

Modèle conceptuel de mise en place des karsts jurassiens par des approches géomorphologiques de surface et souterraine

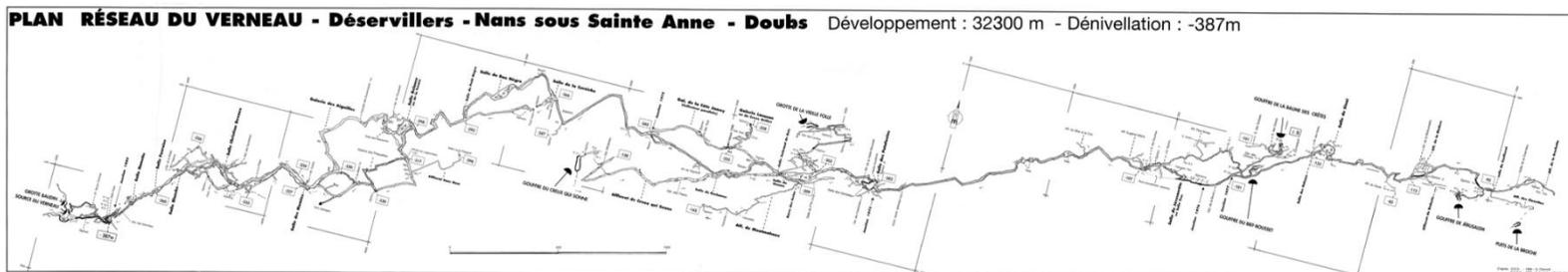
Cas du réseau du Verneau (25)

Margot Vivier¹__ Juillet 2022

Encadrants : Stéphane Jaillet¹ et Jean-Baptiste Charlier^{2,3}

Jury : Eglantine Husson (BRGM), Jean-Jacques Delannoy (USMB)

1. Laboratoire d'EDYTEM 5, Bd de la mer Caspienne, 73 376 Le Bourget du Lac, stephane.jaillet@univ-smb.fr, vivier.margot@gmail.com
2. BRGM, Univ. Montpellier, Montpellier, France, j.charlier@brgm.fr
3. G-eau, INRAE, CIRAD, IRD, AgroParisTech, Supagro, BRGM, Montpellier, France



Etablissement d'accueil : *Edytem* (5 Bd de la Mer Caspienne, 73 376 Le Bourget du Lac)

Etablissement d'origine : *Université Savoie Mont-Blanc* (27 rue Marcoz, 73011 Chambéry cedex)

Résumé

Cette étude aborde la question de la mise en place des milieux karstiques jurassiens par des approches géomorphologiques. Nous nous sommes concentrés sur un réseau spéléologiquement très bien documenté, celui du Verneau (25). Cette étude recoupe plusieurs approches afin d'identifier les résultats convergents et proposer un modèle robuste. En surface, nous nous sommes attachés à tracer les niveaux d'érosions de chaque cours d'eau à partir de données MNT, puis à quantifier le temps d'érosion nécessaire pour façonner les formes superficielles. En souterrain, nous avons réalisé une cartographie détaillée (scan 3D) de certaines salles, puis nous avons carotté des concrétions pour une datation absolue d'un dépôt sédimentaire. Les informations récoltées se recoupent et permettent de proposer un modèle cohérent de mise en place du réseau souterrain du Verneau à travers des phases de capture du réseau de surface pendant le Quaternaire. Le réseau du Verneau se structure de l'aval vers l'amont. De sorte que le bassin d'alimentation du Lison empiète de plus en plus sur celui de la Loue. De plus, nous avons mis en évidence que les pertes du réseau du Verneau ont connu de nombreuses obstructions en lien avec le retrait des glaciers. Ainsi, les variations climatiques ont eu un impact sur la morphologie actuelle du réseau étudié. Pour aller plus loin, il serait intéressant de resituer le réseau souterrain du Verneau dans l'ensemble des réseaux du bassin Loue-Lison et de ses bassins limitrophes.

Abstract

This study deals with the question of the development of the Jura karst environments through geomorphological approaches. We focused on a very well documented speleological network, that of Verneau (25). This study crosses several approaches in order to identify convergent results and propose a robust model. On the surface, we traced the erosion levels of each stream from DTM data, and then quantified the erosion time required to shape the surface forms. Underground, we carried out detailed mapping (3D scan) of certain rooms, then cored concretions for absolute dating of a sedimentary deposit. The information gathered overlaps and makes it possible to propose a coherent model for the development of the Verneau underground network through the phases of capture of the surface network during the Quaternary. The Verneau network is structured from downstream to upstream. As a result, the Lison catchment area increasingly encroaches on that of the Loue. Furthermore, we have shown that the losses in the Verneau network have been subject to numerous obstructions in connection with the retreat of the glaciers. Thus, climatic variations have had an impact on the current morphology of the network studied. To go further, it would be interesting to resituate the underground network of the Verneau in the whole of the networks of the Loue-Lison basin and its bordering basins.

Mots-clefs : Karst, géomorphologie, période glaciaire, karstogénèse, captures

Key words: Karst, geomorphology, glacial periods, speleogenesis, capture

Remerciements

Cette étude n'aurait pu se réaliser sans le soutien du G.I.P.E.K., à travers l'appui de J.P. Villegas. Sa grande connaissance du terrain d'étude a permis d'orienter nos recherches. Merci à M. Campy et V. Bichet pour leurs réponses précises concernant le rôle des périodes glaciaires dans le Jura et en particulier le secteur du Lison. Le regard novateur d'E. Husson nous a permis de resituer les morphologies de surface du Verneau à une échelle plus large.

Table des matières

Introduction	1
Termes à définir	2
1 Etat de l'art sur la mise en place des karsts du massif du Jura	3
1.1 Histoire du relief jurassien	3
1.1.1 La structure géologique	3
1.1.2 Le réseau hydrographique	3
1.1.3 Les glaciers	4
1.2 La karstification dans le Jura	5
1.2.1 Un territoire fortement karstifié	5
1.2.2 Liens entre karst et glacier	5
2 Site d'étude	6
2.1 Géologie du site d'étude	7
2.1.1 Importance de la structure géologique	7
2.1.2 Lithologie	8
2.2 Délimitation des zones étudiées	9
2.2.1 En surface : un terrain d'étude	9
2.2.2 En souterrain : deux sites d'études	11
3 Méthode	12
3.1 Etude qualitative et quantitative de la capture du réseau hydrographique	12
3.1.1 Approche qualitative	12
3.1.2 Approche quantitative	15
3.2 La carte géomorphologique	18
3.2.1 En surface	18
3.2.2 En souterrain	19
3.3 Analyse sédimentaire	20
3.4 Datation absolue avec la méthode $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	21
4 Résultats	22
4.1 Approche géomorphologique en surface	22
4.1.1 La zone d'étude complète	22
4.1.2 Approche qualitative au niveau du bassin d'alimentation du Verneau	24
4.1.3 Approche quantitative : temporalité de mise en place des captures du réseau hydrographique	28
4.2 Etudes des indices souterrains aux deux extrémités du réseau souterrain	29
4.2.1 En amont : ancienne perte du réseau	29
4.2.2 En aval : ancien exutoire du réseau	34
4.2.3 Recherche de l'origine du matériel étudié en souterrain	38
4.2.4 Le lit du cours d'eau qui alimente la perte du Creux-qui-Sonne	39
4.2.5 A l'Est, le lit de la rivière de Rochanon	39
4.2.6 Au Nord, la dépression de pied de versant	40
5 Discussion	41
5.1 Les indices récoltés en souterrain	41
5.1.1 Provenance du matériel déposé	41
5.1.2 Reconstitution chronologique des événements en souterrain	45
5.2 Evolution du réseau hydrographique de surface en lien avec le réseau souterrain du Verneau	47
5.2.1 Chronologie relative de la capture des groupes de l'Ouest	47
5.2.2 Chronologie relative de la capture des groupes de l'Est	49
5.2.3 Modèle conceptuel	51
Conclusion	52
Bibliographie	53
Table des illustrations	55
Annexe	i
Incertitudes liées à la quantification des volumes érodés	iii
Acquisition du fond de carte sur le terrain	v
Evolution du réseau hydrographique	vii

Introduction

Le Karst recouvre 12% des terres émergées et de 30 à 40% de la France [Chen et al. 2017] et est donc une ressource en eau majeure pour des millions d'habitants. C'est un paysage typique façonné par la dissolution de la roche calcaire [Bakalowicz 2005; Ford and Williams 2007]. Il est également singulier d'un point de vue hydrologique. En effet, il présente des particularités telles que de faibles écoulements de surface et un stockage en profondeur parfois limité et difficile à appréhender. Cependant, l'enjeu hydrologique des karsts est fondamental car la ressource en eau est fortement sensible aux changements climatiques et anthropiques [Hartmann et al. 2014; Hartmann et al. 2021].

Une approche qui permet de mieux appréhender un réservoir karstique dans son ensemble et à mieux comprendre son fonctionnement hydrologique consiste à s'intéresser à sa structure et à sa mise en place [Husson 2013]. La karstogenèse est une science qui a beaucoup évolué ces dernières années du fait de nouveaux concepts [Quinif et al. 2014; Harmand et al. 2017] et de l'amélioration des techniques, tel que les méthodes de datation absolues [Gilli 2002; Couchoud 2008]. Le massif du Jura, malgré son fort degré de karstification, reste peu étudié d'un point de vue karstologique, et cette étude s'inscrit dans une démarche d'amélioration des connaissances des aquifères par une première approche géomorphologique sur la mise en place des karsts jurassiens.

Pour cela, il est nécessaire de se focaliser en particulier sur un site bien documenté au niveau de la géométrie de son réseau. C'est le cas du réseau souterrain du Verneau (25), qui a fait l'objet d'études spéléologiques très poussées [Chorvot 1984; Aucant et al. 1985], apportant des bases solides à une caractérisation géomorphologique. D'un point de vue temporel, cette étude se propose de remonter jusqu'aux deux dernières périodes glaciaires du Quaternaire, les stades 6 et 8, le "Riss" et les stades 4 et 2, le "Würm" ainsi que les périodes interglaciaires. Ce sont les périodes d'extrêmes climatiques passées sur lesquelles nous avons le plus d'informations [Shackleton 2000] et dont les glaciers ont recouvert le Jura [Penck and Brückner 1909; Campy 1982].

Dans ce cadre, l'objectif de ce travail est d'étudier la karstogénèse du réseau souterrain du Verneau au Quaternaire et de l'impact des variations climatiques sur cette mise en place. Ce travail s'articule autour de deux résultats principaux, le premier concerne l'étude géomorphologique qualitative et quantitative réalisée en surface, le second touche aux indices géomorphologiques en souterrains. La discussion s'attache à lier les informations précédentes afin d'aboutir à un modèle conceptuel de mise en place robuste.

Termes utilisé

Karst : structure géomorphologique résultant de l'érosion hydrochimique et hydraulique de toutes roches solubles, principalement de roches carbonatées dont essentiellement des calcaires [Gilli 2011].

