0,2732	-0,5173	0,0010	0,0009	0,0433	-11,9390	Faible
≥ 4°	1152	53,63	305491	40,81	1,3142	0,2732	-0,2441	0,5173	0,0009	0,0010	0,0433	11,9390	Moyenne

TABLEAU 8.8 – Tableau de la susceptibilité indépendante de chaque critère explicatif (Bensaadi, 2020)

La typologie de karst est le principal critère pour expliquer l'apparition et le développement du karst. Une susceptibilité forte sera assez logiquement affectée au karst de contact lithostratigraphique, faible au karst nu et très faible pour le karst sous couverture.

Le critère pente est le second critère le plus prépondérant, de fait, les zones situées dans les pentes égales et supérieures à 4° se voient attribuer une susceptibilité moyenne, et faible pour les zones de pente moindres.

La distance aux cours d'eau constitue un critère robuste également auquel on attribuera une susceptibilité moyenne pour les secteurs se situant à moins de 50 m d'un cours d'eau. Au-delà de cette distance, une susceptibilité faible sera attribuée.

En ce qui concerne les failles, une susceptibilité faible est attribuée quelle que soit la distance.

Afin de construire la carte de susceptibilité, nous avons pondéré les différents indices de susceptibilité par le biais d'un tableau décisionnel qui considère que la typologie des karsts est le point de départ et que les critères explicatifs sont des critères aggravants ou non (tableau 8.9).

On considérera qu'une pente supérieure à 4° et une distance aux cours d'eau inférieure à 50 m sont les facteurs aggravants les plus importants, de fait, la susceptibilité primaire de chaque typologie de karst sera majorée.

	Pente							
	≥ 4°				< 4°			
	Distance aux cours d'eau							
	≤ 50 m		> 50 m		≤ 50 m		> 50 m	
	Distance aux failles							
	≤50 m	> 50 m	≤ 50 m	> 50 m	≤ 50 m	> 50 m	≤ 50 m	> 50 m
Typologie de karst								
Contact litho.	Très forte	Très forte	Forte	Forte	Très forte	Très forte	Forte	Forte
Nu	Moyenne	Faible	Moyenne	Faible	Moyenne	Moyenne	Faible	Faible
Sous couv.	Moyenne	Faible	Moyenne	Faible	Moyenne	Moyenne	Faible	Très faible

Susceptibilité : Très faible Faible Moyenne Forte Très forte

TABLEAU 8.9 – Tableau décisionnel de la susceptibilité (Bensaadi, 2020)

Le tableau de croisement des niveaux de susceptibilités fournit la carte suivante (figure 8.9) élaborée avec le logiciel QGIS.

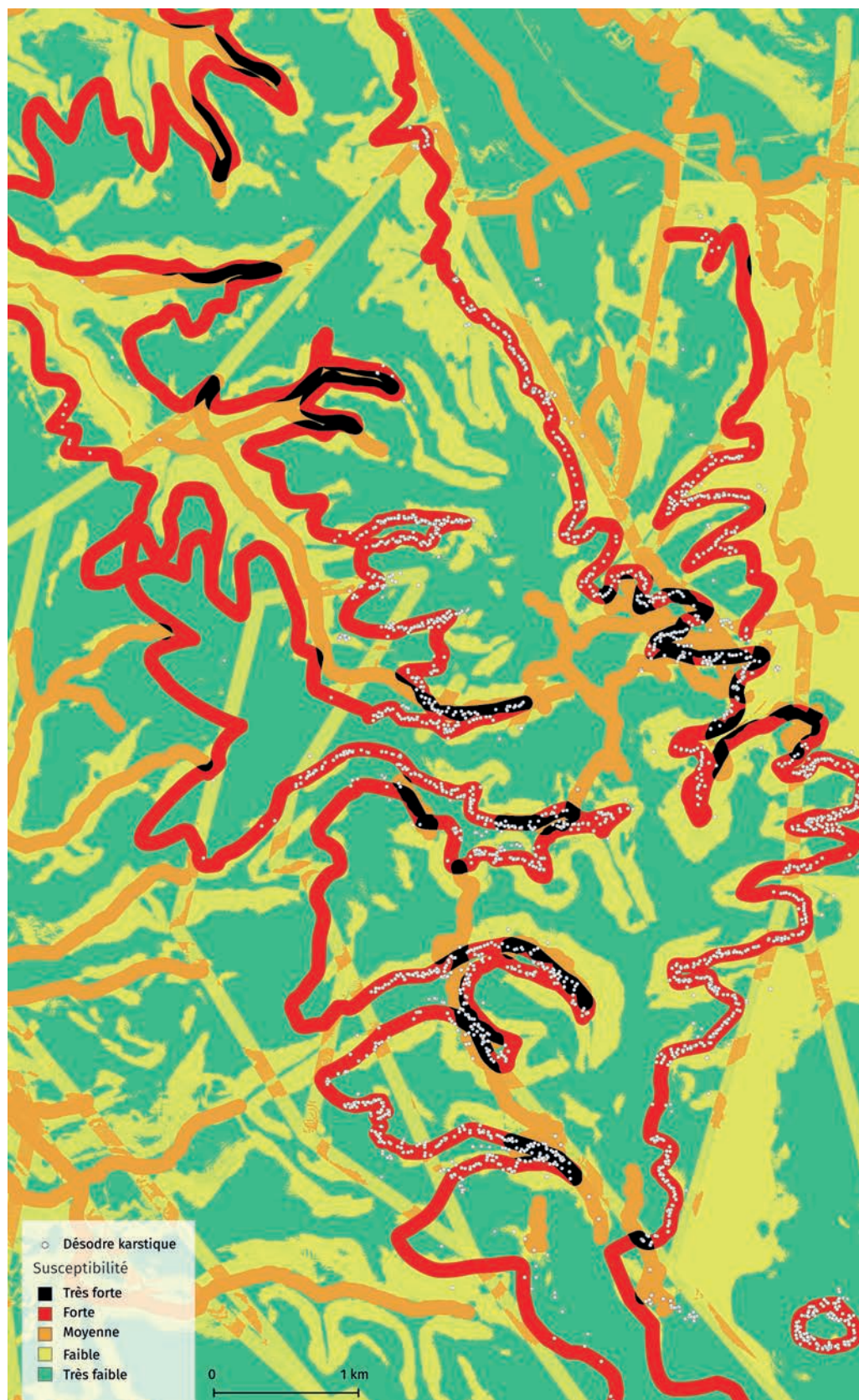


FIGURE 8.9 – Carte de la susceptibilité aux effondrements et affaissements karstiques dans la Forêt de Trois-Fontaines (Bensaadi, 2020)

La carte de susceptibilité met largement en avant la susceptibilité importante dans les zones de karst de contact lithostratigraphique ce qui fait de la typologie de karst le critère le plus prépondérant.

Pour la construire, il a fallu un nombre représentatif de désordres, en revanche, après validation et extrapolation des données, elle permet d'indiquer à l'expert les secteurs à visiter pour compléter l'inventaire des effondrements et affaissements karstiques.

Elle permet aussi d'indiquer les secteurs où les données sont à compléter/confirmer, les secteurs où il faut aller chercher des informations pour mieux comprendre l'apparition des désordres : les secteurs où se trouvent bon nombre de désordres, mais qui demeurent en zone de susceptibilité faible voire très faible, sans qu'ils puissent être expliqués par les critères mis en avant grâce à la théorie du poids des évidences (sud de la carte notamment).

Le niveau de susceptibilité très fort est principalement représenté dans les vallons karstiques, notamment le secteur de la Belle Épine (pointe est de la Belle Épine ouest), l'est de la Taille Clergé de la Vieille Grange et des Hattons pour la partie occidentale et les secteurs du Harbaut-Fouillet-Houiroc et Renesson ouest pour la partie orientale du terrain.

Cette très forte susceptibilité, bien corrélée à l'importante présence de désordres, résulte également du croisement des deux critères les plus prépondérants, à savoir les critères pente et distance aux cours d'eau ; cours d'eau souterrains pour tous les secteurs hormis ceux de la Belle Épine et de la Vieille Grange qui disposent d'ailleurs des seuls ruisseaux superficiels du terrain.

Le secteur de la Craute demeure en susceptibilité très forte en raison de la présence d'un petit ruisseau et d'une pente importante également, or, très peu de désordres karstiques sont à dénombrer, du fait de l'épaisseur plus importante de la couverture en cet endroit.

Une partie de la zone concernée par la susceptibilité forte et très forte qui ne contient que 2 désordres dans le secteur est Harbaut-Fouillet-Houiroc contient un certain nombre de désordres. Nous les avons vus mais nous n'avons pas pu les relever du fait du caractère privé de ce bois.

La susceptibilité a été testée sur des zones où certaines données sont connues (pente, présence de cours d'eau, présence de failles) mais où le liseré karstique est supposé (prolongement ouest, nord et sud du contact avéré par la présence de désordres). Il va de soi que ces zones de susceptibilités fortes et très fortes seront visitées prochainement afin de vérifier s'il y a présence ou non de désordres. Ce travail de terrain permettra d'aller vers la validation d'une telle méthode de réalisation et d'interprétation d'une carte de susceptibilité si nous relevons des désordres, et de proposer des moyens de nuancer et de réajuster la méthode s'il n'y en avait pas.

Cette méthode de travail sur la susceptibilité mériterait d'être testée sur d'autres secteurs et nécessite l'appui d'éléments complémentaires qui permettraient de parfaire davantage les résultats :

- un inventaire véritablement exhaustif des formes et phénomènes karstiques grâce à une couverture LiDAR : le terrain ne permet pas de recenser de manière totalement exhaustive toutes les formes et phénomènes karstiques sur un espace comme celui-ci. De plus, malgré un œil d'expert habitué, il est possible de passer à côté de certaines formes très discrètes que la technologie LiDAR aurait relevées ;
- l'imagerie LiDAR aurait pu permettre d'affiner les données topographiques : la pente a été obtenue grâce à la RGEalti2 au pas de 5 m de l'IGN : la précision n'est donc pas la plus fine, les zones de pente auraient pu être mieux définies, les calculs plus précis et le zonage plus détaillé ;
- des cartes géologiques fiables du secteur auraient pu permettre de redessiner de manière plus exacte, la bande de karst de contact lithostratigraphique, qui, ici, a été réalisée en certains endroits par déduction ;
- aussi, une quantification précise des épaisseurs de la couverture en tout endroit du terrain semble être fondamentale pour ajuster la carte de susceptibilité.

Par conséquent, pour une cartographie pertinente du risque d'affaissement et d'effondrement karstique de notre secteur d'étude, une révision de la cartographie des feuilles de Saint-Dizier (partie orientale) et de Bar-le-Duc (partie occidentale) s'impose. La carte structurale de J. Le Roux en constitue la première étape. Celle-ci doit être complétée par une cartographie sur le terrain des formations du substratum qui sont marquées par de fréquentes variations de faciès et d'épaisseur.

8.4 La gestion du risque karstique en France

En 2017, le BRGM évaluait, à l'échelle du territoire national, à 500 000 le nombre de cavités souterraines, naturelles ou anthropiques, dont seulement 10 % bénéficieraient d'une réelle connaissance à ce jour (BRGM, 2017).

Certes, l'évolution lente de certaines formes souterraines, et leur présence fréquente sous un couvert forestier ou en zone rurale, participe à leur faible médiatisation. Pour autant, les mouvements de terrain liés à des cavités souterraines induisent régulièrement des conséquences humaines et socio-économiques considérables, surtout en milieu urbain. Ainsi, un recensement mené entre 1778 et 1998 sur le territoire français a mis au jour l'existence de 135 victimes liés à ces effondrements sur le territoire métropolitain (Ministère de la Transition écologique et solidaire, d'après BRGM, 2017, site officiel). Durant

le seul hiver 2000-2001, ils ont occasionné des dommages à 300 constructions en Picardie (Ministère de la Transition écologique et solidaire d'après BRGM, 2017, site officiel) et fin mai 2016, suite à de fortes précipitations, une centaine d'effondrements ont eu lieu en quelques semaines dans le Loiret. L'importance des conséquences potentielles et les coûts très élevés de ces dommages justifient d'en développer l'étude afin de tenter de s'en prémunir.

L'étendue des territoires concernés par les cavités et l'intensité du risque associé ont imposé la prise en compte des contraintes karstiques dans les schémas d'aménagement du territoire, conformément à la politique de prévention des risques naturels mise en place en 1981. Des communes se voient ainsi contraintes dans leur croissance, tandis que s'impose la nécessité de mieux comprendre le fonctionnement du karst, afin d'anticiper l'évolution des zones urbaines affectées comme à Ancerville ou Savonnières-en-Perthois, dans le Barrois.

8.4.1 De la cartographie du risque affaissement-effondrement à l'élaboration d'un Plan Cavités

En France, les phénomènes karstiques font partie intégrante des mouvements de terrain et apparaissent souvent sur les mêmes cartes que les chutes, glissements et coulées, comme sur les cartes ZERMOS (cartes des zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol), cartes géotechniques au 1/25 000, éditées à partir de 1972, et symbolisés par des croix (+ + + ; Flageollet, 1989). Ils apparaissent également sur les Plans d'Exposition aux Risques (PER) mis en place à partir de 1982, ou sur les Plans de Prévention des risques (PPR), annexés au PLU (Plan Local d'Urbanisme), notamment sur les Plans de Prévention des Risques Naturels (PPRN) créés en 1995. Le PPR est doté de quatre documents graphiques : (i) une carte informative où sont localisés les phénomènes, (ii) une carte d'aléa (iii), une carte des enjeux et (iv) le zonage réglementaire qui cartographie par graduation de couleurs les zones d'exposition aux risques.

Par exemple, le plan de zonage réglementaire de Savonnières-en-Perthois, village sous lequel existent de nombreuses anciennes carrières souterraines (et du karst), présente des zones inconstructibles en rouge en raison du risque d'effondrement (figures 8.10 et 8.11).

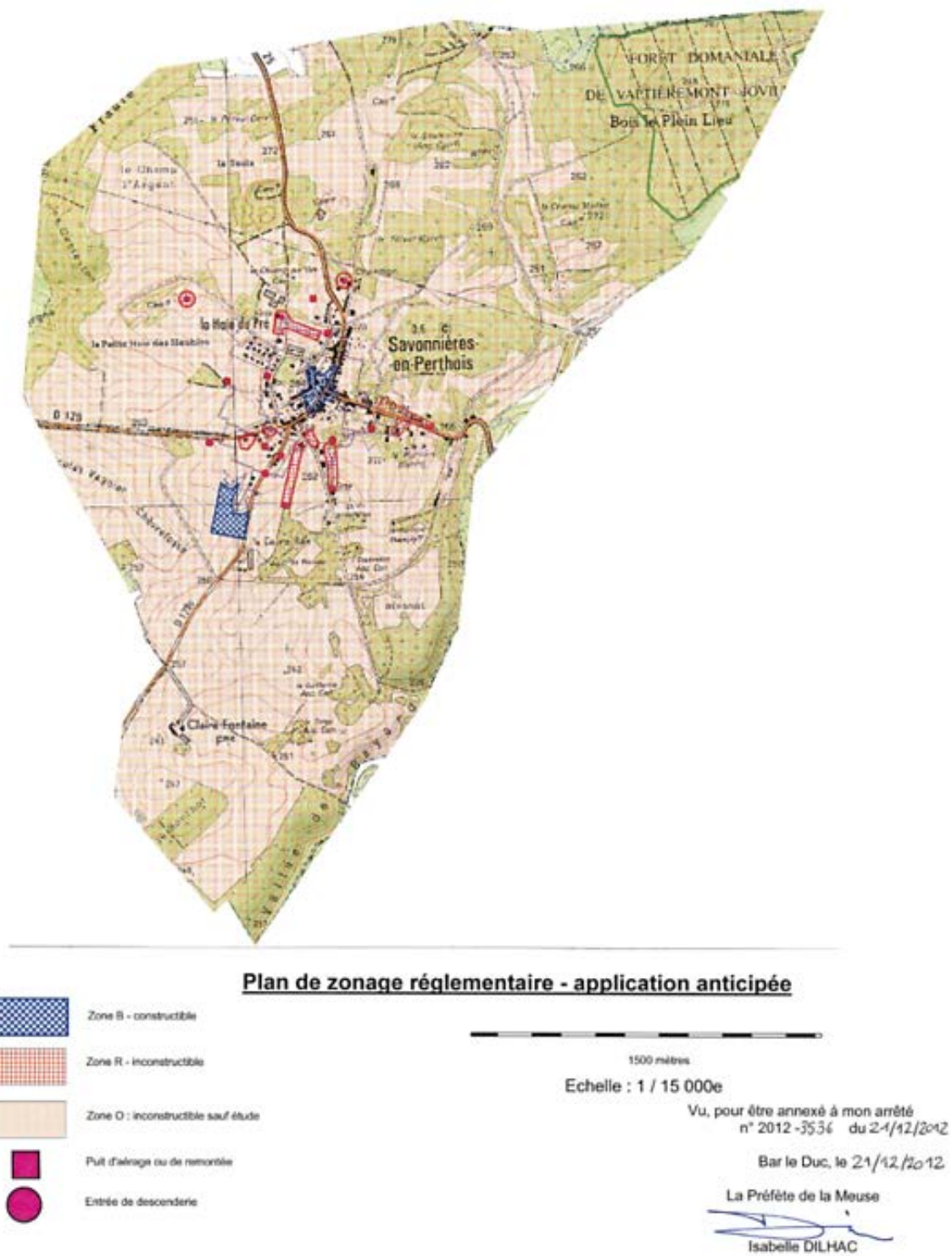
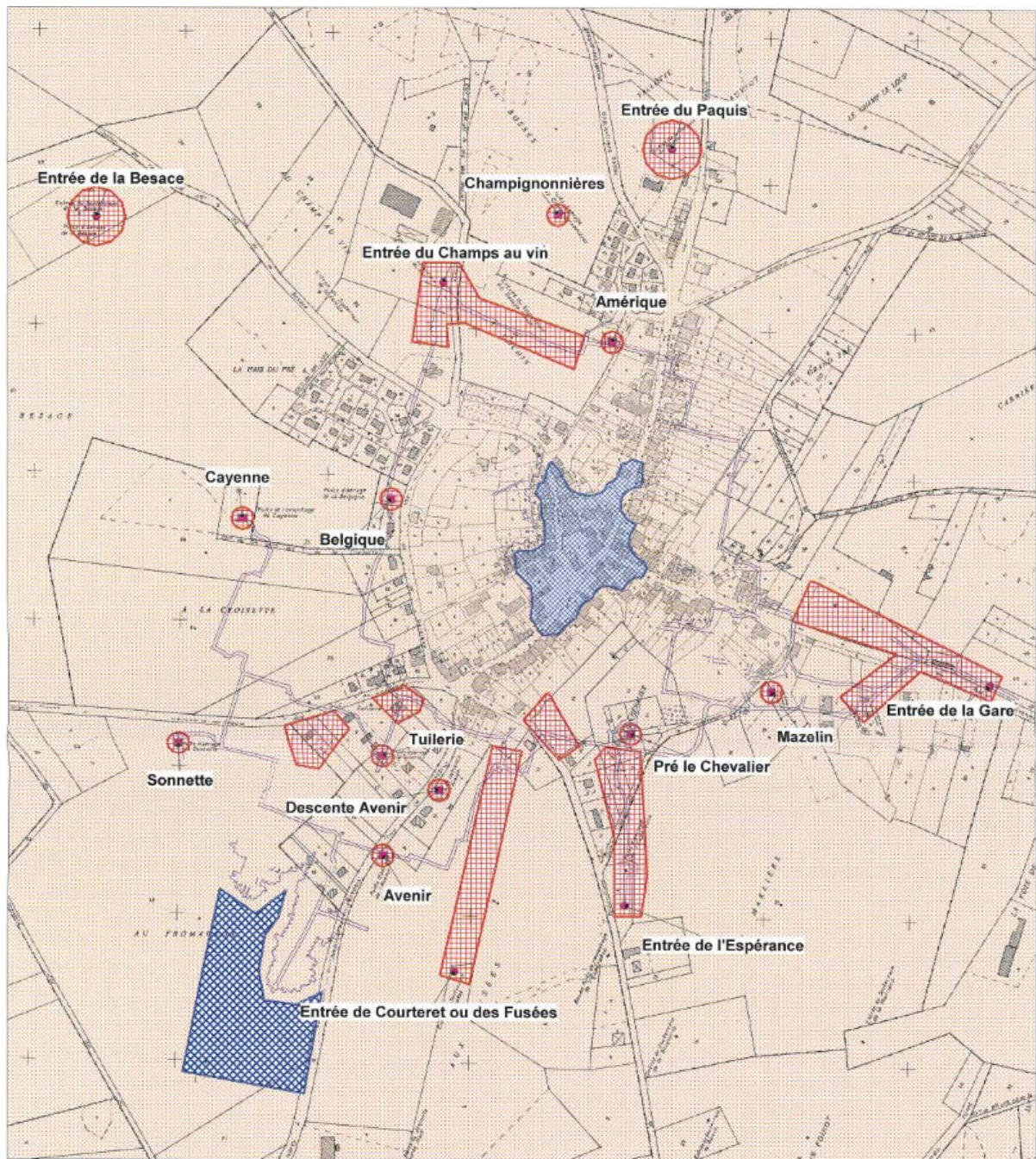
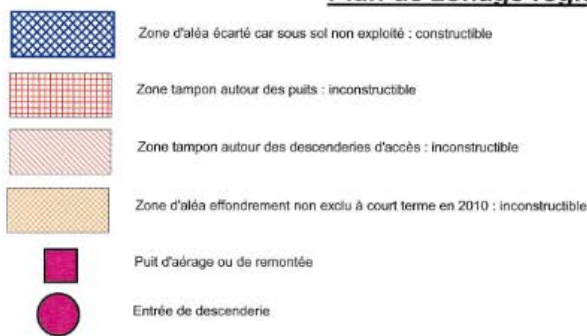


FIGURE 8.10 – Zonage réglementaire du PPRN de Savonnières-en-Perthois (55) au 1/15 000 (Préfecture de la Meuse, 2012)



Plan de zonage réglementaire - application anticipée



Echelle : 1 / 5 000e

Vu, pour être annexé à mon arrêté
n° 2012-3536 du 21/12/2012

Bar le Duc, le 21/12/2012

La Préfète de la Meuse

Isabelle DILHAC
Isabelle DILHAC

FIGURE 8.11 – Zonage réglementaire du PPRN de Savonnières-en-Perthois (55) au 1/5 000 (Préfecture de la Meuse, 2012)

Pour conforter la connaissance des risques et faire avancer les PPRN concernant les mouvements de terrain *sensu lato*, depuis 2005 le BRGM a entrepris, à la demande du Ministère de la Protection de la nature et de l'environnement (jusqu'en 2007, actuel Ministère de la Transition écologique), des inventaires départementaux des mouvements de terrain incluant les cavités karstiques.

Concernant les risques liés aux cavités naturelles et anthropiques (hors mines), un inventaire exhaustif national a débuté dès 2001¹ (BD Cavités), et a été généralisé à tous les départements français. À l'initiative du Ministère de la Protection de la nature et de l'environnement, c'est le BRGM qui est chargé de ces travaux et sous l'impulsion de la Loi Bachelot du 30 juillet 2003 relative à la prévention des risques technologiques et naturels et à la réparation des dommages qui indique que « *toute personne qui a connaissance de la présence d'une cavité souterraine ou d'une marnière dont l'effondrement est susceptible de porter atteinte aux personnes ou aux biens, ou d'un indice susceptible de révéler cette existence, en informe le Maire* ».

D'après le Ministère de la Transition écologique et solidaire, les différents types de mouvements de terrain provoquent dans le monde, en moyenne, entre 800 et 1000 décès. En France, chaque année, cet aléa concerne 7000 communes en France.

La prise en compte du risque aboutit à une cartographie des zones exposées aux risques à différentes échelles.

En France, la carte géologique au 1/50 000, les cartes géomorphologiques et surtout les cartes géotechniques comme les cartes ZERMOS au 1/25 000, éditées à partir de 1972, localisent les zones exposées aux aléas mouvements de terrain (*sensu lato* comprenant les affaissements et effondrements) et définissent trois catégories de zones : zones stables, colorées en vert, zones colorées en orange présentant des facteurs défavorables avec des indices de mouvements anciens ou des incertitudes sur les facteurs de stabilité, et, zones colorées en rouge, présentant des facteurs d'instabilité très favorables, incluant des secteurs soumis à des mouvements actifs (Flageollet, 1989).

8.4.1.1 Vers une méthode ciblée et organisée : le risque effondrement de cavités

En 2013, le Ministère de l'Écologie, du développement durable et de l'énergie (jusqu'en 2016, actuel Ministère de la Transition écologique) met en place le « Plan National Cavité » ou plan national pour la prévention des risques d'effondrements de cavités souterraines

1. Avec le soutien du Ministère de l'Écologie, du Ministère de l'Éducation nationale, de l'enseignement supérieur et de la recherche, en collaboration avec l'IFSTTAR, la Fédération Française de Spéléologie, et l'INERIS

dont la coordination sera confiée au BRGM. Le but de ce plan est de faire évoluer la connaissance et la problématique karst, pour aider les collectivités dans la prise en charge des cavités avec une volonté de clarifier la gestion du risque et des responsabilités des différents acteurs.

Dernièrement, les réflexions suite à la réalisation du Plan Cavités de concevoir l’outil Programme d’Actions de Prévention du RIsque lié aux CAVités (PAPRICA) qui « *permet [aux communes] de définir une démarche de prévention et de sécurisation du territoire face au risque d’effondrement de cavités en bénéficiant de l’appui de l’État* »².

Plus récemment encore, des projets communs européens aboutissent comme le projet RISSC³ Gestion des risques liés à la présence de cavités souterraines en Wallonie et Hauts-de-France en 2018. L’histoire du sous-sol de ces deux territoires étant commune, les politiques publiques de prévention et gestion du risque des deux pays ont le même objectif mais en mettant en œuvre des outils différents afin de se perfectionner de part et d’autre de la frontière : caractériser les risques, réduire, voire contrer le risque par le biais de solutions locales adaptées et enfin, apporter un soutien technique grâce à un pôle transfrontalier de connaissance et d’expertise pour venir en appui aux acteurs locaux.

8.4.1.2 Un risque invisible qui nécessite connaissance, information et diffusion plus adaptée

La mémoire du risque karstique s’avère délicate à mobiliser. Il s’agit surtout d’une mémoire locale dont la médiatisation demeure limitée.

Les événements recensés restent moins impressionnants que d’autres phénomènes naturels médiatisés, à l’image des mouvements de terrain de Séchilienne (13 avril 1985) des grandes crues de la Seine (1910 et 2016) ou des ouragans Irma et Maria (2017)... Au regard de ceux provoqués par ces derniers, les dégâts matériels occasionnés apparaissent plutôt légers, même s’ils entraînent véhicules, bâtiments et autres installations humaines dans leur chute. Le caractère très localisé, dans des communes majoritairement rurales, ne justifie dès lors qu’une médiatisation limitée aux éditions locales des quotidiens régionaux.

Pour autant, les effondrements sont récurrents, et l’aspect évolutif du karst rend son approche plus difficile. Qui plus est, de nombreux gouffres et dolines se forment régulièrement et de plus en plus ces dernières années au rythme des successions de sécheresses et de fortes précipitations (*observations locales*). Il est donc nécessaire d’adapter les outils d’analyse et de permettre à la cartographie d’évoluer au même temps que le karst.

2. Ministère de la Transition écologique et solidaire, JO Sénat du 08/02/2018 - page 563

3. Projet réalisé dans le programme Interreg France-Wallonie-Vlaanderen (FWVL) avec le soutien du Fonds européen de développement régional (FEDER)

De nombreux usagers des terrains karstiques (forestiers, promeneurs, agents ONF, spéléologues...), les mêmes qui ont été de précieux informateurs tout au long de ce travail de recherche) qui vivent au quotidien sur ou à proximité des espaces karstifiés sont en mesure d'informer sur l'apparition, le recul ou l'aggravation d'un phénomène karstique et donc d'alimenter une base de données en ligne reliée ensuite à une carte numérique, s'il en existait une officiellement, à mesure qu'arrivent les événements.

Le projet IKARE tend vers cette démarche (voir chapitre 2) bien que n'étant pas un outil officiel.

8.4.2 La prise en compte du risque affaissement-effondrement karstique : une question d'échelle ?

Sur le territoire étudié, la confrontation des cartes réalisées dans cette recherche, avec celles du site Infoterre et des rapports du BRGM réalisés à Ancerville et à Chancenay apporte un certain nombre d'enseignements (Closset *et al.*, 2003 ; Cartannaz *et al.*, 2016).

Sur le site Infoterre du BRGM, les cavités souterraines sont cartographiées par défaut et ne sont représentées que par un seul figuré sous le terme cavité naturelle (triangle jaune). Il est à noter que le terme « cavités souterraines naturelles » recouvre (comme sur tout le territoire français) surtout des phénomènes exokarstiques, y compris des dolines de soutirage qui ne sont pas distinguées des dolines d'effondrement. En outre, les phénomènes karstiques ne sont pas hiérarchisés et ne font pas apparaître nécessairement tous les phénomènes karstiques (dolines, gouffres les plus volumineux). Une cartographie précise de l'aléa effondrement karstique sur le site Infoterre et la couche « cavités souterraines » supposerait de discriminer les phénomènes majeurs, de privilégier les phénomènes liés à un effondrement, de cartographier l'aléa avec un code couleur comme dans le cas de la « couche retrait-gonflement des argiles ». Cet objectif semble utopique à court terme, dans la mesure où toutes les zones karstiques devraient bénéficier d'une cartographie aussi précise que celle réalisée dans la Forêt de Trois-Fontaines.

Sur le territoire étudié, 2 études ponctuelles sur des territoires communaux soumis fréquemment à des affaissements et effondrements ont été réalisées par le BRGM à Ancerville (Meuse) (Cartannaz *et al.*, 2016) et à Chancenay (Haute-Marne) (Closset *et al.*, 2003 ; Jacob, 2012).

Les cartes de susceptibilité (figure 8.12) et d'aléa (figure 8.13) réalisées à une échelle de 1/10 000 ont été réalisées non seulement à partir de données de terrain et d'images LiDAR, mais également à partir de nombreuses mesures de fracturation (obtenues sur des surfaces étendues d'affleurement des Calcaires du Barrois) et microgravimétriques.



FIGURE 8.12 – Carte de la susceptibilité pour la commune d’Ancerville. Le périmètre bleu concerne le secteur de l’étude relative au rapport BRGM dont est issue cette carte (Cartannaz *et al.*, 2016 ; modifiée)

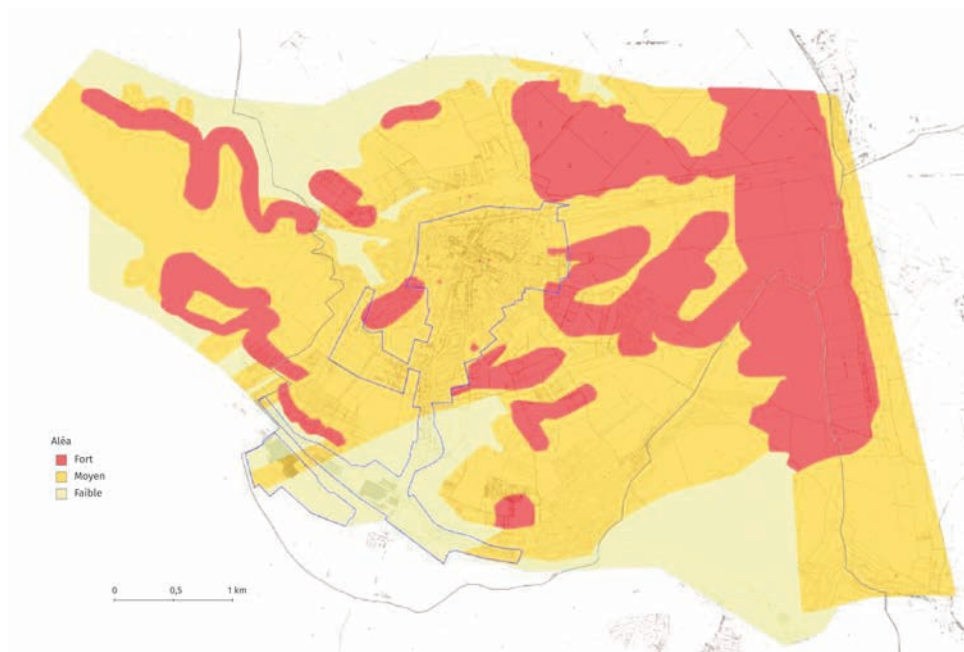


FIGURE 8.13 – Cartographie de l’aléa lié à l’effondrement de cavités souterraines karstiques pour la commune d’Ancerville (Cartannaz *et al.*, 2016 ; modifiée)

Les moyens mis en œuvre permettent d'obtenir des cartes relativement précises, qui présentent 4 classes pour la susceptibilité, et 3 niveaux pour l'aléa. Leur relative complexité est due en grande partie aux failles multiples mises en évidence. Toutefois, ces types de cartes ne peuvent être que ponctuelles, d'une part, parce que seules les zones urbanisées représentent des risques d'affaissement et d'effondrement réels, d'autre part parce que le coût de ces cartes ne permet pas une cartographie à une telle échelle d'une zone karstifiée plus vaste. En outre, la présentation à une échelle plus petite de résultats obtenus à Ancerville implique une simplification des contours des niveaux d'aléas.

Concernant le territoire communal de Chancenay, il est à noter que l'aléa effondrement situé dans le village est dû à des cavités souterraines anthropiques, tandis que l'aléa effondrement karstique se localise dans la forêt située plus à l'ouest.

La connaissance et la limitation du risque karstique sont indissociables d'une prise de conscience à l'échelle locale, ce qu'effectuent les panneaux d'information et les barrières de protection des gouffres les plus dangereux (photos 8.1 et 8.2), évitant certaines pratiques potentiellement dangereuses. En effet, les dolines sont trop souvent recouvertes de branchages ou servent de dépotoirs, quand elles ne sont pas des tremplins pour VTT.