Phase karstique : période de formation de karsts délimité par un changement géodynamique ou climatique majeur (soulèvement, déformation, changement du niveau de la mer, gel permanent) [Bosák et al. 1989].

Perte ou Capture : Disparition totale ou partielle d'un cours d'eau de surface, par infiltration ou de manière localisée [Castany 1977]. Du point de vue de l'endokarst, une perte est une arrivée d'eau.

Gouffre d'effondrement : cavité souterraine formé par écroulement gravitaire dont l'entrée présente une verticalité marquée.

Résurgence : réapparition à l'air libre d'un réseau hydrographique souterrain [Castany 1977]. Du point de vu de l'endokarst, une résurgence est un *exutoire*.

Collecteur : drain principal qui concentre toute l'eau de surface jusque l'exutoire, c'est le point le plus bas du réseau.

Fossile : galeries non submergées d'eau. Meilleures conditions de préservation des dépôts sédimentaires [Bosák et al. 1989].

Actif : galeries où l'eau circule de façon pérenne.

Cycle sédimentaire : comprend une période de dépôt et d'érosion [Zupan Hajna et al. 2008].

Phase d'érosion : période non interrompue durant laquelle le taux d'érosion par l'eau en surface est constant. Une phase d'érosion correspond à une étape du creusement des vallées.

Niveau d'érosion : surface théorique qui permet de reconstituer ce qu'était le paysage avant que la phase d'érosion associée n'érode la vallée. Nous nous servons de ce terme lors de la reconstitution *qualitative* des différentes phases d'érosion de la zone d'étude.

Une étape de capture : un ou plusieurs niveaux d'érosion rassemblés qui traduisent l'un des deux états possibles du cours d'eau associé à une perte étudiée : avant la capture du réseau hydrographique, en écoulements superficiels ou après, capturé. Nous nous servons de ce terme lors de l'étude *quantitative*.

Un *groupe* : terme que nous avons choisi pour désigner une perte et tous les niveaux d'érosion ou étape de capture qui lui sont associés.

Zone vadose : partie du sous-sol située à l'interface entre l'atmosphère-pédosphère et la nappe phréatique [Council National Research 2001]. En milieu karstifié, les concrétions se développent dans cette zone.

Reculée : forme géomorphologique désignant une échancrure prononcée dans un plateau calcaire constituant un type de vallée caractéristique. Leur mise en place est facilitée par des structures préexistantes telles que des conduits karstiques ou des failles [Jaillet 2000].

Nomenclature des périodes glaciaires étudiées (Tableau 1) :

Tableau 1: Différentes nomenclature des deux dernières périodes glaciaires du Quaternaire.

	Classification historique	Âge (ka)	Stade isotopique
Dernière période glaciaire	Würm	De -80 à -10	2 et 4
Avant dernière période glaciaire	Riss	De -300 à -130	6 et 8

1 Etat de l'art sur la mise en place des karsts du massif du Jura

1.1 Histoire du relief jurassien

1.1.1 La structure géologique

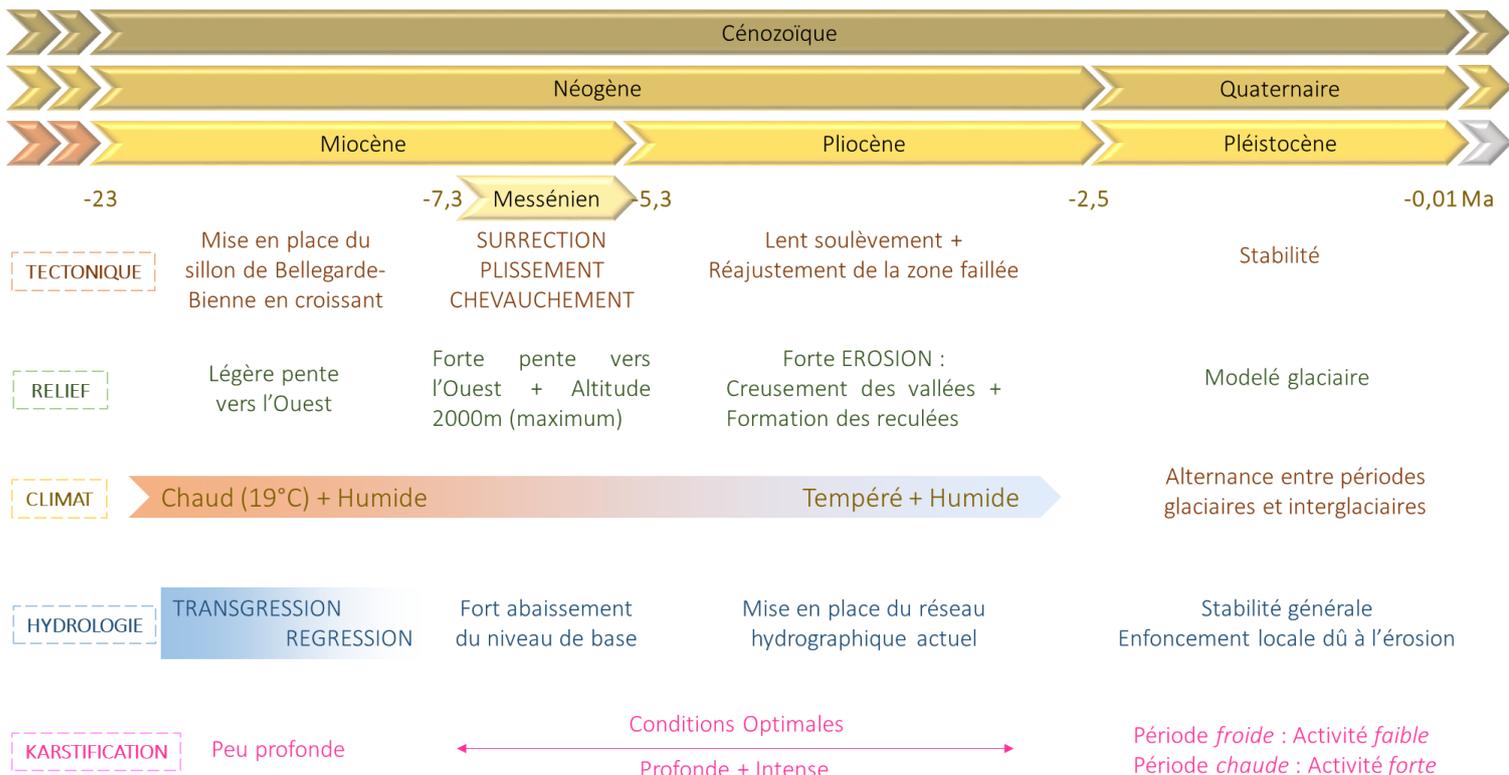


Figure 1: Elements sur la karstification et l'évolution paléogéographique du Jura (Bienfait, 1991).

D'après Bienfait, 1991, la structure géologique du Jura s'est mise en place suite au soulèvement des Alpes (Figure 1). Il a principalement eu lieu au Messinien (entre -7.3 Ma et -5.3 Ma), mais se poursuit jusqu'au Pliocène. Fin Pliocène, vers -3 Ma, la structure géologique du Jura actuelle est en place et stabilisée. Elle se compose de plis anticlinaux et synclinaux d'axe général NE-SO, d'un jeu de failles orientées N060 et d'un autre jeu de failles orientées N-S.

A l'époque de la mise en place des montagnes jurassiennes, les monts du Haut-Jura pouvaient atteindre jusque 2000m d'altitude. Durant le Quaternaire l'érosion a fait son travail et à retravaillé le relief pour aboutir à celui que l'on connaît aujourd'hui. Les deux agents principaux de cette érosion sont l'eau et la glace.

1.1.2 Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique actuel du Jura est fortement contrôlé par les axes de plis qui structurent la région. Par exemple, le Doubs s'écoule au cœur d'un anticlinal dont l'axe est orienté N060. Il se serait mis en place au Pliocène selon Bienfait, 1991. Toutefois, dans le massif du Jura, l'eau se situe principalement au sein d'aquifères karstiques, en souterrain [Résif 2022].

1.1.3 Les glaciers

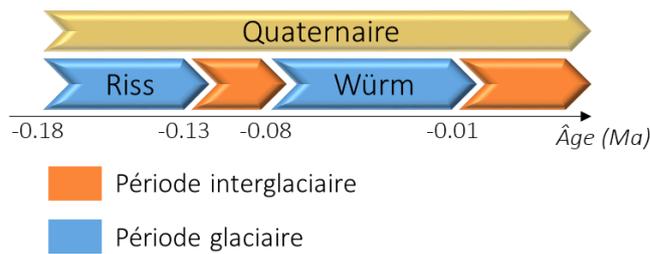


Figure 2: Les deux dernières périodes glaciaires du Quaternaire.

Le Quaternaire est marqué de nombreuses périodes froides, les périodes glaciaires entrecoupées de périodes tempérées, les périodes interglaciaires [Shackleton 2000]. Cependant, il ne reste que peu de trace des périodes glaciaires anciennes. Seules les deux dernières sont bien documentées (Figure 2), même si les indices de surface sont très démantelés, ce sont des reliquats

qui racontent une histoire variée et complexe à reconstituer [Campy, 1982]. Pour cette partie, nous désignerons les périodes glaciaires par la classification historique (Termes).

D'après Campy, 1982, qui s'est intéressé aux périodes glaciaires qui ont marquées le Jura, les glaciers du Riss seraient remontés beaucoup plus loin au Nord-Ouest que les glaciers du Würm (Figure 3).

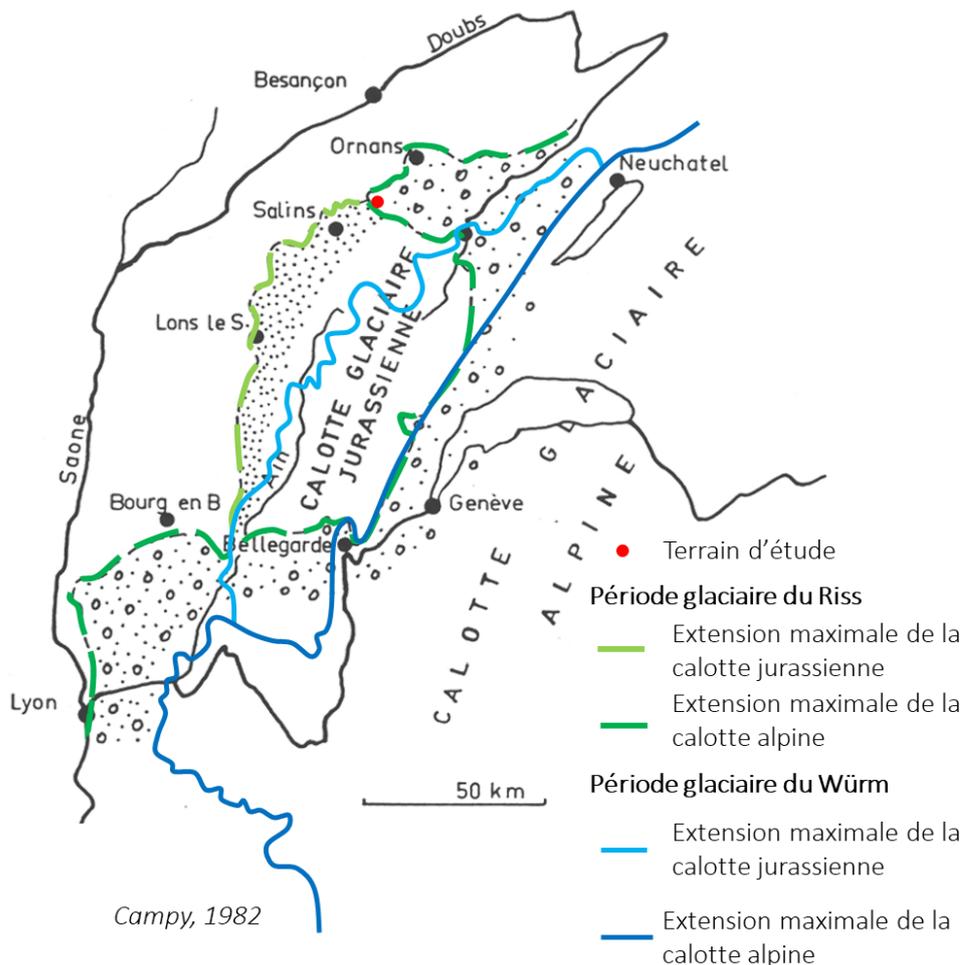


Figure 3: Limites d'extension maximale des glaciers dans le Jura des deux dernières périodes glaciaires.

Il s'est également intéressé à l'origine de ces glaciers et en à déterminer deux, une locale avec une calotte jurassienne et une plus éloignée avec des glaciers venant des Alpes (Figure 3). L'échelle de lecture de la carte des limites d'expansion des glaciers est beaucoup plus importante que celle à laquelle nous travaillons dans cette étude. Elle nous permet tout de même d'affirmer que la zone d'étude a été recouverte par les glaciers au Riss mais pas au Würm et qu'elle se trouve à la limite entre les glaciers autochtone et allochtone.

Les glaciers du Jura sont des calottes glaciaires, la température du glacier au niveau du sol est de 0°C et de l'eau liquide y circule. Aucant et al. 1985, parlent de cette circulation d'eau comme d'un « écoulement sous glacier » et lui confère une grande capacité d'érosion. Depuis, la vision des effets des glaciers sur le karst a évolué et Audra et al., 2007, affirment que l'eau de fonte des glaciers ne forment pas de cavités. L'érosion hydrochimique ayant lieu pendant les périodes interglaciaires suffit pour expliquer la formation d'un réseau karstique de grande ampleur surtout si la région est déjà fragilisée par de nombreuses failles [Blanc 1997].

1.2 La karstification dans le Jura

1.2.1 Un territoire fortement karstifié

D'après Bienfait, 1991, une phase karstique ancienne dans le Jura commence dès la fin du Miocène, au Messinien (-5,96 à -5,33Ma), et est optimale au Pliocène ancien, jusqu'en -2.5 Ma. Cette phase karstique ancienne dépend de la l'épisode que l'on nomme « crise de salinité messinien », qui est la conséquence sur le niveau de base de la régression de la mer Méditerranée jusque -1500m par rapport au niveau actuel. Le niveau de base du Rhône qui s'y jette et de tous ses affluents à également fortement baissé [Hsü et al. 1973 ; Gargani and Rigollet 2007], favorisant une karstification intense et profonde [Bienfait 1991]. On ne sait pas précisément jusqu'où est descendu le niveau de base dans le Nord du massif du Jura. Un début de réponse se trouve peut-être au niveau de la Cluse des Hôpitaux soupçonnée d'être un ancien bras du Rhône. Cependant, même si le niveau de base s'est enfoncé bas aussi loin dans les terres, il reste encore 150km jusqu'au terrain étudié. D'après [Nicod 2002], les études portant sur la géomorphologie karstique entre 1992 et 2001 ont montré que des cavités anté-quadernaires sont présentes dans « tous les massifs karstiques élevés ». Les reliefs du massif du Jura ont fortement diminué par érosion [Bienfait, 1991], ainsi des cavités anciennes ont pu exister et disparaître.

Le Jura est marqué par de nombreuses reculées karstiques [Bichet and Campy 2008]. Les reculées karstiques empruntent des structures préexistantes lors de leur formation [Jaillet 2000] qui peuvent être des conduits karstiques ou bien, plus vraisemblablement, des failles, nombreuses dans la région.

1.2.2 Liens entre karst et glacier

La participation des glaciers en eux-mêmes dans la spéléogénèse est discrète [Bini et al. 1998; Audra et al. 2007]. L'érosion mécanique au sein du réseau karstique est limitée car le glacier ne pénètre pas à l'intérieur ou seulement au niveau des entrées. Les réseaux karstiques se forment en période interglaciaire, lorsque la dissolution des roches carbonatées est maximale [Gilli 2011]. Cependant, l'érosion mécanique superficielle des glaciers est importante et participe de manière indirecte à la mise en place des réseaux karstiques. Ils creusent les vallées engendrant une baisse du niveau de base [Bini et al. 1998 ; Audra et al. 2007].

De manière directe, les glaciers sont une importante source de sédiments clastiques pour les réseaux souterrains. En Europe, ces sédiments s'apparentent à du till [Harmand et al. 2017]. Ils sont composés de matière meuble et blocs mélangés, allant jusqu'à plusieurs dizaines de centimètre [Campy 1982]. De plus, ils sont reconnaissables par leur manque de classement granulométrique. Au niveau des flancs de glaciers, les accès au réseau fonctionnent en perte juxta glaciaire et du matériel sédimentaire y pénètre [Bini et al. 1998].

En période paraglaciale, c'est-à-dire lors du retrait des glaciers, les sédiments meubles sont mobilisés par [Ballantyne 2002 ; Church and Ryder 1989]. Cette masse sédimentaire pénètre en souterrain par le biais des pertes du réseau. Une telle quantité de matériel est fournie que cela peut obstruer complètement les entrées du réseau [Ford and Williams 2007].

2 Site d'étude

Le site d'étude est le réseau karstique du Verneau, dans le Doubs (25) (Figure 4) dont l'exutoire est à Nans-sous-Saint-Anne.

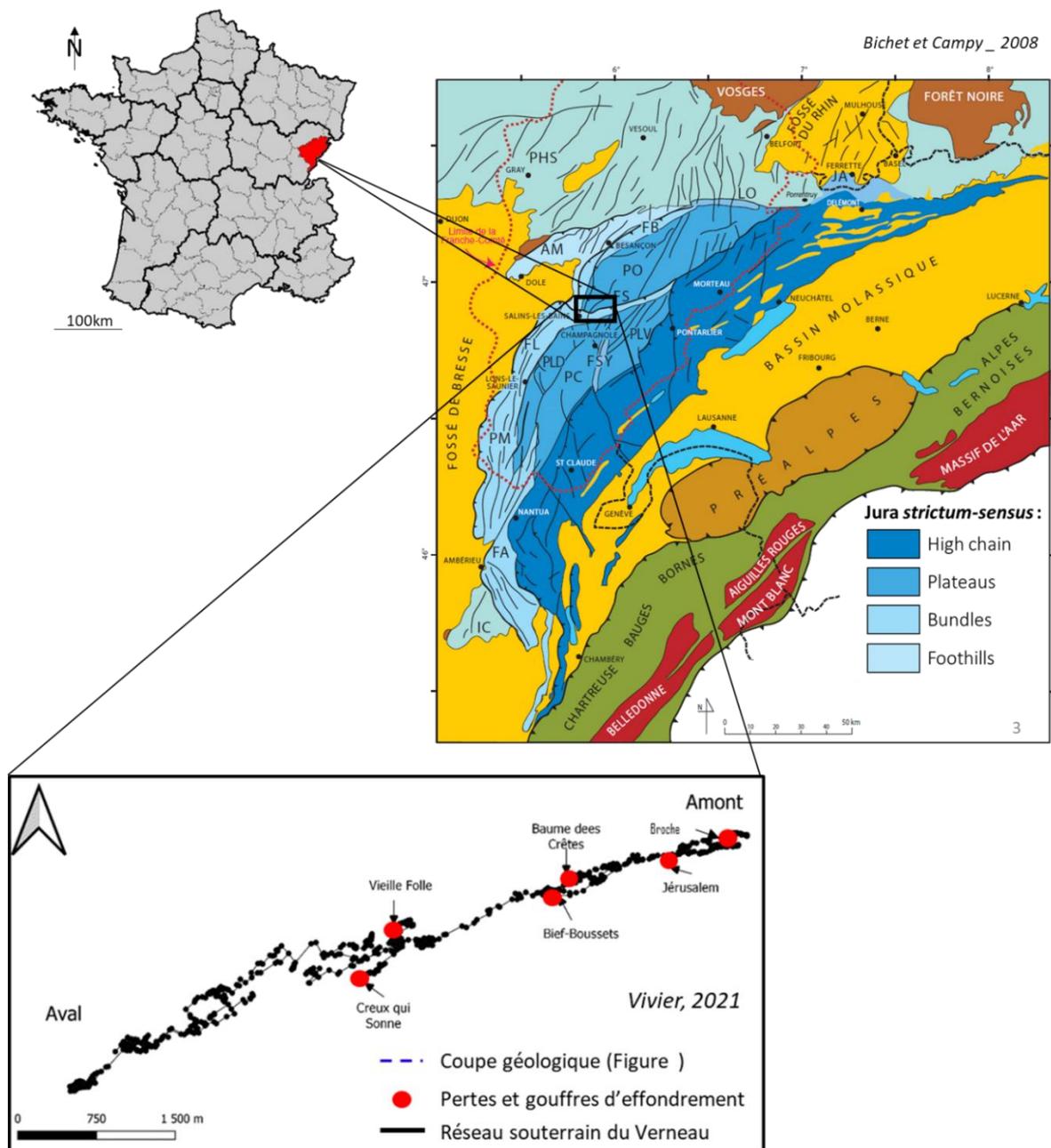


Figure 4: Localisation du site d'étude.

2.1 Géologie du site d'étude

Au Sud du site d'étude, on retrouve le Faisceau Salinois alors qu'au Nord, on retrouve le plateau d'Amancey [Tissot and Tresse 1978] (Figure 4).