Photo 8.1 – Panneau d'information sur la présence et la dangerosité des gouffres situé à l'entrée de la forêt de Beurey-sur-Saulx (cliché : Bensaadi, 2020)



Photo 8.2 – Signalisation d'un gouffre dans le cadre de la protection des personnes d'une part et du sentier karstique de Trois-Fontaines d'autre part (cliché : Bensaadi, 2018)

8.5 La gestion du risque karstique dans le monde : l'exemple de la Floride et de la Wallonie

Une comparaison entre la gestion du risque karstique en France et tous les états du monde dépasse largement le cadre de cette thèse et mériterait une étude. Dans ce paragraphe, nous tenterons de souligner les similitudes et les différences entre 2 territoires qui sont concernés par l'aléa et le risque d'effondrements karstiques : la Wallonie et la Floride.

8.5.1 La gestion du risque karstique en Wallonie

8.5.1.1 Contexte géologique

En superficie, les roches carbonatées représentent environ 4500 km² en région wallonne, soit près de 30 % du territoire (figure 8.14).

Les roches les plus karstifiées se localisent sur une bande O/NE et concernent principalement les Calcaires du Dévonien moyen (calcaires et schistes du Couvinien (Eifélien) ; Bultynck *et al.*, 1991) d'environ 380 m d'épaisseur, et supérieur (schistes et calcaires argileux du Famennien ; Thorez *et al.*, 2006) et les calcaires du Carbonifère notamment le Tournaisien (de la région de Tournai) qui comporte sur toute son épaisseur des calcaires et des schistes et vers son toit, des calcaires et de la dolomie (Poty *et al.*, 2011).

Lorsqu'ils sont sous couverture, les calcaires dévoniens et carbonifères peuvent être recouverts d'une couverture constituée de marnes crétacées (*Vert Galand*), de sédiments sableux et argileux tertiaires du Paléocène d'environ 40 m (l'*Argile de Louvil* ou *Membre de Louvil*) et de l'Éocène (l'*Argile d'Orchies* ou le *Membre d'Orchies* et sables à *Nummulites*) de 40 m environ (Steurbaut, 2006) et d'alluvions quaternaires anciennes composées de sables grossiers et de limons bruns (Pléistocène supérieur) allant jusqu'à 10 m d'épaisseur et modernes composées de limons argilo-sableux holocènes allant jusqu'à 10 m d'épaisseur également (Tavernier et De Moor, 1974).

Les calcaires du Lias (Sinémurien), au sud, composés de calcaires gréseux de plus de 70 m de puissance, sont également bien karstifiés (Guérin-Franiatte *et al.*, 1991).

D'autres terrains occupant moins de superficie ou moins karstifiés sont à mentionner :

1. le poudingue du Permien, appelé ici le Poudingue de Malmédy est composé de trois assises d'environ 100 m de puissance, dont l'assise moyenne est caractérisée par l'abondance de galets calcaires agglomérés par un ciment calcaro-argileux (Ozer, 1979) ;

2. les calcaires du Bajocien inférieur au Bajocien supérieur sont composés principalement de la formation des Calcaires de Longwy (calcaires jaunes) (Maubeuge, 1955), d'environ 70 m de puissance ;
3. la Craie de Saint-Vaast (Cornet et Briart, 1870) du Crétacé supérieur (Coniacien à Santonien) d'environ 30 à 45 m de puissance à l'ouest et au nord.

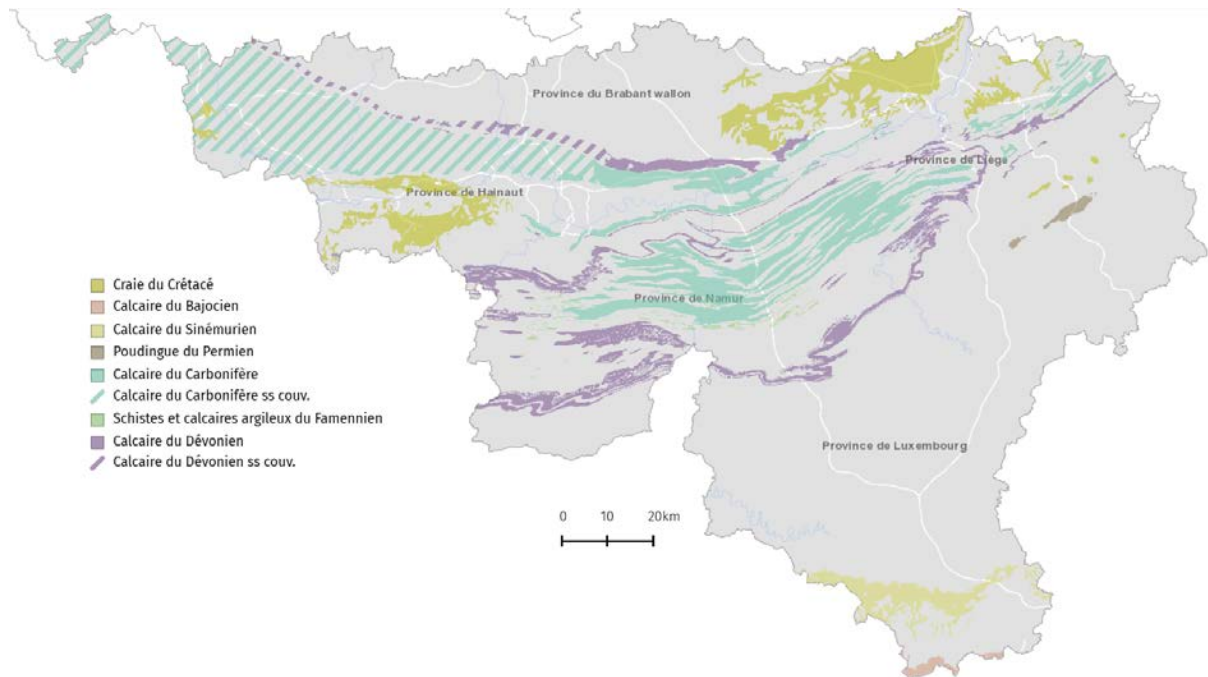


FIGURE 8.14 – Les roches carbonatées en Wallonie (d'après services géologiques de Wallonie, Commission Wallonne d'Etude et de Protection des Sites Souterrains (CWEPPSS) via WalOnMap, 2020)

8.5.1.2 L'atlas du karst wallon et les zones de contraintes karstiques

Le karst en Wallonie est le deuxième risque naturel derrière les inondations et près de 65 % des communes sont concernées par ce risque. C'est dans ce contexte, et avec des apparitions de désordres karstiques chaque année (ouvertures de gouffres, et de dolines ou découverte de celles-ci à l'occasion de travaux) que dans les années 1970, avec l'établissement des premiers plans de secteurs, la Wallonie a mesuré l'importance de la prise en compte de la spécificité des régions karstiques dans l'aménagement du territoire.

Dans un premier temps, c'est un inventaire préliminaire qui a été confié à la Commission Wallonne d'Étude et de Protection des Sites Souterrains (CWEPSS), puis c'est l'Atlas du karst wallon (figure 8.15) qui deviendra le document de référence pour l'aménagement des territoires karstiques, atlas réalisé par la CWEPSS avec la collaboration de l'Université de Liège (Laboratoire de Géomorphologie et de Télédétection) et de la Faculté Polytechnique de Mons (Service de Géologie Fondamentale et Appliquée).

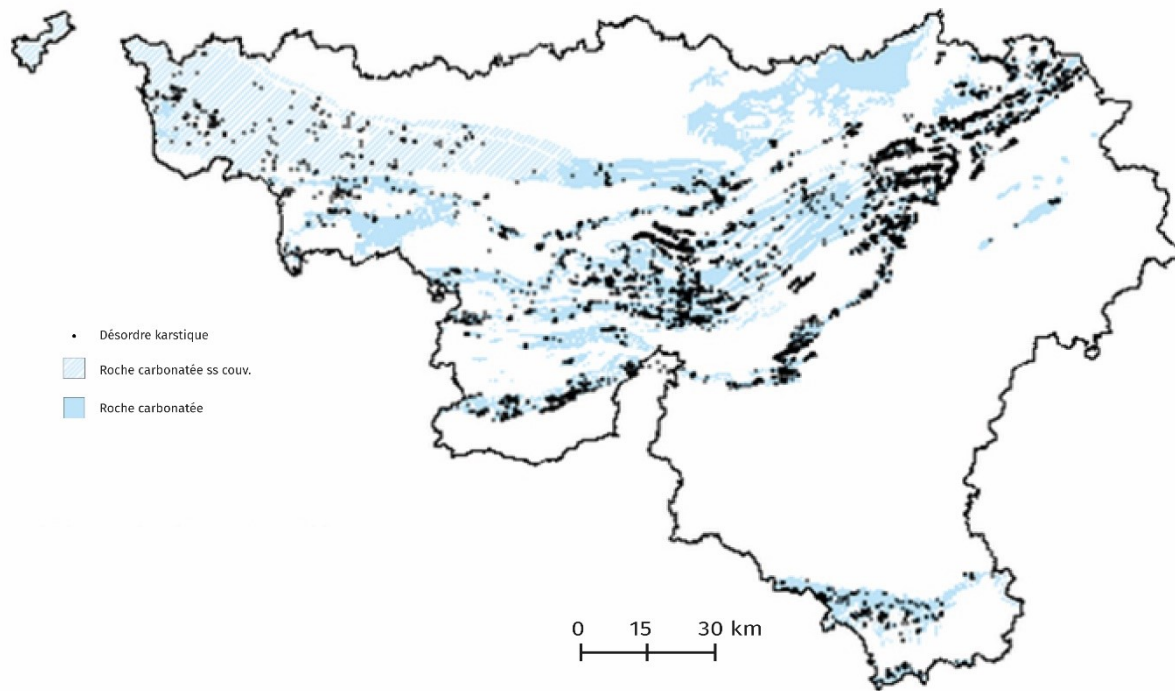


FIGURE 8.15 – Répartition des désordres karstiques selon l'Atlas du karst wallon (CWEPSS, 2018, modifiée)

Ce travail d'atlas du karst, appuyé par une bibliographie sélective et des études de terrain, ont permis d'aboutir à des zones dites « de contraintes », sur et à proximité des phénomènes karstiques.

Ces zones de contraintes sont établies et définies de fortes, modérées ou faibles par le croisement des facteurs que sont :

1. la présence de phénomènes karstiques ;
2. leur densité (dolines isolées ou « champs de dolines ») ;
3. leur vitesse de développement et leur activité (tendance naturelle au recul et creusement des dolines jusqu'à la limite couverture/calcaire) ;
4. le cadre géomorphologique (couverture et épaisseur de la couverture) ;
5. le substratum carbonaté dans lesquels ils s'établissent.

Donc, pour l'est et le centre de la Wallonie sur calcaires dévoniens et/ou carbonifères sous faible couverture, c'est essentiellement sur une somme de connaissances très fines des paramètres du territoire, discutée par les experts locaux, qu'ont été établis les périmètres de contraintes (figure 8.16).

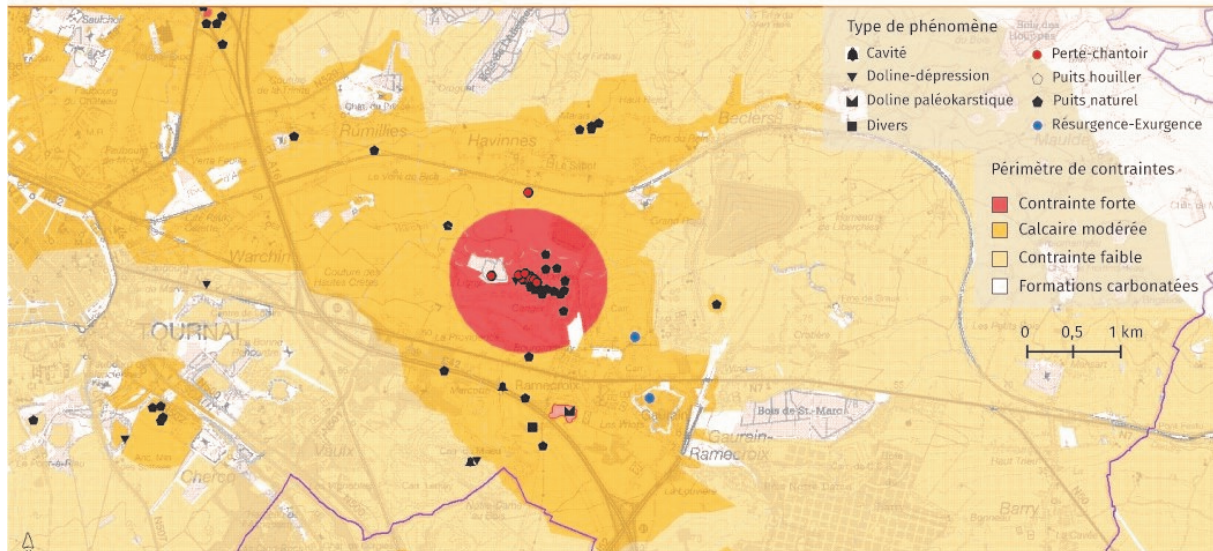


FIGURE 8.16 – Extrait de carte des zones de contraintes karstiques de la région de Tournai (Province du Hainaut) (extrait du portail SIG de la Direction Générale Opérationnelle Agriculture, Ressources naturelles et Environnement (DGARNE) du SPW, les thématiques du sous-sol wallon, 2020)

8.5.1.3 Cas particulier du Tournaisis

Dans le Tournaisis, à l'ouest du pays, dans la Province du Hainaut, les effondrements sont liés au dénoyage massif de la nappe aquifère des calcaires du Carbonifère, ce qui entraînait la réactivation de la karstification, la vidange de cavités endokarstiques (en temps normal ces cavités sont souvent fossilisées par des sédiments dont la matrice est soutenue, par la pression interstitielle de l'eau de la nappe), et à des effondrements en surface.

Les calcaires argilo-siliceux du Carbonifère, dont « *les joints de toutes natures, les fractures, les diaclases, la stratification et les failles confèrent [...] une bonne perméabilité* » (Bougard *et al.*, 2009), contiennent une importante nappe aquifère qui consiste en l'une des plus grandes ressources en eau de Belgique et du Nord de la France. Les circulations d'eau activent la dissolution des calcaires et donc l'élargissement des fissures et la karstification semble généralisée dans cette couche (Bougard *et al.*, 2009).

Une première méthode a été testée sur le Tournaisis qui consiste à croiser le dénoyage, la piézométrie étant particulièrement bien suivie un peu partout en Wallonie (en particulier à l'aplomb des aquifères essentiellement carbonifères, dévoniens et mésozoïques) et plus particulièrement dans le Tournaisis, et la densité des effondrements (Kaufmann, 2000).

La piézométrie et la densité des effondrements sont des informations fiables et essentielles pour l'estimation de l'aléa (figure 8.17).

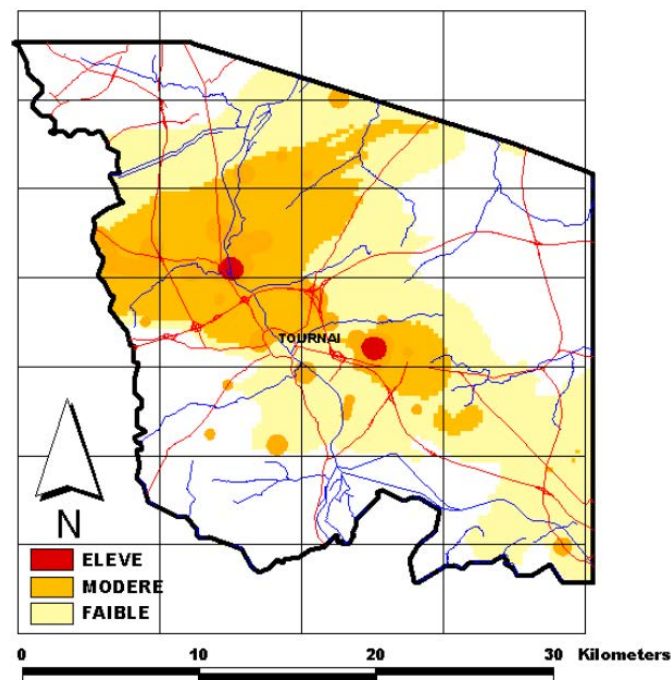


FIGURE 8.17 – Carte d'aléa établie sur le croisement de l'intensité de dénoyage de la nappe aquifère des calcaires du Carbonifère et de la densité des effondrements (Kaufmann, 2000)

Le zonage est constitué de telle manière que le degré d'aléa élevé concerne les secteurs où la densité d'effondrement est supérieure à 15 désordres/km², le degré d'aléa modéré concerne les zones où la densité de désordres est comprise entre 1 et 15 km² ou que le dénoyage est supérieur à 10 m et le degré faible concerne les zones où la densité de désordres est inférieure à 1 désordre/km² et où le dénoyage est supérieur à -5 m. En dehors de ces conditions, l'aléa est considéré comme négligeable (Kaufmann, 2000).

Afin de compléter les données et d'estimer la probabilité d'occurrence des effondrements, Kaufmann (2000), dans sa thèse, s'est appuyé sur la *méthode de pondération des indices (weight of evidence)* qui prend en compte également le cadre géologique. L'inventaire des effondrements est donc confronté aux différents critères entrant dans la susceptibilité à l'effondrement.

Les éléments testés concernent l'extension des formations imperméables de la couverture (*Membre de Louvil, Membre d'Orchies et formations du Vert Galand*), le dénoyage des calcaires, ainsi que la lithostratigraphie des calcaires (figure 8.18).

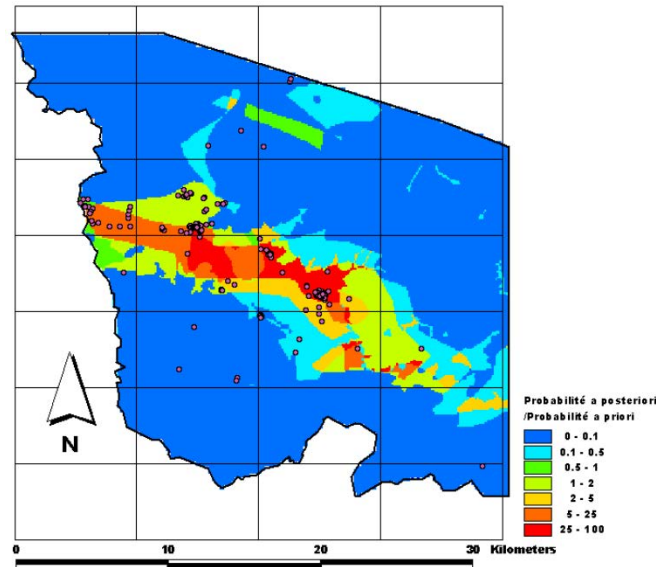


FIGURE 8.18 – Résultat de l'approche par la méthode de pondération des indices (Kaufmann, 2000)

La deuxième approche semble offrir un résultat plus fin car elle « *cerne de plus près les zones sensibles* » (Kaufmann, 2000), et par conséquent, les zones sensibles sont définies avec plus de précision. En revanche, la méthode semble moins performante dans les zones où il y a peu de désordres. C'est là que la première approche plus qualitative vient en renfort, et pour cela, Kaufmann combine ces deux cartes afin d'aboutir à une carte d'aléa effondrement (figure 8.19).

La Wallonie dispose depuis 2013 d'une couverture LiDAR de tout le territoire au détail de 1pt/m², ce qui permet déjà une bonne visibilité des désordres karstiques en complément des données visibles sur photographies aériennes. Néanmoins, une acquisition plus fine (4pts/m²) est en cours et sera disponible cet hiver 2020 (Van Dijck, communication personnelle).

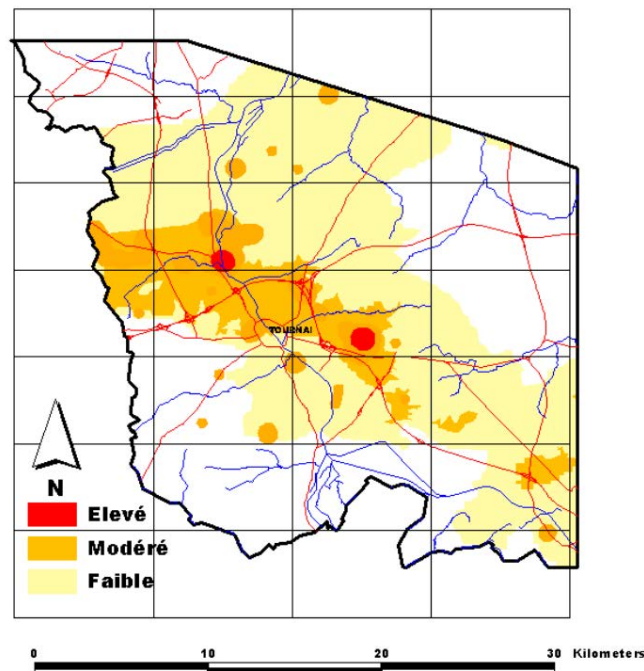


FIGURE 8.19 – Carte d'aléa effondrement pour le Tournaisis obtenue par le croisement de la carte « qualitative » et de la carte obtenue grâce à la méthode de pondération des indices (Kaufmann, 2000)

8.5.2 La gestion du risque karstique en Floride

8.5.2.1 Contexte géologique

Sous une couche de limons quaternaires, le sous-sol de la Floride est composé de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur d'alternances de calcaires, de dolomies et de calcaires crayeux, intercalés de sables et d'argiles, et qui emprisonnent des aquifères (tableau 8.10) (Montané, 2001; Wilson et Beck, 1992; Duerr et Wolansky pour Florida Geological Survey, 1986; Sinclair et Stewart, 1985).

<u>System</u>	<u>Series</u>	<u>Thickness (m)</u>	<u>Strat Unit</u>	<u>Lithology</u>	<u>Hydrogeology Unit</u>
Quaternary	Pleistocene to Recent	0 – 20	Undifferentiated deposits	Fine to med sand w/shell and clay	Surficial Aquifer
Tertiary	Pliocene	20 – 40	Caloosahatchee Formation	Undifferentiated limestone w/shell and clay layers	Confining Bed
	Miocene	40 – 100	Hawthorn Group	Phosphatic Limestone w/dolomite, silty sand and clay	Intermediate Aquifer
	Oligocene	100 – 110	Suwannee Formation	Fossiliferous, sandy limestone	Confining Bed
	Eocene	110 – 170	Ocala Group	Chalky limestone w/ fossils and dolomite	Floridan Aquifer System (Upper Floridan)
		170 – 320	Avon Park Limestone	Limestone w/crystalline dolomite	Middle Confining Unit
		320 – ?	Lake City Limestone	Limestone w/ crystalline dolomite layers and quartz	(Lower Floridan)

TABLEAU 8.10 – Unités géologiques et hydrogéologiques simplifiées du centre de la Floride (Montané, 2001 d'après Wilson et Beck, 1992 ; Duerr et Wolansky pour Florida Geological Survey, 1986 ; Sinclair et Stewart, 1985)

Le karst de Floride est un karst sous couverture (*mantled karst*) plus ou moins épaisse, les unités carbonatées ne sont donc pas ou peu exposées à la surface, mais la topographie bosselée par les dolines et les nombreux lacs résultants d'affaissements et d'effondrements témoignent de la nature hautement karstifiable des terrains.

Au cours de la période géologique récente, les fluctuations du niveau de la mer ont alternativement inondé et exposé la plate-forme carbonatée de Floride, altérant et dissol-

vant les roches. Durant les périodes glaciaires, une proportion importante d'eau était gelée dans les glaces polaires et les glaciers continentaux, ce qui a fait baisser le niveau de la mer le long de la péninsule de Floride de 85 à 100 mètres, il y a environ 18 000 ans. L'abaissement du niveau de la mer s'est accompagné d'une baisse du niveau des eaux souterraines (Watts et Stuiver, 1980 ; Watts et Hansen, 1988), ce qui a accéléré le développement du karst.

Par la suite, avec la fonte des glaces, le niveau de la mer et des eaux souterraines a augmenté et de nombreuses formes karstiques ont été submergées. Les « *blue holes* » (trous bleus) des Bahamas, les cénotes du Yucatan, les sources de Floride et les nombreuses cavités souterraines remplies d'eau sont autant d'exemples de ces caractéristiques inondées. De nombreux lacs et étangs du centre-ouest de la Floride se sont développés sous forme de matériaux de couverture déposés dans des cavités du calcaire sous-jacent.

Dans la partie nord de la Floride, la couverture sédimentaire composée principalement de sables de sédiments est très perméable. De fait, l'eau s'infiltré très rapidement, ce qui engendre le développement de puits, de gouffres et de dolines.

Dans la partie sud de la péninsule de la Floride, les matériaux de couverture deviennent plus épais (> 130 m, (*Florida Division of Emergency Management* (FDEM), 2017) et moins perméables. Les dolines y sont moins nombreuses et sont de deux types : affaissement de la couverture lorsque celle-ci est composée principalement de sables, affaissements qui se développent à mesure que ceux-ci sont soutirés dans les cavités et conduits souterrains, et effondrements de la couverture, dans les secteurs où la couverture est constituée de sédiments plus cohésifs (figure 8.20).

8.5.2.2 Facteurs des effondrements en Floride

Les effondrements sont favorisés d'une part par les fluctuations de l'aquifère de Floride (entre 110 et 170 m de profondeur). Ce dernier se développe dans les calcaires crayeux, et s'étend sur 260 000 km². Il occupe toute la Floride, le sud-est de la Géorgie, le sud de l'Alabama et, dans une moindre mesure, le sud de la Caroline du Sud et le sud-est du Mississippi. Cet aquifère est la principale source d'eau douce pour près de 10 millions de personnes (United States Geological Survey (USGS), site officiel).

Les aquifères présents dans les roches du sous-sol sont soumises, en effet, à de grandes fluctuations. D'après l'USGS, en 2010, la cause directe d'un effondrement et du creusement de nombreuses dolines est liée au pompage intensif dans la nappe phréatique. Ainsi, durant l'hiver 2010, les arrosages intensifs (pour se prémunir des effets du gel sur les fraises) ont provoqué une baisse de 18 m du niveau de la nappe. D'ailleurs, les nappes étaient déjà largement fragilisées par une sécheresse de plusieurs années.

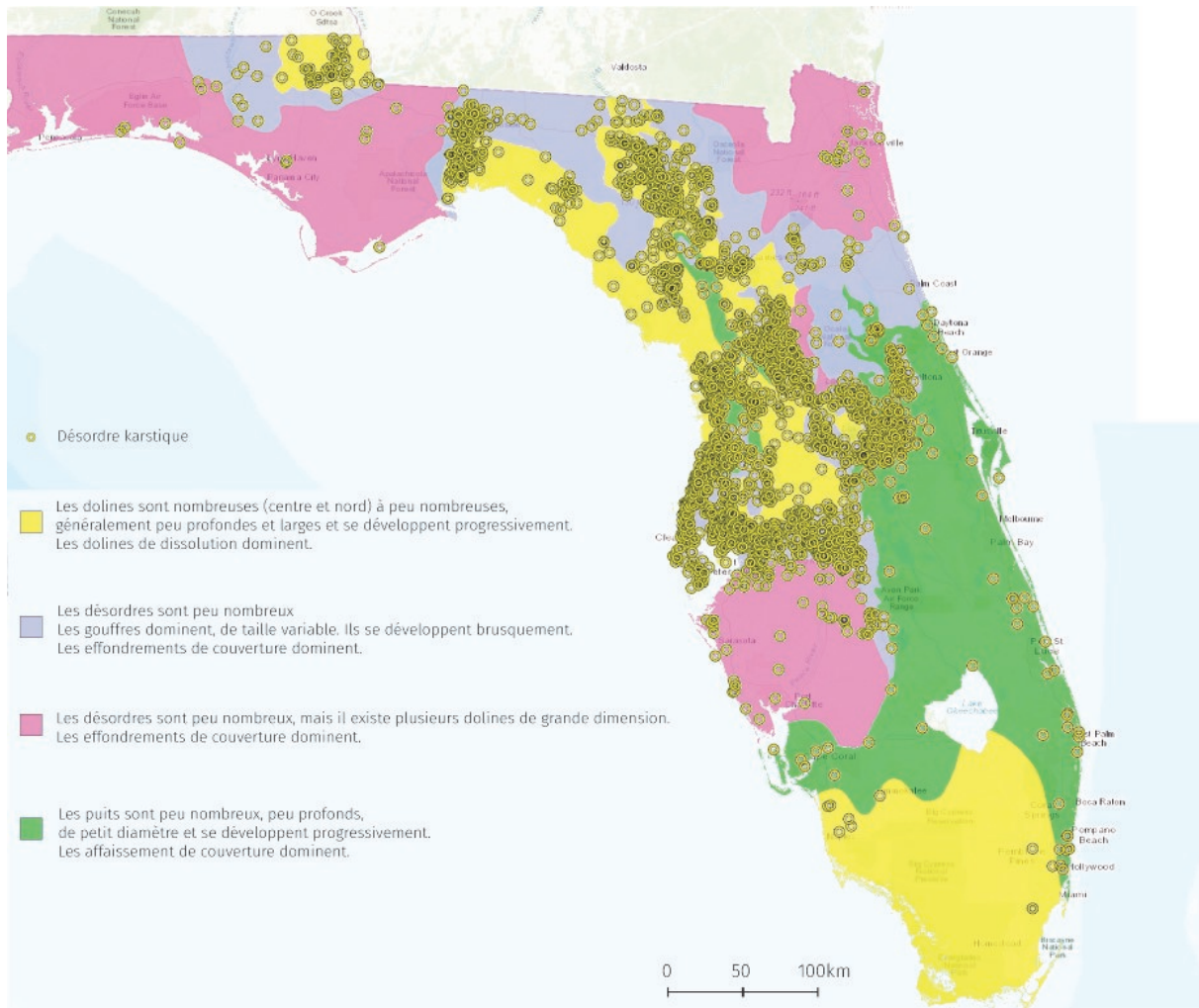


FIGURE 8.20 – Typologie des karsts et répartition des désordres karstiques en Floride. Cette carte interactive permet de renseigner sur le type de karst et informe sur les caractéristiques des désordres signalés. (d'après *Florida Department of Environmental Protection*, 2020)

Ainsi, la baisse du niveau piézométrique, qui maintenait les toits des cavités, a provoqué les effondrements. Des études ont montré que des facteurs anthropiques tels que le pompage des eaux souterraines et l'exploitation minière accélèrent le développement des gouffres et dolines (Wilson *et al.*, 1992).

À l'opposé, l'excès d'eau, provoqué par les tempêtes tropicales qui arrosent régulièrement les côtes américaines, favorise l'ouverture de dolines. Ce fut le cas notamment en 2012 lors de la tempête Debby durant laquelle il est tombé plus de 500 mm d'eau en moins de 24 h, ce qui a eu comme conséquence l'ouverture de 200 dolines et gouffres en Floride (USGS, site officiel).

8.5.2.3 La cartographie de susceptibilité à l'effondrement karstique en Floride

C'est dans ce contexte qu'en 2013, le *Florida Geological Survey* (FGS) a été mandaté, par le FDEM pour réaliser des cartes relatives à la « favorabilité » à la formation de gouffres en fonction de la dynamique naturelle de la géologie de la Floride (figure 8.21).

Ce projet, prévu sur 3 ans, a débuté avec une étude pilote dans trois comtés du nord de la Floride, Columbia, Hamilton et Suwannee (Kromhout et Baker, 2015), où diverses méthodes de modélisation et statistiques ont été testées afin d'élargir, à terme, ce dispositif à l'échelle de l'État. Comme dans le cadre des terrains test sélectionnés pour le Plan Cavités (Perrin *et al.*, 2014a), les trois comtés pilotes ont été choisis en premier lieu pour leur diversité géologique et topographique, de plus, ils ont connu les séries d'effondrements suite à la tempête tropicale Debby en 2012.

L'objectif de l'étude était, dans un premier temps, de mettre à jour les cartes de répartition des désordres karstiques utilisées par les gestionnaires des urgences de l'État pour ensuite aboutir à une carte de la susceptibilité aux désordres karstiques.

Les méthodes sont assez similaires en France et en Floride : le recensement des désordres karstiques, qui représente la première étape de l'étude, a été réalisé, d'abord, grâce à la télédétection (MNT via LiDAR) et à l'aide d'imagerie aérienne (photographie aérienne à haute et basse altitude) complété et confirmé ensuite par des travaux sur le terrain.

Pour atteindre cet objectif, le FGS a également utilisé la technique de modélisation statistique spatiale, « *weight of evidence* », appuyé par système d'information géographique (Bonham-Carter, 1994).

Les critères prépondérants utilisés dans leur cas sont : l'épaisseur de la couverture (connue grâce à quelques 4270 points de forage sur le territoire), la profondeur de la nappe phréatique (différence entre la surface de la nappe et le sommet des calcaires) et la répartition des désordres circulaires (dans le cadre de la lecture d'images – ici cartes topographiques au 1 :24 000 de l'USGS et LiDAR : exclusion des désordres plus linéaires qui pourraient avoir d'autres origines que le karst).

La carte présente de nombreux désordres dans des zones considérées comme étant de susceptibilité plus faible. Le FDEM suggère davantage un lien avec des zones peuplées qu'avec la géologie locale (notamment pour les désordres situés sur la côte dans la péninsule sud de la Floride).