2.1.1 Importance de la structure géologique

Le terrain d'étude est marqué par les failles et les plis. Un premier jeu de failles de direction générale SO-NE strie le Sud du terrain. A cela s'ajoute de nombreux plis dont l'axe est parallèle à ce premier jeu de failles. C'est le cas de l'anticlinal du Faisceau Salinois qui est le résultat du chevauchement du plateau de Levier sur le plateau d'Ornans (Figure 6) [Bichet and Campy 2008]. Plus au Nord, au niveau du réseau souterrain du Verneau, la zone est marquée par des synclinaux. Un deuxième jeu de failles vient recouper les structures décrites précédemment selon un axe général Nord-Sud. Le Faisceau Salinois est visible dans le paysage, il forme un relief qui s'élève à 200m d'altitude au-dessus du plateau d'Amancey.

Quant au réseau souterrain, il est guidé par la présence de plis et de failles [Blanc 1997]. Les galeries sont souvent décrites comme « en diaclase » [Aucant et al. 1985]. De plus, le réseau s'est développé au sein de synclinaux séparés par des failles ce qui lui confère deux morphologies bien distinctes. L'amont, qui s'est développé au sein de deux petits synclinaux similaires est de type ramifié et moins mature, alors que l'aval qui s'est développé au sein d'un seul grand synclinal est de type anastomosé et représente la forme mature du réseau [Vivier et al. 2021] (Figure 5).

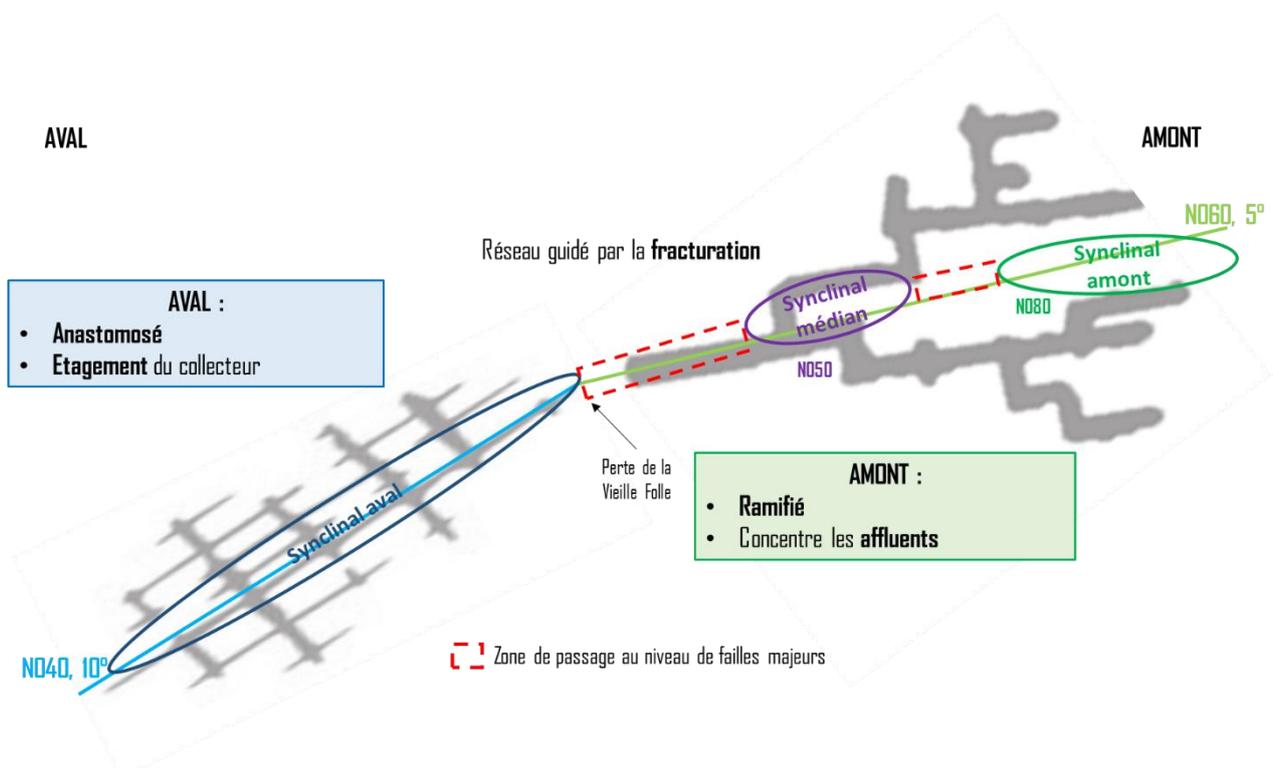


Figure 5 : Schéma structural de la géomorphologie du réseau selon les différentes compartimentations (Vivier et al., 2021).

2.1.2 Lithologie

Le terrain d'étude est composé de roches sédimentaires, principalement des calcaires et des marnes. Au Nord, le plateau d'Ornans est composé de strates calcaires du Jurassique supérieur qui suivent l'ordre de dépôt. Au Sud, l'anticlinal chevauchant du Faisceau Salinois à ramener les marnes du Lias en surface [Bichet and Campy 2008]. L'ordre de dépôt est extrêmement perturbé dans cette zone en raison de la tectonique importante.

Le réseau souterrain du Verneau se développe au sein du Jurassique supérieur, entre le Tithonien (J9) et l'Oxfordien (J6) [Tissot and Tresse 1978]. Il est donc limité dans son développement par la couche marneuse de l'Oxfordien (J5) et ce principalement en amont (Figure 6) [Vivier et al. 2021].

En surface, les zones d'écoulement sont déterminées en partie par la lithologie. L'eau s'écoule sur un sol marneux, alors qu'elle se fait capturer en zone calcaire. Dans le *Verneau Souterrain*, Aucant et al., 1982, la couche marneuse du Lias recouvrait presque tout le bassin d'alimentation du Verneau et favorisait les écoulements en surface depuis les crêtes du Faisceau Salinois au Sud en direction du Nord, jusqu'à la Loue.

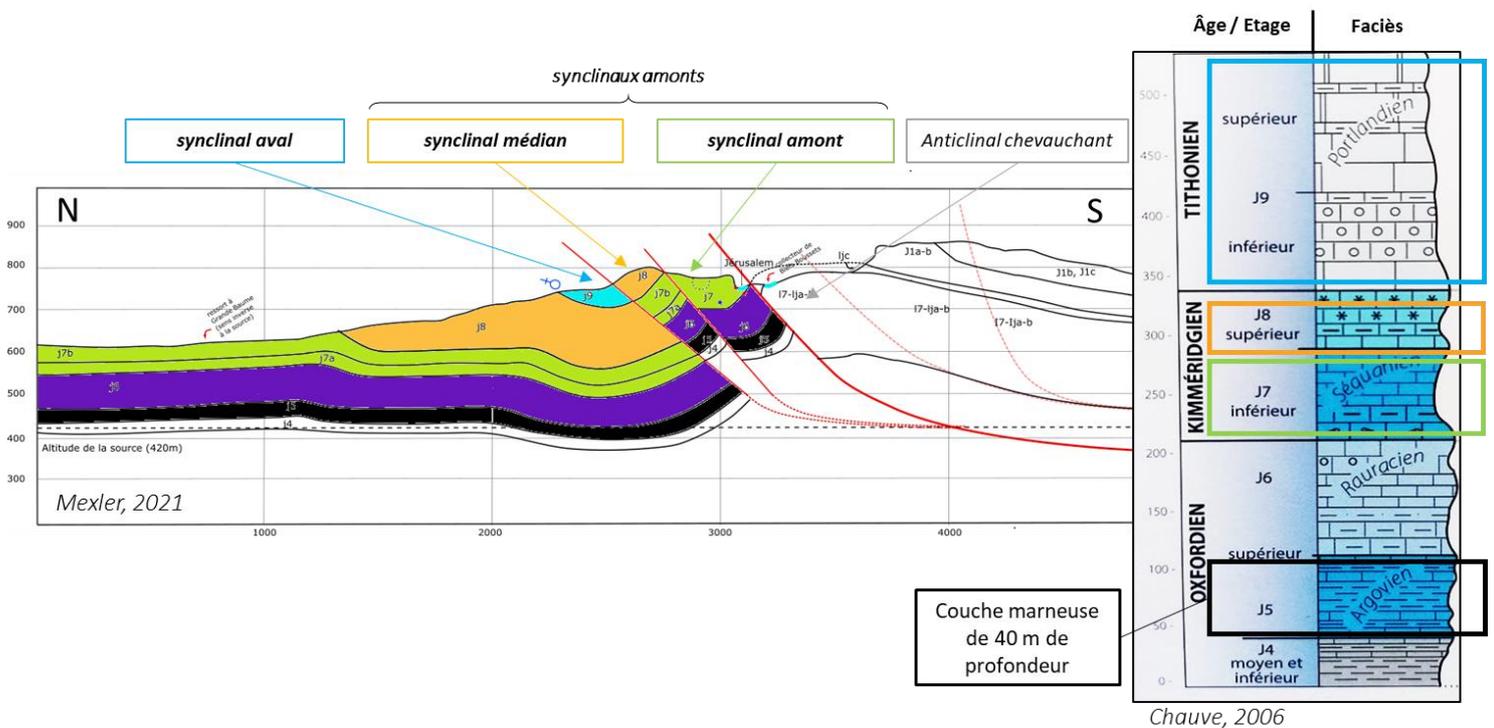


Figure 6 : Structures géologique et lithologique déterminantes pour la mise en place du réseau souterrain du Verneau (Vivier et al., 2021).

2.2 Délimitation des zones étudiées

2.2.1 En surface : un terrain d'étude

Le terrain d'étude comprend le bassin hydrogéologique de la source du Verneau (en vert sur la carte) et la zone élargie de quelques kilomètres : au Sud le Faisceau Salinois, au Nord le plateau d'Amancey qui borde la rive gauche de la Loue, à l'Ouest la vallée du Lison et à l'Est la ligne de partage des eaux avec le ruisseau du Dard (Figure 7). S'intéresser à une zone plus large que le bassin d'alimentation du Verneau permet d'intégrer un maximum d'indices géomorphologiques et d'affiner le modèle de l'évolution du réseau hydrographique et de la mise en place du réseau souterrain lui-même.

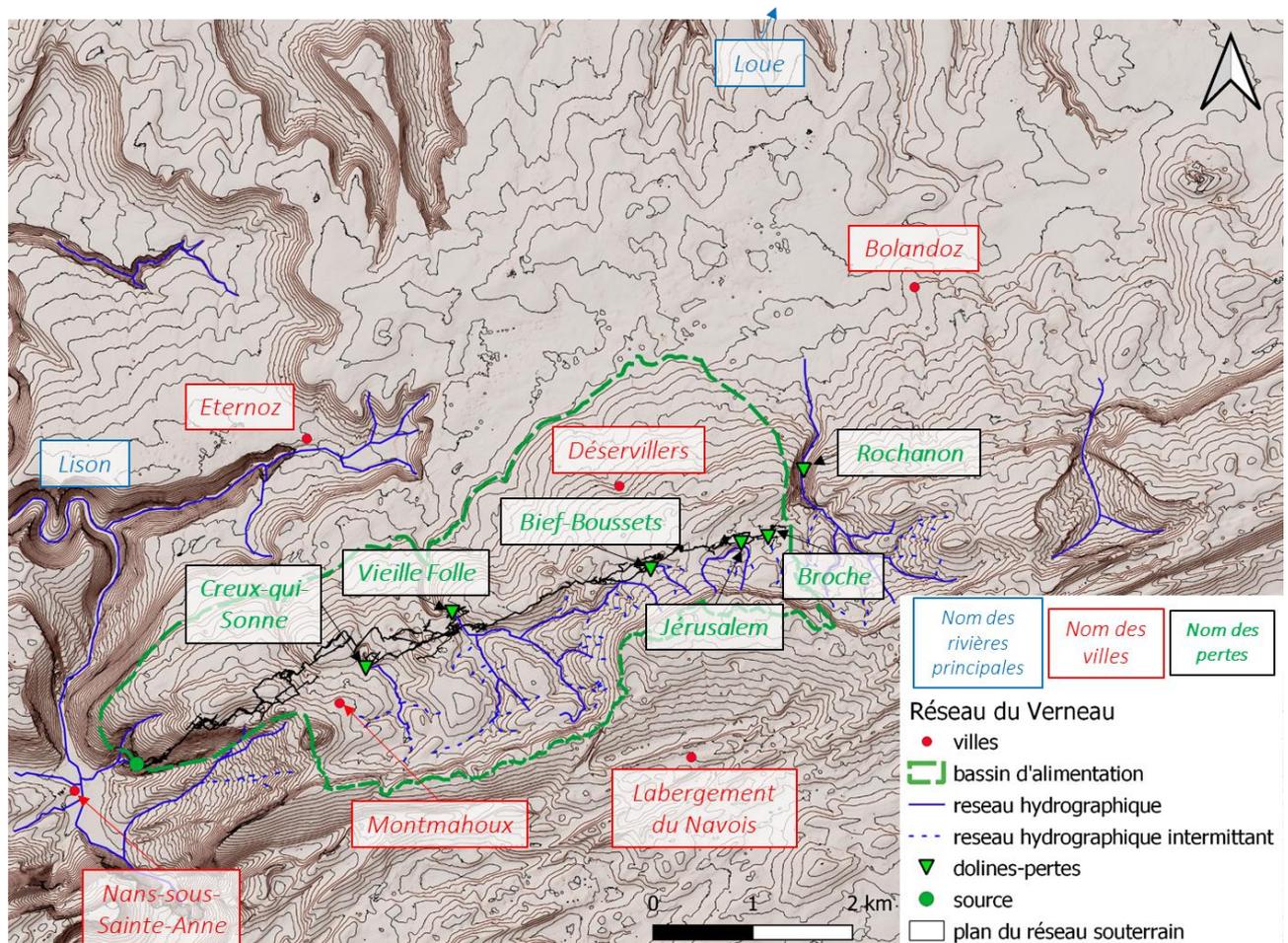


Figure 7 : Limites du terrain d'étude en surface.

Les réseaux hydrographiques de surface et celui souterrain sont liés et ce lien se matérialise par les différents accès du réseau qui peuvent être des pertes, des exutoires ou encore des gouffres d'effondrement. Sur la zone d'étude on dénombre neuf accès au réseau souterrain du Verneau [G.I.P.E.K 1986], aussi visibles en annexe (Figure 50 et 51) :

- Amont
- La perte de la Broche
 - La perte de Jérusalem : perte la plus en amont pénétrable par l'Homme et qui rejoint le collecteur
 - Le gouffre de la Baumes-des-Crêtes (Gouffre d'effondrement fossile)*
 - La perte des Bief-Boussets
 - La perte de la Vieille Folle
 - La perte du Creux-qui-sonne
 - La perte de Soit
- Aval
- La Source du Verneau (Exutoire actif)
 - La grotte Baudin (Exutoire fossile)

* Le gouffre de la Baume-des-Crêtes est un gouffre d'effondrement sur les 50 premiers mètres de profondeur, et qui retrouve une morphologie de perte jusqu'au collecteur. Sa véritable entrée, la perte en tant que telle, a probablement été obstruée (5.1.1.3). Le terrain d'étude comprend une dixième perte, la perte de Rochanon, qui ne rejoint pas le réseau du Verneau. L'eau qui s'y engouffre ressort à l'Est, dans la Loue. Aujourd'hui l'ensemble du réseau hydrographique est capturé, soit par le réseau du Verneau soit par celui de Rochanon. Cependant, il n'en a pas toujours été ainsi.

De nombreux indices géomorphologiques ont été relevés sur l'ensemble du terrain d'étude et ont guidé notre choix de délimitation. En tout premier lieu, la littérature nous a aiguillés sur la présence de « vallées sèches » en aval des pertes actuelles du Verneau [Aucant et al. 1985] qui traduiraient des écoulements de surface. Une prospection terrain nous a permis de remarquer des ruptures de pentes au sein des vallées et certaines dolines emboîtées qui semblaient traduire différentes phases d'érosion. A l'aide de tous ces indices, nous nous pencherons sur les différentes étapes de la capture du réseau hydrographique par le réseau souterrain du Verneau.

Le terrain d'étude a connu de nombreuses périodes glaciaires. Il n'a pas toujours été recouvert de glace et se trouve à la limite entre des glaciers de plusieurs origines [Campy, 1982]. S'intéresser à cette zone c'est également s'intéresser aux traces du passage des glaciers dans le Jura. Ce qui est d'autant plus intéressant que les alentours de Nans-sous-Sainte-Anne sont pauvres en indices de surface du passage des glaciers et qu'« aucun indice souterrain n'a été mentionné dans la région » [Campy 1982].

Certaines zones en surface nous ont particulièrement intriguées ce pourquoi nous avons décidé de les étudier plus en détail. C'est le cas des groupes du Creux-qui-Sonne et de la Vieille-Folle mais aussi du couple de perte/gouffre d'effondrement Baume-des-Crêtes et Bief-Boussets que nous nommerons par la suite groupe des *Bief-Boussets-Dolois* (Figure 8).

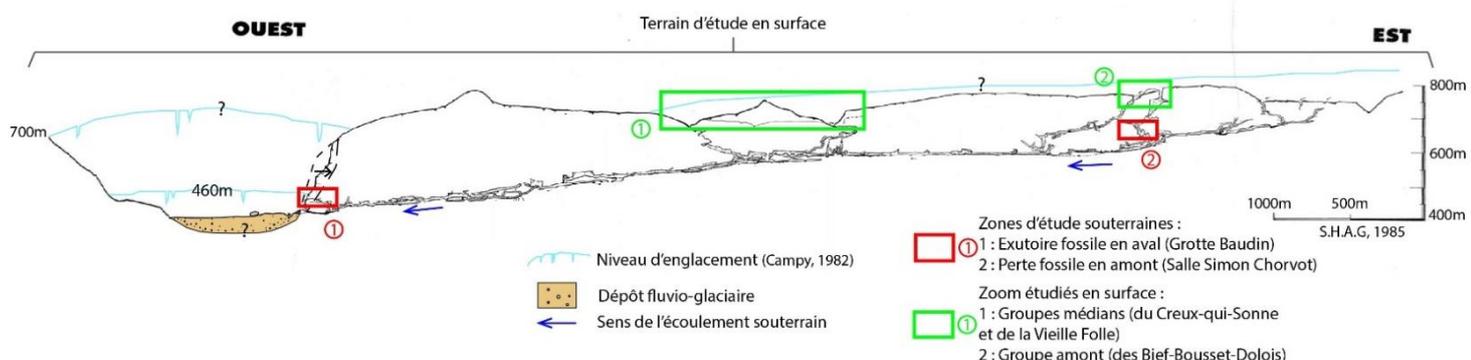


Figure 8: Localisation des sites étudiés en surface et en souterrain dans un contexte de période glaciaire.

2.2.2 En souterrain : deux sites d'études

Très étudié depuis les années 80 [Tissot and Tresse 1978; Chorvot 1984; Aucant et al. 1985; G.I.P.E.K 1986], on sait à ce jour que le réseau souterrain du Verneau comprend 32km de galeries, qu'il se développe sur 6.9km de long et 387m de dénivelé. Les nombreuses missions d'exploration du réseau souterrain ont permis de dessiner un plan général, des plans détaillés ainsi qu'une coupe précise de l'ensemble de ce qui était accessible par l'être humain (Annexe). La bonne connaissance de ce réseau est un atout pour notre étude. Nous nous servons des études et découvertes précédentes comme d'un support de travail mais également comme d'une base de réflexion. Cela nous a permis d'orienter nos recherches dans la bonne direction et de choisir au mieux nos sites d'étude parmi ce vaste réseau.

Notre choix s'est arrêté sur deux salles (Figure 9) :

- Amont ↓
- La salle des Dolois, en amont, au sein d'une perte fossile (Gouffre de la Baume-des-Crêtes)
- Aval ↓
- La salle Simon Chorvot, en aval, au sein de l'exutoire fossile du réseau (Grotte Baudin)

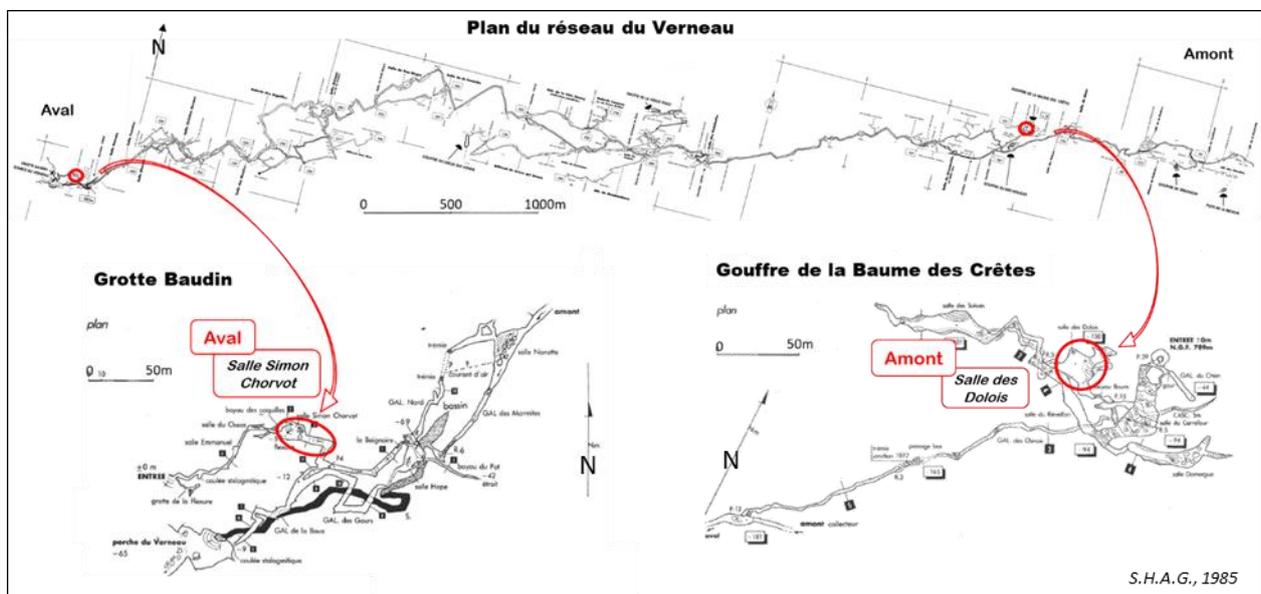


Figure 9: Localisation des sites d'études souterrains dans le réseau du Verneau.