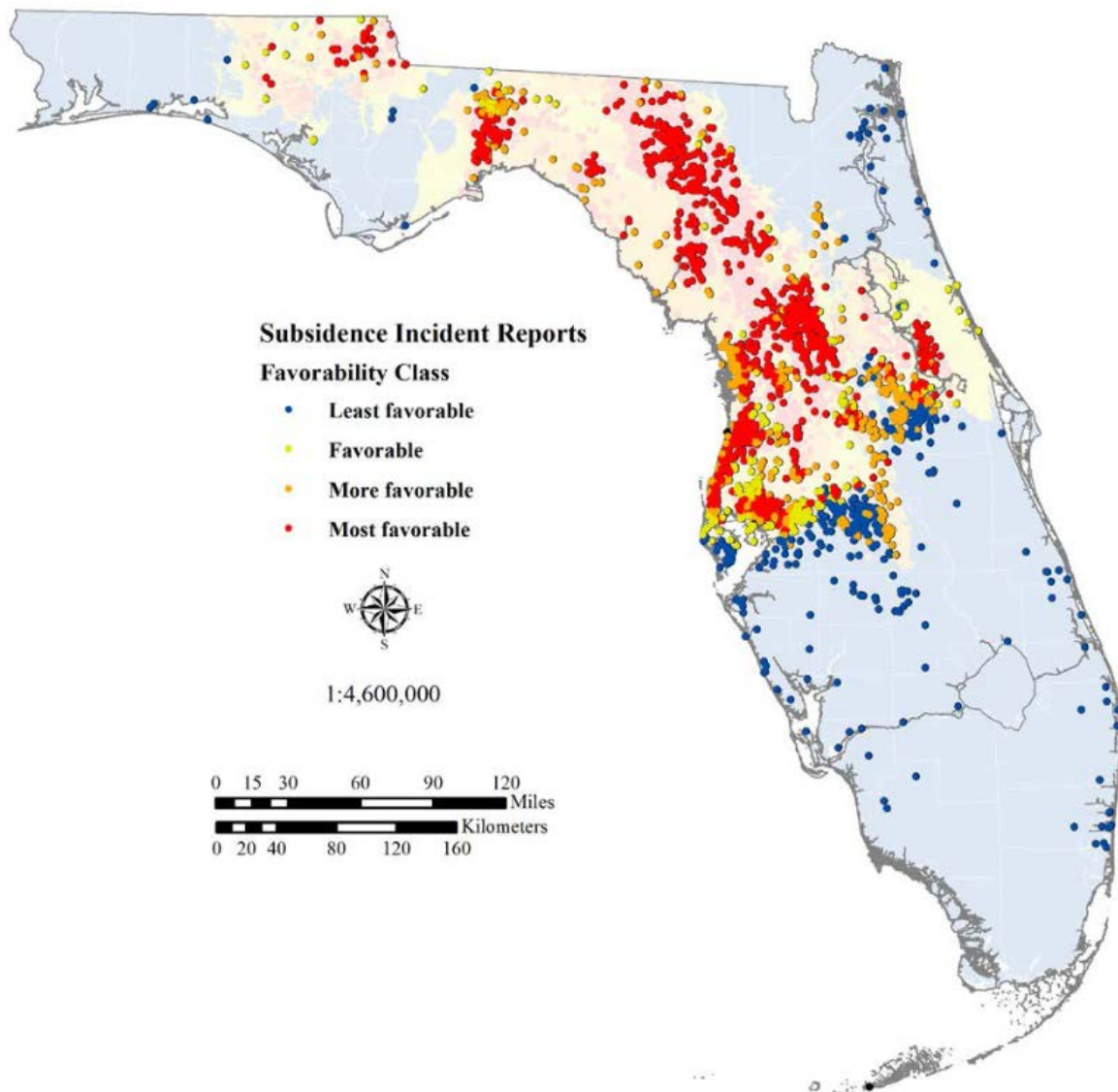


FIGURE 8.21 – Carte de la « favorabilité » aux désordres karstiques (FDEM, site officiel, date inconnue)

8.5.2.4 Des approches plus détaillées à l'échelle d'un comté

Plus récemment, et de manière indépendante, une étude sur les méthodes d'évaluation de la susceptibilité a été menée dans le comté de Marion, dans le centre-ouest de la Floride.

Deux approches ont été testées afin de cartographier la susceptibilité : l'approche *Analytical Hierarchy Process* (AHP) et l'approche *Logistic Regression* (LR).

À la manière de l'approche par la théorie du poids des évidences, l'AHP tient compte de différents critères qui semblent prépondérants dans l'apparition de dolines, critères qui seront pondérés selon leur importance : perméabilité du sol, distance aux réseaux

hydrologiques, distance aux mines actives, géologie de surface et distances aux dolines fermées (Subedi *et al.*, 2019). À cette échelle, l'activité humaine est prise en compte.

L'approche LR se base sur la présence des dolines et aussi sur la non présence de dolines. C'est donc la proximité d'une doline qui sera le facteur prédisposant le plus important pour la susceptibilité aux effondrements et affaissements karstiques. La spatia- lisation de ces deux paramètres seront ensuite confrontés aux critères connus (les mêmes que pour l'AHP), pour évaluer et classer par niveaux avant de cartographier des zones de susceptibilité (figure 8.22).

C'est donc l'échelle d'étude et surtout la disponibilité de données fiables qui guideront la précision et la pertinence des cartes de susceptibilité.

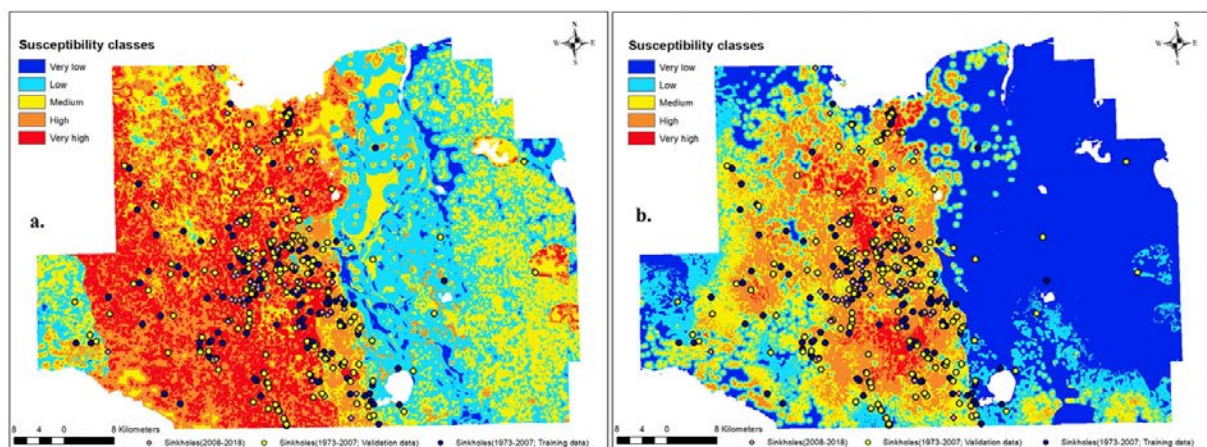


FIGURE 8.22 – Cartes de susceptibilité aux effondrements et affaissements basées sur l'approche AHP (à gauche) et LR (à droite) (Subedi *et al.*, 2019)

8.6 Conclusion partielle

À l'échelle de la France, d'un état des USA comme la Floride, ou d'une région européenne comme la Wallonie ou à une plus grande échelle comme le Barrois, le comté de Marion et le Tournaisis, le zonage de la susceptibilité des terrains aux effondrements karstiques passe en premier lieu par la réalisation d'un inventaire représentatif des désordres. Cette première étape, fondamentale à toute analyse, qui peut parfois s'avérer difficile, nécessite une connaissance fine du territoire et des critères entrant en jeu dans la karstification.

Les trois régions (Floride, Wallonie, Barrois) offrent une diversité de typologies de karsts (nu, sous couverture, de contact...), qui répondent tous à une grande quantité de désordres.

Dans les différentes études (Perrin *et al.*, 2014 ; Kaufmann, 2000 ; Subedi *et al.*, 2019) et dans ce mémoire, l'approche par le croisement de différents critères prépondérants dans la susceptibilité à l'effondrement (et donc par la WofE) semble fournir des résultats probants, peu importe le territoire en question, des critères tels que la typologie des karsts, la présence de cours d'eau, de failles, et de pente... Aussi, lorsque le karst est couvert ou tributaire d'une couverture pour se développer (karst de contact), la quantification de l'épaisseur de la couverture fournit un indice supplémentaire, utile à établir la susceptibilité d'effondrements.

L'histoire de la karstification du territoire étudié devrait être prise en compte également, car elle permet de définir le degré de karstification du massif calcaire ; la densité des vides dans les masses rocheuses sous-jacentes peut constituer un indice complémentaire pour la susceptibilité aux effondrements.

Un suivi piézométrique régulier, comme en Floride et en Wallonie, renseigne également sur la susceptibilité d'effondrement, mais cela nécessite une mise à jour régulière des cartes, ou des modélisations à plusieurs échelles selon des niveaux de variation du dénoyage des nappes.

Des outils tels que le LiDAR, semblent essentiels aujourd'hui pour mener à bien ces travaux car ils permettent de fournir un inventaire parfaitement exhaustif, et ce, quel que soit le type de terrain, de la donnée la plus importante : les désordres.

La grande différence entre les 3 régions étudiées tient principalement dans la durée de la prise en compte du risque karstique. Initiée dans les années 1970 en Wallonie, il faudra attendre les années 2010 pour que les états français et américains commencent à développer des études dédiées aux cavités naturelles. De fait, les Wallons disposent d'une connaissance particulièrement fine de leur karst et de ses processus. Les nouveaux outils (modélisation, LiDAR...) viennent donc en complément d'un demi-siècle de connaissances initiales.

Conclusion générale

La recherche effectuée dans le Barrois, entre Bar-le-Duc à l'est et Saint-Dizier à l'ouest, dans la région la plus karstifiée, située au contact entre les calcaires du Jurassique et la couverture crétacée, avait pour objectif de contribuer à une meilleure connaissance de l'aléa effondrement karstique. Cette recherche initiée à l'échelle nationale dans le cadre du Plan Cavités du BRGM a été réalisée dans plusieurs régions tests, dont le Barrois caractérisé par un karst actif de contact lithostratigraphique. Ce dernier est double, puisque la karstification affecte les Calcaires du Barrois (Tithonien - Jurassique) qui s'étendent sur tout le terrain d'étude, découpé en 16 secteurs, et les Calcaires à spatangues (Hauterivien - Crétacé), notamment sur les terrains les plus méridionaux étudiés (Belle Épine, Bois communal de L'Isle-en-Rigault, Ancerville, Sommelonne) et orientaux (Vau Vauthier).

Ce contact se révèle complexe en raison des variations de faciès affectant la couverture argilo-marneuse à sableuse exerçant le rôle de compresse humide et favorisant la karstification dans les calcaires sous-jacents, notamment à son contact : ainsi le binôme calcaire/couverture est constitué soit par les Calcaires du Barrois et les argiles du Valanginien, les Calcaires du Barrois et les sables argileux du Valanginien, ou les Calcaires du Barrois et les Argiles à huîtres du Barrémien inférieur ; soit par les Calcaires à spatangues et les Argiles à huîtres, soit par les Calcaires à spatangues recouvrant les Calcaires du Barrois et les Argiles à huîtres. La nature du contact peut varier sur une courte distance comme à Ancerville ou dans le secteur de Vau Vauthier.

Le travail de terrain qui s'est poursuivi pendant plusieurs années a permis de cartographier et de décrire près de 3000 désordres karstiques à partir de caractéristiques précises : profondeur, diamètre, pente principale, lithologie, indices d'activité, etc. Bien sûr, des données bibliographiques, émanant notamment des milieux spéléologiques et également grâce à la télédétection (photographies aériennes et imagerie LiDAR) sont venues compléter les données de terrain. Les images LiDAR se sont d'ailleurs révélées être un atout essentiel pour la lecture et la détection de désordres karstiques.

Toutefois, la connaissance de la totalité des formes exokarstiques est loin d'être exhaustive, d'une part, parce que le terrain trop vaste a imposé des limites, d'autre part,

parce que des bois privés ou des sous-bois impénétrables n'ont pu être prospectés, enfin parce que, justement, l'imagerie LiDAR ne couvre pas tout le secteur.

Les désordres karstiques de la zone d'étude cartographiés se présentent essentiellement sous la forme de liserés discontinus, notamment sous la forme de 2 grands liserés dans la Forêt de Trois-Fontaines (*s.l.*). Ces liserés sont de quatre types : (i) ils sont majoritairement sinueux et épousent les contours des vallons ; (ii) ils sont plus rarement rectilignes, lorsqu'ils se trouvent sur un escarpement de ligne de faille ; (iii) ils forment parfois des anneaux karstiques entourant un bourrelet argileux, ou dans un seul cas, aux sources de la Bruxenelle ; (iv) ils dominent une fenêtre hydrogéologique coïncidant avec une dépression dans les calcaires et une source abondante. Le liseré karstique est parfois double ou triple en raison du recul des pertes et des dolines vers l'amont, et participe au recul progressif de la couverture argileuse.

Les désordres karstiques sont constitués majoritairement par les dolines, les gouffres et les pertes. Les dolines constituent les formes les plus représentées avec près de 91 % de tous les éléments recensés. Les dolines appartiennent à quatre types : les dolines fermées qui sont majoritaires (84 %), les dolines-gouffres, les dolines-gouffres embryonnaires et les dolines-pertes.

Concernant les processus, ont été distinguées, d'une part, des dolines stables et actives (40 %), d'autre part, des dolines de soutirage et des dolines d'effondrement. Les premières sont les plus représentatives (82,5 %) du karst de contact lithostratigraphique du Barrois qui privilégie ce type de processus facilité par l'alimentation en eau induite par la couverture argilo-sableuse du Crétacé. Les dolines d'effondrement et les dolines combinées (où des processus de soutirage et d'effondrement ont été mis en évidence) sont moins nombreuses.

Les dolines d'effondrement ont généralement des formes en baquet, avec des versants verticaux ou proches de la verticale. Leur diamètre moyen d'environ 8 m et leur profondeur moyenne de 3,8 m masquent les fortes disparités, leur diamètre allant de l'échelle métrique à l'échelle pluridécamétrique. Dolines d'effondrement et combinées se situent surtout au sud-est du secteur d'étude.

Dans notre terrain de recherche, l'effondrement est conditionné par (i) l'existence de cavités dans les calcaires tithoniens ; (ii) la présence d'une épaisseur notable d'argiles et de sables valanginiens soutirés par le karst du Tithonien provoquant un vide sous les Calcaires à spatangues ; (iii) des Calcaires à spatangues suffisamment épais (plus de 4 à 5 m) et rigides pour céder en cas de vides sous-jacents ; (iv) les alternances de bancs calcaires, marneux et sableux hauteriviens favorisant la présence d'aquifères multicouches qui alimentent le karst des calcaires tithoniens et suffisamment fragiles pour céder dans le

cas d'un vide sous-jacent ; (v) la présence de cavités dans les Calcaires à spatangues, ou parfois dans les deux formations du Tithonien et de l'Hauterivien.

Trois modèles de dolines d'effondrement ont été proposés : (i) le *modèle Ancerville* sur le contact lithostratigraphique Argiles à Huîtres/Calcaires à spatangues où l'effondrement de ces derniers est favorisé par l'existence de cavités dans les Calcaires du Barrois, la présence de sables valanginiens soutirés par le karst du Tithonien, une épaisseur notable de Calcaires à spatangues avec ou sans bancs sableux et marneux ; (ii) le *modèle Saulx* sur le contact lithostratigraphique Argiles à Huîtres ou argiles valanginiennes / Calcaires du Barrois où l'effondrement est favorisé par l'existence de grandes cavités dans le Tithonien favorisées par le gradient hydraulique sur la bordure ouest de la vallée de la Saulx ou sur la bordure nord de la vallée de la Marne ; (iii) un modèle mixte où les effondrements se produisent à la fois dans les Calcaires à spatangues et les Calcaires du Barrois.

La carte de susceptibilité a été établie à partir de la méthode basée sur la théorie du poids des évidences (« *weight of evidence* ») qui retient 4 critères : (i) susceptibilité forte affectée au karst de contact lithostratigraphique ; (ii) susceptibilité moyenne dans les secteurs de pentes égales et supérieures à 4° ; (iii) susceptibilité moyenne pour les secteurs se situant à moins de 50 m d'un cours d'eau ; (iv) susceptibilité faible attribuée quelle que soit la distance par rapport aux failles.

Cette méthodologie, utilisée à l'étranger, notamment dans les pays et régions très karstifiées, comme la Wallonie et la Floride, pourra être appliquée dans les secteurs de karsts de contact lithostratigraphique et trouvera son utilité dans des secteurs à enjeux humains et viendra compléter les travaux réalisés dans le cadre des PPRN cavités.

Cette étude est complétée par deux autres résultats :

- la carte du liseré karstique permet de dessiner une carte structurale fiable. Ce travail a été permis grâce à Jacques Le Roux ;
- les données ont permis de dessiner une carte interactive accessible par le site karst-dubarrois.fr.

Les *karst data* de ce site pourront être complétées dans le temps et pourront permettre de suivre l'évolution du karst du Barrois, notamment des secteurs les plus actifs (Belle Épine, vallon du bois de Renesson, etc.). On pourrait également envisager, avec l'appui de l'imagerie LiDAR, la modélisation informatique de l'évolution des désordres karstiques, des liens entre développement des cavités endokarstiques et des désordres exokarstiques et éventuellement du recul de la couverture (comme pour le recul de falaises par exemple), en prenant en compte les multiples facteurs qui agissent sur la karstification, comme les périodes de sécheresses et d'intenses précipitations, les facteurs anthropiques, etc.

Bibliographie

- ALLOUC, J; HARMAND, D; FAUVEL, P-J; LE ROUX, J, 2007. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Revigny-sur-Ornain (190). *BRGM Orléans*.
- ANDREYCHOUK, V; TYC, A, 2013. Karst Hazards. *Encyclopedia of Natural Hazards. Springer Netherlands*, p. 571-576.
- AUDRA, P, 2010. *Grottes et karsts de France*. Paris : Association française de karstologie. Karstologia Mémoires.
- AUDRA, P; PALMER, A, 2013. The Vertical Dimension of Karst : Controls of Vertical Cave Pattern. *Treatise on Geomorphology*. T. 6, p. 186-206.
- BAILLY-COMTE, V; MARTIN, J; JOURDE, H; SCREATON, E; PISTRE, S; LANGSTON, A, 2010. Water exchange and pressure transfer between conduits and matrix and their influence on hydrodynamics of two karst aquifers with sinking streams. *Journal of Hydrology*. T. 386, p. 55-66.
- BAKALOWICZ, M, 1979. *Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification*. Thèse de doct. Université P. et M. Curie Paris-6.
- BAKALOWICZ, M, 1999. Connaissance et gestion des ressources souterraines en eaux souterraines dans les régions karstiques. *Guide technique n° 3, SDAGE Rhône-Méditerranée-Corse. Agence de l'Eau Rhône-Méditerranées-Corse, Lyon*.
- BALAZS, D, 1977. The geographic distribution of karst areas. *Proc. 7th Internat. Speleological Congress*. T. 1, p. 13-15.
- BARTON, N; LIEN, R; LUNDE, J, 1974. Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. *Rock mechanics*. T. 6, n° 4, p. 189-236.
- BEAUDOIN, J-P, 1974. *Phénomènes et dépôts karstiques du Barrois*. Mémoire de Maîtrise. Université de Nancy II.
- BEAUDOIN, J-P, 1989. Karsts en Meuse, le travail des eaux souterraines en pays calcaires. *CDDP de la Meuse, CG Meuse, Bar le Duc*.

-
- BENSAADI, K, 2008. *Inventaire des mouvements de terrain pour le département de la Meuse*. Rapport de stage Master 1. Université Nancy 2 - BRGM.
- BIENIAWSKI, Z-T, 1989. *Engineering rock mass classifications : a complete manual for engineers and geologists in mining, civil, and petroleum engineering*. John Wiley & Sons.
- BONHAM-CARTER, G, 1994. Geographic information systems for geoscientists-modeling with GIS. *Computer methods in the geoscientists*. T. 13, p. 398.
- BONHAM-CARTER, G ; AGTERBERG, F ; WRIGHT, D, 1989. Weights of evidence modeling : a new approach to mapping mineral potential. *Statistical applications in the Earth Sciences : Geol. Surv. of Canada*. T. 89, n° 9, p. 171-183.
- BOUGARD, G ; ROLAND, S ; BASTIEN, J ; RORIVE, A, 2009. Carte hydrogéologique de Hertain - Tournai 37/5-6 à 1/25 000 et sa notice explicative. *Ministère de la Région wallonne, DGARNE, Namur*.
- BRIARD, G, 2015. *Étude de l'aléa effondrement karstique en forêt de Trois-Fontaines (Meuse, Haute-Marne, Marne) : caractérisation, typologie, morphologie et cartographie*. Mémoire de Master 2. Université de Lorraine.
- BULTYNCK, P ; COEN-AUBERT, M ; DEJONGHE, L ; GODEFROID, J ; HANCE, L ; LACROIX, D ; PRÉAT, A ; STAINIER, P ; STEEMANS, P ; STREEL, M et al., 1991. Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mémoires pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique*. T. 30, p. 1-106.
- BUVIGNIER, A, 1852. *Statistique géologique, minéralogique et paléontologique du département de la Meuse. Atlas de 32 planches*. Baillière.
- CARAMELLE, F, 1998. *Contribution à l'étude du karst du Pays-haut (le bassin versant de la vallée d'Anderny)*. Mémoire de Maîtrise. Université de Nancy II.
- CARPENTIER, C ; LATHUILLIÈRE, B ; FERRY, S, 2004. La plate-forme carbonatée oxfordienne de Lorraine : arguments pour une ouverture vers la mer Germanique. *Comptes Rendus Geoscience*. T. 336, n° 1, p. 59-66.
- CARTANNAZ, C, 2013. *Avis sur un effondrement sur la commune d'Ancerville (Meuse)*. Rapport BRGM/RP-62365-FR. BRGM.
- CARTANNAZ, C ; JACOB, T ; NEVEU, M, 2016. *Cartographie de l'aléa effondrement lié aux cavités karstiques sur la commune d'Ancerville (Meuse)*. Rapport BRGM/RP-66174-FR. BRGM.
- CARTANNAZ, C ; PANNET, P ; BENSAADI, K, 2009. *Inventaire départemental des mouvements de terrain de la Meuse (55)*. Rapport BRGM/RP-57121-FR. BRGM.
- CHEN, J, 1988. Karst collapse in cities and mining areas, China. *Environmental Geology and Water Sciences*. T. 12, n° 1, p. 29-35.

-
- CLOSSET, L ; MARTEAU, P ; MATHON, C, 2003. *Cavités souterraines de la commune de Chancenasay (Haute-Marne) - Cartographie de l'aléa et des enjeux. Données techniques pour l'élaboration du PPR*. Rapport BRGM/RP-52789-FR. BRGM.
- COJAN, I; BEAUDELOT, C; GEFFROY, F ; LARATTE, S ; RIGOLLET, C ; RIVOIRARD, J, 2006. Process-based and stochastic modeling of fluvial meandering system. From model to field case study : example of the Loranca Miocene succession (Spain). In : *17 th International Sedimentological Congress*. Fukuoka, Japan : IAS, p. 222.
- 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; VOINCHET, P, 2007. Morphologic evolution of eastern Paris Basin : « ancient surfaces » and Quaternary incisions. *Mémoires de la Société Géologique de France*. N° 178, p. 135-155.
- COJAN, I; RENARD, M, 1997. *Sédimentologie*. 2^e. Dunod.
- CONTIGNON, S; GRONDIN, C; GSHWENDT, H; FLEISHMANN, L; FONTAINE, M; MAITA, J; SWIEGOT, P, 2018. *Affaissements et effondrements karstiques dans le Barrois*. Mémoire de projet tutoré, Licence 3^e année. Université de Lorraine.
- COPELAND, R; UPCHURCH, SB; SCOTT, TM; KROMHOUT, C; ARTHUR, J; MEANS, G; RUPERT, F; BOND, P, 2009. Hydrogeological units of Florida. *Florida Geological Survey, Special Publication*. N° 28.
- CORNET, F-L; BRIART, A, 1870. *Sur la division de l'étage de la craie blanche du Hainaut en quatre assises*. Hayez. N° 3.
- CORNUEL, J, 1841. *Mémoire sur les terrains Crétacé inférieur et supra-Jurassique de l'arrondissement de Vassy (Haute-Marne)*. Langlois et Leclercq. Mémoires de la Société géologique de France.
- CVIJIĆ, J, 1893. *Das karstphänomen : Versuch einer morphologischen monographie*. Hölzel.
- DE MARTONNE, E, 1910. *Traité de géographie physique. Climat, hydrographie, relief du sol, biogéographie*. Armand Colin.
- DE SMITH, M-J; GOODCHILD, M-F; LONGLEY, P, 2007. *Geospatial analysis*. Troubador publishing ltd.
- DEMASSIEU, L; LE ROUX, J, 1969. Carte géologique de France (1/50 000) et notice explicative de la carte, feuille de Vaubécourt (XXXI-14). *BRGM Orléans*.
- DEMASSIEUX, L, 1966. Étude géologique et hydrogéologique des environs de Bar-le-Duc (Meuse). *DES Sciences Nancy*.

-
- DENIS, A, 2011. *Inventaire des cavités souterraines abandonnées (hors mines) dans le département des Vosges*. Rapport de stage Master 1. Université de Nancy II - BRGM.
- DENYS-THOMAS, E, 2005. *Le karst de contact lithostratigraphique du plateau du Haut-Pays : exemple dans la forêt de Trampot (Vosges)*. Mémoire de Maîtrise. Université Nancy II.
- DENYS-THOMAS, E, 2006. *Ressources en eau, écoulements de surface et souterrain sur le revers de la Côte de Meuse : exemple de la région de Grand (plateau du Haut-Pays)*. Mémoire de Master 2. Université Nancy II.
- DESHAIES, E ; CONÉ, J ; CORNU, J, 2016. *Le risque karstique en forêt de Trois Fontaines, approche morphologique et cartographique pour la caractérisation de l'aléa karst*. Mémoire de projet tutoré, Licence 3^e année. Université de Lorraine.
- DEVAUX, F ; LOUIS, M ; GOULLET, M, 1970. Activités de l'association de décembre 1969 à octobre 1970. *Spélé Eau Boue*. N° 5, p. 14-48.
- DEVOS, A, 2010. *Les conditions d'écoulement des plateaux calcaires de l'Est de la France*. Mémoire d'habilitation à diriger les recherches. Université de Reims Champagne-Ardenne.
- DEVOS, A, 1996a. Circulations hydrologiques dans le synclinal de Tréveray ; mise en évidence d'un karst de profondeur. *L'Echo des Cavernes meusiennes - Le plateau du Barrois ; approches karstologiques*. N° 4, p. 44-52.
- DEVOS, A, 1996b. *Hydrologie et aménagements hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine)*. Thèse de doct. Université Paul Verlaine-Metz.
- DEVOS, A ; BOLLOT, N ; CHALUMEAU, L ; FRONTÉAU, G ; 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*. T. 27, n° 1, p. 15-24.
- DIDIER, C ; SALMON, R, 2004. Evaluation du risque d'apparition d'un fontis en surface : un modèle volumétrique probabiliste. In.
- DUERR, AD ; WOLANSKY, R-M, 1986. *Hydrogeology of the surficial and intermediate aquifers of central Sarasota County, Florida*. US Department of the Interior, Geological Survey. N° 4068.
- DURUP DE BALEINE, A, 1989. *Le karst de la forêt de Hesse. Étude géomorphologique d'un karst vert en Lorraine occidentale*. Mémoire de Maîtrise. Université de Nancy II.
- DUVAL, M, 2011. À la recherche du Karst slovène : logiques patrimoniales, dynamiques touristiques et enjeux territoriaux. *Vivre du patrimoine, un nouveau modèle de développement*, p. 65-86.

-
- EK, C, 1976. Les phénomènes karstiques. In : *Pissart A. (éd. sc.), Géomorphologie de la Belgique, Hommage au Professeur P. Macar.* Université de Liège, p. 137-157.
- FAVRE, G, 2010. La grotte de la Barne froide. Désert de Platé, Haute Savoie. In : AUDRA, Philippe (éd.). *Grottes et karsts de France.* Association française de karstologie, p. 89-90. *Karstologia Mémoires*, n° 19.
- FISCHER, C ; NGUYEN-THÉ, D, 2005. *Mise à jour de l'inventaire des cavités souterraines du département de la Meuse, Secteur sud-ouest du plateau du Barrois.* Rapport BRGM/RP-53628-FR. BRGM.
- FISTER, V, 2012. *Dynamique des écoulements dans les aquifères de bas plateaux : de l'identification à la quantification des types de circulation. Exemple des formations triasiques et jurassiques dans le Nord-Est de la France.* Thèse de doct. Université de Lorraine.
- FIZAINÉ, J-P, 2005. *Contribution à l'étude des paléokarsts et des surfaces ferruginisées dans les régions frontalières du Pays-Haut, de la Lorraine belge et du Gutland.* Mémoire de D.E.A. Université Nancy II.
- FIZAINÉ, J-P, 2012. *Les paléokarsts et les formations ferrugineuses associées dans le Bassin Parisien et ses bordures : caractérisations et évolutions géomorphologiques.* Thèse de doct. Université de Lorraine.
- FLAGEOLLET, J-C, 1989. *Les mouvements de terrain et leur prévention.* Masson. Collection Géographie.
- FORD, D-C ; WILLIAMS, P-W, 1989. *Karst geomorphology and hydrology.* Unwin Hyman London.
- FOURNIGUET, G ; CARTANNAZ, C ; VEHAR, C, 2012. *Inventaire départemental des cavités souterraines (hors mines) de la Meuse (55).* Rapport BRGM/RP-61798-FR. BRGM.
- FRISCHMANN, E, 1997. *Le Muschelkalk supérieur de la périphérie du bassin houiller : problèmes de karstification-aménagement et gestion des ressources.* Maîtrise de Géographie. Université de Metz.
- GALVE, J-P ; GUTIÉRREZ, F ; REMONDO, J ; BONACHEA, J ; LUCHA, P ; CENDRERO, A, 2009. Evaluating and comparing methods of sinkhole susceptibility mapping in the Ebro Valley evaporite karst (NE Spain). *Geomorphology*. T. 111, n° 3-4, p. 160-172.
- GAMEZ, P, 1992. *Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale - Lorraine).* Thèse de doct. Université Paul Verlaine - Metz.
- GAMEZ, P ; HARMAND, D, 2007. La Lorraine du Nord, la Gaume et le Gutland. *Les formes de relief dans la région frontalière Sarre-Lorraine-Luxembourg*, p. 234-250.

-
- GAMEZ, P ; HARMAND, D ; CARAMELLE, F, 2000. Karst et paléo-écoulements dans le Pays-Haut (Lorraine) : l'exemple du bassin versant de la vallée d'Anderny-Malavillers. *Revue Géographique de l'Est*. T. 40, n° 1-2, p. 67-82.
- GARIANO, S-L ; GUZZETTI, F, 2016. Landslides in a changing climate. *Earth-Science Reviews*. T. 162, p. 227-252.
- GAZ DE FRANCE, 1995. *Log chantier permis de forage Trois-fontaines - carottages S20707 et S20708*. Rapp. tech. Gaz de France.
- GEZE, B, 1978. Le karst, définition et intérêt de l'étude des « phénomènes karstiques ». In : p. 1-6.
- GILLI, É, 2001. Compilation d'anciennes mesures de débit à Port Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Basse Provence. In : p. 157-160.
- GILLI, É, 2011. *Karstologie : Karsts, grottes et sources*. Dunod.
- GILLI, É ; BESSON, L, 2010b. Détection Et Traitement Des Cavités Du Sous-Sol. In : AUDRA, Philippe (éd.). *Grottes et karsts de France*. Association française de karstologie, p. 134-135. *Karstologia Mémoires*, n° 19.
- GILLI, É ; BESSON, L, 2010a. Problèmes géotechniques en milieu karstique. In : AUDRA, Philippe (éd.). *Grottes et karsts de France*. Association française de karstologie, p. 132-133. *Karstologia Mémoires*, n° 19.
- GOMBERT, P, 1994. Approche théorique simplifiée de la dissolution karstique. *Karstologia*. T. 24, n° 1, p. 41-51.
- GOOD, I-J, 1991. Weight of evidence and the Bayesian likelihood ratio. *The use of statistics in forensic science*, p. 85-106.
- GUERIN-FRANIATTE, S ; HARY, A ; MULLER, A, 1991. La formation des gres du Luxembourg au Lias inférieur ; reconstitution dynamique du paléoenvironnement. *Bulletin de la Société géologique de France*. T. 162, n° 4, p. 763-773.
- GUY, C, 2008. *Le Karst de la région de Grandpré (Ardennes). Étude des phénomènes karstiques développés au contact Jurassique-Crétacé*. Mémoire de Master 1. Université Paul Verlaine - Metz.
- HABIB, B, 2015. *Relations entre karstification, cadre morphostructural et incisions des vallées dans les calcaires du Dogger en Haute-Saône (plateaux de Vesoul et de Combeaufontaine)*. Thèse de doct. Université de Lorraine.
- HARMAND, D ; AAMSON, K ; RIXHON, G ; JAILLET, S ; LOSSON, B ; DEVOS, A ; HEZ, G ; CALVET, M ; AUDRA, P, 2017. Relationships between fluvial evolution and karstification related to climatic, tectonic and eustatic forcing in temperate regions. *Quaternary Science Reviews*. T. 166, p. 38-56.