Ces deux sites d'études sont relativement faciles d'accès. Ils offrent une bonne couverture spatiale du réseau car ils sont situés dans les deux zones aval et amont, aux caractéristiques morphologiques distinctes [Vivier et al. 2021]. Par la suite, nous nommerons simplement ces salles par leur localisation dans le réseau, à savoir *aval* et *amont*.

Ces deux zones sont relativement proches de l'entrée, à 100m en horizontale de l'entrée en aval et à 100m en profondeur en amont, ce qui laisse penser que l'influence extérieure est encore forte [Klimchouk et al. 2000]. Il est plausible de penser que les rejets des glaciers en période de aient pu les influencer. De plus, ces deux sites d'étude sont aujourd'hui compris dans la partie fossile du réseau ce qui réduit le risque de remobilisation des dépôts lors d'une submersion postérieure [Zupan Hajna et al. 2008]. Ils concentrent les deux atouts paradoxaux du karst, à savoir d'être à la fois connecté et déconnecté de l'influence extérieur. Le dépôt de sédiment est possible ainsi que sa conservation [Delannoy et al. 2009]. Les deux salles ont la particularité de présenter des dépôts détritiques similaires, à savoir un premier dépôt détritique composé de galets anguleux sans classement granulométrique et un autre dépôt détritique laminé argileux. Ces deux sites comportent des spéléothèmes qui recouvrent et qui sont recouverts par le deuxième dépôt argileux. Une datation absolue de la période de dépôt est donc envisageable.

3 Méthode

3.1 Etude qualitative et quantitative de la capture du réseau hydrographique

Nous voulons reconstituer la capture du réseau hydrographique de surface ainsi que quantifier le temps nécessaire au creusement des formes visibles aujourd'hui. Nous nous intéressons aux six groupes présents sur la zone d'étude, à savoir, les groupes de Creux-qui-Sonne, la Vieille-Folle, Bief-Boussets-Dolois, Jérusalem, la Broche et Rochanon. Nous nous intéressons à la capture du réseau hydrographique donc au tracé des cours d'eau avant même qu'ils ne se perdent sous terre.

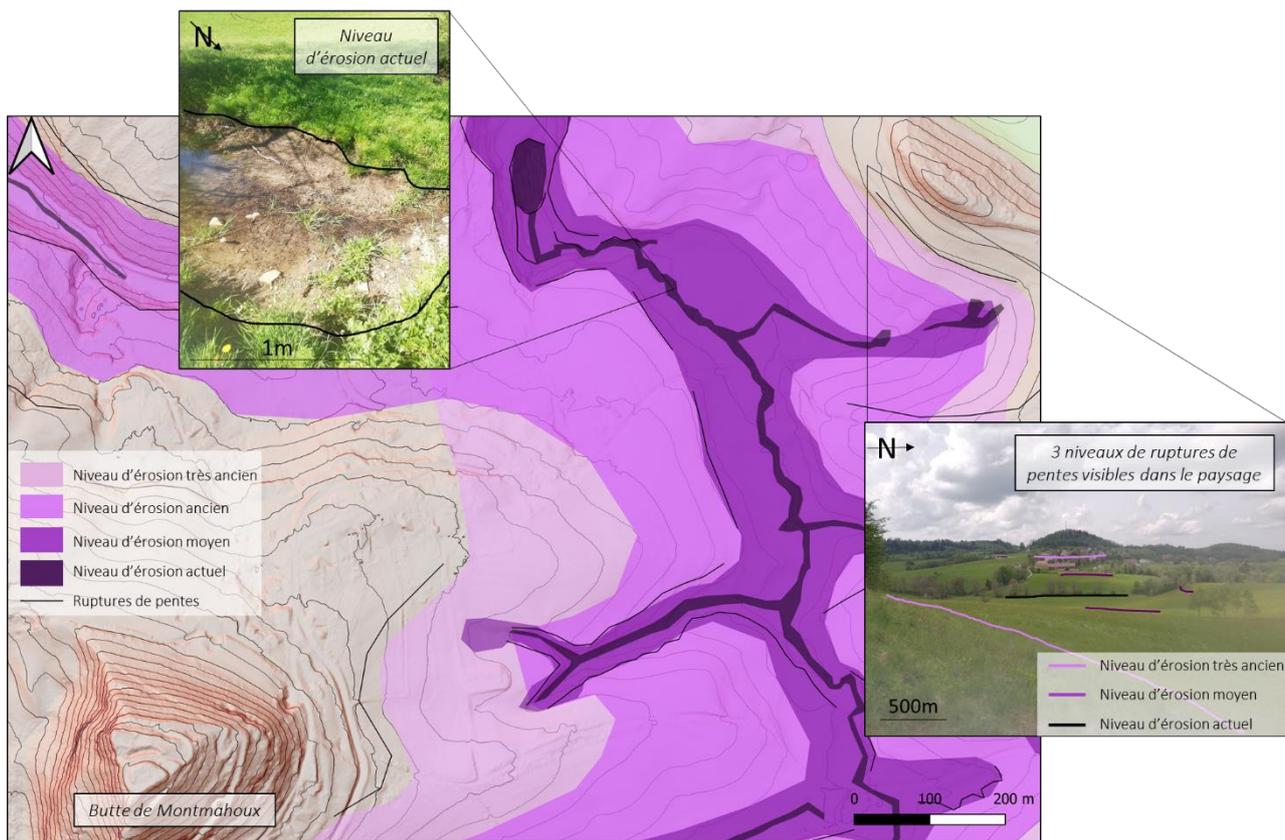
3.1.1 Approche qualitative

3.1.1.1 Définition des niveaux d'érosion

Le passage d'une phase d'érosion à une autre, ou plus simplement, la reprise de l'érosion après son interruption marque le paysage par une rupture de pente. Nous avons remarqué des ruptures de pente dans la zone d'étude à la fois sur le terrain et sur le MNT. Nous avons pu mettre en avant trois niveaux différents :

- L'actuel qui correspond au lit des cours d'eau. Il est très marqué et visible mais restreint dans l'espace.
- Un plus ancien, légèrement plus haut que celui actuel. La rupture de pente est plus douce.
- Un très ancien, au sommet des collines et très peu visible.

Cependant, ces trois niveaux d'érosion ne suffisent pas pour expliquer la totalité des formes observées. Nous avons identifié plusieurs pertes qui ont sûrement fait parties de l'histoire du groupe de la Vieille-Folle, plusieurs pertes pour le groupe de Rochanon et plusieurs vallées sèches qui ont dû être empruntées par le cours d'eau du groupe du Creux-qui-Sonne. Ainsi, quatre niveaux d'érosion, soit un de plus, sont nécessaires pour les groupes du Creux-qui-Sonne (Figure 10) et de Rochanon et cinq, soit deux de plus, sont nécessaires pour celui de la Vieille Folle.



Il est difficile de relier temporellement les niveaux d'érosion des groupes les uns par rapport aux autres en-dehors du niveau d'érosion actuel (en noir pour toutes les pertes). Nous nous contenterons donc de reconstituer la chronologie de chaque groupe indépendamment des autres.

Pour simplifier la compréhension cartographique, chaque groupe a sa couleur associée. Les niveaux d'érosion auront des teintes allant du plus clair au plus foncé. Le niveau d'érosion le plus clair étant le plus ancien et le plus haut en altitude (Tableau 2).

Tableau 2: Couleur et nombre de niveaux d'érosion pour chaque groupe étudié.

Groupe	Creux-qui-Sonne	Vieille Folle	Biefs-Bousset-Dolois	Jérusalem	Broche	Rochanon
Nombre de niveau d'érosion	4	5	3	3	3	3
Couleur du niveau d'érosion	Noir	Noir	Noir	Noir	Noir	Noir
	Violet foncé	Vert très foncé	Bleu foncé	Rose	Jaune	Rouge foncé
	Violet	Vert foncé	Bleu			Rouge
	Violet clair	Vert			Rouge clair	
		Vert clair				

↑ Actuel
Ancien

3.1.1.2 Tracé des niveaux d'érosion

Pour le tracé des niveaux d'érosion sur le logiciel QGIS, nous nous sommes basés sur le MNT (1m de résolution) ombré couplé au MNT des pentes. De plus, nous nous sommes servis de courbes de niveau d'un pas de 5m. L'outil « Coupe » a été utile ponctuellement pour mieux visualiser le relief et les différentes ruptures de pente sur les flancs de vallée. Le fait de surligner en rouge les ruptures de pente que nous avons remarqué sur le terrain a également été très pertinent pour les prendre en compte lors du tracé final des niveaux d'érosion.

Le tracé des niveaux d'érosion suit quelques principes décrits par la suite :

- Un niveau d'érosion par phase identifiée par groupe (Tableau 2).
- Un niveau d'érosion est plan localement. Perpendiculairement à la direction du cours d'eau, l'altitude est identique (Figure 13).
- Un niveau d'érosion plus ancien n'a pas été affecté par l'érosion récente. Ainsi, un niveau d'érosion ancien ne va pas suivre les courbes de niveau localement si on note la présence d'un cours d'eau récent et son tracé sera perpendiculaire à la direction d'écoulement du cours d'eau actuel (Figure 11).

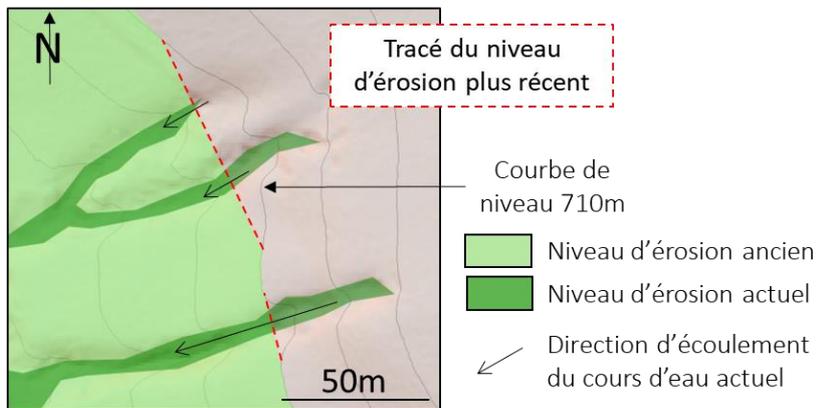


Figure 11: L'érosion récente n'est pas prise en compte lors du tracé d'un niveau d'érosion.