-
- HARMAND, D ; FAUVEL, P-J ; JAILLET, S ; LE ROUX, J ; ALLOUC, J ; BRULHET, J ; BROCANDEL, M, 2002. Incision ante- et post-capture dans les vallées de l'Ornain et de la Saulx (Est du bassin de Paris). *Revue Géographique de l'Est*. T. 42, n° 4.
- HARMAND, D ; LE ROUX, J, 2009. Les réorganisations du réseau hydrographique sur les marges de la Champagne et de la Lorraine au Quaternaire. In : *Annales de l'Est, numéro spécial, Actes du Colloque Lorraine-Champagne, Metz, octobre 2008*. T. 59, p. 19-43.
- HARMAND, D ; LEJEUNE, O ; JAILLET, S ; ALLOUC, J ; OCCHIETTI, S ; BRULHET, J ; FAUVEL, J-P ; HAMELIN, B ; LAURAIN, M ; LE ROUX, J ; MARRE, A ; PONS-BRANCHU, E ; QUINIF, Y ; DEVOS, A, 2004. Dynamique de l'érosion dans le Barrois n et le Perthois (Est du Bassin parisien) : incision et karstification dans les bassins-versants de la Marne, de la Saulx et de l'Ornain. *Quaternaire*. T. 15, p. 305-318.
- HILLY, J ; HAGUENAUER, B, 1979. *Lorraine Champagne*. Masson. Guides géologiques régionaux.
- HOBLÉA, F ; JAILLET, S ; MAIRE, R, 2001. Érosion et ruissellement sur karst nu en contexte subpolaire océanique : les îles calcaires de Patagonie (Magallanes, Chili). *Karstologia*. T. 38, p. 13-18.
- HUAT, A, 2016. *Contribution à l'étude des effondrements karstiques l'exemple de la forêt de Trois Fontaines*. Mémoire de Master 2. Université de Lorraine.
- HUSSON, T, 2007. *Inventaire des mouvements de terrain pour le département des Vosges*. Rapport de stage Master 1. Université Nancy 2 - BRGM.
- JACOB, T, 2016. *Détection de cavités par microgravimétrie sur la commune d'Ancerville (55)*. Rapport BRGM/RP-66170-FR. BRGM.
- JAILLET, S, 2000. *Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois. Structure - Fonctionnement - Évolution*. Thèse de doct. Université Bordeaux Montaigne.
- JAILLET, S, 2005. *Le Barrois et son karst couvert*. Laboratoire Edytem, Université de Savoie. *Karstologia Mémoires*, n° 12.
- JAILLET, S, 2010. Le système karstique du Rupt du Puits (Lorraine). In : AUDRA, Philippe (éd.). *Grottes et karsts de France*. Association française de karstologie, p. 160-161. *Karstologia Mémoires*, n° 19.
- JAILLET, S ; BRULHET, J ; DEVOS, A ; FAUVEL, P-J ; HARMAND, D ; LAURAIN, M ; LEJEUNE, O ; LE ROUX, J ; MARRE, A ; PONS-BRANCHU, E, 2002b. Karst : a recorder of valley incision and cover retreat. Application to the Haute-Marne basin (France). In : *Colloque Fluvial Archives Group (Clermont-Ferrand : 9-11 septembre 2002), poster and abstract Volume*.

-
- JAILLET, S ; GAMEZ, P, 1995. Observations morphologiques sur le géosystème karstique du Rupt du Puits (Meuse, France). *Karstologia*. T. 26, n° 1, p. 27-38.
- JAILLET, S ; HARMAND, D ; FAUVEL, P-J ; BRULHET, J ; PONS-BRANCHU, E, 2002a. Incision de vallées et enregistrements karstiques : application aux terrasses de la Saulx et au karst du Barrois (Lorraine, France). In : *Réunion des Sciences de la Terre, Nantes, 9-12 avril, poster et résumé n° 239*.
- JAILLET, S ; LOSSON, B ; BRULHET, J ; CORBONNOIS, J ; HAMELIN, B ; PONS-BRANCHU, E ; QUINIF, Y, 2002c. Apport des datations U/Th de spéléothèmes à la connaissance de l'incision du réseau hydrographique de l'Est du Bassin parisien. *Revue géographique de l'Est*. T. XLII, n° 4, p. 185-195.
- JAILLET, S ; PONS-BRANCHU, E ; BRULHET, J ; HAMELIN, B, 2004. Karstification as geomorphological evidence of river incision : The karst of Cousance and the Marne valley (eastern Paris Basin). *Terra Nova*. T. 16, p. 167-172.
- JEANNE, P, 2012. *Architectural, petrophysical and hydromechanical properties of fault zones in fractured-porous rocks : compared studies of a moderate and a mature fault zones (France)*. Thèse de doct. Université Nice Sophia Antipolis.
- JEANNE, P ; GUGLIELMI, Y ; CAPPA, F, 2012. Multiscale seismic signature of a small fault zone in a carbonate reservoir : Relationships between VP imaging, fault zone architecture and cohesion. *Tectonophysics*. T. 554, p. 185-201.
- JOHNSON, A-I ; CARBOGNIN, L ; UBERTINI, L, 1986. *Land subsidence : proceedings of the third international symposium on land subsidence held in Venice, Italy, 19-25 March 1984*. International Association of Hydrological Sciences.
- KAUFMANN, O, 2000. *Les effondrements karstiques du Tournaisis : genèse, évolution, localisation, prévention*. Thèse de doct. Faculté Polytechnique de Mons.
- KAUFMANN, O ; QUINIF, Y, 2002. Geohazard map of cover-collapse sinkholes in the Tournaisis area, southern Belgium. *Engineering Geology*. T. 65, n° 2, p. 117-124.
- KLIMCHOUK, A, 2004. Towards defining, delimiting and classifying epikarst : Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*. T. 9, p. 23-35.
- KOBAL, M ; BERTONCELJ, I ; PIROTTI, F ; DAKSKOBLER, I ; KUTNAR, L, 2015. Using lidar data to analyse sinkhole characteristics relevant for understory vegetation under forest cover—Case study of a high karst area in the Dinaric Mountains. *PloS one*. T. 10, n° 3.
- KROMHOUT, C ; BAKER, A-E, 2015. Sinkhole vulnerability mapping : results from a pilot study in North Central Florida.

-
- LE ROUX, J, 1980. La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. *Bulletin de la Société géologique de France*. T. XXII, n° 4, p. 655-667.
- LE ROUX, J, 1997. Structure du NE du bassin de Paris. In : *Atlas des posters des Journées Scientifiques de l'ANDRA (27-28 oct. 1997)*. Géologie, p. 10-12.
- LE ROUX, J, 1999. Le contexte structural de l'Est du Bassin parisien et les relations avec la sédimentation. *Bull. Info. Géol. Bassin de Paris*. T. 36, n° 1, p. 7-13.
- LE ROUX, J, 2000. Structuration du Nord-Est du bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*. T. 37, n° 4, p. 13-34.
- LE ROUX, J, 2001. Les jalons méthodologiques : reconstitution par étapes des paléopayages par traitement des surfaces. *Site Meuse/Haute-Marne, Quantification de l'érosion, Dynamique de l'évolution morphologique, phase 2000-2001*. T. Rapport ANDRA DRP 0 G2R 01-001 (confidentiel), p. 82-102.
- LE ROUX, J, 2007. Introduction à la géologie de l'Alsace-Lorraine et des régions limitrophes. *Livret guide de l'excursion AFEQ des*, p. 7-9.
- LE ROUX, J ; HARMAND, D, 2003. Origin of the Hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its border massifs. *Géologie de la France*. T. 1, p. 126-133.
- LE ROUX, J ; HARMAND, D, à paraître. Le plateau du Barrois, clé de l'origine et de l'évolution du bassin hydrographique. In : *Cazin N., Jalabert L. coord. Actes des XLII^e Journées d'études meusiennes (Montiers-sur-Saulx, 04-05/10/2014)*. Conseil Général de la Meuse/CRULH-Université de Lorraine.
- LE ROUX, J ; PAUTROT, C ; BUFFETEAU, E, 2006. La régression tithonienne, Céno-manien, Gaize de l'Argonne. In : *Géologie et géographie de la Lorraine*.
- LEBRET, P ; DUPAS, A ; CLET, M ; COURBOULEIX, S ; COUTARD, J-P ; GARCIN, M ; LAUTRIDOU, J-P ; LEVY, M ; VAN VLIET-LANOË, B, 1996. Modélisation de la profondeur du pergélisol au cours du dernier cycle glaciaire en France. *Bulletin de la Société géologique de France*. T. 167, n° 1, p. 169-179.
- LEFÈVRE, C ; SCHNEIDER, J-L, 2002. *Les risques naturels majeurs*. Contemporary publishing international- Gordon Breach Science. Collection Géosciences.
- LEJEUNE, T ; DAVAL, C ; PETITJEAN, L ; POMMARD, J ; PFRIMMER, A, 2017. *L'aléa karst dans le Barrois – Forêt de Trois Fontaines/Ancerville*. Mémoire de projet tutoré, Licence 3^e année. Université de Lorraine.
- LOSSON, B, 2003. *Karstification et capture de la Moselle (Lorraine, France) : vers une identification des interactions*. Thèse de doct. Université Paul Verlaine - Metz.

-
- LOSSON, B ; JAILLET, S, 2010. Les karsts de Lorraine. In : AUDRA, Philippe (éd.). *Grottes et karsts de France*. Association française de karstologie, p. 156-157. Karstologia Mémoires, n° 19.
- LOWELL, R-B ; CULP, J-M ; DUBÉ, M-G, 2000. A weight-of-evidence approach for northern river risk assessment : Integrating the effects of multiple stressors. *Environmental Toxicology and Chemistry : An International Journal*. T. 19, n° 4, p. 1182-1190.
- MAGOTT, R, 2009. *Contribution à l'étude des modelés karstiques du Sud-Ouest de Neufchâteau*. Mémoire de Master 1. Université Nancy II.
- MAGOTT, R, 2010. *Étude des modelés karstiques du plateau du Dogger entre Neufchâteau et Chaumont*. Mémoire de Master 2. Université Nancy II.
- MAIRE, R, 1980. Élément de karstologie physique. *Spelunca spécial*. T. 3.
- MAKOWSKI, D ; ALBERT, I ; BONVALLOT, N ; BOUDIA, S ; BROCHOT, C ; BRUYERE, O ; GLORENNEC, P ; MARTIN, P ; MEEK, B ; SAGERMAN, C et al., 2016. Évaluation du poids des preuves à l'Anses : revue critique de la littérature et recommandations à l'étape d'identification des dangers.
- MANGIN, A, 1975. *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Thèse de doct. Université de Dijon.
- MANGIN, A, 1978. Le karst, entité physique, abordé par l'étude du système karstique. In : *Le karst : son originalité physique son importance économique*. Tarbes : Association des Géologues du Sud-Ouest, p. 21-37.
- MANSUY, D, 2005. *L'eau dans les formations argileuses et calcaires du Trias au sud de la Lorraine (France). Rôle des facteurs du milieu et des lithologies sur les processus de transfert de l'eau : Fonctionnement hydrologique des bassins versants et des cours d'eau*. Thèse de doct. Université Paul Verlaine - Metz.
- MAUBEUGE, P-L, 1955. *Observations géologiques dans l'Est du bassin de Paris (terrains triasiques moyens-sup. et jurassiques inf.-moyens)*. Thèse de doct. Université de Nancy II.
- MÉGNIEN, C, 1980. Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mémoires du BRGM*. N° 101-103.
- MIHEVC, A ; GABROVSEK, F ; KNEZ, M ; KOZEL, P ; MULEC, J ; OTONIČAR, B ; PETRIČ, M ; PIPAN, T ; PRELOVSEK, M ; SLABE, T ; SEBELA, S ; HAJNA, N, 2016. Karst in Slovenia. *Boletín Geológico y Minero*. T. 127, p. 79-97.
- MINISTÈRE DE L'ÉCOLOGIE DU DÉVELOPPEMENT DURABLE ET DE L'ÉNERGIE, 2012. *Guide méthodologique - Plan de prévention des risques naturels : Cavités souterraines abandonnées*. Rapp. tech. Ministère de l'écologie du développement durable et de l'énergie.

-
- MONTANÉ, J-M, 2001. Geophysical Analysis of a Central Florida Karst Terrain using Light Detection and Ranging (LIDAR) and Ground Penetrating Radar (GPR) Derived Surfaces.
- NICOD, J, 1954. Les lapiés en Basse-Provence. Formes karstiques superficielles méconnues. *Revue de Géographie Alpine*. T. 42, n° 2, p. 303-319.
- NICOD, J, 1975. Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens. *Bulletin de l'Association de géographes français*. T. 52, n° 427, p. 289-297.
- NICOD, J, 1994. Plateaux karstiques sous couverture en France. *Annales de Géographie*. T. 103, n° 576, p. 170-194.
- NICOD, J, 1995. Carte géomorphologique des karsts de France. Notice d'une maquette au 1/3 000 000 environ. *Karstologia*. T. 25, p. 21-34.
- NICOD, J, 2003. Les karsts dinariques : paysages et problèmes Slovénie, Croatie, bosnie-Herzégovine, Monténégro= Slovenija, Hrvaska, Bosna-Hercegovina, Crna gora. *Karstologia. Mémoires*.
- OH, H-J ; LEE, S, 2010. Assessment of ground subsidence using GIS and the weights-of-evidence model. *Engineering Geology*. T. 115, p. 36-48.
- OZER, A, 1979. Les phénomènes karstiques dans le poudingue de Malmédy. *Annales de la Société Géologique de Belgique*. T. 102, n° 1, p. 141-144.
- PALMER, A-N, 2007. *Cave Geology*. Dayton, Ohio : Cave Books.
- PATTON, T-H ; KLEIN, J-G, 1989. Sinkhole formation and its effect on Peace River hydrology. In : *Proceedings of the 3rd Multidisciplinary Conference on Sinkholes*, p. 25-31.
- PELLEGRIN, J-C ; SALOMON, J-N, 2001. Hydrocompaction, dissolution, suffosion et soutirage. Contribution à la formation des dépressions fermées. *Karstologia : revue de karstologie et de spéléologie physique*. T. 37, p. 54-56.
- PERINEAU, A ; DANQUIGNY, C ; EMBLANCH, C ; POZZO, E ; POZZO DI BORGIO, E ; BOYER, D. ; POUPENEY, J, 2011. Hydrodynamic organisation of the flows in the unsaturated zone of the Fontaine de Vaucluse karst system. First results. In : *Inter-Disciplinary Underground Science and Technology (i-DUST) conferences*. Apt.
- PERRIN, J ; NOURY, G ; AZÉMARD, P ; HAUSSARD, S ; RESPAUD, C ; VEDIE, E ; ZERGAOUI, N, 2016a. *Réflexions méthodologiques pour une meilleure évaluation de l'aléa mouvements de terrain d'origine karstique*. Rapport BRGM/RP-66508-FR. BRGM.
- PERRIN, J ; NOURY, G ; CARTANNAZ, C, 2014a. *ALEA-Karst : vers une approche multicritères de l'aléa lié aux cavités karstiques en contexte calcaire. Volume 1 : Trame méthodologique*. Rapport BRGM/RP-63771-FR. BRGM.

-
- PERRIN, J ; NOURY, G ; CARTANNAZ, C ; GUTIERREZ, T ; VAN LAERE, A, 2014b. *ALEA-Karst : vers une approche multicritères de l'aléa lié aux cavités karstiques en contexte calcaire. Volume 1 : Trame méthodologique - Volume 2 : étude de sites*. Rapport BRGM/RP-63771-FR. BRGM.
- PERRIN, J ; NOURY, G ; CARTANNAZ, C ; VAN LAERE, A, 2013. *ALEA-Karst : vers une approche multicritères de l'aléa lié à la présence de cavités karstiques. Année 1 : bibliographie et étude de sites*. Rapport BRGM/RP-62595-FR. BRGM.
- PERRIN, J ; PASQUIER, S ; GUTIERREZ, A ; SALQUEBRE, D ; VANDOUDHEUSDEN, E ; JOIGNEAUX, E ; CHATEAU, C ; GUIRIMAND-DUFOUR, A ; JOZJA, N ; DÉFARGE, C et al., 2016b. Les fontis du val d'Orléans : étude des mécanismes de formation afin d'améliorer la prévision. In.
- PIGGOTT, R-J ; EYNON, P, 1978. Ground movements arising from the presence of shallow abandoned mine workings. In : *Proc. int. conf. on large ground movements and structures*, p. 749-780.
- POTY, E ; ARETZ, M ; DENAYER, J, 2011. Field trip 3 : Uppermost Devonian and Lower Carboniferous of Southern Belgium. In : *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*. T. 20, p. 99-150.
- QUESNEL, F, 2003. Paleoweathering and paleosurfaces from northern and eastern France to Belgium and Luxembourg : geometry, dating and geodynamic implications. *Géologie de la France, Special conference on paleoweathering and paleosurfaces in the Ardennes-Eifel region at Preizerdaul Luxembourg*. T. 1, p. 95-104.
- RIVET, F ; CARY, L ; MATHON, C, 2014. *Analyse des phénomènes de dissolution du gypse et de leur lien avec l'aléa effondrement*. Rapport BRGM/RP-63399-FR. BRGM - Commune de Draguignan.
- SALOMON, J-N, 1999. Le facteur temps dans la karstification. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*. T. 5, n° 3, p. 195-213.
- SALOMON, J-N, 2000. *Précis de Karstologie*. Presses Universitaires de Bordeaux. Collection « Scieteren ».
- SALOMON, J-N, 2006. *Précis de Karstologie*. 2^e. Presses Universitaires de Bordeaux.
- SANCHEZ, W ; PORCHER, J-M, 2009. Utilisation des biomarqueurs pour la caractérisation de l'état écotoxicologique des masses d'eau.
- SINCLAIR, W-C ; STEWART, J-W, 1985. *Sinkhole type, development, and distribution in Florida*. Bureau of Geology.
- SOUDET, H, 1974. Géologie des cavités de la Meuse. *Spéléo L, Ligue Spéléologique Lorraine (LISPEL)*. T. 5.

-
- STCHEPINSKY, V, 1959. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Saint-Dizier (226). *BRGM Orléans*.
- STCHEPINSKY, V, 1962a. Carte géologique de France (1/50 000) et notice explicative de la carte, feuille de Bar-le-Duc (227). *BRGM Orléans*.
- STCHEPINSKY, V, 1962b. *Histoire géologique de la Haute-Marne et de ses régions voisines*. Thèse de doct. Université de Paris.
- STEURBAUT, E, 2006. Ypresian. *Geologica belgica*.
- SUBEDI, P ; SUBEDI, K ; THAPA, B ; SUBEDI, P, 2019. Sinkhole susceptibility mapping in Marion County, Florida : Evaluation and comparison between analytical hierarchy process and logistic regression based approaches. *Scientific reports*. T. 9, n° 1, p. 1-18.
- TAO, T ; BHULLER, Y ; BONVALOT, Y ; HILL, M ; KLEIN, A ; KOZAK, G ; PLANTE, I ; ROBERT, N, 2011. Poids de la preuve : Principes généraux et applications actuelles à Santé Canada.
- TAVERNIER, R ; DE MOOR, G, 1974. L'évolution du bassin de l'Escaut. *Annales de la Société géologique de Belgique*.
- THIEBAUD, E ; GIROUX, H, 2014. *Analyse des phénomènes de dissolution du gypse et de leur lien avec l'aléa effondrement*. Rapport H14-029. Commune de Draguignan.
- THOMASSIN, B, 2004. *Un nouveau karst dans l'Est du Bassin parisien ; l'exemple du karst lithostratigraphique des Calcaires à Gryphées (percée cataclinale de la Moselle)*. Mémoire de Maîtrise. Université de Nancy II.
- THOMASSIN, B, 2005. *Le karst de la Forêt de Jaulnay en Lorraine septentrionale (Meuse)*. Mémoire de D.E.A. Université de Nancy II.
- THOREZ, J ; DREESEN, R ; STREEL, M, 2006. Famennian. *Geologica Belgica*.
- THORNBUSH, M-J, 2017. Part 1 : Contemporary Challenges and Current Solutions in Sinkhole Occurrence and Mitigation. *Journal of Geology & Geophysics*. T. 06, p. 287.
- VACHAT, J-C, 1982. Les désordres survenant dans les carrières de la région parisienne. *Mémoire diplôme Ingénieur CNAM, Paris*.
- VALOIS, R, 2011. *Caractérisation structurale de morphologies karstiques superficielles et suivi temporel de l'infiltration à l'aide des méthodes électriques et sismiques*. Thèse de doct. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- VEYRET, Y ; BALLAIS, J-L ; MARRE, A ; MIETTON, M ; MIOSSEC, A ; MORIN, S ; VALADAS, B, 1998. *L'érosion entre nature et société*. SEDES. Dossiers des Images Economiques du Monde.

-
- WALTHAM, A-C ; FOOKES, P-G, 2003. Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*. T. 36, n° 2, p. 101-118.
- WALTHAM, T, 2008. Sinkhole hazard case histories in karst terrains. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*. T. 41, n° 3, p. 291-300.
- WALTHAM, T ; WALTHAM, A-C ; BELL, F-G ; CULSHAW, M-G, 2005. *Sinkholes and subsidence : karst and cavernous rocks in engineering and construction*. Springer Science & Business Media.
- WATTS, W A ; STUIVER, M, 1980. Late Wisconsin climate of northern Florida and the origin of species-rich deciduous forest. *Science*. T. 210, n° 4467, p. 325-327.
- WATTS, W-A ; HANSEN, B-C, 1988. Environments of Florida in the late Wisconsin and Holocene. *Wet site archaeology*, p. 307-323.
- WEED, D, 2005. Le poids de la preuve : examen du concept et des méthodes. *Risk Analysis*. T. 25, n° 6.
- WEED, D, 2006. Weight of Evidence : A Review of Concept and Methods. *Risk analysis : an official publication of the Society for Risk Analysis*. T. 25, p. 1545-57.
- WEISHAMPEL, J ; HIGHTOWER, J ; CHASE, A ; CHASE, D ; PATRICK, R, 2011. Detection and Morphologic Analysis of Potential Below-Canopy Cave Openings in the Karst Landscape around the Maya Polity of Caracol Using Airborne LiDAR. *Journal of Cave and Karst Studies*. T. 73, n° 3, p. 187-196.
- WILLIAMS, P-W, 1983. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of hydrology*. T. 61, n° 1-3, p. 45-67.
- WILLIAMS, P-W, 1993. Karst terrains.
- WILSON, W-L ; BECK, B-F, 1992. Hydrogeologic factors affecting new sinkhole development in the Orlando area, Florida. *Groundwater*. T. 30, n° 6, p. 918-930.
- WYNS, R ; QUESNEL, F ; SIMON-COINÇON, R ; GUILLOCHEAU, F ; LACQUEMENT, F, 2003. Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géologie de la France*. T. 1, p. 79-87.
- ZHAO, H ; MA, F ; GUO, J, 2012. Regularity and formation mechanism of large-scale abrupt karst collapse in southern China in the first half of 2010. *Natural hazards*. T. 60, n° 3, p. 1037-1054.

Table des figures

1.1	Extrait de la carte géologique simplifiée de l'est du Bassin parisien (BRGM, 2006)	21
1.2	La surface de discordance infra-crétacée dans l'est du Bassin parisien et re-constitution de la couverture crétacée, du Néocomien au Turonien (d'après Le Roux, <i>in</i> Le Roux et Harmand, à paraître)	22
1.3	Carte lithostratigraphique du Barrois et des régions bordières (d'après Le Roux, <i>in</i> Le Roux et Harmand, à paraître)	24
1.4	Localisation des secteurs d'étude (Bensaadi, 2019; fond : IGN, 2009; bloc 3D réalisé sous QGIS)	25
1.5	Carte géologique du Barrois et du Perthois (Bensaadi, 2019; fond : carte géologique harmonisée 1/50 000 BRGM, 2006; bloc 3D réalisé sous QGIS)	26
1.6	Surface d'érosion sommitale et structurale sur les Calcaires du Barrois et les calcaires oxfordiens du Pays Haut (d'après Le Roux et Harmand, à paraître)	28
1.7	Logs et sondages du terrain d'étude (Harmand et Bensaadi, 2019)	31
1.8	Coupe de la doline de la RN4 à Ancerville (d'après Soudet <i>in</i> Hilly et Haguenaer, 1979)	34
1.9	Cliché et coupe de la doline n° 2719, dans le secteur des Hattons (lever de coupe : Mansilla et Harmand, 2018; modif. : Bensaadi, 2019; cliché : Mansilla, 2018)	36
1.10	L'Hauterivien à Chancenay (Harmand, 2019)	38
1.11	Cadre structural régional (Le Roux, 2007)	40
2.1	Pourcentage de scénarios où le fontis atteint la surface en fonction de la profondeur de la galerie (d'après Didier et Salmon, 2004)	46
2.2	Différentes formes de dolines (d'après Gilli, 2001, Salomon, 2006)	50
2.3	Les processus d'effondrement et de soutirage (d'après Gilli, 2001)	50

2.4	Classification des types de dolines en contexte de karst nu ou sous couverture (Williams, 1993 ; Waltham, 2008)	51
2.5	Développement de dolines de dissolution (Williams, 1983)	52
2.6	Doline d’effondrement résultant du processus de remontée de voûte (d’après Flageollet, 1989)	53
3.1	Taux de dénudation chimique en fonction de la nature du substrat rocheux (d’après Cojan et Renard, 1997)	63
3.2	Les formations du Tithonien et du Crétacé inférieur dans l’est du Bassin parisien (Barrois et Perthois) (d’après Soudet, 1974 ; d’après Jaillet, 2000 ; d’après Cartannaz, 2013 ; Bensaadi, 2019)	64
3.3	Organisation spatiale d’un système karstique (d’après Gilli, 2001)	66
3.4	Illustration schématique du développement progressif d’un épikarst puis d’une doline (d’après Palmer, 2007)	67
3.5	Vision dynamique de l’évolution du karst dans la vallée de la Saulx (d’après Jaillet, 2000)	68
3.6	Carte géomorphologique des karsts de France (Nicod, 1995)	69
3.7	Les différents types de karst (d’après Cartannaz, <i>in</i> Perrin <i>et al.</i> , 2014)	70
3.8	Éléments géomorphologiques d’un paysage karstique de bas plateau (inspiré du Barrois, d’après Harmand, 2011)	73
3.9	Évolution dans le temps des dolines et des pertes dans un karst de contact lithostratigraphique. Modèle du Barrois (Harmand, 2018, d’après Jaillet, 2000)	74
3.10	Développement des principaux gouffres de Savonnières en Perthois et d’Aulnois en Perthois (d’après Soudet, 1974 et Jaillet, 2000)	75
3.11	Typologie des karsts de la Lorraine et de ses marges (Losson et Jaillet, 2010)	77
4.1	Méthode de mesure au GPS pour une doline (Bensaadi, 2019)	82
5.1	Liserés karstiques du terrain de recherche (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009 ; LiDAR : BRGM, 2016)	93
5.2	Répartition des phénomènes karstiques (en %) (Bensaadi, 2019)	97
5.3	Répartition des dolines en fonction de leur diamètre (Bensaadi, 2019)	97
5.4	Répartition des dolines en fonction de leur profondeur (Bensaadi, 2019)	98

5.5	Relation entre diamètre et profondeurs des dolines (Bensaadi, 2019)	98
5.6	Répartition des dolines selon l'indice de pente (Bensaadi, 2019)	99
5.7	Répartition des gouffres en fonction de leur diamètre (échantillon de 164 gouffres au total) (Bensaadi, 2019)	105
5.8	Répartition des gouffres selon leur profondeur (Bensaadi, 2019)	106
5.9	Répartition des gouffres selon leur diamètre et profondeur (Bensaadi, 2019)	107
5.10	Histogramme comparatif de la répartition des gouffres simples et gouffres- pertes selon leur diamètre (Bensaadi, 2019)	108
5.11	Répartition des pertes selon leur diamètre (Bensaadi, 2019)	110
5.12	Carte géologique interprétée d'après les liserés karstiques et les données LiDAR (d'après Cartannaz, 2013)	114
5.13	Carte structurale du secteur d'étude principal (Le Roux, inédit 2018 ; fond : IGN, 2009 ; liserés karstiques : Bensaadi, 2018)	115
5.14	Coupe géologique NS du secteur d'étude principal (d'après Le Roux, 2007)	116
6.1	Localisation des secteurs d'étude – La zone principale d'étude est encadrée en rouge (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	118
6.2	Alignement karstique du secteur de la Taille Jacquemin (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	120
6.3	Rosace directionnelle de la fracturation dans le secteur de la Taille Jac- quemin sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)	122
6.4	Bois de Renesson (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	123
6.5	Imagerie LiDAR des deux vallons du Bois de Renesson (Bensaadi, 2019 ; LiDAR : DDT55, 2016 ; fond : IGN, 2009)	124
6.6	Vallon sud de Renesson (Bensaadi, 2019 ; LiDAR : DDT55, 2016 ; fond : IGN, 2009)	125
6.7	Alignement des dolines dans le vallon nord de Renesson (LiDAR : DDT55, 2016 ; fond : IGN, 2009)	126
6.8	L'activité karstique du secteur du Bois de Renesson (Bensaadi, 2019) . . .	127
6.9	Secteur de Renesson sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier et fracturation (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)	128

6.10 Secteurs des Bois Didelot, Harbaut-Fouillet et Houiroc (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	129
6.11 Secteurs des Bois Didelot, Harbaut-Fouillet et Houiroc et rosace directionnelle sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchepinsky, 1959)	130
6.12 Secteur du Bois des Seigneurs (Bensaadi, 2019 ; LiDAR : DDT 55, 2016 ; fond : IGN, 2009)	132
6.13 Fonctionnement du karst dans le secteur du Bois des Seigneurs (Bensaadi, 2019)	132
6.14 Relations entre le tracé du liseré du Bois des Seigneurs et la carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; LiDAR : DDT 55, 2016 ; fond : BRGM, 2006) et rosace directionnelle de fracturation	133
6.15 Secteur de la Vallée Thirion (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	134
6.16 Coupe dans une doline ouverte (n° 2721) dans le fond de la vallée Thirion (Bensaadi, 2019)	135
6.17 Le liseré karstique dans le secteur de la vallée Thirion et rosace directionnelle sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchepinsky, 1959)	136
6.18 Secteur du Bois du Roi (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	137
6.19 Triple alignement de doline du secteur du Bois du Roi (Bensaadi, 2019)	139
6.20 Secteur du Bois communal de L'Isle-en-Rigault (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	140
6.21 Secteur du Bois communal de L'Isle en Rigault sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchepinsky, 1959)	142
6.22 Configuration du secteur du Bois communal de L'Isle-en-Rigault (Bensaadi, 2019)	142
6.23 Secteur de la Belle Épine est (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	143
6.24 Secteur de la Dorma (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	145
6.25 Secteur et réseau de la Dorma sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchepinsky, 1959 ; réseau souterrain : Goutorbe – GERSM)	146
6.26 Secteur de la Belle Épine ouest (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	147

6.27 Secteurs de la Belle Épine (ouest et est) sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)	149
6.28 Secteur de la Taille Clergé (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	150
6.29 Secteur de la Taille Clergé sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)	151
6.30 Secteur du vallon des Hattons (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	153
6.31 Secteur des Hattons sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)	154
6.32 Les trois types de dolines dans le secteur des Hattons (Bensaadi et Harmand, 2020)	155
6.33 Secteur des Haies de la Vieille Grange et du Caureau (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	156
6.34 Fracturation dans le secteur des Haies de la Vieille Grange sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)	158
6.35 Secteur du Bois Saint-Pierre et de la Craute (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	159
6.36 Secteurs du Bois Saint-Pierre et de la Craute sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Saint-Dizier (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959)	161
6.37 Secteur du Bois de Vau Vauthier (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN 2009)	162
6.38 Secteur de Vau Vauthier sur fond de carte géologique de France au 1/50 000, feuilles de Vaubécourt et Bar-le-Duc (Bensaadi, 2019 ; fond : Stchépinsky, 1959 ; Demassieux et Le Roux, 1969)	163
6.39 Secteur de Chancenay (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	165
6.40 Coupe du gouffre Vannepierre (d'après Harmand, 2019, inédit ; d'après Infoterre)	166
6.41 Interprétation des secteurs Sommelonne et Ancerville (Bensaadi et Harmand, 2020 ; fond : IGN, 2009)	168
6.42 Ancerville : carte géologique réinterprétée d'après les contacts géologiques et imageries LiDAR (MNT au pas de 0,5 m) (Bensaadi, 2020 ; d'après Cartannaz <i>et al.</i> , 2016)	170

6.43	Types de liserés karstiques de contacts lithostratigraphiques et coupe interprétative (modèle conceptuel ; Harmand, inédit 2020)	172
7.1	Répartition des désordres cités dans le chapitre 7 (Bensaadi, 2020)	178
7.2	Répartition simplifiée des dolines de soutirage sur les vallons et interfluves (Bensaadi, 2020 ; d'après Harmand, 2020)	185
7.3	Doline du Ruisseau du Zède, Ancerville (n°2800) (d'après Jaillet 2000) . . .	187
7.4	La grotte des Chasseurs ou grotte du Siphon (modifié d'après Jaillet, 2000)	193
7.5	La grotte des Élections (n° 2768, d'après SCLER, d'après Jaillet, 2000) . .	194
7.6	Doline d'effondrement (secteur de la Belle Épine) (n° 65) (d'après le fond topographique du SCLER, d'après Jaillet, 2000)	195
7.7	Gouffre de Peut Trou (secteur d'Ancerville ; n° 2774 et 2775 ; d'après Infoterre)	196
7.8	Gouffre 223 de Valtieremont, secteur d'Ancerville (n° 2776) (d'après Infoterre)	197
7.9	Gouffre de Vannepiere, secteur de Chancenay (n° 2777) (d'après Infoterre) .	198
7.10	Trou Totor, secteur de Chancenay (n°2799, d'après Infoterre)	198
7.11	Gouffre des Niphargus, (n° 1988) (secteur de Robert-Espagne) (d'après Infoterre)	200
7.12	Aven de la Taille Clergé (n° 2715) (d'après Jaillet, 2000)	201
7.13	Doline émergence-perte de la Dorma (n° 2729) (d'après Jaillet, 2000)	204
7.14	Paroi de la doline d'effondrement remaniée par les processus de versant et le ruissellement, secteur de Chancenay, (n° 2569 ; Bensaadi, 2019).	208
7.15	Liseré karstique « guidé » par les chemins d'exploitation forestière (Bensaadi, 2019 ; fond : IGN, 2009)	211
7.16	Liseré karstique et plans de la base de l'OTAN (Bensaadi, 2019 ; d'après plan : USArmy, 1960 via Labrude, communication personnelle ; fond : IGN, 2009)	213
8.1	Méthode de cartographie de la susceptibilité selon la densité de doline (Galve <i>et al.</i> , 2009)	218
8.2	Méthode de cartographie de la susceptibilité selon la distribution spatiale (Galve <i>et al.</i> , 2009)	219

8.3	Méthode de cartographie de la susceptibilité selon l'approche heuristique (Galve <i>et al.</i> , 2009)	219
8.4	Diagramme de Venn (d'après Bonham-Carter <i>et al.</i> , 1989)	220
8.5	Typologie de karst dans la Forêt de Trois-Fontaine (Bensaadi, 2020)	223
8.6	Répartition des désordres karstiques en fonction de la pente (Bensaadi, 2020)	226
8.7	Répartition des désordres et des cours d'eau souterrains et superficiels (Bensaadi, 2020)	229
8.8	Répartition des désordres par rapport aux failles (Bensaadi, 2020)	232
8.9	Carte de la susceptibilité aux effondrements et affaissements karstiques dans la Forêt de Trois-Fontaines (Bensaadi, 2020)	235
8.10	Zonage réglementaire du PPRN de Savonnières-en-Perthois (55) au 1/15 000 (Préfecture de la Meuse, 2012)	239
8.11	Zonage réglementaire du PPRN de Savonnières-en-Perthois (55) au 1/5 000 (Préfecture de la Meuse, 2012)	240
8.12	Carte de la susceptibilité pour la commune d'Ancerville (Cartannaz <i>et al.</i> , 2016)	244
8.13	Cartographie de l'aléa lié à l'effondrement de cavités souterraines karstiques pour la commune d'Ancerville (Cartannaz <i>et al.</i> , 2016 ; modifiée)	244
8.14	Les roches carbonatées en Wallonie (d'après services géologiques de Wallonie, Commission Wallonne d'Etude et de Protection des Sites Souterrains (CWEPSS) via WalOnMap, 2020)	247
8.15	Répartition des désordres karstiques selon l'Atlas du karst wallon (CWEPSS, 2018, modifiée)	248
8.16	Extrait de carte des zones de contraintes karstiques de la région de Tournai (Province du Hainaut) (extrait du portail SIG de la Direction Générale Opérationnelle Agriculture, Ressources naturelles et Environnement (DGARNE) du SPW, les thématiques du sous-sol wallon, 2020)	249
8.17	Carte d'aléa établie sur le croisement de l'intensité de dénoyage de la nappe aquifère des calcaires du Carbonifère et de la densité des effondrements (Kaufmann, 2000)	250
8.18	Résultat de l'approche par la méthode de pondération des indices (Kaufmann, 2000)	251

8.19	Carte d'aléa effondrement pour le Tournaisis obtenue par le croisement de la carte « qualitative » et de la carte obtenue grâce à la méthode de pondération des indices (Kaufmann, 2000)	252
8.20	Typologie des karsts et répartition des désordres karstiques en Floride (d'après <i>Florida Department of Environmental Protection</i> , 2020)	255
8.21	Carte de la « favorabilité » aux désordres karstiques (FDEM, site officiel, date inconnue)	257
8.22	Cartes de susceptibilité aux effondrements et affaissements basées sur l'approche AHP (à gauche) et LR (à droite) (Subedi <i>et al.</i> , 2019)	258

Table des photos

2.1	Effondrement dans un sentier en bordure de champ à Ancerville (Barrois, Meuse; cliché : Goutorbe - GERSM, 2013)	48
4.1	Les différents outils nécessaires au travail de terrain (cliché : Bensaadi, 2017)	81
4.2	Liseré karstique dans une clairière sur la commune de Fains-Véel (extrait orthophotos 50 cm, IGN, 2018)	83
4.3	Vue aérienne du secteur du bois des Seigneurs (Robert-Espagne), photo aérienne verticale et image LiDAR (LiDAR : DDT 55, 2015; orthophoto : IGN, 2009)	84
5.1	Doline fermée en entonnoir de 20 m de diamètre et de 10m de profondeur (n° 1470) (Trois-Fontaines-l'Abbaye, secteur des Hattons) (cliché : Bensaadi, 2017)	100
5.2	Dolines dans un champ, de moins de 0,75 m de profondeur (n° 2081, 2094, 2099, 2100, 2221) (Fains-Véel, secteur de Vau Vauthier) (cliché : Bensaadi, 2016)	101
5.3	Doline à proximité d'un lotissement pavillonnaire de 20 m de diamètre et de 2.5 m de profondeur (Combles-en-Barrois, en dehors de la zone d'étude) (cliché : Bensaadi, 2018)	101
5.4	Chenal d'écoulement de la doline du GR14 de 20 m de diamètre et 8 m de profondeur (n° 1312). (Trois-Fontaines-l'Abbaye, secteur des Hattons) (cliché : Bensaadi, 2016)	102
5.5	Perte du Houiroc dans une doline-perte de 3.5 m de diamètre et 2.8 m de profondeur (n° 1322) (Robert-Espagne, secteur du Houiroc) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2011)	103
5.6	Doline-Gouffre de 6 m de diamètre et 3 m de profondeur (n° 1175) (Beurey-sur-Saulx, secteur du Caureau) (cliché : Bensaadi, 2017)	104
5.7	Doline-gouffre embryonnaire de 6 m de diamètre et 5 m de profondeur (n° 585) (Beurey-sur-Saulx, secteur du Bois de Renesson) (cliché : Bensaadi, 2017)	104

5.8	Gouffre simple « Aven de la Taille Clergé » (n° 2715) de 6 m de diamètre (Trois-Fontaines-l'Abbaye, secteur de la Taille Clergé) (cliché : Cordel, 2018)	108
5.9	Gouffre-perte d'1,5 m de diamètre et 1,80 m de profondeur, avec drain (en bas à droite de la photo) et eau au fond du gouffre (Ancerville) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2013)	109
5.10	Protections autour de l'aven de la Taille Clergé (n° 2715) en bordure du sentier karstique de la Forêt domaniale de Trois-Fontaines (cliché : Cordel, 2018)	109
5.11	Perte (principale) de Renesson mesurant environ 1.5 m de diamètre (n° 591) (Beurey-sur-Saulx, secteur du Bois de Renesson) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2012)	111
5.12	Perte(s) diffuse(s) absorbant l'eau en amont de la perte principale, la plus grosse perte diffuse est de 0,75 m de diamètre (n° 1981) (Robert-Espagne, secteur Vallée Thirion) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2012)	111
5.13	Mardelle en eau de 25 m de diamètre et 7 m de profondeur (n° 305) (Trois-Fontaines-l'Abbaye, secteur des Hattons) (cliché : Bensaadi, 2017)	112
6.1	Gouffre-perte (n° 2709) ouvert dans les calcaires tithoniens (secteur de Chancenay) (cliché : Grondin, 2019)	167
7.1	Dissolution des calcaires tithoniens. Cette doline gouffre embryonnaire présente au fond des calcaires fracturés et traversés par plusieurs petites pertes intermittentes. (n° 2309; diam. 1,2 m/prof. 2 m) (Secteur de la Vieille Grange) (cliché : Bensaadi, 2017)	179
7.2	Doline en entonnoir caractéristique (Mussey, bois Jolly) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2015)	181
7.3	Doline de subsidence par effondrement (n° 2569) Chancenany (cliché : Grondin, 2019)	182
7.4	Dolines de soutirage, en forme de coupelle dans le secteur de Renesson (cliché : Goutorbe - GERSM, 2012) (n° 575, 452, 499)	183
7.5	Dolines de soutirage en entonnoir alignées, à la rupture de pente entre le versant et le glacis modelé dans le Tithonien dans le secteur de Renesson (cliché : Harmand, 2016) (n° 473, 516, 568)	183
7.6	Doline de soutirage de grande taille (n° 844, diam. 45 m / prof. 15 m) (secteur du Bois du Roi) (cliché : Bensaadi, 2017)	184
7.7	Remplissage grossier à la base et sablo-argileux au sommet dans le fond d'une doline (secteur des Hattons) (n° 1325, diam. 70 m /prof. 15 m) (cliché : Harmand, 2018)	184

7.8	Doline de soutirage (n° 1227, diam. 10 m / prof. 3 m) développée dans la couverture argileuse et dans les calcaires tithoniens affleurant - secteur du Caureau (cliché : Bensaadi, 2018)	186
7.9	Doline d’effondrement de type subsidence <i>sinkhole dropout</i> de 1 m de diamètre et de profondeur observée à Ancerville en octobre 2019 (cliché : Goutorbe – GERSM, 2019)	188
7.10	Zoom de la doline d’effondrement observée à Ancerville en octobre 2019 (cliché : Goutorbe – GERSM, 2019)	188
7.11	Doline d’effondrement de la grotte du Siphon ou des Chasseurs (n° 2765) à Beurey-sur-Saulx (cliché : Goutorbe - GERSM, 2013)	188
7.12	Entrée 1 de la grotte du Siphon ou des Chasseurs à Beurey-sur-Saulx (n° 2765) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2013)	188
7.13	Photos de la doline d’effondrement du Zède (n° 2800) secteur d’Ancerville (cliché : Harmand, 2018)	189
7.14	Doline de soutirage stable de dimension modeste (n° 856, diamètre : 6 m, profondeur : 2,7 m) dans le secteur du Bois du Roi (cliché : Bensaadi, 2016)	202
7.15	Doline de soutirage stable de grande dimension (> 10 m de diamètre) à l’est d’Ancerville, à l’ouest de la Forêt de Valtieremont-Jovillers (cliché : Harmand, 2018)	202
7.16	Cicatrice d’arrachement dans une doline active (n° 2214, diamètre : 6 m, profondeur 3 m) (Fains-Véel, secteur du Bois de Vau Vauthier) (cliché : Bensaadi, 2016)	203
7.17	Tête de glissement dans une doline active, secteur des Hattons (n° 2380) (cliché : Harmand, 2006)	203
7.18	Affleurement rocheux dans le fond ouvert d’une doline-gouffre embryonnaire, secteur des Hattons (n° 1496) (cliché : Bensaadi, 2016)	205
7.19	Coulée de terre issue des argiles de la base du Valanginien dans le fond d’une doline ouverte dans les calcaires tithoniens, secteur des Hattons (n° 1324) (cliché : Harmand, 2018)	205
7.20	Ouverture d’un gouffre en bordure de champs cultivé (Ancerville) (cliché : Goutorbe - GERSM, 2013)	209
7.21	Doline-gouffre embryonnaire (n° 2714) ouverte dans le fossé d’évacuation des eaux d’une route de débardage (Trois-Fontaines-l’Abbaye, secteur de la Taille Clergé) (cliché : Bensaadi 2019)	210
7.22	Gouffre-perte (n° 2726) alimenté par le tuyau d’évacuation des eaux de ruissellement de la RN4 (Ancerville) (cliché : Bensaadi, 2018)	210
7.23	Montants métalliques et bétonnés des clôtures de la base américaine de l’OTAN (cliché : Lejeune, 2017)	212

8.1	Panneau d'information sur la présence et la dangerosité des gouffres situé à l'entrée de la forêt de Beurey-sur-Saulx (cliché : Bensaadi, 2020)	245
8.2	Signalisation d'un gouffre dans le cadre de la protection des personnes d'une part et du sentier karstique de Trois-Fontaines d'autre part (cliché : Bensaadi, 2018)	245

Liste des tableaux

2.1	Tableau de synthèse des processus menant à des désordres karstiques (d'après Perrin <i>et al.</i> , 2013)	57
3.1	Caractéristiques des différents calcaires du Tithonien et du Crétacé (d'après Beaudoin, 1974)	63
5.1	Répartition des phénomènes karstiques en fonction du diamètre, de la profondeur et de la pente (Bensaadi, 2020)	96
6.1	Tableau simplifié des désordres par secteur (Bensaadi, 2020)	119
6.2	Synthèse comparative des types de désordres karstiques par secteurs (Bensaadi, 2020)	173
7.1	Répartition des dolines par typologie et activité (Bensaadi, 2020)	214
8.1	Densité et ratio de désordres par typologie de karst (Bensaadi, 2020)	224
8.2	Résultat de l'analyse du critère typologie de karst par la théorie du poids des évidences (Bensaadi, 2020)	225
8.3	Densité et ratio des désordres par le critère pente (Bensaadi, 2020)	227
8.4	Résultat de l'analyse du critère pente en fonction des 2 catégories de pente ($< 4^\circ$ et $\geq 4^\circ$) par la théorie du poids des évidences (Bensaadi, 2020)	227
8.5	Densité et ratio des désordres par le critère distance aux cours d'eau (≤ 50 m et > 50 m) (Bensaadi, 2020)	230
8.6	Résultat de l'analyse du critère distance aux cours d'eau (≤ 50 m et > 50 m) par la théorie du poids des évidences (Bensaadi, 2020)	230
8.7	Résultats de l'analyse du critère faille par la théorie du poids des évidences (Bensaadi, 2020)	231

8.8	Tableau de la susceptibilité indépendante de chaque critère explicatif (Bensaadi, 2020)	233
8.9	Tableau décisionnel de la susceptibilité (Bensaadi, 2020)	234
8.10	Unités géologiques et hydrogéologiques simplifiées du centre de la Floride (Montané, 2001 d'après Wilson et Beck, 1992; Duerr et Wolansky pour Florida Geological Survey, 1986; Sinclair et Stewart, 1985)	253

Table des matières

Remerciements	7
Introduction	13
I Le karst du Barrois	17
1 Cadre général de l'étude : localisation du secteur d'étude et synthèse des connaissances sur le cadre morphostructural du contact Jurassique - Crétacé entre Lorraine et Champagne	19
1.1 Le contact Jurassique/Crétacé dans l'est du Bassin parisien (à l'échelle régionale)	19
1.2 Le contact Jurassique/Crétacé à l'échelle du terrain d'étude	22
1.2.1 Situation géographique du terrain d'étude	22
1.2.2 Les formations géologiques du Tithonien et du Crétacé inférieur . .	29
1.2.2.1 Les Calcaires du Barrois (Tithonien)	29
1.2.2.2 La couverture d'âge crétacé inférieur	30
1.2.3 La structure géologique du terrain d'étude : éléments pour une problématique	39
1.3 Conclusion partielle : les conditions du développement de l'exokarst	41
2 Les affaissements-effondrements liés aux cavités karstiques	43
2.1 Les affaissements et les effondrements, partie intégrante des mouvements de terrain	43
2.2 Les affaissements et effondrements en région karstique	46
2.2.1 L'instabilité des terrains karstiques	46

2.2.2	Le risque karstique	47
2.2.3	Typologie des dolines en fonction de la problématique affaissement-effondrement	49
2.2.4	Typologie des karsts en fonction de la problématique affaissement-effondrement	57
2.3	Le cadre de ce travail : le plan nation BD Cavités	58
2.4	Conclusion partielle	59
3	Le karst	61
3.1	À l'origine de la terminologie, les plateaux du Karst	61
3.2	Karst et karstification	62
3.3	Le système karstique	66
3.4	Les différents types de karsts	68
3.5	Importance du karst de couverture dans l'est du Bassin parisien	75
3.6	Le drainage du système karstique	78
3.7	Conclusion partielle	78
4	Méthodologie	79
4.1	Les données bibliographiques	79
4.2	Données de terrain et outils	80
4.3	La télédétection	83
4.4	Base de données et SIG	85
4.5	Positionnement de la thèse par rapport à la structure co-encadrante (BRGM) et à ses missions	86
4.6	Conclusion partielle	86
II	Résultats	89
5	Présentation des résultats globaux de la zone d'étude	91
5.1	Cartographie des phénomènes karstiques : synthèse des résultats	92
5.1.1	Mise en évidence de liserés karstiques	92

5.1.2	Cartographie interactive du karst du Barrois : karstdubarrois.fr . . .	94
5.2	Typologie des phénomènes karstiques et données chiffrées	96
5.2.1	Les dolines	97
5.2.1.1	Dolines fermées	99
5.2.1.2	Les dolines ouvertes	102
5.2.2	Les gouffres	105
5.2.3	Les pertes	110
5.2.4	Les mardelles	112
5.3	Conclusion partielle : relations entre la carte des liserés karstiques et la carte structurale et/ou la carte géologique	113
6	Relations entre le liseré karstique et le cadre morphostructural	117
6.1	Le liseré oriental de la zone d'étude principale	119
6.1.1	Secteur Taille Jacquemin	119
6.1.2	Bois de Renesson	122
6.1.3	Secteurs des Bois Didelot, Harbaut-Fouillet et Houiroc	128
6.1.4	Le Bois des Seigneurs	131
6.1.5	Secteur de la vallée Thirion	134
6.1.6	Secteur du Bois du Roi	137
6.1.7	Secteur du Bois communal de L'Isle-en-Rigault	140
6.1.8	Secteur de la Belle Épine	143
6.1.9	Secteur de la Dorma	145
6.2	Le liseré occidental de la zone d'étude principale	147
6.2.1	Secteur de la Belle Épine ouest	147
6.2.2	Secteur de la Taille Clergé	149
6.2.3	Secteur du vallon des Hattons	152
6.2.4	Secteur des Haies de la Vieille Grange et du Caureau	155
6.2.5	Secteurs du Bois Saint-Pierre et de la Craute	158
6.3	Les autres secteurs	161
6.3.1	Le secteur du Bois de Vau Vauthier	161

6.3.2	Secteur de Chancenay	164
6.4	Apports de l'imagerie LiDAR sur les secteurs dits d'Ancerville et de Sommelonne	167
6.5	Conclusion partielle	171
7	Processus à l'origine des dolines du Barrois	177
7.1	Confrontation des types de dolines du Barrois et de la typologie de Waltham et Fookes (2003)	179
7.1.1	Les types de dolines le plus souvent étrangères au Barrois	179
7.1.2	Les types de dolines de Waltham et Fookes (2003) représentées dans le Barrois	180
7.1.3	Les 3 types de dolines en fonction du processus	182
7.1.3.1	Les dolines de soutirage	182
7.1.3.2	Les dolines d'effondrement	187
7.1.3.3	Les dolines de soutirage et effondrement : les dolines combinées	190
7.1.4	Conditions de l'apparition de l'effondrement	192
7.2	L'activité des dolines	202
7.2.1	Dolines stables et dolines actives	202
7.2.2	Activité des dolines de soutirage, d'effondrement et combinée	205
7.2.3	Évolution géomorphologique des dolines actives	206
7.3	Conclusion partielle	214
8	La susceptibilité à l'affaissement et à l'effondrement karstique	217
8.1	Méthodes de l'évaluation de la susceptibilité	217
8.2	Les critères explicatifs	221
8.3	Carte de susceptibilité	233
8.4	La gestion du risque karstique en France	237
8.4.1	De la cartographie du risque affaissement-effondrement à l'élaboration d'un Plan Cavités	238
8.4.1.1	Vers une méthode ciblée et organisée : le risque effondrement de cavités	241

8.4.1.2	Un risque invisible qui nécessite connaissance, information et diffusion plus adaptée	242
8.4.2	La prise en compte du risque affaissement-effondrement karstique : une question d'échelle ?	243
8.5	La gestion du risque karstique dans le monde : l'exemple de la Floride et de la Wallonie	246
8.5.1	La gestion du risque karstique en Wallonie	246
8.5.1.1	Contexte géologique	246
8.5.1.2	L'atlas du karst wallon et les zones de contraintes karstiques	247
8.5.1.3	Cas particulier du Tournaisis	249
8.5.2	La gestion du risque karstique en Floride	252
8.5.2.1	Contexte géologique	252
8.5.2.2	Facteurs des effondrements en Floride	254
8.5.2.3	La cartographie de susceptibilité à l'effondrement karstique en Floride	256
8.5.2.4	Des approches plus détaillées à l'échelle d'un comté	257
8.6	Conclusion partielle	258
	Conclusion générale	261
	Bibliographie	265
	Liste des figures	279
	Liste des photos	287
	Liste des tableaux	291
	Annexes	299

Annexes

Annexes 1 – Cartes des secteurs et des désordres karstiques

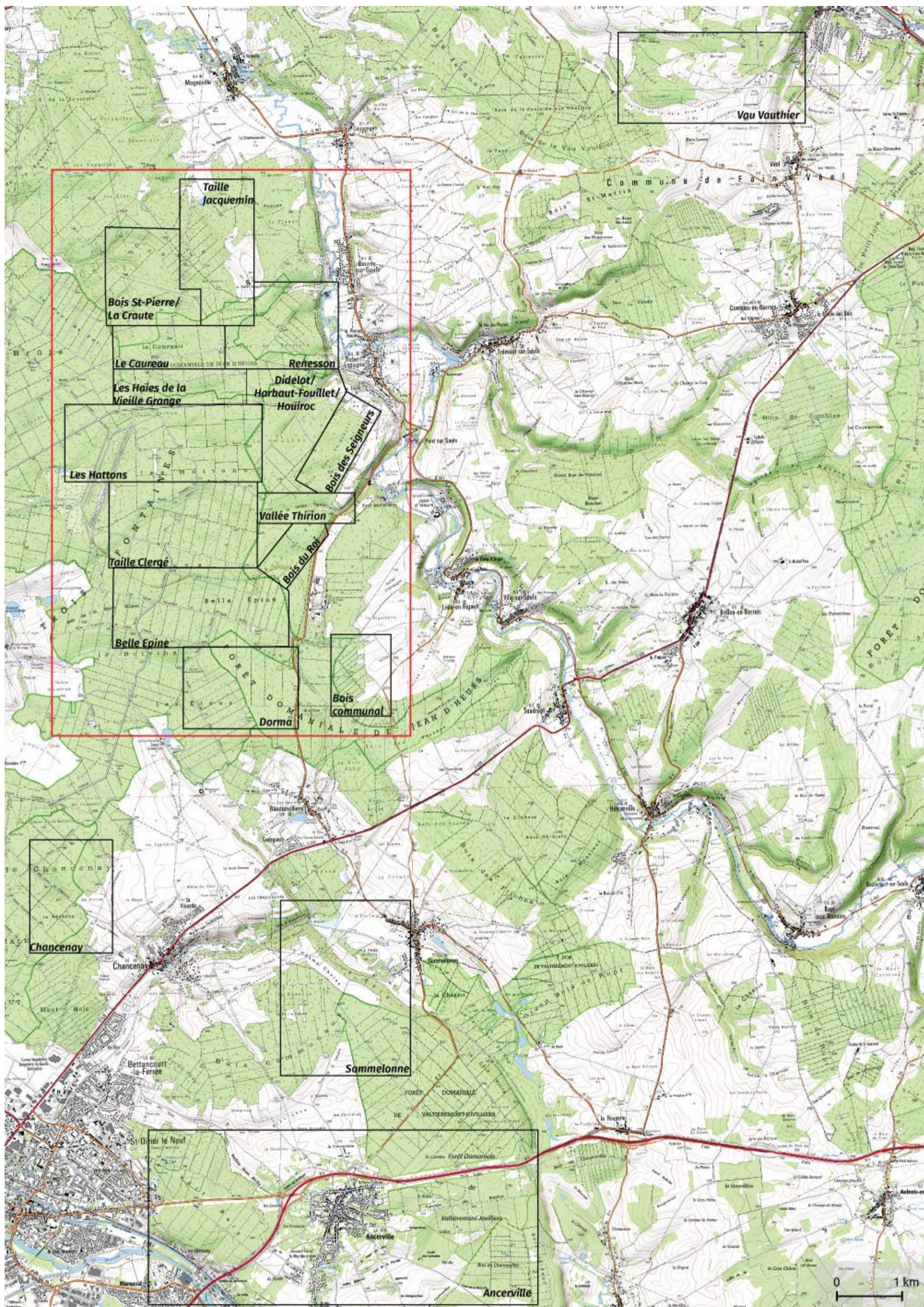


Figure 1 – Secteurs d'étude

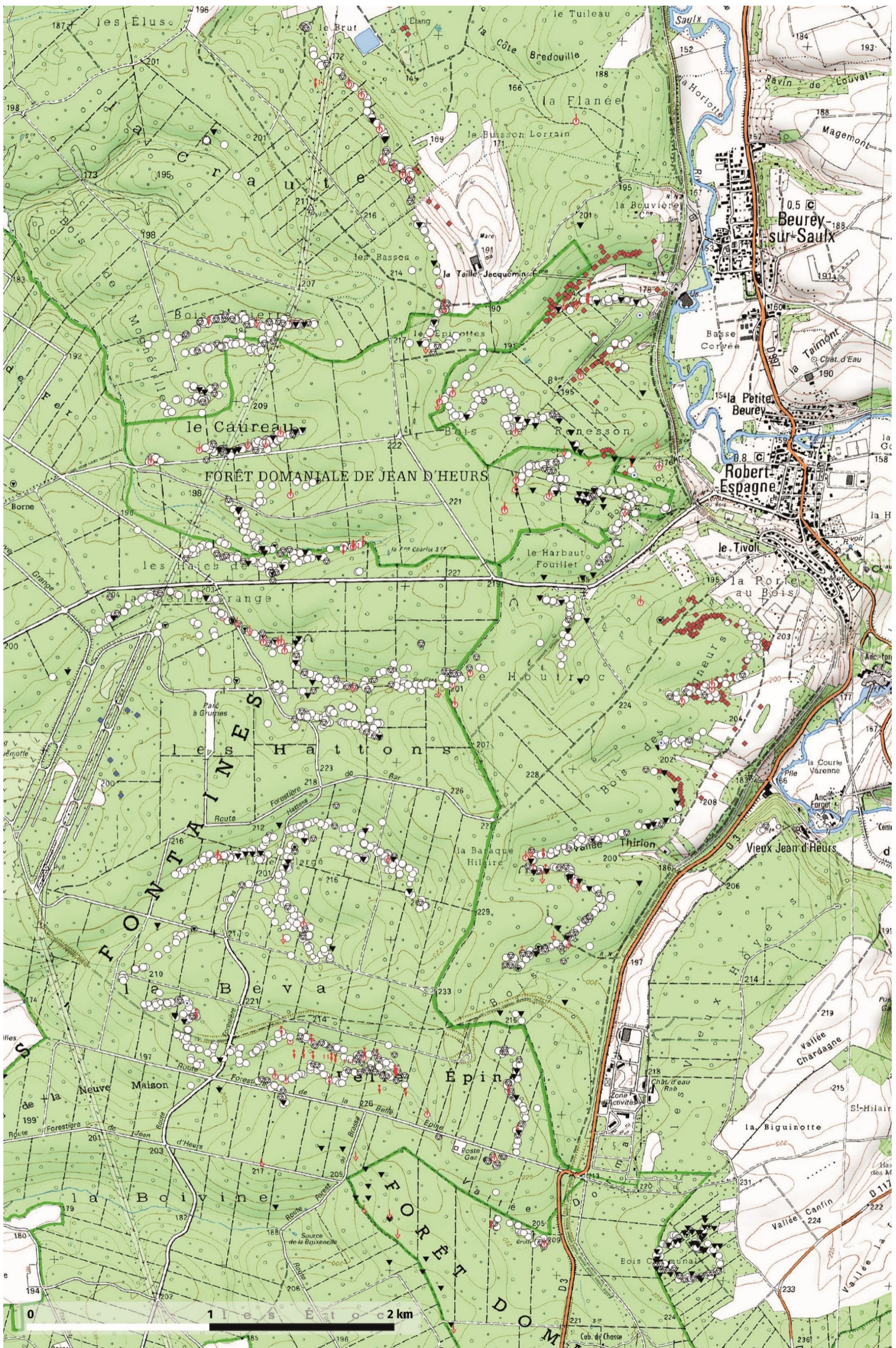


Figure 2 – Répartition et typologie des désordres karstiques en forêt de Trois-Fontaines

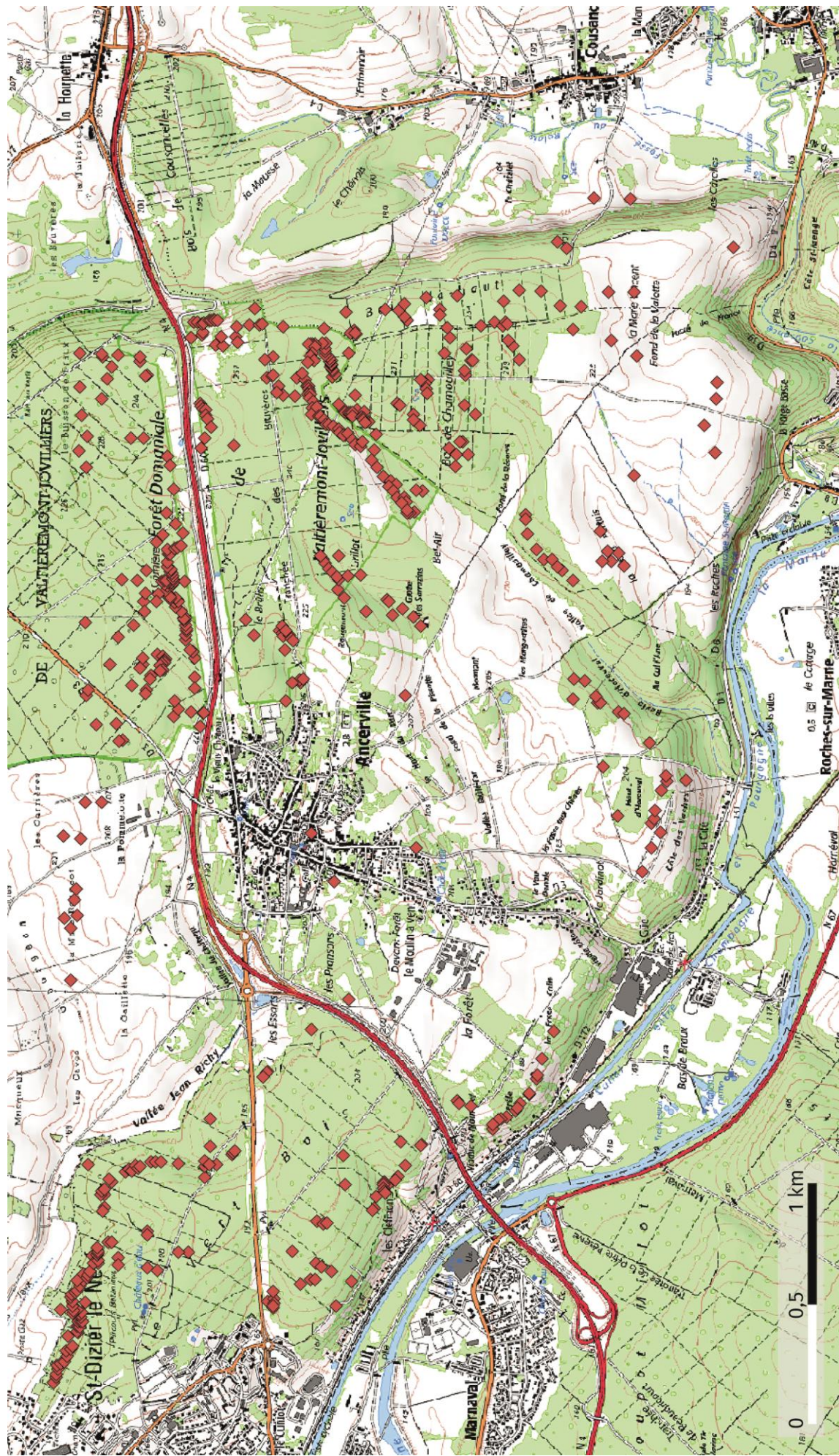


Figure 5 – Répartition des désordres karstiques interprétés d'après images LiDAR pour le secteur d'Ancerville

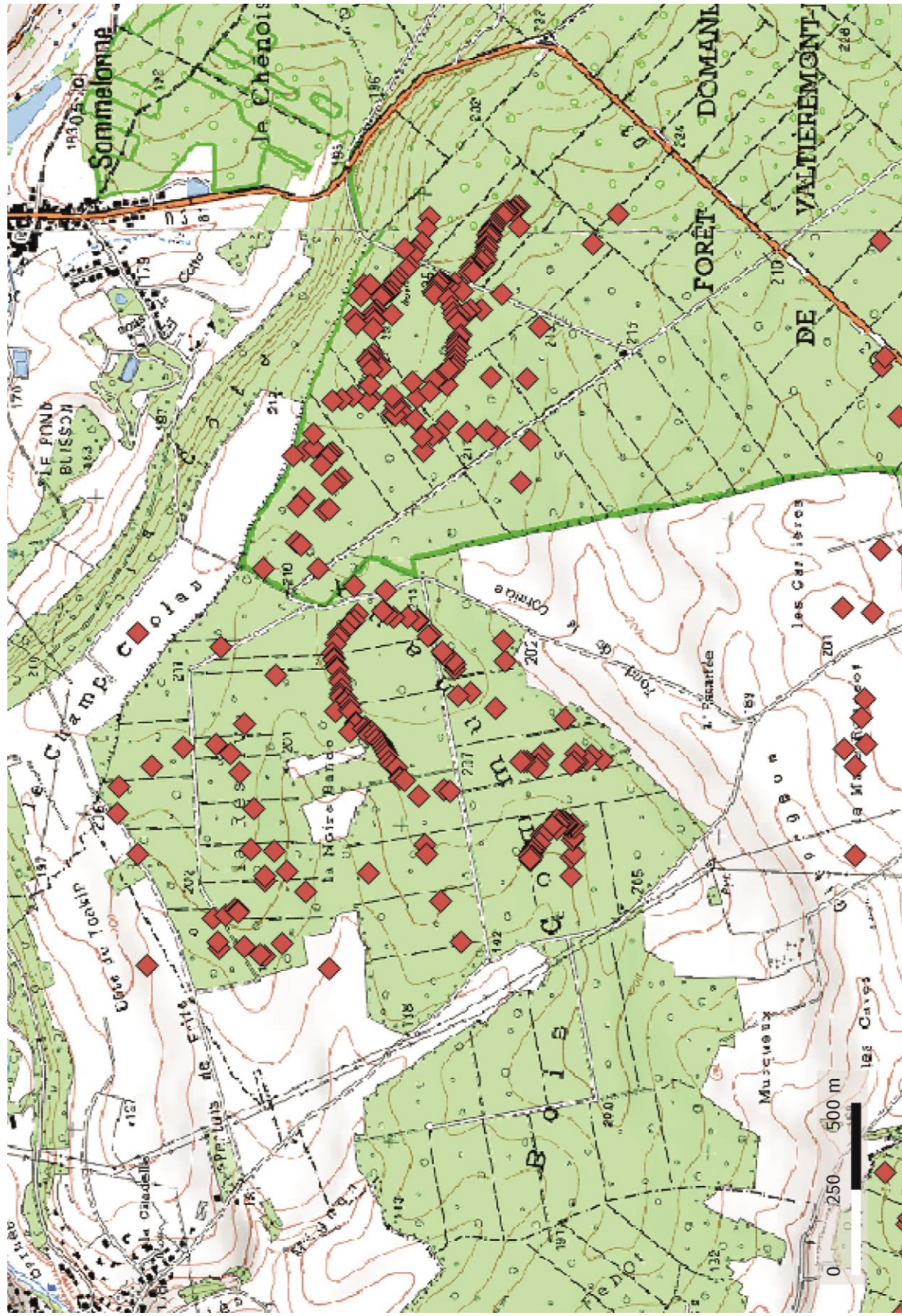




Figure 6 – Répartition des désordres karstiques interprétés d'après images LiDAR pour le secteur De Sommelonne