3.1.2 Approche quantitative

Cette approche nous permet d'obtenir des temps d'érosion par étape de capture du réseau hydrographique à partir d'un calcul de volume sur le MNT (1m) du site d'étude et ainsi de contraindre d'avantage le modèle temporel final. Une méthode similaire a été employée sur une île volcanique affectée par des tempêtes tropicales [Allemand et al. 2014; Ricci et al. 2015].

3.1.2.1 Définition des étapes de capture

L'incertitude liée à la méthode de calcul automatique ne permet pas de quantifier finement chaque niveau d'érosion par groupe (Annexe). Nous avons donc décidé de quantifier le volume érodé avant la capture du réseau et celui après sa capture par groupe. Pour cela, nous avons regroupé les niveaux d'érosions qui le pouvaient et ramené à deux le nombre d'étape de capture du réseau hydrographique par groupe (Tableau 3).

Tableau 3 : Passage des niveaux d'érosion aux étapes de capture pour l'étude géomorphologique quantitative.

Groupe	Creux-qui-Sonne	Vieille Folle	Biefs-Bousset-Dolois	Jérusalem	Broche	Rochanon
Nombre de niveau d'érosion	4	5	3	3	3	3
Couleur du niveau d'érosion	Noir	Noir	Noir	Noir	Noir	Noir
	Violet foncé	Vert très foncé	Bleu foncé	Rose	Jaune	Rouge foncé
	Violet	Vert foncé	Bleu			Rouge
	Violet clair	Vert			Rouge clair	
		Vert clair				

Après capture

Avant capture

Non pris en compte

Actuel

Ancien

Le groupe de la Vieille-Folle a une histoire complexe, le réseau hydrographique s'est fait capturer puis a ruisselé de nouveau en surface pour finalement se faire capturer. Nous avons décidé de ne prendre en compte que les premiers niveaux d'érosion, soient le ruissèlement en surface le plus ancien et les deux captures les plus anciennes. Nous ne prenons pas en compte les deux derniers niveaux d'érosion identifiés lors de l'approche qualitative de la capture du réseau hydrographique. Nous ne tenons pas non plus en compte le niveau d'érosion le plus ancien du groupe des Bief-Boussets-Dolois car son tracé est trop incertain, il ne reste pas assez d'indice géomorphologique de surface.

3.1.2.2 Rastérisation des étapes de capture

Le calcul de volume ne peut s'effectuer que sur une couche raster. Il est donc indispensable de convertir les fichiers vectorisés.

Pour chaque étape de capture nous avons extrait les nœuds et nous avons attribué les coordonnées X, Y et Z à chaque nœud directement dans la table attributaire selon les formules suivantes (Tableau 4) :

Tableau 4: Formules de calcul automatique des coordonnées des nœuds lors de la rastérisation.

X	Y	Z
\$x	\$y	Raster_value("nom_MNT", 1, \$geometry)

La rasterisation s'est faite sur *Cloud Compare* avec une résolution de 1m. Le raster obtenu couvre une surface plus importante que celle de l'étape de capture elle-même. Il a fallu redécouper le MNT obtenu selon les limites de l'étape de capture (Figure 12).

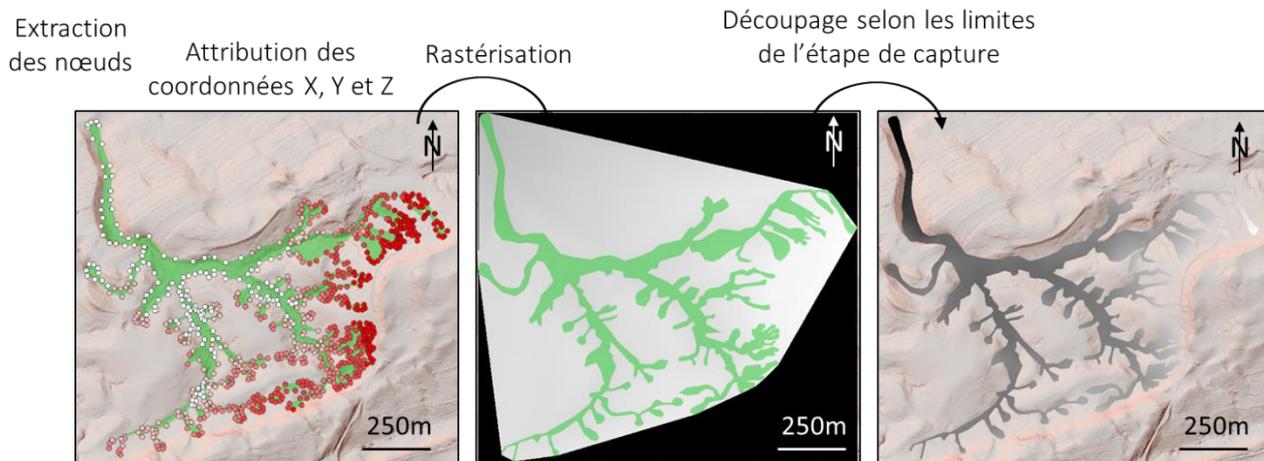


Figure 12: Rasterisation d'une étape de capture.

3.1.2.3 Calcul de volume

Le calcul du *volume érodé* d'une étape de capture ne peut se faire en une seule fois. Nous calculons un premier *volume total* qui correspond à tout ce qui est compris entre le relief actuel et le relief de l'étape de capture. Puis nous lui retirons éventuellement le *volume surcreusé* depuis cette étape de capture.

Volume total

La couche raster de l'étape de capture obtenue précédemment correspond à la couche A pour le calcul du volume total, c'est-à-dire la couche supérieure. La couche B, c'est-à-dire la couche inférieure, correspond au MNT du relief observé aujourd'hui.

Il n'est pas possible de directement calculer le *volume total* compris entre les deux couches A et B. Ainsi, pour chacune des deux couches, nous calculons de manière automatique sur QGIS le volume compris entre le niveau de la mer (= niveau 0) et celui d'une couche. Enfin, nous retirons le volume B du volume A (Figure 13).

$$Volume_{total} = Volume_A - Volume_B = Volume_{\text{étape de capture}} - Volume_{\text{relief}}$$

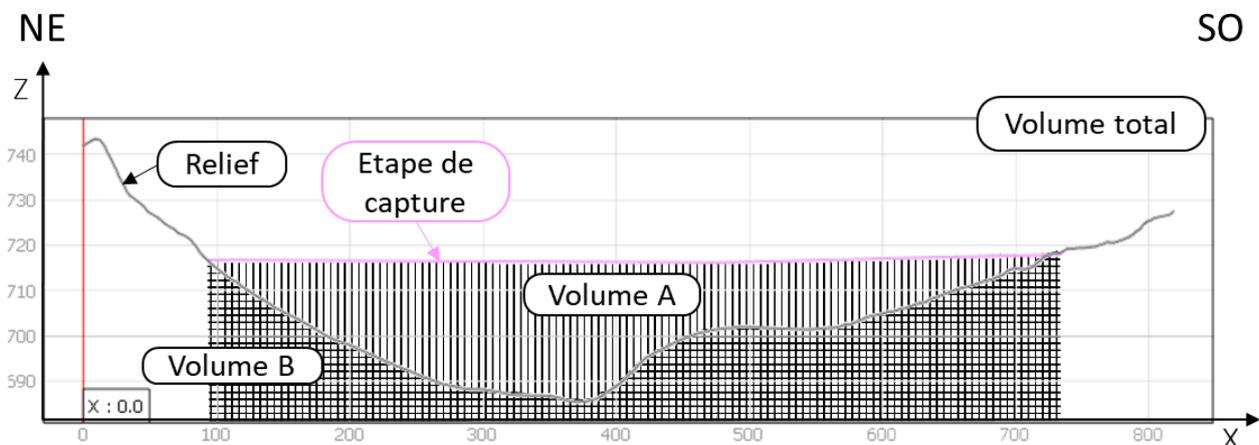


Figure 13: Le volume total correspond au volume compris entre la surface d'une étape de capture et le relief.

Volume érodé

Cette étape ne concerne que les groupes qui ont connu une capture du réseau hydrographique, c'est-à-dire les groupes de Creux-qui-Sonne, Vieille-Folle et Rochanon. Il est important de soustraire le *volume surcreusé* depuis la capture du réseau hydrographique au *volume totale* pour négliger l'érosion plus récente (Figure 14).

$$Volume_{\text{érodé}} = Volume_{\text{total}} - Volume_{\text{surcreusé}}$$

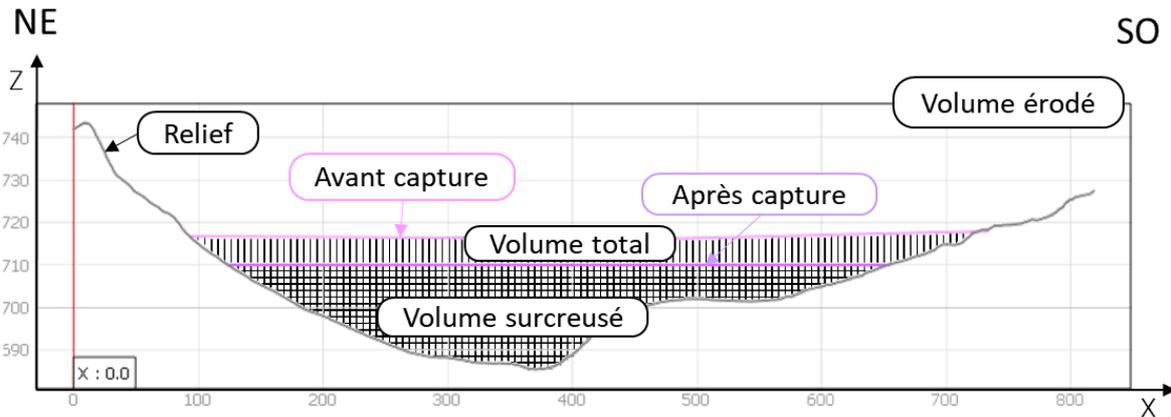


Figure 14 : Le volume érodé correspond au volume total auquel on retire le volume surcreusé.

Les étapes de capture des différents groupes se chevauchent parfois (Figure 15).