Type de désordre karstique

-  Doline fermée
-  Doline-Gouffre
-  Doline-Gouffre embryonnaire
-  Doline-Perte
-  Gouffre
-  Gouffre-Perte
-  Mardelle
-  Perte
-  Perte diffuse
-  Perte fossile
-  Vallon aveugle

Désordre karstique interprété

-  Imagerie LiDAR
-  Carte topo. / photo satellite

Annexes 2 – tableau des formes et phénomènes karstiques

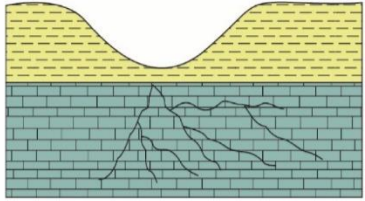
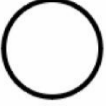
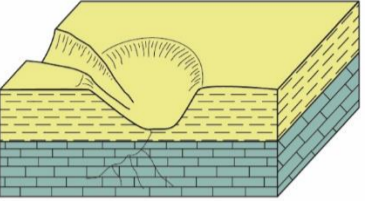

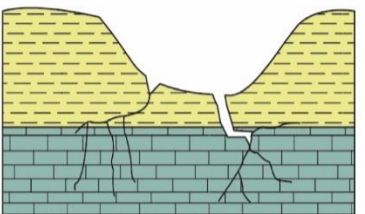

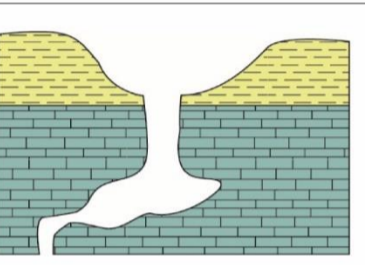

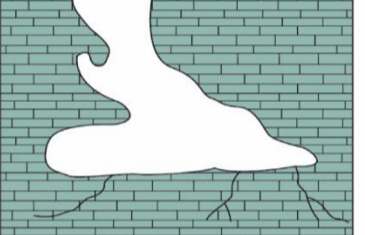

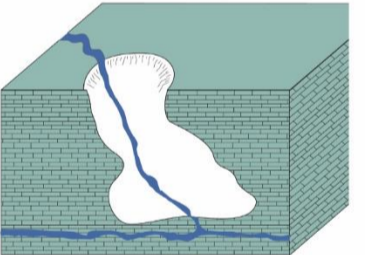

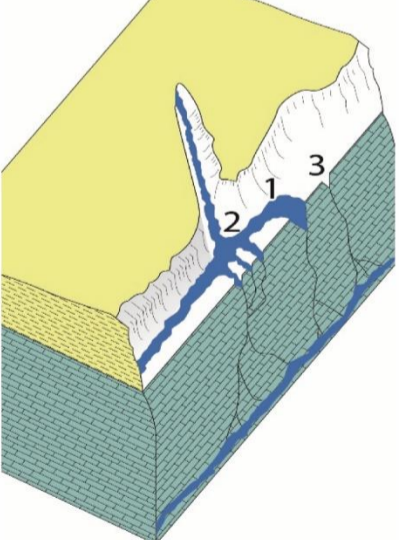



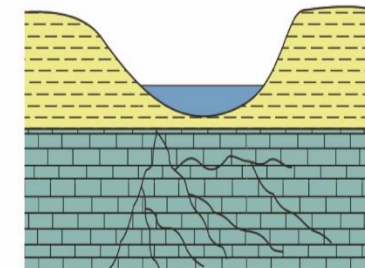

Formes et Phénomènes Karstiques	Morphologie	Définition	Schéma	Symbole carte	
Doline Dépression fermée, plus ou moins circulaire ou elliptique, qui se forme à la surface des roches solubles	Dolines fermées	Doline sans ouverture apparente au fond de la doline			
	Dolines ouvertes	Doline-perte	Doline ouverte connectée en surface avec un chenal absorbe un écoulement de surface, pérenne ou temporaire, de manière totale ou partielle.		
		Doline-gouffre embryonnaire	Doline avec ouverture apparente au fond de la doline, vers de petites cavités, non pénétrables, et de faibles développements avec une activité hydrologique limitée		
		Doline-gouffre	Doline avec ouverture apparente au fond de la doline, sous forme de puits le plus souvent subvertical, de diamètre pluridécimétrique avec une activité hydrologique notable		
Gouffre Cavité naturelle créée par dissolution, à développement vertical à l'entrée	Gouffre	Gouffre non connecté à un chenal et qui n'absorbe pas l'eau de surface.			
	Gouffre-perte	Gouffre connecté ou non à un chenal en surface qui absorbe un écoulement de surface, pérenne ou temporaire, de manière totale ou partielle.			
Ouverture sans morphologie, sauf trou impénétrable	Perte active (1)	Lieu et phénomène d'absorption parfaitement localisée d'un écoulement de surface ou à la surface d'un plateau. L'absorption peut être totale ou partielle, pérenne ou temporaire.			
	Perte diffuse (2)	Lieu et phénomène d'absorption mal localisée d'un écoulement de surface. L'absorption peut être totale ou partielle, pérenne ou temporaire.			
	Perte fossile (3)	Lieu et phénomène d'absorption fossile parfaitement localisée d'un écoulement de surface située le plus souvent en aval d'une perte active (recul de pertes).			
Mardelle		Dépression fermée qui se développe à la surface des roches non ou peu solubles, souvent en eau de manière pérenne ou temporaire, parfois à sec en permanence, il arrive qu'elle soit associée à des sourcins.			

Figure 7 – Tableau récapitulatif des formes et phénomènes karstiques

Annexes 3 – Imagerie LiDAR

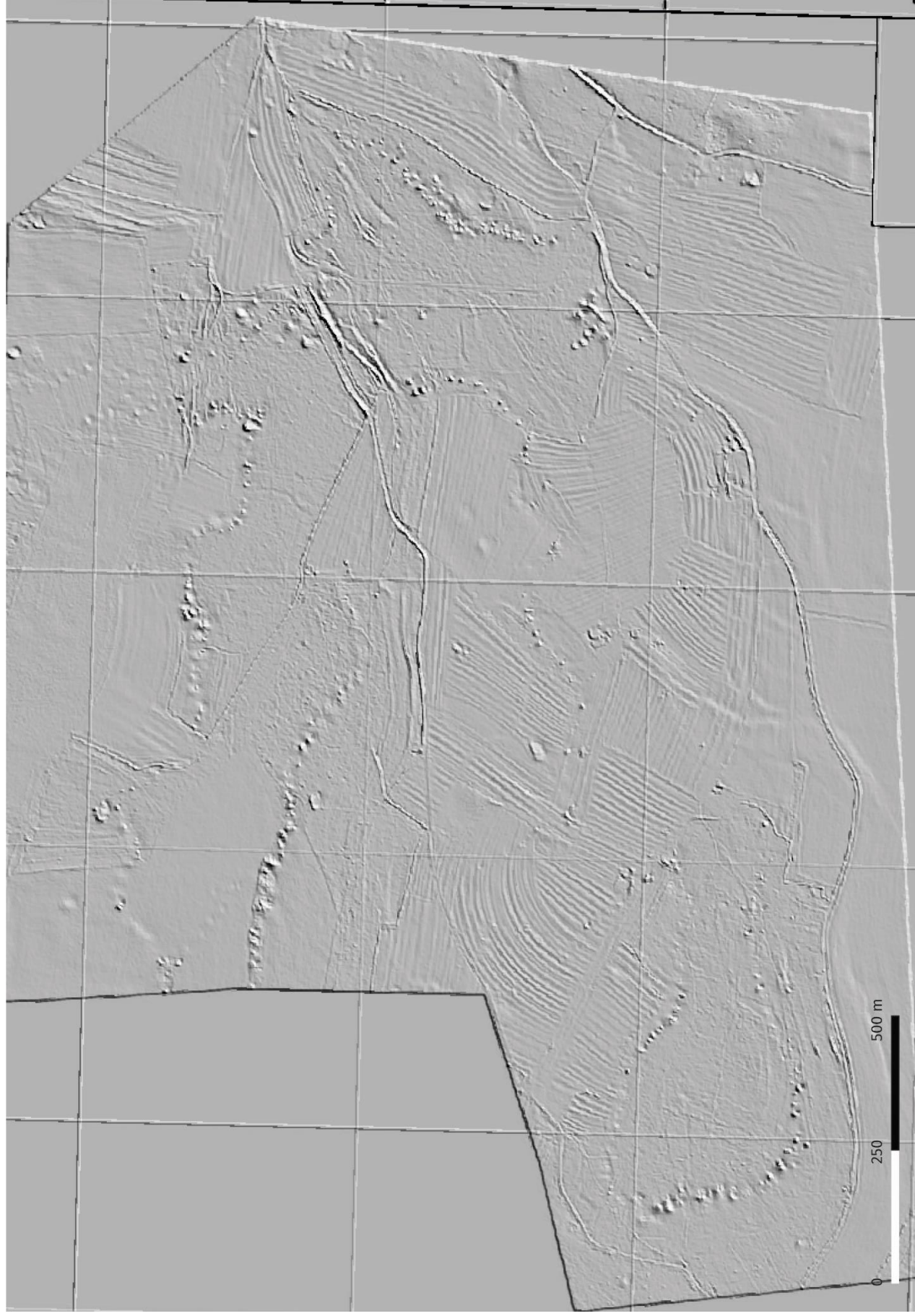


Figure 8 – Imagerie LiDAR en ombrage et niveau de gris – (BRGM 2013)



Figure 9 – Imagerie LiDAR en ombrage et niveau de gris – (DDT55, 2017)



Figure 10 – Imagerie LiDAR en ombrage et niveau de gris – (BRGM,2016)

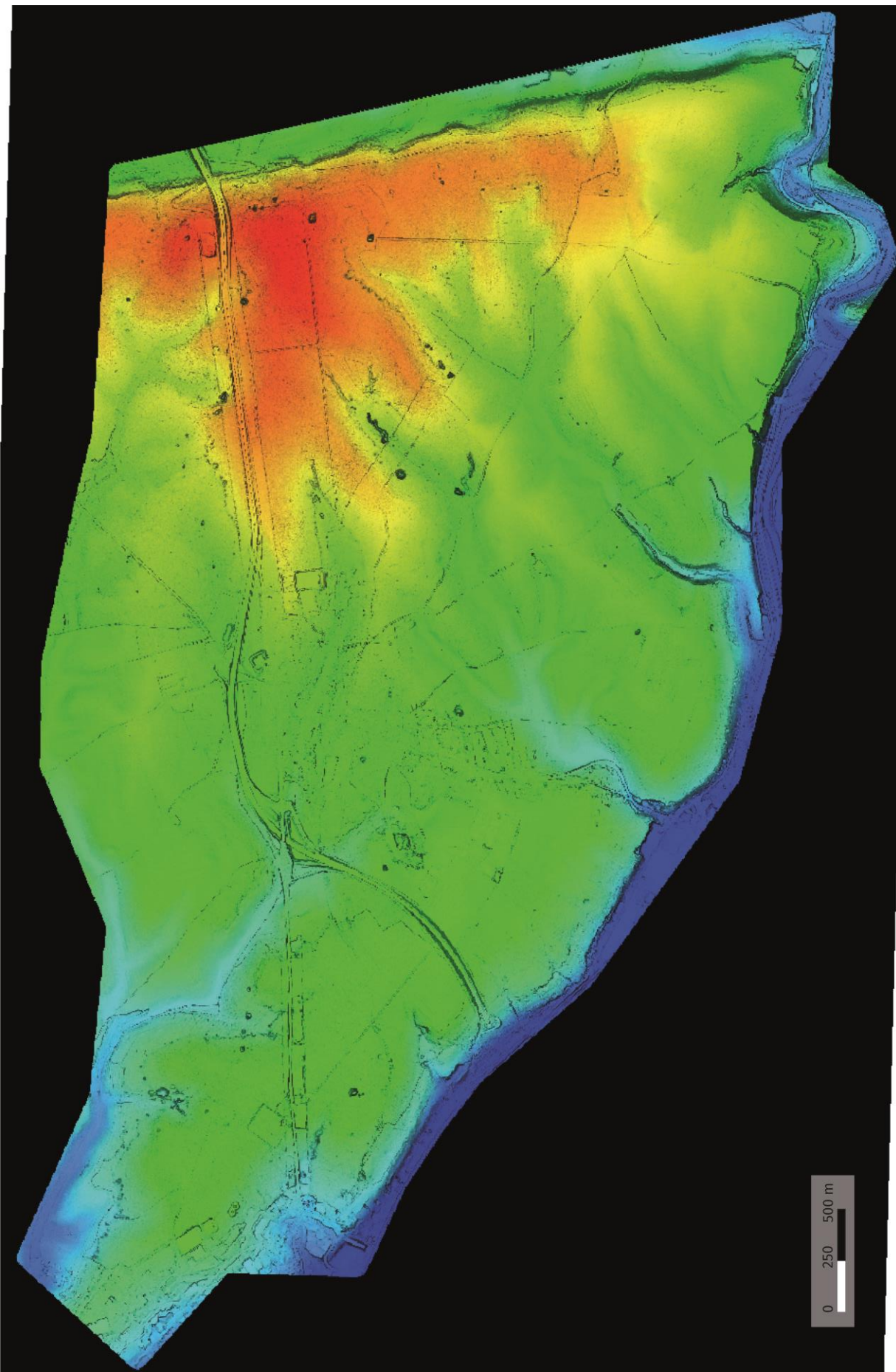


Figure 11 – Imagerie LiDAR en ombrage et niveau de gris – (BRGM,2016)

Annexes 4 – Forages Infoterre – Base de données sous-sol (BSS)- BRGM

02267X0016/SR

Log validé

Profondeur

De 0.0 à 20 m Rafraichir






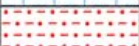
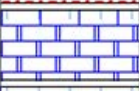

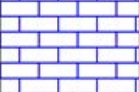



Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude		
0.25	Sol (terre végétale)		Terre végétale argilo-sableuse brune et rouille.	Holocène	141.15		
1.25			Limon argilo-sableux panaché à galets minéraux.		140.15		
1.75	Fz		Galets calcaires moyens et petits, dans du sable jaune meuble aquifère.	Würm	139.65		
3.20	Fy		Galets calcaires.		138.20		
3.90	Grès et sables de Valcourt		Très gros galets de calcaire beige clair Portlandien (à Corbula inflexa).	Aptien supérieur à Albien inférieur	137.50		
4.10			Gros sable roux glauconieux un peu argileux friable. Même sable roux plus argileux.		137.30		
4.20			Gros sable argileux noirâtre, compact.		137.20		
6.20			Sable très argileux noirâtre, très compact.		135.20		
7.50	Grès et sables de Valcourt		Sable très argileux noir un peu glauconieux, compact, avec passages d'argile noirâtre plastique.	Aptien supérieur à Albien inférieur	133.90		
11.20			Glaucosie avec grains de sable blanc.		130.20		
12.20	Argiles à Plicatules		Argile sableuse gris clair légèrement micacée, liée.	Aptien inférieur	129.20		
15.95			Couche rouge de Wassy		Argile gris clair plastique. Terrestrialia sella, Parahoplites deshayesi, Cerithium aptense.	125.45	
16.25					Argile gris très clair dure, à cristaux de calcite et traces de pyrite. Exogyra aculeata.	125.15	
16.70			Minerai de fer oolithique barrémien			Argile gris foncé compacte.	124.70
16.90						Argile grise gypsifère compacte, plastique. Exogyra aculeata, Rhynchonella leia.	124.50
18.45			Sables et argiles panachés barrémiens			Argile grise compacte, à fer oolithique englobé.	122.95
19.20						Calcaire argileux rose pâle à oolithes ferrugineuses, dur. Sable fin gris aggloméré.	122.20
19.35			Sables et argiles panachés barrémiens			Grès fin gris tendre.	Barrémien supérieur
19.50	Argile un peu sableuse rouge, brève à taches blanches et grises.	121.90					
19.55	Sables et argiles panachés barrémiens		Argile sableuse rose marbrée de blanc.	Barrémien supérieur	121.85		
19.60			Grès grossier brun rougeâtre, hétérogène, très dur, mélangé avec de l'argile grise.		121.80		
27.35	Argiles ostréennes		Grès grossier brun rougeâtre, hétérogène, très dur, mélangé avec de l'argile grise.	Barrémien inférieur	114.343		
27.45			Sable argileux rouge brun et gris, à grosses inclusions de charbon.		114.05		
32.70			Sable grossier argileux rouge brique, compact.		113.95		
33.40			Mame grise très compacte.		108.70		
33.50			Calcaire très mameux gris verdâtre clair.		108.00		
33.80			Mame grise très plastique.		107.90		
35.00			Mame calcaire gris verdâtre dure.		107.60		
35.20			Mame gris verdâtre plastique.		106.40		
			Mame gris verdâtre grasse, compacte.		106.20		
			Argile gris verdâtre compacte.				
40.65	Argiles ostréennes		Argile calcaire gris verdâtre.	Barrémien inférieur	100.75		
41.00			Mame grise compacte.		100.40		
46.50	Calcaire à Spatangues		Calcaire grenu gréseux à débris d'huîtres.	Hauterivien	94.90		
46.65			Mame grise avec passages gréseux tendres.		94.75		
47.40	Sables blancs et fer géodique		Sable argileux gris verdâtre à grains de glauconie, gros grains de quartz et débris d'huîtres.	Valanginien	94.00		
47.90			Mame sableuse et graveleuse grise à taches roussâtres, à petits galets ferrugineux roux et grains de glauconie.		93.50		
48.00			Menu gravier mameux gris jaunâtre, meuble.		93.40		
49.15			Sable fin légèrement argileux gris rosé, compact et tendre.		92.25		
49.25	Sables blancs et fer géodique		Couche de calcaire tendre. Zone à Cyrena rugosa.	Tithonien supérieur	92.15		
57.00			Calcaire mameux gris compact, avec passages gréseux grossiers.		84.40		
58.00			Calcaire mameux gris avec petites intercalations mameuses.		83.40		
61.00			Calcaire gris un peu mameux.		80.40		
65.00	Sables blancs et fer géodique		Calcaire gris clair, à plaquettes de calcaire oolithique et passages mameux gris.	Tithonien inférieur	76.40		
66.00			Calcaire sublithographique blanchâtre, très dur. Traces de fossiles. Zone à Cyprina bronniarti.		75.40		

02264X0040/TF0124

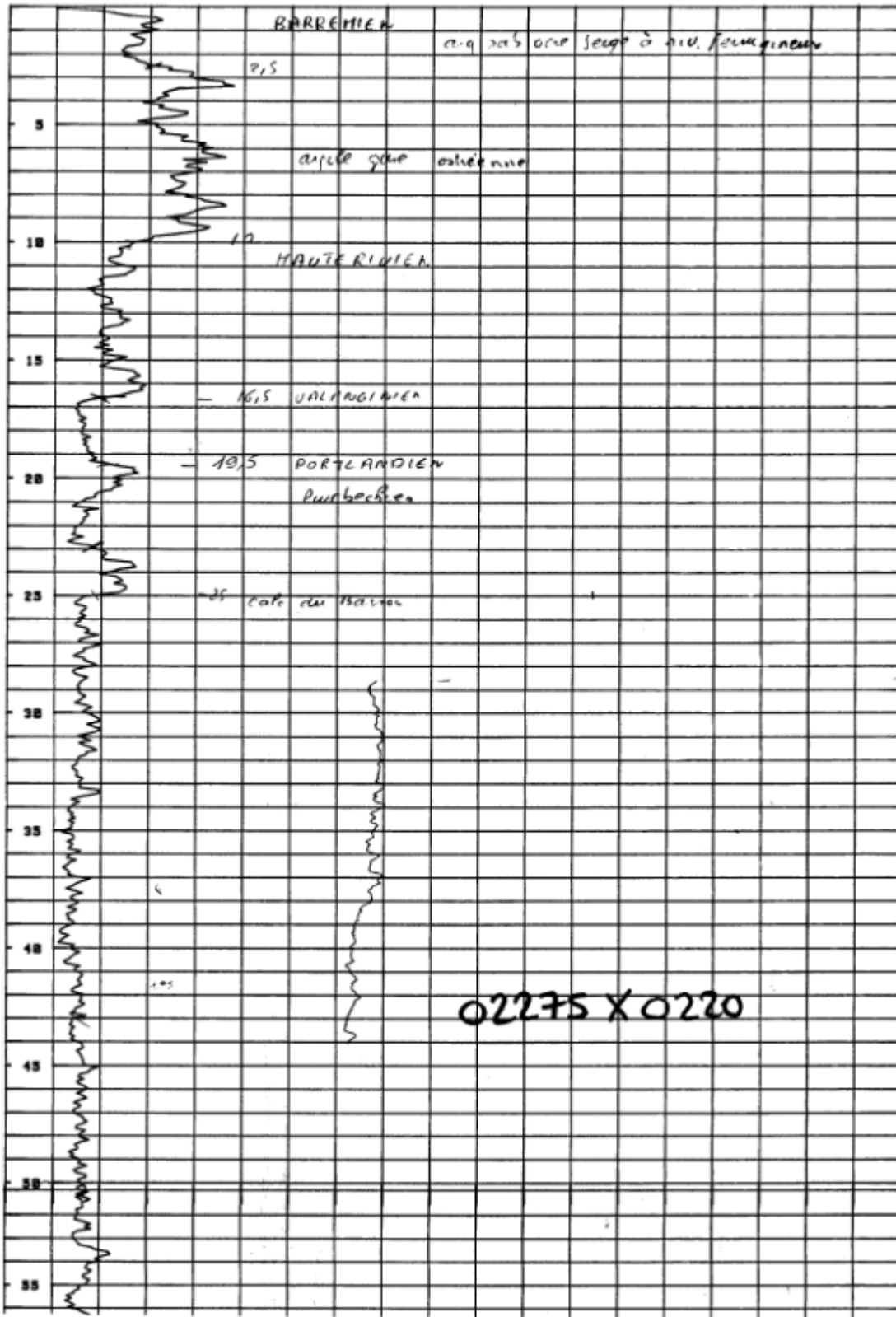
Log validé

Profondeur

De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
3.50	Grès et sables de Valcourt		Sable fin beige légèrement calcaire.	Aptien supérieur à Albién inférieur	193.50
11.00	Argiles à Plicatules		Argile grise plastique.	Aptien inférieur	186.00
20.50	Sables et argiles panachés barrémiens		Argile grise à verdâtre plastique.	Barrémien supérieur	176.50
27.00	Argiles ostréennes		Argile grise à verdâtre, glauconieuse, plastique.	Barrémien inférieur	170.00
32.00	Calcaire à Spatangues		Marne sableuse grise (?).	Hauterivien	165.00
35.00	Sables blancs et fer géodique		Sable argileux gris verdâtre.	Valanginien	162.00
35.50			Calcaire sublithographique gris, localement à fragments de lignite.	Tithonien supérieur	161.50
40.50			Calcaire lithographique gris clair localement bioclastique.	Tithonien inférieur	156.50
41.00					156.00
55.00			Calcaire lithographique gris clair localement bioclastique.	Tithonien inférieur	142.00
55.50					141.50
67.00					130.00

95TF-C117



Log validé

Profondeur





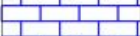









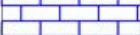



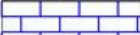




De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
	Sables verts inférieurs		Au sommet, argile sableuse ocre à beige, puis grise glauconieuse. Puis, sable argileux gris à verdâtre très glauconieux (quartz fins parfois moyens).	Albien inférieur	
10.00			Sable fin à grossier à quartz jaunâtres, verdâtres, plus ou moins argileux gris à gris verdâtre, un peu glauconieux. Quelques fines passées de grès fin à léger ciment calcaire blanchâtre, un peu glauconieux.		159.90
13.00				Aptien supérieur	156.90
13.50					156.40
24.50			Argile légèrement calcaire grisâtre, peu coquillière, pâteuse. Pyrite.		145.40
	Argiles à Plicatules			Aptien inférieur	
38.00			Argile grise à nombreuse oolites ferrugineuses noires.		131.90
39.50			Argile parfois un peu calcaire bariolée (rouge, ocre, blanchâtre, gris vert), pâteuse. Pyrite et quelques débris coquilliers.		130.40
40.50			Argile parfois un peu calcaire bariolée (rouge, ocre, blanchâtre, gris vert), pâteuse. Pyrite et quelques débris coquilliers.		129.40
41.00	Argile rose marbrée		Passée de calcaire argileux.	Barrémien supérieur	128.90
42.50			Calcaire argileux gris, beige, localement oolithique, plus ou moins induré.		127.40
44.50			Argile grise à nombreux débris coquilliers d'huîtres, plastique.		125.40
46.00			Argile grise à nombreux débris coquilliers d'huîtres, plastique.		123.90
49.50	Argiles ostréennes		Quelques fines intercalations de calcaire argileux gris à beige.	Barrémien inférieur	120.40
50.00					119.90
51.50					118.40
52.00					117.90
52.80					117.10
53.30	Calcaire à Spatangues		Calcaire argileux plus ou moins sableux grisâtre à blanchâtre, bioclastique (lamellibranches) et un peu glauconieux, induré. Lits mameux grisâtres.	Hauterivien	116.60
61.50					108.40
74.00			Sable fin peu argileux brun.	Valanginien	95.90
77.50	Sables blancs et fer géodique		Purbéckien. Dolomie mudstone grise à gris brun, dure et plus ou moins vacuolaire.	Portlandien	92.40
79.00					90.90

Log validé

Profondeur

De 0.0 à 50 m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
5.00	Dolomies verdâtres inférieures		Dolomie calcaire mudstone (à calcaire dolomitique) beige gris, dure, Calcaire plus ou moins dolomitique un peu argileux ocre jaune, dur. Lits de mame plus ou moins dolomitique ocre à beige, pâteuse. Niveau fracturé (éboulement).	Tithonien supérieur	166.00
8.00			Calcaire mudstone beige à beige jaune, beige gris, localement bioclastique, dur. Traces de dissolution. Passées de calcaire mudstone gris clair, parfois gris, localement sableux et à niveaux bioclastiques, plus ou moins dur. Calcaires du Barrois.		163.00
9.70			Calcaire mudstone beige à beige jaune, beige gris, localement bioclastique, dur. Traces de dissolution. Passées de calcaire mudstone gris clair, parfois gris, localement sableux et à niveaux bioclastiques, plus ou moins dur.		161.30
10.20					160.80
21.50				Tithonien inférieur	149.50
					
					
					
					
					
					
					
					
					
					
					
					
					
					
					
45.60					125.40
46.70					124.30
49.50					121.50

Log validé

Profondeur

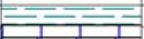
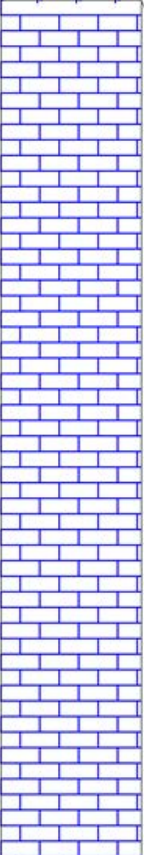

De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude	
1.00	Argile rose marbrée		En surface, sable fin blanc avec lignite et grains ferrugineux.	Barrémien supérieur	220.60	
4.00			Argile ocre à rouille, rouge, beige à grisâtre, blanchâtre, pâteuse. Présence de gypse.		217.60	
8.20	Argiles ostréennes		Argile un peu calcaire grise, très légèrement beige, coquillière (huîtres), très pâteuse. Pyrite.	Barrémien inférieur	213.40	
9.00			Intercalations de calcaire argileux gris à beige, plus ou moins induré.		212.60	
11.60					Calcaire wackestone argileux un peu sableux gris clair à blanchâtre, coquillier, plus ou moins induré et recristallisé. Présence de glauconie. Lits d'argile/marne un peu sableuse grise, coquillière.	210.00
12.10						209.50
16.50	Calcaire à Spatangues		Sable fin. Purbéckien. Marme dolomitique grise, beige jaune.	Hauterivien	205.10	
22.00	Sables blancs et fer géodique		Calcaire dolomitique mudstone un peu argileux gris, et dolomie calcaire mudstone/wackestone beige jaune à brune, peu argileuse, dure.	Valanginien	199.60	
23.50				Calcaire mudstone blanchâtre parfois beige, dur à lits plus tendres. Niveaux un peu bioclastique, traces de dissolution. Lits de marme grise.	Portlandien	198.10
24.20	197.40					
27.50	Calcaires du Barrois (Calcaires à pellets)			Marme grise.	Tithonien inférieur	194.10
29.00			192.60			
30.50			191.10			
31.70			189.90			
40.00	Calcaires du Barrois (Calcaires à pellets)		Calcaire mudstone gris clair à blanchâtre, à passées beiges, dur à passées plus tendres. Quelques niveaux bioclastiques.	Tithonien inférieur	181.60	
50.00			171.60			

Log validé

Profondeur

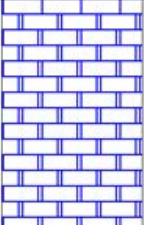
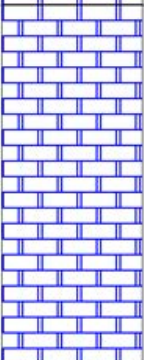
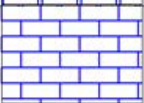
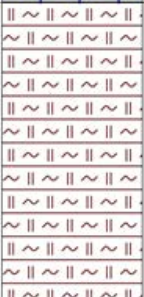
De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
3.00 5.00	Sables blancs et fer géodique		Argile brune. Calcaire micritique gris.	Valanginien	195.91 193.91
			Forage en perte totale (de 5 à 460m). Calcaires du Tithonien.	Tithonien	
135.50	Marnes supérieures à Exogyres		Marnes supérieures à exogyres.	Kimméridgien supérieur	63.41

Log validé

Profondeur


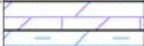
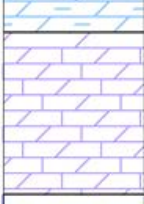
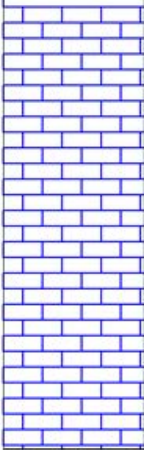
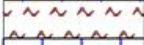

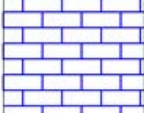
De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
34.90	Barre lithographique de base de Lorraine		Calcaire beige et gris clair compact, à pâte fine, parfois marneux, dolomitique de 32 à 34m	Tithonien inférieur	128.50
89.40	Calcaires du Barrois inférieurs		Calcaire marneux gris, parfois lumachelliques avec intercalations de marno-calcaires gris foncé ou de marnes grises ; Exogyres		
104.40	Barre lithographique de base de Lorraine		Calcaire gris clair, lithographique	Kimméridgien supérieur	74.00
	Marnes et calcaires à Exogyra virgula		Marne gris foncé et grises à Exogyres avec intercalations de calcaires marneux gris ou gris clair, pyriteux et de lumachelles à Exogyres		59.00

Log validé

Profondeur

De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
4.50	Sables blancs et fer géodique		Sable fin beige clair à jaunâtre.	Valanginien	189.50
6.00			Calcaire sublithographique beige à gris blanchâtre, plus ou moins dolomitisé. Perte totale à partir de 6m.	Tithonien supérieur	188.00
8.50		185.50			
17.00			Calcaire lithographique gris à gris foncé, localement bioclastique, à intercalations marneuses (selon sondages voisins).	Tithonien inférieur	177.00
41.00					153.00
43.00					151.00
52.00					142.00

Profondeur

De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
4.50	Limon		Limon légèrement argileux brun.	Quaternaire	193.50
7.15	Dolomies verdâtres supérieures		Calcaire blanc crème à roux oolithique, mameux gris à la base. Calcaire gris massif.	Tithonien supérieur	190.85
8.15			Calcaire grossier beige sableux et vacuolaire. Calcaire blanc crème tendre.		189.85
11.30			Calcaire marbré gris massif.		186.70
13.20	Oolithe vacuolaire tithonienne		Calcaire blanc crème. Calcaires tubuleux ?		184.80
17.40					180.60
18.40	Dolomies verdâtres inférieures		Calcaire gris tacheté massif.		179.60
32.60					165.40
33.00			Calcaire crème à pâte fine.		165.00
39.60	Calcaires tubuleux de Lorraine		Calcaire gris tacheté massif.		158.40
40.60			Calcaire sublithographique gris. Calcaire blanc gris tacheté massif.		157.40
42.70	Calcaires cariés (Calcaires tachetés) de Lorraine		Calcaire gris à gris foncé tacheté, avec passées de calcaire détritique.		155.30
49.00			Oolithe de Bure ?		149.00
51.40			Calcaire mameux gris foncé. Calcaires à débris, argiles et lumachelles.		146.60
52.80			Calcaire gris clair massif.		145.20
54.40	Oolithe de Bure		Calcaire gris tacheté à pâte fine, massif, à joints mameux gris foncé, à passées de calcaire détritique.	Tithonien inférieur	143.60
68.50					129.50
83.00			Calcaire gris à pâte fine.		115.00
83.50	Calcaires de Dommartin		Mame gris foncé. Mames à Gravesia. Calcaire mameux gris foncé coquillier. Mames à Gravesia.		114.50
85.00			Calcaire argileux gris massif, avec passées de calcaire coquillier. Pierre châline et mames à exogyres.		113.00
91.70			Calcaire gris lumachellique. Pierre châline et mames à exogyres.		106.30
96.00			Calcaire gris à joints mameux et coquilliers. Pierre châline et mames à exogyres.		102.00
101.00					97.00
108.00	Barre lithographique de base de Lorraine		Dalle de calcaire dur taraudé. Calcaire gris à intercalation de mame gris foncé, et calcaire fin massif à la base.		90.00
111.00			Calcaire mameux gris à passées lumacheliques. Calcaire gris à joints mameux.		87.00

Profondeur

De 0.0 à 18 m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
3.80	Argiles ostréennes		Argile gris bleu altérée.	Barrémien inférieur	201.70
5.80			Argile gris bleu, altérée dans sa partie supérieure, les 20cm de bas sont jaunâtres.		
6.80	Calcaire à Spatangues		Calcaire gréseux jaune. Au sommet, nombreux ostracés, serpules, échinodermes. Petits niveaux argileux.	Hauterivien	199.70
7.20			Calcaire argileux jaune grisâtre sans fossiles visibles, nombreuses cavités de dissolution.		198.70
7.40			Calcaire plus ou moins gréseux (grès calcaire) jaune, à nombreux petits lamellibranches, serpules, devenant mameux à la base.		198.30
7.40			Fine alternance de mame grise à bleue, biodétritique, de grès calcaire jaune avec fossiles, à lits cm argileux bleus, d'argile gris bleu, jaunâtre, parfois sableuse.		198.10
8.10					197.40
10.60					Niveau argileux (radioactivité élevée).
11.60		Perte de carottage. Niveau calcaire ? (radioactivité faible).	193.90		
13.80	Sables blancs et fer géodique		Argile bleue avec nombreux nodules diagénétiques. Traces charbonneuses à la base.	Valanginien	191.70
15.10	Dolomies verdâtres supérieures		Calcaire beige et jeune biodétritique, vacuolaire, oxyde de fer dans fissures. Lit d'argile jaune. Calcaire dolomitique à stratifications obliques.	Tithonien supérieur	190.40
15.80			Argile beige, mame grise, argile dolomitique.		189.70
16.10			Calcaire dolomitique rubané beige et gris bleu, avec silicification.		189.40
17.50			Calcaire jaune finement lité.		188.00
17.60		Calcaire jaune biodétritique devenant dolomitique, gris bleu avec lits plus sombres à la base.	187.90		
18.00	verdâtres supérieures		sombres à la base.	Tithonien supérieur	188.00
19.60	Oolithe vacuolaire tithonienne		Calcaire fin jaune et gris bleu, argileux beige à la base.		185.90
19.70			Argile bleue et jaune.		185.80
20.15	Dolomies verdâtres inférieures		Calcaire biodétritique vacuolaire.		185.35
20.95			Calcaire beige à stratification diffuse, cassure sublithographique.		184.55
21.10			Calcaire jaune biodétritique oolithique, vacuolaire		184.40
21.90			Calcaire jaune localement biodétritique.		183.60
22.60			Calcaire beige à cassure sublithographique.		182.90
24.15			Oolithe blanche fine.		181.35
25.00			Oolithe vacuolaire		180.50
27.20			Calcaire dolomitique blanc avec nombreuses tubulures.	178.30	
32.50			Même calcaire dolomitique sans tubulure.	173.00	
32.65			Taches de manganèse, stylolithes. À la base, lit (2cm) biodétritique.	172.85	
	Calcaires cariés (Calcaires tachetés) de Lorraine		Ensemble de calcaires tachetés. Taches diffuses et étroites, formes variables, globulaires. Manganèse. Stylolithes. Cassure conchoïdale. Joints mameux.	Tithonien inférieur	
40.00			Calcaire idem. Quelques passées dm biodétritiques, parfois graveleuses.		165.50
41.00					164.50
41.15					164.35
43.00			Calcaire devenant de plus en plus biodétritique et grossier, fortement vacuolaire.	162.50	

Profondeur






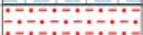

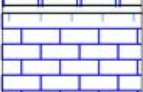



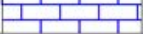
De 0.0 à 80 m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
5.00	Sables verts		Sable fin glauconieux olivâtre.	Albien inférieur	172.00
6.00			Sable moyen blanc olivâtre à quelques grains de glauconie, assez meuble.		171.00
7.66	Grès et sables de Valcourt		Sable grossier blanc pur, meuble.	Aptien supérieur à Albien inférieur	169.34
8.00			Sable moyen olivâtre clair glauconieux, un peu aggloméré.		169.00
11.00			Sable idem riche en glauconie.		166.00
15.00	Argiles à Plicatules		Argile agglomérée vert grisâtre riche en glauconie, avec traces d'argile sableuse grise.	Aptien inférieur	162.00
20.00	Sables et argiles panachés barrémiens		Argile gris verdâtre clair compacte.	Barrémien supérieur	157.00
24.00			Argile sableuse rosé marbrée de blanc, à taches d'argile grise.		153.00
28.00			Argile gris sombre et jaunâtre rosé, compacte, plastique. Minéral de fer oolithique, argile jaunâtre rosé compacte, plastique.		149.00
29.00	Argiles ostréennes		Argile grise compacte, plastique. Mince plaquette de calcaire. Exogyra aquila.	Barrémien inférieur	148.00
30.00			Argile idem. Exogyra aquila, Ostrea leyeri.		147.00
37.00			Même argile plus claire, plus compacte.		140.00
40.00	Calcaire à Spatangues		Calcaire grenu hétérogène à grains noirs de glauconie, débris d'huîtres.	Hauterivien	137.00
42.00			Calcaire gréseux grisâtre à débris d'huîtres et de serpules.		135.00
44.00			Même calcaire. Serpula sp., dent microscopique de poisson.		133.00
48.00			Calcaire gréseux grisâtre piqueté de noir, à débris d'huîtres, calcaire graveleux à petits galets ferrugineux noirs et jaune rouille. Serpula.		129.00
50.00			Calcaire grisâtre et brunâtre à grain assez fin. Zone à Cyrena rugosa.	Tithonien supérieur	127.00
54.00			Calcaire idem mais plus gris.		123.00
62.00			Calcaire blanchâtre homogène, lisse. Zone à Cyprina brongniarti.		115.00
70.00			Calcaire blanc.	Tithonien inférieur	107.00

Log validé


Profondeur

De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
3.50	Grès et sables de Valcourt		Sable fin beige légèrement calcaire.	Aptien supérieur à Albien inférieur	193.50
11.00	Argiles à Plicatules		Argile grise plastique.	Aptien inférieur	186.00
20.50	Sables et argiles panachés barrémiens		Argile grise à verdâtre plastique.	Barrémien supérieur	176.50
27.00	Argiles ostréennes		Argile grise à verdâtre, glauconieuse, plastique.	Barrémien inférieur	170.00
32.00	Calcaire à Spatangues		Marne sableuse grise (?).	Hauterivien	165.00
35.00	Sables blancs et fer géodique		Sable argileux gris verdâtre.	Valanginien	162.00
35.50			Calcaire sublithographique gris, localement à fragments de lignite.	Tithonien supérieur	161.50
40.50			Calcaire lithographique gris clair localement bioclastique.	Tithonien inférieur	156.50
41.00					156.00
55.00			Calcaire lithographique gris clair localement bioclastique.	Tithonien inférieur	142.00
55.50					141.50
67.00					130.00

DÉPARTEMENT : MEUSE





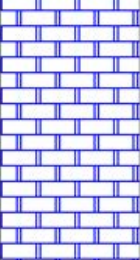



N° B.R.G.M. d'enregistrement : 1962/923

COMMUNE : MOGNEVILLE		CARTE GÉOL. AU 1/80 000							
DÉSIGNATION : Arg. 33, lieudit Nam, bordure du chemin entre la Saulx et la voie ferrée		N°	Feuille						
		51	BAR-LE-DUC SE						
OBJET : Core-drill		ATLAS AU 1/20 000							
Date d'exécution : 1962 Profondeur finale : 26 m		Feuille : REVIGNY-SUR-ORNAIN Indice de classement :							
		<table border="1"> <tr> <th>N°</th> <th>1/8</th> <th>N° d'entrée aux archives</th> </tr> <tr> <td>190</td> <td>8</td> <td>19</td> </tr> </table>	N°	1/8	N° d'entrée aux archives	190	8	19	
N°	1/8	N° d'entrée aux archives							
190	8	19							
Nature : sondage Mode de forage : Rotary - Failing CFD 1		Archivage : SCD - SGRNE D							
Maître de l'oeuvre : EURAFREP Paris 8e 75, Champs Elysées Propriétaire en 19.. : Entrepreneur : S.E.G. 48, rue Cardinet PARIS 17e Travaux conseillés ou suivis par : Mr de MONTFERRAND Origine des documents : EURAFREP		Coordonnées Lambert : X = 794,695 Y = 125,839 Zone : Nord I Cote du sol (Z) : { EPD = à l'orifice : { ENG = RNG = + 139,00							
Hauteur du tubage ou de la margelle dépassant le sol : Accessibilité : sondage rebouché ? Mode d'équipement :		Carte détaillée au proquis-esté : <i>voir intercalaire n° 3</i>  118780 01908X0019							
Observations :									
<p style="text-align: center;">RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES ET GÉOLOGIE :</p> <p>Toit du Jurassique 16 m cote + 123 Le sondage étant situé dans la vallée de la Saulx, le calcaire jurassique peut avoir été érodé</p> <p style="text-align: center;"><u>SPE</u> PS - SN</p> <p>Échantillons : EURAFREP</p>									

Log validé

Profondeur

De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
5.00	Fy		Alluvions.	Würm	196.00
8.00	Argiles du Gault		Argile du Gault.	Albien	193.00
16.00	Grès et sables de Valcourt		Sables verts et Grès et sables de Valcourt.	Aptien à Albien	185.00
33.00			Argiles à Plicatules, Sables et argiles bariolées, Argiles ostréennes.	Barrémien à Aptien inférieur	168.00
75.50			Calcaire silto-argileux blanchâtre au sommet, puis calcaire sublithographique blanc. Calcaires du Barrois.	Tithonien inférieur	125.50
			Calcaire sublithographique blanc, avec passées marneuses grises.		
127.00			Calcaire micritique gris blanchâtre.		74.00
144.00	Marnes supérieures à Exogyres		Marne silteuse grise, indurée. Passées de calcaire plus ou moins argileux gris blanc. Niveaux lumachelliques.	Kimméridgien supérieur	57.00

Log validé

Profondeur







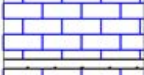





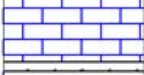
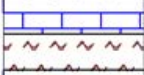
De 0.0 à 53.0 m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
4.50	Argiles à Plicatules		Argile légèrement calcaire beige à grise, plastique.	Aptien inférieur	191.50
10.50	Sables et argiles panachés barrémiens		Argile gris foncé à verdâtre, plastique. Passage de calcaire argileux.	Barrémien supérieur	185.50
13.00					183.00
14.00	Argiles ostréennes		Argile gris foncé à verdâtre, plastique.	Barrémien inférieur	182.00
22.50	Calcaire à Spatangues		Marno-calcaire sableux gris clair, marne sableuse grise fossilifère.	Hauterivien	173.50
26.00					170.00
27.00	Sables blancs et fer géodique		Valanginien.	Valanginien	169.00
28.00					168.00
30.00			Calcaire sublithographique beige gris à intercalations oolithiques.	Tithonien supérieur	166.00
			Calcaire lithographique gris clair à blanchâtre, localement bioclastique (huîtres), à intercalations marneuses.	Tithonien inférieur	
53.00					143.00

Log validé

Profondeur







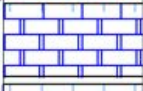





De 0.0 à 54.0 m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
2.00	Calcaire à Spatangues		Forage en perte totale.	Hauterivien	199.00
3.50	Sables blancs et fer géodique		Lithologie selon diagraphie et forages voisins. Marne sableuse gris foncé bioclastique.	Valanginien	197.50
4.00			Sable beige clair.	Tithonien supérieur	197.00
8.50			Calcaire sublithographique beige clair à intercalations oolithiques.		192.50
10.00					191.00
25.00					176.00
25.50			Calcaire lithographique gris clair, localement dolomitisé. Intercalations marneuses.	Tithonien inférieur	175.50
45.50					155.50
46.00					155.00
48.00					153.00
50.00			Remplissage karstique probable (niveau à forte radioactivité)	Cénozoïque	151.00
50.50					150.50
51.50	Karst		Calcaire lithographique idem.	Tithonien inférieur	149.50
54.00					147.00

Log validé

Profondeur




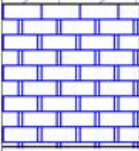
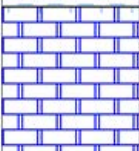
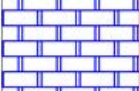
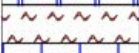
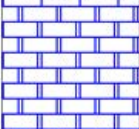
De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
3.50	Grès et sables de Valcourt		Sable fin beige légèrement calcaire.	Aptien supérieur à Albien inférieur	193.50
11.00	Argiles à Plicatules		Argile grise plastique.	Aptien inférieur	186.00
20.50	Sables et argiles panachés barrémiens		Argile grise à verdâtre plastique.	Barrémien supérieur	176.50
27.00	Argiles ostréennes		Argile grise à verdâtre, glauconieuse, plastique.	Barrémien inférieur	170.00
32.00	Calcaire à Spatangues		Marne sableuse grise (?).	Hauterivien	165.00
35.00	Sables blancs et fer géodique		Sable argileux gris verdâtre.	Valanginien	162.00
35.50			Calcaire sublithographique gris, localement à fragments de lignite.	Tithonien supérieur	161.50
40.50					156.50
41.00					156.00
55.00					142.00
55.50			Calcaire lithographique gris clair localement bioclastique.	Tithonien inférieur	141.50
67.00					130.00

Log validé

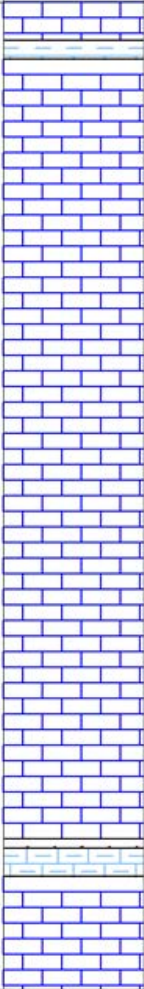
Profondeur

De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
3.00	Sables blancs et fer géodique		Sable fin beige légèrement calcaire.	Valanginien	188.00
4.50					186.50
18.50			Calcaire sublithographique dolomitique beige clair.	Tithonien supérieur	172.50
26.00			Calcaire sublithographique à lithographique gris clair à gris foncé, plus ou moins bioclastique. Remplissages karstiques probables entre 39 et 41m.	Tithonien inférieur	165.00
26.50					164.50
39.00					152.00
41.00			150.00		
49.50			141.50		
51.00			140.00		

Log validé

Profondeur			
De	<input type="text" value="0.0"/>	à	<input type="text" value="52.0"/>
		m	<input type="button" value="Rafraîchir"/>

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
2.00					204.00
3.00					203.00
44.00					162.00
44.50					161.50
46.00					160.00
52.00					154.00



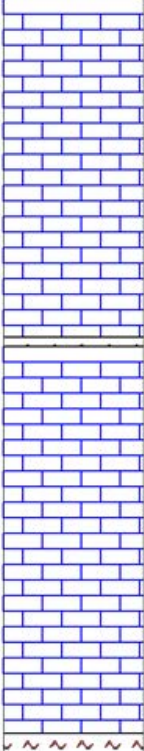
Calcaire lithographique à sublithographique beige clair à blanchâtre, à intercalations oolithiques et bioclastiques dans les niveaux marneux.

Tithonien inférieur

Log validé

Profondeur







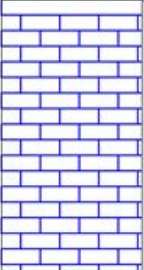
De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
3.50	Sables blancs et fer géodique		Sable fin argileux beige jaunâtre.	Valanginien	173.50
11.50			Calcaire sublithographique beige clair plus ou moins dolomitisé, à intercalations oolithiques.	Tithonien supérieur	165.50
29.00 29.50			Calcaire lithographique gris clair à gris foncé, localement bioclastique, à intercalations marneuses. Perte à 29m et 49,5m (remplissages karstique probables).		148.00 147.50
49.50 51.00				Tithonien inférieur	127.50 126.00

Log validé

Profondeur

De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
	Argiles à Plicatules		Argile légèrement marneuse beige, localement rouge, plastique.	Aptien inférieur	
10.50					174.50
	Sables et argiles panachés barrémiens		Argile légèrement calcaire grise à verdâtre, localement bioclastique.	Barrémien supérieur	
19.00	Argiles ostréennes			Barrémien inférieur	166.00
27.00	Calcaire à Spatangues		Calcaire argileux gris clair localement sableux et verdâtre.	Hauterivien	158.00
30.50	Sables blancs et fer géodique		Valanginien.	Valanginien	154.50
32.50					152.50
33.00			Calcaire sublithographique plus ou moins dolomitisé, à intercalations oolithiques.	Tithonien supérieur	152.00
37.50					147.50
			Calcaire lithographique beige à gris, localement bioclastique.	Tithonien inférieur	
52.00					133.00

Log validé

Profondeur

De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
3.50	Argiles à Plicatules		Argile sableuse beige jaunâtre, glauconieuse et verdâtre à la base.	Aptien inférieur	206.50
7.50	Sables et argiles panachés barrémiens		Argile beige à rouge, plastique.	Barrémien supérieur	202.50
24.00	Argiles ostréennes		Argile légèrement calcaire gris foncé à verdâtre, localement sableuse.	Barrémien inférieur	186.00
37.00	Calcaire à Spatangues		Marne (calcaire ?) sableuse grise bioclastique.	Hauterivien	173.00
42.00	Sables blancs et fer géodique		Sable plus ou moins argileux gris clair.	Valanginien	168.00
44.00			Calcaire sublithographique beige clair à gris clair, plus ou moins dolomitique.	Tithonien supérieur	166.00
44.50			Calcaire lithographique gris clair à gris, localement bioclastique.	Tithonien inférieur	161.00
49.00					
64.00					146.00

Log géologique numérisé

Nombre de niveaux : 9

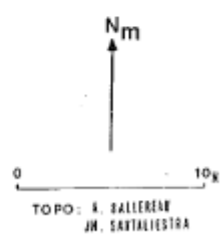
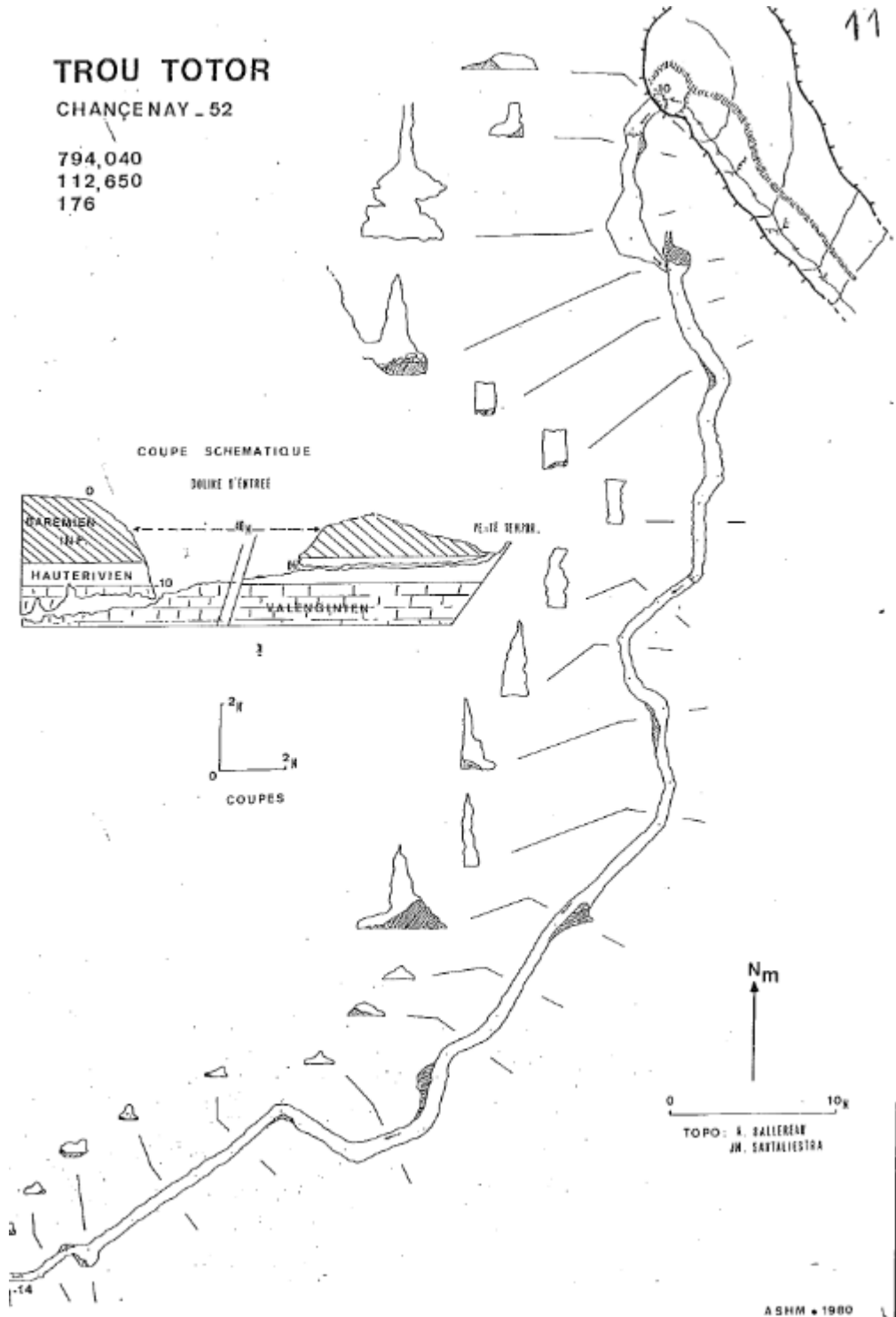
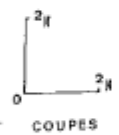
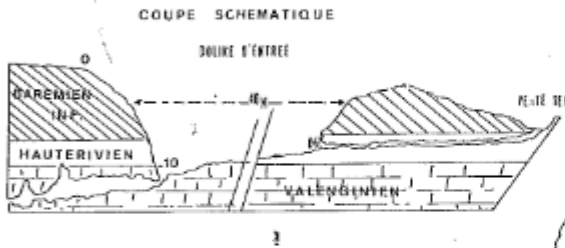
Profondeur	Lithologie	Stratigraphie
De 0 à 5,4 m	REMBLAI: PRE/GRAVIER/SABLE, ARGILEUX JAUNE/	QUATERNAIRE
De 5,4 à 8 m	ALLUV: MEL/GRAVIER, A-GALETTS CALCAIRE/LIMON/	QUATERNAIRE
De 8 à 8,2 m	SABLE, INDURE ROUX	BARREMIEN-SUP
De 8,2 à 8,5 m	ARGILE, GRIS REMANIE	BARREMIEN-SUP
De 8,5 à 9 m	PRE/SABLE/ARGILE, EN-LENTILLE/	BARREMIEN-SUP
De 9 à 9,5 m	PRE/SABLE, INDURE GRIS/ARGILE, GRIS EN-LENTILLE/	BARREMIEN-SUP
De 9,5 à 11,2 m	ALT/ARGILE/GRES, DUR/	BARREMIEN-SUP
De 11,2 à 11,8 m	BOIS, PYRITEUX (CRISTAUX CUBIQUES)	BARREMIEN-SUP
De 11,8 à 12,3 m	PRE/SABLE, INDURE EN-PASSEE/FER, A-BLOCS JAUNE/PYRITE/	BARREMIEN-SUP

TROU TOTOR

CHANCEY - 52

794,040
112,650
176

11







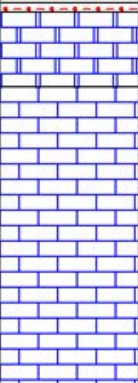


A SHM • 1980

Log validé

Profondeur

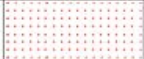






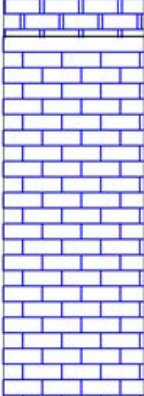
De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
4.50	Colluvions		Sable fin beige jaunâtre glauconieux. Nodules phosphatés.	Quaternaire	197.50
8.50	Argiles à Plicatules		Argile gris vert légèrement carbonatée et glauconieuse, plastique.	Aptien inférieur	193.50
16.50	Sables et argiles panachés barrémiens		Argile gris vert légèrement carbonatée plastique.	Barrémien supérieur	185.50
25.00	Argiles ostréennes		Argile gris foncé à verdâtre, plastique.	Barrémien inférieur	185.50
27.50	Calcaire à Spatangues		Marno-calcaire sableux beige clair. Perte à partir de 27m.	Hauterivien	177.00
28.00	Sables blancs et fer géodique		Sable beige clair.	Valanginien	174.50
31.50					174.00
32.00			Calcaire sublithographique beige à intercalations oolithiques et marneuses.	Tithonien supérieur	170.50
36.00					170.00
52.00			Calcaire lithographique gris clair, localement dolomitisé. Intercalations marneuses.	Tithonien inférieur	166.00
					150.00

Log validé

Profondeur

De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
4.00	Colluvions		Sable fin beige verdâtre glauconieux.	Quaternaire	228.00
8.00	Argiles à Plicatules		Argile gris verdâtre localement bioclastique, plastique.	Aptien inférieur	224.00
17.50	Sables et argiles panachés barrémiens		Argile gris verdâtre plastique.	Barrémien supérieur	214.50
27.00	Argiles ostréennes		Argile légèrement carbonatée gris clair.	Barrémien inférieur	205.00
30.00	Calcaire à Spatangues		Marno-calcaire sableux gris verdâtre.	Hauterivien	202.00
32.00	Sables blancs et fer géodique		Sable gris foncé.	Valanginien	200.00
34.00			Calcaire sublithographique beige localement bioclastique.	Tithonien supérieur	198.00
40.50			Calcaire lithographique beige à gris, localement bioclastique et oolithique. Perte totale à 42m.	Tithonien inférieur	191.50
64.00					168.00

Log validé

Profondeur


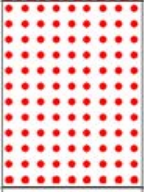


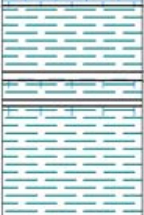

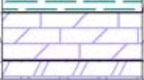
De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
6.62	Argiles ostréennes		Niveau grés-feuilleté, argiles rougeâtres, sables et argiles gris	Barrémien inférieur	236.18
12.62	Calcaire à Spatangues		Calcaire gréseux reposant	Hauterivien	230.18
17.62	Sables blancs et fer géodique		Argiles puis des sables ferrugineux	Valanginien	225.18
41.62	Dolomies verdâtres supérieures		Calcaire dolomitique vert jaune, à dendrites violacées ; dolomie à grain TF, d'aspect sableux, beige foncé et beige clair	Tithonien supérieur	201.18
62.62	Calcaires du Barrois supérieurs		Calcaire lithographique blanc-vrême à passages dolomitiques vers le bas	Tithonien inférieur	180.18
	Calcaires du Barrois inférieurs		Calcaire marneux gris-bleu ; rares passages marneux ; fossiles : petits tests calcaires et petits exogyra ; calc marneux et marno-calc gris à lumachelles		
129.62	Barre lithographique de base de Lorraine		Calcaire lithographique gris-beige		113.18
143.62	Marnes et calcaires à Exogyra virgula		Marnes gris-bleu à lits de marno-calcaire gris blanc à Exogyra virgula ; calcaire marneux gris-blanc à lits de marnes grises	Kimméridgien supérieur	99.18

Log validé

Profondeur

De à m

Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
5.50	Sables verts inférieurs		Sable fin à moyen argileux gris à verdâtre, très glauconieux. Présence de lignite.	Albien inférieur	177.50
21.00			Sable fin à grossier jaune verdâtre à niveaux plus ou moins argileux gris à verdâtres glauconieux. Rares passées de grès fin argileux gris à vert. Pyrite.	Aptien supérieur	162.00
31.50	Argiles à Plicatules		Argile légèrement calcaire gris clair, peu coquillière, pâteuse.	Aptien inférieur	151.50
32.00			Calcaire argileux gris clair à oolithes ferrugineuses noires.		151.00
32.70	Argile rose marbrée		Argile grise indurée à oolithes ferrugineuses noires.	Barrémien supérieur	150.30
37.50			Argile bariolée ocre à rosâtre, blanchâtre, gris clair, plus ou moins coquillière.		145.50
40.50			Calcaire argileux gris clair à blanchâtre, beige, bioclastique.		142.50
46.00	Argiles ostréennes		Argile parfois un peu calcaire grise, gris beige, très coquillière (huîtres), plastique. Pyrite.	Barrémien inférieur	137.00
46.70			Passées de calcaire argileux gris, gris beige.		136.30
48.30					134.70
48.80					134.20
61.00					122.00
61.90	Calcaire à Spatangues		Calcaire wackestone argileux un peu sableux blanchâtre à grisâtre, à débris coquilliers, un peu glauconieux et induré.	Hauterivien	121.10
62.80			Passées d'argile grise à gris verdâtre, gris brun, parfois coquillière. Pyrite.		120.20
66.20					116.80
67.00					116.00
71.80					111.20
72.60	Oolithe vacuolaire tithonienne		Présence de lignite à la base. Purbéckien. Ensemble de calcaire dolomitique gris clair à gris, parfois vacuolaire, dur, et de dolomie calcaire gris brun vacuolaire.	Tithonien supérieur	110.40
74.60			Calcaire dolomitique grainstone gris à oolithes brunes.		108.40
76.50			Dolomie cristalline brune.		106.50
79.00				Tithonien	104.00
80.50				Portlandien	102.50
82.00					101.00

Annexes 5 – Base de données

Commune	Site	Morphologie	Y WGS 84	X WGS 84	Y L93	X L93	Alt	Diam (m)	Prof (m)	Pent e (°)	Diam trou (m)	Prof trou (m)	Litho.	Remarques	Chemin à prox.	Active	Processus doline	Contacts	sources
Robert-Espas	Bois Didedlot	1 DF	5.0190622	48,744579	848448,458	6851282,789		2	1				Tithonien				Effondrement		Terrain thèse (Proj. tut.)
Trois-Fontains	Belle Epine	2 DF	4,98366	48,71898	845917,61	6848371,5		7	1,2	10			Hauteriviien				Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	3 DF	4,99214	48,71365	846556,22	6847794,8		4	1,75	19			Hauteriviien				Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	4 DF	4,9985	48,71629	847016,58	6848100	208	5	3	45			Hauterivi active	effondrement calca	oui		Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	5 DF	4,99248	48,71737	846570,79	6848208,9		20	8,5	39			Hauterivi avec effondrement, blocs	oui			Soutirage + Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	6 DF	5,00019	48,716	847141,69	6848071		20	15	40			Hauterivi effondrement		oui		Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	7 DF	4,99976	48,71618	847109,56	6848090,2		4	1,75	40			Barrémi baquet		oui		Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	8 DF	4,98344	48,71913	845901,01	6848387,8		10	1,5				Hauterivi Doline en baquet				Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	9 DF	4,99674	48,71497	846879,98	6847949,6		12	2,25	21			Hauteriviien				Effondrement		Terrain thèse (Proj. tut.)
Robert-Espas	Bois Didedlot	10 DF	5,0152444	48,7447	848167,479	6851289,049		10	3				Hauterivi active				Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	11 DF	4,99781	48,716	846996,64	6848066,5		15	6	38			Hauteriviien				Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	12 DF	4,99811	48,71632	846987,81	6848102,7		7,5	6,5	35			Hauteriviien				Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	13 DF	4,99675	48,71658	846887,05	6848129		3,5	1,75	25			Hauteriviien				Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	14 DGE	5,00946	48,71643	847822,26	6848136,1		5	1,7	32			Hauteriviien		oui		Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	15 DGE	5,01068	48,7152	847915,47	6848001,6		3,5	2	38			Hauterivi baquet		oui		Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	16 DGE	5,01086	48,7136	847933,24	6847824,2	226	10	7	40			Hauterivi effondrement, Barre métal	oui			Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	17 DGE	4,99097	48,71498	846466,43	6847940,5		15	10	42			Barrémi Doline effont	oui			Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	18 DGE	4,99845	48,71588	847014,05	6848054,4		50	25	35			Barrémi soutirage+eff-dissolution	oui			Soutirage + Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	19 DGE	5,01042	48,71507	847896,72	6847986,7	225	6	3,4	42			B/H calcaire à 2r	oui			Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	20 DGE	5,01065	48,71554	847901,27	6848039,1		10	7	45			B/H contact calca	oui			Effondrement		
Trois-Fontains	Belle Epine	21 DF	5,01065	48,71502	847913,77	6847981,6		2,5	0,5	9							Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	22 DF	4,99213	48,71365	846555,48	6847794,8		6,5	1,7	21				gross bidon dedans active	oui		Soutirage		Terrain thèse (Proj. tut.)
Robert-Espas	Bois Didedlot	23 DF	5,0154934	48,744804	848185,490	6851301,031		10	5								Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	24 DF	4,98189	48,71889	845787,69	6848358,2	216	1	0,2	8				soutirage			Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	25 DF	4,981827	48,718953	845782,88	6848365,1	216	3	0,2	8				soutirage			Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	26 DF	4,99147	48,71472	846503,94	6847912,5		6	0,2								Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	27 DF	4,98495	48,71768	846016,12	6848229,4		0,5	0,5								Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	28 DF	4,9857	48,7186	846068,71	6848333		0,5	0,7								Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	29 DF	4,99235	48,71755	846560,72	6848228,7		1,8	0,7								Soutirage		
Robert-Espas	Bois Didedlot	30 DF	5,0188448	48,744925	848431,494	6851320,802		2	0,7								Soutirage		Terrain thèse (Proj. tut.)
Trois-Fontains	Belle Epine	31 DF	4,99212	48,71402	846553,71	6847895,9		2,5	0,7								Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	32 DF	5,00178	48,71471	847262,27	6847930,5	213	3	0,7					éguulée par	oui		Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	33 DF	4,99382	48,71527	846675,24	6847978		3	0,7								Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	34 DF	4,98361	48,71908	845913,66	6848382,5		3	0,7								Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	35 DF	4,99368	48,71532	846664,8	6847983,3		6	0,7								Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	36 DF	4,98885	48,71586	846308,04	6848034,3		10	0,7								Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	37 DF	4,98509	48,71619	846030,58	6848064		2	1	23							Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	38 DF	4,99942	48,71551	847086,44	6848015,1		2	1,2	31							Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	39 DF	4,99954	48,71545	847095,43	6848008,6		2	1,2	42							Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	40 DF	4,99244	48,71505	846574,35	6847951		8	1,2								Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	41 DF	4,99498	48,71548	846759,96	6848003,5		1,5	1,25	39							Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	42 DF	4,99005	48,71644	846394,68	6848101		5,5	1,3								Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	43 DF	4,98379	48,71912	845926,78	6848387,3		10	1,5	7				terriers			Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	44 DF	4,99291	48,71512	846608,73	6847959,6		6	1,5	10							Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	45 DF	4,99228	48,7138	846566,09	6847811,7		2,5	1,5	12							Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	46 DF	4,99782	48,71542	846969,01	6848002,1		7	1,5	13							Soutirage		
Robert-Espas	Bois Didedlot	47 DF	5,018778	48,745295	848425,532	6851361,805		5	1,5								Soutirage		Terrain thèse (Proj. tut.)
Trois-Fontains	Belle Epine	48 DF	4,98887	48,7165	846307,72	6848105,5		7,5	1,5								Soutirage		
Robert-Espas	Bois Didedlot	49 DF	5,0188258	48,746149	848426,620	6851456,799		10	1,5								Soutirage		Terrain thèse (Proj. tut.)
Trois-Fontains	Belle Epine	50 DF	4,98495	48,7185	846013,83	6848320,5		12	1,5								Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	51 DF	4,99726	48,71551	846927,57	6848011		5	1,7	19							Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	52 DF	4,9946	48,71703	846727,66	6848175		10	2	15					oui		Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	53 DF	5,0106	48,7115	847920,06	6847590,3		5	2	20							Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	54 DF	4,98842	48,7166	846274,35	6848115,8		10	2	20					oui		Soutirage		
Trois-Fontains	Belle Epine	55 DF	4,99584	48,71494	846824,73	6847945,1		6	2,25	22							Soutirage		

Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	172 DF	4,98476	48,71709	846003,79	6848163,5	6	1,75	20					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	173 DF	4,99324	48,71518	846632,83	6847966,9	8	1,75	25					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	174 DF	4,98509	48,71605	846030,97	6848048,5	10	1,8	23					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	175 DF	4,99559	48,71693	846800,75	6848165,8	8	2	22					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	176 DF	4,99918	48,7158	847067,97	6848046,9	4	2	28					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	177 DF	5,0111	48,71308	847952,36	6847766,8	4	2	30					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	178 DF	4,98577	48,71835	846074,55	6848305,4	4,5	2	31					Soutirage	
Robert-Espagne Bois Didelot	179 DF	5,0183086	48,745123	848391,516	6851341,838	2	2		active				Soutirage	Terrain thèse (Proj. tut.)
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	180 DF	4,99711	48,71531	846917,1	6847988,5	5	2						Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	181 DF	4,9948	48,71688	846742,79	6848158,7	7	3	30					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	182 DF	5,00058	48,7157	847171,22	6848038,3	10	4	29					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	183 DF	5,00006	48,71684	847169,48	6848165,1	12	4	30			oui		Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	184 DF	5,0106	48,71163	847919,69	6847604,7	10	4	32			oui		Soutirage + Effondrement	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	185 DF	5,00068	48,71513	847180,18	6847975,2	2,23	10	4	32	2chenaux			Soutirage + Effondrement	
Robert-Espagne Bois Didelot	186 DF	5,019963	48,744654	848514,463	6851293,727	12	4						Soutirage	Terrain thèse (Proj. tut.)
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	187 DF	4,99296	48,7173	846606,29	6848202	203	10	4,5	31				Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	188 DF	4,98903	48,71673	846318,85	6848131,4	22	4,5	35			oui		Soutirage + Effondrement	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	189 DF	4,99989	48,7156	847120,75	6848025,9	20	7	24					Soutirage + Effondrement	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	190 DGE	4,99383	48,71716	846670,67	6848188,1	20	7	30			oui		Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	191 DF	5,00096	48,71564	847199,33	6848032,4	207	15	12	35				Soutirage + Effondrement	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	192 DF	4,98551	48,71581	846062,53	6848022,6	10	0,5						Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	193 DF	4,982655	48,71912	845843,33	6848384,3	217	2	0,7	18	soutirage			Soutirage	
Robert-Espagne Bois Didelot	194 DF	5,0161914	48,744909	848236,499	6851313,983	2	1						Soutirage	Terrain thèse (Proj. tut.)
Robert-Espagne Bois Didelot	195 DF	5,0193239	48,743981	848469,395	6851216,773	2	1				oui		Soutirage	Terrain thèse (Proj. tut.)
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	196 DF	4,982677	48,718997	845845,27	6848371,6	216	5	1,2	30	soutirage			Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	197 DF	5,01065	48,71378	847917,28	6847843,8	4,5	1,7	18			oui		Soutirage	
Robert-Espagne Bois Didelot	198 DF	5,0154984	48,744588	848186,467	6851277,032	3	5						Soutirage	Terrain thèse (Proj. tut.)
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	199 DF	4,98564	48,71863	846064,21	6848336,3	0,5	0,3						Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	200 DF	4,98577	48,71842	846074,36	6848313,2	2,5	0,3						Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	201 DF	4,98451	48,71922	845979,45	6848399,8	3	0,3						Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	202 DF	4,98645	48,71645	846129,88	6848095,5	5	0,3						Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	203 DF	5,00994	48,71653	847857,28	6848148,1	3,5	2	38					Soutirage	
Robert-Espagne Bois Didelot	204 DF	5,0178986	48,745077	848361,512	6851335,866	1,5	2						Soutirage	Terrain thèse (Proj. tut.)
Robert-Espagne Bois Didelot	205 DF	5,0188926	48,74442	848436,442	6851264,801	2,5	2						Soutirage	Terrain thèse (Proj. tut.)
Robert-Espagne Bois Didelot	206 DF	5,0158873	48,744788	848214,487	6851300,004	3	2						Soutirage	Terrain thèse (Proj. tut.)
Beurey-sur-Saulx Bois de René	207 DF	5,01057	48,71185	847898,04	6848368,2	10	2,5	18					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	208 DF	4,99417	48,71717	846695,64	6848189,8	10	2,5	19			oui		Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	209 DF	4,9882	48,71649	846258,47	6848103,1	6	2,5	28			oui		Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	210 DF	5,0008	48,71574	847187,29	6848043,2	8	2,5	28					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	211 DF	4,99663	48,71479	846883,26	6847929,8	7	2,5	29					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	212 DF	5,0095	48,71635	847825,43	6848127,3	4	2,5	30					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	213 DF	4,99919	48,71586	847068,53	6848053,5	7	2,5	33					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	214 DF	4,99684	48,71482	846898,62	6847933,6	6	2,7	32			oui		Soutirage + Effondrement	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	215 DF	4,9904	48,71671	846419,66	6848131,7	30	3	10			oui		Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	216 DF	5,01007	48,71444	847872,76	6847916	10	3	16			oui		Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	217 DF	4,99418	48,71727	846696,1	6848200,9	9	3	22			oui		Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	218 DF	5,01119	48,7132	847956,64	6847780,3	7,5	3	25			oui		Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	219 DF	5,01098	48,71254	847945,07	6847706,6	7	3	28			oui		Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	220 DF	4,99941	48,71549	847085,76	6848012,8	5,5	3	37			oui		Soutirage	
Robert-Espagne Bois Didelot	221 DF	5,0195298	48,744706	848482,470	6851297,756	3	3		active				Soutirage	Terrain thèse (Proj. tut.)
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	222 DF	5,00919	48,71651	847802,18	6848144,5	10	3,5	32					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	223 DF	5,00035	48,7159	847153,74	6848060,1	10	3,5	35					Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	224 DF	4,98415	48,71744	845957,95	6848201,2	15	3,5						Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	225 DGE	4,99485	48,71682	846746,64	6848152,2	10	5	40			oui		Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	226 DF	5,01085	48,71576	847926,39	6848064,2	8	5,5	39			oui		Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	227 DGE	4,99466	48,71582	846735,47	6848040,7	17	6	29		hauterh hauteur/vivien au fond			Soutirage + Effondrement	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	228 DF	5,01125	48,7129	847963,91	6847747,1	8	6	35			oui		Soutirage	
Trois-Fontaines-l'Abt Belle Epine	229 DF	5,01079	48,7123	847931,77	6847679,5	10	6	37					Soutirage	

L'isle-en-Rigault	Bois commun	404 DGE	5.022822	48,704403	848839,25	6846824,4	4,5	2,7	42		Barrémi calcaire	oui	Effondrement	
L'isle-en-Rigault	Bois commun	405 DGE	5.025407	48,704027	849030,48	6846787,5	20	1,7	27		Barrémi/Hauteriviens	oui	Effondrement	
L'isle-en-Rigault	Bois commun	406 DGE	5.024408	48,703873	848957,43	6846768,5	3	5	42		Barrémi/Hauteriviens	oui	Effondrement	
L'isle-en-Rigault	Bois commun	407 DGE	5.021685	48,704673	848754,84	6846852,3	5	1,9	40		Barrémi active	oui	Effondrement	
L'isle-en-Rigault	Bois commun	408 G	5.026903	48,70439	849139,5	6846830,7	1,2	2			Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	409 G	5.024807	48,705915	848980,96	6846996,2	0,7	30			Barrémi Gouffre des bucheons			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	410 G	5.025132	48,706505	849003,19	6847062,4	1,5	34			Barrémi Gouffre du collecteur			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	411 G	5.025317	48,70559	849019,41	6846961,1	1,2	40			Barrémi Gouffre du cordonnier			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	412 G	5.022648	48,704763	848825,42	6846864,1	5	40			Barrémi aven du marcessin			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	413 G	5.02331	48,7044	848875,16	6846825	6,5	40			Barrémi Gouffre des os			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	414 G	5.025615	48,70678	849037,94	6847093,9	3,5	43			Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	415 G	5.025733	48,70552	849050,21	6846954,1	1,5	45			Barrémi Gouffre du toboggan			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	416 G	5.025212	48,703943	849016,38	6846777,8	2,5	52			Barrémi Gouffre des cascades			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	417 G	5.024598	48,70395	848971,19	6846777,4	0,5				Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	418 G	5.023503	48,704143	848890,09	6846796,8	0,7				Barrémi Calcaire à 1,75 m			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	419 G	5.024665	48,70522	849104,91	6846922,1	0,7				Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	420 G	5.022432	48,704355	848810,7	6846818,4	1,2				Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	421 G	5.026062	48,70403	849078,66	6846789,1	1,2				Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	422 G	5.021753	48,704473	848760,41	6846830,2	2				Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	423 G	5.024965	48,70561	848993,46	6846962,6	2				Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	424 G	5.025552	48,705445	849037,11	6846945,4	3				Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	425 G	5.026413	48,704005	849104,55	6846787	3,5				Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	426 G	5.022787	48,704493	848836,42	6846834,4	4,5				Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	427 G	5.022707	48,70453	848830,43	6846838,3	5				Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	428 G	5.021678	48,704913	848753,64	6846879	7	2,5	42		Barrémi/Hauteriviens	oui		
L'isle-en-Rigault	Bois commun	429 G	5.022023	48,704838	848779,23	6846871,3	7,5	3,2	45		Barrémi calcair à 1,8m de la surfa	oui		
L'isle-en-Rigault	Bois commun	430 G	5.022742	48,705795	848829,4	6846979	0,7				Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	431 G	5.023628	48,706063	848893,81	6847010,5	5	20			Barrémi Gouffre des demoiselles			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	432 G	5.023291	48,705977	848869,27	6847000,3	1,7				Barrémi/Hauteriviens			
L'isle-en-Rigault	Bois commun	433 G	5.021757	48,705418	848758,02	6846935,2	1,7				Barrémi à l angle de 2 ou	oui		
L'isle-en-Rigault	Bois commun	434 GP	5.024633	48,704023	848973,56	6846785,6	7				Barrémi Petit chenal N150			
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	435 DF	5.0052	48,74908	847416,78	6851757,1	221	1,5	0,7	36	B/T		Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	436 DF	5.00997	48,74946	847766,3	6851808,2	212	7	2	22	B/T		Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	437 DF	4.99418	48,76665	846557,46	6853689,4	181	6	3	25	B/T		Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	438 DF	5.01257	48,7465	847965,79	6851484,1	199	6	4	19	B/T		Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	439 DGE	5.00755	48,74962	847587,98	6851821,5	214	12	7	45	B/T		Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	440 DGE	5.01287	48,74508	847991,87	6851326,8	201	10	10	30	B/T	karst de contact	Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	441 DGE	5.01055	48,74834	847812,1	6851684,8	204	5	6	35	B/T	oui	Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	442 DGE	5.00632	48,74887	847499,69	6851735,8	220	10	4	30	B/T		Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	443 DGE	5.01239	48,74653	847952,48	6851487,1	206	12	6	48	B/T		Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	444 DF	5.00322	48,75281	847260,72	6852167,9	218	10	7	45	B/T		Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	445 GP	5.00313	48,75220	847255,83	6852100	226	22	4	45	B/T	chenal	Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	446 DF			848801	6849564							Soutirage	IKARE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	447 DF	5.01875	48,7544722	848397,39	6852381,8	0,5	0,5				oui	Soutirage	Terrain thèse (AxeI)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	448 DF	5.00692	48,74992	847540,82	6851853,6	211	4	2	25			Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	449 DF	5.00608	48,74874	847482,42	6851720,9	227	1,5	0,7	45	B/T		Soutirage + Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	450 DF	5.00255556	48,7545	848371	6852381	1,5	0,7				1,20 m de Ht par rapport ? l'aval	Soutirage	Terrain thèse (AxeI)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	451 DF	4.99544	48,76776	846499,97	685381,4	188	2,5	1	25			Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	452 DF	5.01128	48,74645	847871,11	6851476,1	195	1,5	1	27			Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	453 DF	5.01237	48,74888	847944,35	6851748,2	222	1,5	1	29			Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	454 DF	5.001916667	48,75444444	848220	6852374	1,8	1,4				cach'ze branche	Soutirage	Terrain thèse (AxeI)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	455 DF	5.001277778	48,75455556	848125	6854232	2	1,4					Soutirage	Terrain thèse (AxeI)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	456 DF	5.00962	48,74979	847739,64	6851844,2	213	3	1,5	20			Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	457 DF	5.01934	48,75438	848441,02	6852372,6	194	3	2	20			Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	458 DF	5.00980	48,74828	847757,15	6851676,7	207	6	4	35			Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	459 DF	5.00715	48,74967	847558,44	6851826,3	216	6	4	40	B/T		Soutirage + Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	460 DF	5.01060	48,74854	847815,21	6851707,1	223	10	5	30			Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	461 DF	5.001861111	48,75411111	847974	6852331	4	2,3				oui	Soutirage	Terrain thèse (AxeI)

Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	462 DF	5.00013888	48.75441667	848107	6852384	211	13	7	45		B/T			Soutirage	Terrain thèse (Axe)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	463 DF	5.00959	48.74832	847741.6	6851680.8	209	10	35						Soutirage + Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	464 DF	5.00942	48.74830	847729.16	6851678.2	207	0.5	0.3	10					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	465 DF	5.00665	48.75124	847517.25	6851999.8	207	0.5	0.3	10					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	466 DF	5.01825	48.75264	848365.85	68521177.2	192	1	0.5	10					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	467 DF	5.00624	48.75082	847488.3	6851952.4	205	0.7	0.5	19					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	468 DF	5.01809	48.75122	848358.13	6852019.1	188	1	0.5	20					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	469 DF	5.01120	48.74887	847858.38	6851744.9	215	4	0.5	20					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	470 DF	5.01672222	48.7545833	848248.05	6852390.3	215	1	0.5	20					Soutirage	Terrain thèse (Axe)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	471 DF	5.00025	48.7545	848313	6852392	1.5	0.5	0.5						Soutirage	Terrain thèse (Axe)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	472 DF	5.00025	48.75461111	848275	6852388	3	0.5	0.5						Soutirage	Terrain thèse (Axe)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	473 DF	5.00255555	48.7545833	848285	6852391	4	0.5							Soutirage	Terrain thèse (Axe)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	474 DF	5.00515	48.75264	847403.05	6852152.7	230	2	0.7	20					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	475 DF	5.01690	48.75212	848268.11	6852116.9	186	1	0.8	20					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	476 DF	5.00969	48.74980	847744.76	6851845.5	215	2	1	15					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	477 DF	5.01904	48.75438	848418.97	6852372.1	188	1.5	1	30					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	478 DF	5.01066	48.7461	847826.53	6851436	210	1.5	1	40					Soutirage + Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	479 DF	5.01802777	48.7545555	848344.08	6852389.7	1.2	1							Soutirage	Terrain thèse (Axe)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	480 DF	5.00116666	48.75461111	848152	6852382	1.2	1							Soutirage	Terrain thèse (Axe)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	481 DF	5.00183333	48.7545833	848228	6852381	1.5	1							Soutirage	Terrain thèse (Axe)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	482 DF			848295	6852157	2.5	1							Soutirage	
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	483 DF	5.01326	48.74527	848020	6851348.7	203	4	1.5	18					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	484 DF	5.00539	48.75044	847426.9	6851908.6	206	3	1.5	20					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	485 DF	5.00991	48.74969	847761.24	6851833.7	213	3	1.5	20					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	486 DF	5.00748	48.74996	847581.87	6851859.1	217	7	1.5	20					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	487 DF	5.00838	48.75016	847647.46	6851883	214	8	1.5	25					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	488 DF	5.01805	48.75235	848351.98	6852144.6	189	2	1.5	30					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	489 DF	5.01934	48.75444	848440.84	6852379.3	188	2	1.5	30					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	490 DF	5.00868	48.75023	847669.31	6851891.4	215	2.5	1.5	30					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	491 DF	5.01323	48.74568	848016.63	6851394.2	203	4	1.5	32					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	492 DF	5.01142	48.74858	847875.37	6851713.1	218	2	1.5	37					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	493 DF	5.01772	48.75144	848330.31	6852042.8	190	3	1.5	45					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	494 DF	5.01204	48.74634	847927.29	6851465.3	206	6	1.7	25					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	495 DF	5.00487	48.74999	847389.95	6851857.6	222	2	1.7	42					Soutirage + Effondrement	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	496 DF	5.00180555	48.7545	848175	6852388	2.1	1.7							Soutirage	Terrain thèse (Axe)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	497 DF	5.00999	48.74872	847769.87	6851726	215	4	2	25					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	498 DF	5.01165	48.74862	847892.16	6851718	223	4	2	25					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	499 DF	5.01116	48.74643	847862.35	6851473.7	202	4	2	25					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	500 DF	5.00384	48.75234	847307.62	6852116.9	217	5	2	25					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	501 DF	5.01172	48.74641	847903.57	6851472.5	208	6	2	25					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	502 DF	5.01322	48.7457	848015.84	6851396.4	203	2.5	2	29					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	503 DF	5.00487	48.75262	847382.53	6852149.9	226	3	2	30					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	504 DF	5.0135	48.7457	848036.42	6851396.9	201	3.5	2	36					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	505 DF	5.01975	48.74523	848056.13	6851345.1	205	6	3	25					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	506 DF	5.00796	48.75012	847616.7	6851877.8	204	6	3	30					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	507 DF	5.0139	48.74569	848065.85	6851396.5	205	5	4	28					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	508 DF	5.00953	48.74994	847732.6	6851860.7	211	4	4	30					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	509 DF	5.01025	48.74839	847789.91	6851689.8	211	10	5	20					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	510 DF	5.00582	48.74889	847462.88	6851737.1	219	10	5	25					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	511 DF	5.01315	48.74517	848012.19	6851337.3	204	12	5	33					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	512 DF	5.01672222	48.7544722	848248.36	6852378	218	2	1						Soutirage	Terrain thèse (Axe)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	513 DF	5.00467	48.74981	847375.76	6851837.2	218	3	1.5	45					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	514 DF	5.01458	48.74743	848110.9	6851591.2	224	5	4	35					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	515 DF			848579	6851486									Soutirage	IKARE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	516 DF	5.00266666	48.7546388	848280	6852403	214	2.5	1.8						Soutirage	Terrain thèse (Axe)
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	517 DF	5.00740	48.75229	847569.41	6852118	214	1.5	2	40					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	518 DF	5.00984	48.74915	84757.62	685173.5	220	8	2	40					Soutirage	KB THESE
Beurey-sur-Saulx	Bois de Rene	519 DF	5.00186111	48.7524722	847161.8	6852127.9	220	4	2						Soutirage	Terrain thèse (Axe)

Fains-Véel	Vau Vauthier	2077 DF	5,099667	48,786217	854272,59	6856066,2	2	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2078 DF	5,0979833	48,78685	854124,57	6856132,3	2	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2079 DF	5,0993	48,782317	854234,91	6855631,4	2	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2080 DF	5,0969667	48,78245	854063,38	6855641,3	2	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2081 DF	5,0943333	48,7832	853867,26	6855719,5	2	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2082 DF	5,0958167	48,7806	853984,37	6855433,4	2	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2083 DF	5,0954	48,780567	853953,61	6855429,3	2	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2084 DF	5,0940333	48,780667	853852,68	6855437,7	2	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2085 DF	5,0919	48,78095	853695,4	6855464,7	2	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2086 DF	5,0915667	48,781033	853670,92	6855472,9	2	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2087 DF	5,0909	48,781583	853620,09	6855532,7	2	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2088 DF	5,0961667	48,783383	854001,87	6855743,1	2,5	0,5			argiles à Ostrea, boulettes de fer	Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2089 DF	5,1077667	48,784667	854850,08	6855909,1	3	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2090 DF	5,1036	48,78265	854549,78	6855676,5	3	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2091 DF	5,0997333	48,7864	854254,43	6856085,7	3	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2092 DF	5,0965	48,783117	854026,88	6855714,8	3	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2093 DF	5,0964833	48,78315	854025,32	6855718,1	3	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2094 DF	5,0942	48,7832	853857,71	6855719,2	3	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2095 DF	5,0931333	48,7806	853786,78	6855428,2	3	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2096 DF	5,0884333	48,781817	853437,95	6855554,6	3	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2097 DF	5,0987167	48,7824	854192,07	6855639,1	4	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2098 DF	5,0987833	48,782417	854196,42	6855641,5	4	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2099 DF	5,0944167	48,783083	853874,22	6855706,3	4	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2100 DF	5,0943333	48,783083	853867,61	6855706,1	4	0,5			comblée	Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2101 DF	5,09435	48,783017	853869,26	6855699,5	4	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2102 DF	5,09545	48,780617	853957,13	6855434,9	4	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2103 DF	5,0895	48,781633	853517,1	6855535,6	4	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2104 DF	5,0970833	48,782367	854071,7	6855632,6	5	0,5				Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2105 DF	5,1052167	48,783233	854667,05	6855744,1	12	0,5			comblée	Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2106 DF	5,1089167	48,787033	854927,53	6856173,7	9	1	10			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2107 DF	5,1070833	48,787467	854791,09	6856219	7	1	15			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2108 DF	5,11235	48,78445	855187,13	6855893,7	10	1	16			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2109 DF	5,1087167	48,788133	854909,58	6856295,6	6	1	19			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2110 DF	5,1139167	48,785783	855298,48	6856044,6	5	1	20			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2111 DF	5,1126833	48,78455	855211,07	6855905,4	6	1	20			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2112 DF	5,0928333	48,783283	853756,84	6855725,5	11	1	20			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2113 DF	5,1072167	48,7879	854800,1	6856267,1	2	1	30			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2114 DF	5,1117	48,784033	855140,63	6855845,7	2,5	1	30		actif	Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2115 DF	5,1116	48,783283	855135,52	6855762,2	4	1	30			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2116 DF	5,1117	48,784133	855140,34	6855856,8	4	1	30			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2117 DF	5,1098667	48,786783	854998,05	6856147,8	4	1	30			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2118 DF	5,1069333	48,788	854778,5	6856277,6	4	1	30			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2119 DF	5,1070167	48,7874	854786,89	6856211,1	6	1	30			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2120 DF	5,1137167	48,785717	855283,97	6856037,5	7	1	30			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2121 DF	5,1001667	48,782283	854298,93	685628,6	2	1	35			Soutirage	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2122 DF	5,1115833	48,782933	855135,09	6855723,2	3	1	37		oui	Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2123 DF	5,1057167	48,7876	854690,82	6856230,8	3	1	40		oui	Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2124 DF	5,0995667	48,786583	854242,15	6856105,4	3	1	40		oui	Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2125 DF	5,1114833	48,7832	855126,94	685573,3	2	1	45		oui	Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2126 DF	5,1134333	48,785433	855263,53	6856004,7	4	1	45		oui	Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2127 DF	5,10725	48,7876	854803,19	6856233,8	4	1	50		oui	Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2128 DF	5,1073333	48,787717	854808,71	6856247,3	1	1	60		oui	Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2129 DF	5,1044833	48,787767	854599,24	6856247,3	2	1	60		oui	Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2130 DF	5,1043833	48,78785	854591,66	6856256	2	1	60		oui	Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2131 DF	5,1043	48,7879	854585,64	6856261,4	2	1	60		oui	Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2132 DF	5,10425	48,788017	854581,61	6856274,6	2	1	60		oui	Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2133 DF	5,0923833	48,780683	853731,45	6855435,6	2	1	70		oui	Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Fains-Véel	Vau Vauthier	2134 DF	5,0923167	48,780667	853727,07	6855434,4	2	1	70		oui	Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM

Falins-Véel	Vau Vauthier	2135 DF	5,0947667	48,781683	853904,06	6855551,4	1	1						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2136 DF	5,0921667	48,780717	853715,91	6855439,6	1	1						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2137 DF	5,09599	48,7807	853989,95	6855444,7	2	1						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2138 DF	5,0920333	48,780783	853705,45	6855446	2	1						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2139 DF	5,1036333	48,782633	854552,04	6855674,3	3	1						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2140 DF	5,0944833	48,780667	853885,73	6855438,6	3	1						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2141 DF	5,1068	48,78735	854770,88	6856205,1	4	1						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2142 DF	5,1092667	48,785317	854958,32	6855984,3	4	1						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2143 DF	5,1005667	48,783333	854328,16	6855635	3	1,5	28					Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2144 DF	5,0935333	48,780567	853816,25	6855425,6	3	1,5	30					Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2145 DF	5,1071	48,787717	854791,82	6856246,8	5	1,5	35			oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2146 DF	5,1129333	48,785133	855227,7	6855970,4	4	1,5	40			oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2147 DF	5,1097	48,786783	854985,56	6856147,5	6	1,5	40		oui			Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2148 DF	5,1096	48,786833	854978,07	6856152,8	6	1,5	45					Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2149 DF	5,10795	48,7843	854864,39	6855868,4	4	1,5	50			oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2150 DF	5,1095	48,783133	855132,29	6855745,4	4	1,5	60			oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2151 DF	5,10735	48,7835	854822,7	6855778,3	4	1,5	70			oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2152 DF	5,0951167	48,779417	853936,43	6855300,9	2	1,5						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2153 DF	5,1138333	48,7851	855293,9	6855968,8	7	2	24					Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2154 DF	5,0915667	48,781133	853670,63	6855484	6	2	26					Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2155 DF	5,1100333	48,788583	855004,45	6856348,2	12	2	28					Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2156 DF	5,11295	48,784533	855230,96	6855903,8	7	2	30					Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2157 DF	5,10925	48,787467	854950,46	6856223,3	10	2	30					Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2158 DF	5,1097167	48,784767	854993	6855924,1	3	2	35			limons argileux sableux ocre, 30% oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2159 DF	5,1072667	48,788833	854801,01	6856370,5	8	2	35			oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2160 DF	5,1079833	48,7843	854866,6	6855868,4	9	4	40			Barrémien inf.		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2161 DF	5,1039833	48,782617	854577,78	6855673,9	4	4				Voiture dans la Doline		Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2162 DF	5,10965	48,787667	854979,25	6856246,3	25	6,3	24					Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2163 DF	5,1050667	48,787717	854642,72	6856242,9	1,5	0,5	30			coalescente avec 150,calc oui		Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2164 DF	5,1119667	48,78415	855160,11	6855859,6	2	5	30					Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2165 DF	5,1034667	48,789217	854520,77	6856406,4	1	0,3	60			calcaires en place, pas de oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2166 DF	5,0984667	48,7824	854173,71	6855638,6	1	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2167 DF	5,0992	48,78235	854227,48	6855634,5	1,5	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2168 DF	5,0981667	48,782433	854151,58	6855641,4	1,5	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2169 DF	5,0899167	48,781617	853547,98	6855535,3	1,5	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2170 DF	5,08985	48,781617	853542,84	6855535,2	1,5	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2171 DF	5,0984833	48,782717	854173,5	6855674,2	2	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2172 DF	5,0951833	48,783383	853929,16	6855741,1	2	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2173 DF	5,0945333	48,78045	853890,06	6855414,2	2	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2174 DF	5,09385	48,7807	853839,37	6855440,7	2	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2175 DF	5,0925667	48,780633	853745,55	6855430,4	2	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2176 DF	5,0910833	48,781433	853633,75	6855516,4	2	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2177 DF	5,0911167	48,781383	853636,84	6855510,9	2	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2178 DF	5,08825	48,781783	853424,85	6855549,8	2	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2179 DF	5,0905167	48,78155	853592,26	6855528,7	2,5	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2180 DF	5,0938833	48,78065	853841,72	6855435,2	3	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2181 DF	5,0878	48,781917	853391,38	6855564,5	4	0,3						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2182 DF	5,0978	48,78255	854124,05	6855654	2	0,4						Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2183 DF	5,11265	48,783933	855210,71	6855836,5	30	0,5	1			Hautérin dissolution sur calcaire nu		Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2184 DF	5,0995333	48,7823	854251,86	6855629,6	1	0,5	10					Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2185 DF	5,109	48,786667	854934,48	6856133,9	23	1,9	28					Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2186 DF	5,1069167	48,7883	854776,88	6856310,9	3	2	38			oui		Soutirage	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2187 DF	5,1059833	48,7876	854709,91	6856231,3	5	2	40			oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2188 DF	5,0983	48,786967	854147,72	6856146,3	5	2	40			oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2189 DF	5,1118167	48,783583	855150,78	6855795,9	6	2	40			oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2190 DF	5,1138667	48,785583	855295,4	6856022,3	8	2	40			oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2191 DF	5,1055	48,787667	854674,45	6856238,1	8	2	40			oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM
Falins-Véel	Vau Vauthier	2192 DF	5,1132	48,78505	855247,77	6855962	4	2	50			oui		Soutirage + Effondrement	Terrain BRGM

Résumé

La présente étude a consisté à évaluer l'aléa effondrement karstique dans un secteur très karstifié du Barrois, de 37 km² de superficie, la Forêt de Trois-Fontaines *sensu lato* (Meuse/Haute-Marne/Marne), située au contact des calcaires du Jurassique et de la couverture argilo-sableuse et calcaire du Crétacé inférieur. Cette recherche, qui entre dans le cadre du Plan Cavités piloté par le BRGM, a permis de préciser les modalités de l'aléa effondrement karstique dans un karst de contact lithostratigraphique au contact des Calcaires du Barrois (Tithonien) ou des Calcaires à spatanges (Hauterivien) et des argiles néocomiennes surincombantes, notamment les Argiles ostréennes (Barrémien inférieur).

La cartographie et les mesures réalisées sur le terrain et les images LiDAR ponctuelles ont révélé la présence de 2700 désordres karstiques, essentiellement des dolines, organisés en liserés sinueux suivant la topographie. Les types de formes et de phénomènes karstiques ont permis de mettre en évidence deux grands types de processus à l'origine des dolines : le soutirage et l'effondrement. Les dolines de soutirage, marquées par des versants subverticaux, sont conditionnées par l'existence de cavités dans les calcaires tithoniens générées par l'encaissement des cours d'eau et le gradient hydraulique ; ou/et, le soutirage des argiles et de sables valanginiens provoquant un vide sous les Calcaires à spatanges, et l'effondrement de ceux-ci, fragilisés par les multiples alternances de calcaires sableux ou non et de bancs marneux et sableux.

La carte de susceptibilité a été établie à partir de la méthode basée sur la théorie du poids des évidences (« *weight of evidence* »), théorie bayésienne qui attribue des poids pour chacun des critères : (i) susceptibilité forte affectée au karst de contact lithostratigraphique ; (ii) susceptibilité moyenne dans les secteurs de pentes égales et supérieures à 4° ; (iii) susceptibilité moyenne pour les secteurs se situant à moins de 50 m d'un cours d'eau ; (iv) susceptibilité faible attribuée quelle que soit la distance par rapport aux failles.

Cette méthode et le type de cartes de susceptibilité qui existent aussi à l'étranger, comme en Wallonie et en Floride, sont un outil important pour la prise en compte et la prévention des risques karstiques.

Mots clefs : Karst, dolines, effondrement, contact lithostratigraphique, susceptibilité, aléa, LiDAR, Barrois

The present study consisted in assessing the risk of karstic collapse in a very karstified sector of the Barrois, 37 km² in area, the forest of Trois-Fontaines *sensu lato* (Meuse / Haute-Marne/ Marne - France), located in contact with Jurassic limestones and the clayey-sandy and calcareous cover of the Lower Cretaceous. This research, which is part of the Cavities Plan piloted by BRGM, has made it possible to specify the modalities of karstic collapse hazard in a lithostratigraphic contact karst in contact with Barrois Limestones (Tithonian) or Spatangian Limestones (Hauterivian) and Neocomian clays, notably Oyster Clay (Lower Barrémien).

Mapping and measurements carried out in the field and punctual LiDAR images have revealed the presence of 2700 karstic disorders, essentially dolines, organized in sinuous lines following the topography. The types of karstic forms and phenomena have highlighted two main types of processes at the origin of the dolines: the draining and the collapse. Withdrawal sinkholes, marked by subvertical slopes, are conditioned by the existence of cavities in the Tithonian limestones generated by the incision of rivers and the hydraulic gradient; or/and, the withdrawal of Valanginian clays and sands causing a void under the Spatangian Limestones, and their collapse, weakened by the multiple alternations of sandy or non-sandy limestones and marly and sandy banks.

The susceptibility map was established using the method of the "weight of evidence" theory, a Bayesian theory that assigns weights for each of the criteria: (i) high susceptibility assigned to lithostratigraphic contact karst; (ii) medium susceptibility in sectors with slopes equal to and greater than 4°; (iii) medium susceptibility for sectors within 50 m of a watercourse; (iv) low susceptibility assigned regardless of distance from faults.

This method and the type of susceptibility maps that also exist abroad, such as in Wallonia and Florida, are an important tool for the consideration and prevention of karst risks.

Keywords: Karst, sinkholes, collapse, lithostratigraphic contact, susceptibility, hazard, LiDAR, Barrois