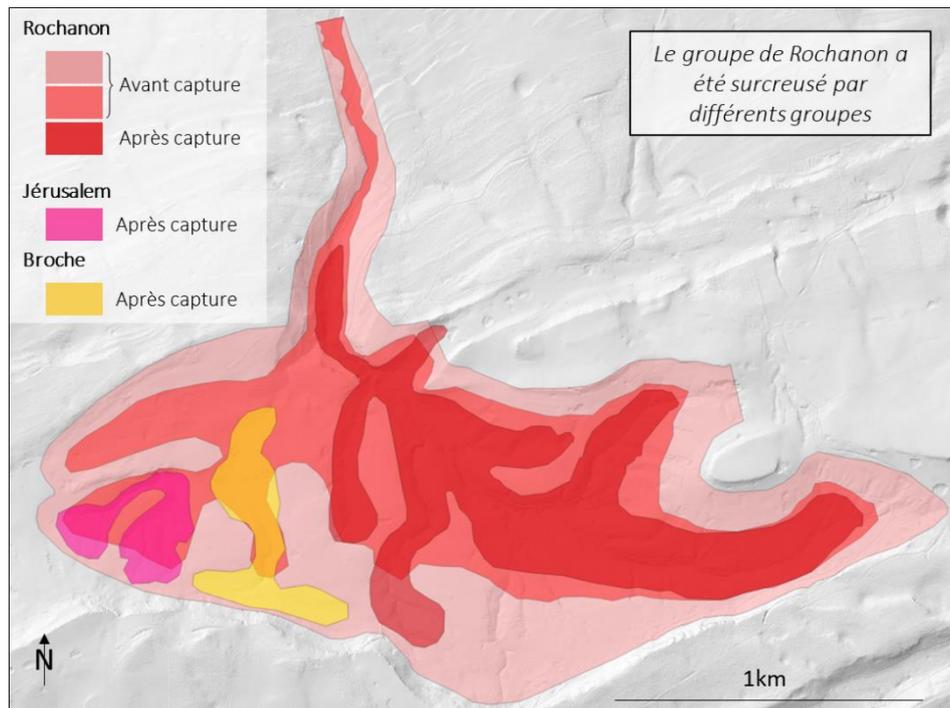


Figure 15 : Le volume surcreusé peut correspondre à des étapes avant capture de plusieurs groupes.

Nous ne pouvons pas simplement retirer le *volume total* après capture à celui avant capture. Nous avons dû calculer le *volume surcreusé* pour ces groupes (Tableau 5).

Tableau 5: Les étapes avant capture prises en compte lors du calcul du volume surcreusé pour chaque groupe.

Surcreusé : groupes avant capture	Surcreusement : groupes après capture						Non pris en compte	Pris en compte
	Creux-qui-Sonne	Vieille Folle	Bief-Boussets-Dolois	Jérusalem	Broche	Rochanon		
Creux-qui-Sonne								
Vieille Folle								
Rochanon								

3.1.2.4 Calcul de la surface des bassins versants

Le tracé des bassins s'alimentation des différentes étapes de capture s'est faite de manière automatique sur QGIS. Il nous est impossible d'obtenir le relief tel qu'il était avant la capture du réseau hydrographique, ce pourquoi nous faisons l'hypothèse que l'évolution dans le temps du relief concerne principalement la hauteur. Le lit des cours d'eau s'est seulement enfoncé avec le temps. L'évolution latérale des bassins versants est négligée.

3.1.2.5 Calcul du temps d'érosion

Nous connaissons le taux moyen d'érosion des roches sédimentaires sous climat tempéré, il varie entre 30 et 60 tonnes/km²/an [Corbonnois 1998; Jaillet 2000]. On suppose que le climat moyen au Pliocène était tempéré.

Nous convertissons d'abord les volumes érodés calculés en poids érodés. La masse volumique moyenne des roches sédimentaires étant de 2.7 tonne/m³. Puis nous rapportons ces poids érodés à la surface de chaque bassin d'alimentation correspondant afin de comparer les groupes entre eux. On obtient alors un poids spécifique en tonne/km². Enfin, on divise ces poids spécifiques par les taux d'érosion connus pour aboutir à un temps d'érosion en année.

$$\text{Temps d'érosion} = \frac{\text{Volume}_{\text{érodé}} * \text{Masse volumique}}{\text{Surface BV} * \text{Taux d'érosion}}$$

Les résultats sont présentés sous forme de deux colonnes, une où le taux d'érosion est de 30 tonnes/km²/an et la seconde où le taux d'érosion est de 60 tonnes/km²/an. Il faut comprendre que le temps nécessaire à l'érosion du volume de chaque étape est encadré par ces deux colonnes finales.

3.2 La carte géomorphologique

Nous avons réalisé trois cartes géomorphologiques, une en surface qui couvre tout le terrain d'étude et deux en souterrain qui concernent les deux zones d'études, en aval et en amont. La carte géomorphologique met en avant les processus d'érosion, c'est-à-dire tous les processus autre que la structure géologique, qui permettent d'expliquer les formes que l'on observe dans le paysage [Delannoy et al. 2004]. Pour ce faire, un code couleur permet d'identifier directement le processus à l'origine de la forme cartographiée. De plus, elle montre la chronologie relative qui existe entre les formes observées. Celle-ci est signifiée par un gradient de couleur. Pour un même processus, plus la teinte associée est claire, plus il est ancien. À l'inverse, plus la teinte est foncée et plus le processus est récent.

Cette étude n'est pas centrée sur la seule réalisation de ces cartes géomorphologiques, c'est pourquoi nous avons décidé de ne pas y consacrer l'ensemble de nos sorties sur le terrain. Cependant, ces cartes ont le mérite de concentrer les observations effectuées sur le terrain et sur le modèle 3D lui-même, souvent assez précis pour distinguer des détails [Delannoy et al. 2010], et les données spatiales que nous avons pu récolter grâce à la littérature.

3.2.1 En surface

Pour ce travail, nous avons utilisé de nombreuses données spatiales en plus des observations faites sur le terrain :

- MNT 1m de résolution
- Les cartes géologiques au 1/50 000ème des zones de Quingey et de Salin-les-Bains du BRGM
- Les cartes topologiques du réseau complet du Verneau [Aucant et al. 1985; G.I.P.E.K 1986]
- Carte de l'extension maximale des glaciers au Riss [Campy, 1982]

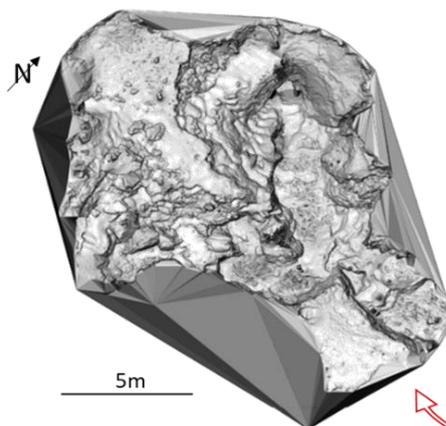
Pour le fond de carte, nous avons extrait du MNT le modèle ombré, le modèle des pentes ainsi que les courbes de niveaux d'un pas de 5m. En surface, le code couleur des processus a été choisi comme tel (Tableau 6).

Tableau 6 : Code couleur des processus et formes correspondantes de la carte géomorphologique en surface.

Processus	Couleur	Formes
Structural	Noir/Gris	Faille Crêt Escarpement Dépression de pied de versant Escarpement de faille Axe synclinal et anticlinal
Fluviate	Vert	Doline-perte Ancien écoulement
Glaciaire	Violet	Limite d'extension des glaciers
Karstique	Rose	Réseau souterrain Champ de doline Source karstique

3.2.2 En souterrain

Salle des Dolois



Gouffre de la Baume des Crêtes

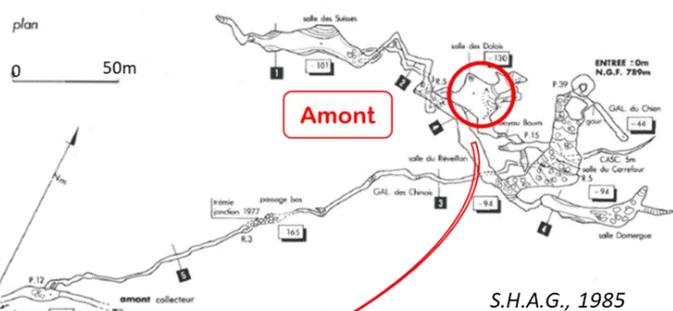


Figure 16: MNT du site d'étude souterrain amont produit lors de cette étude.

Il n'existe aucun MNT du réseau souterrain du Verneau. Nous avons dû procéder à l'acquisition du fond de carte lors de nos sorties de terrain (détails de la méthode en annexe). L'amont du réseau est difficile d'accès, nous n'avons pu réaliser qu'une seule sortie sur place pour réaliser l'acquisition du fond de

Grotte Baudin



Salle Simon Chorvot

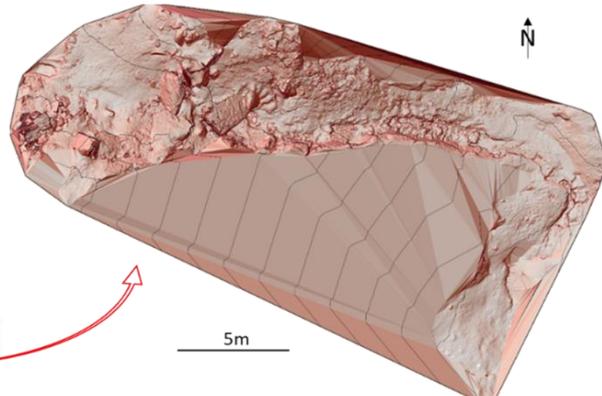


Figure 17: MNT du site d'étude souterrain aval produit lors de cette étude.

carte ainsi que l'ensemble des observations. De plus, il n'a pas été possible d'acquérir une partie de la zone d'étude en amont qui comprend un passage très étroit. Un plan et une coupe ont été réalisés puis intégré directement au fond de carte. La résolution des cartes géomorphologiques finales, de 1cm, est suffisante pour cette étude (Figure 16 et 17).

De même qu'en surface, nous avons extrait du MNT le modèle ombré, le modèle des pentes ainsi que les courbes de niveaux d'un pas de 1m. En souterrain, le code couleur des processus a été choisi comme tel (Tableau 7).

Tableau 7 : Code couleur des processus et formes correspondantes des cartes géomorphologiques en souterrain.

<i>Processus</i>	<i>Couleur</i>	<i>Formes</i>
Gravitaire	Marron	Bloc effondré Soutirage Fente de dessiccation Tabliers d'éboulis
Karstique	Rose	Stalagmite Coulée stalagmitique Plancher calcique Gour Couverture stalagmitique
Fluviatele	Vert	Galets anguleux
Anthropique	Rouge	Marche d'escalier

3.3 Analyse sédimentaire

L'analyse des dépôts sédimentaire s'est effectuée dans les deux zones d'études souterraines, en aval et en amont du réseau. Elle consiste à effectuer un ou plusieurs logs ainsi que de prélever un échantillon représentatif d'une couche sédimentaire particulière. Dans chaque salle, nous avons trouvé un dépôt d'argiles plus ou moins carbonatées déposées en lamine, ainsi que des dépôts composés de galets plus ou moins anguleux. Lors des sorties sur le terrain, ces galets ont semblé être de lithologie variée, et pas uniquement calcaire. Ces dépôts présentent des caractéristiques similaires à des dépôts d'origine glaciaire [Campy 1982; Harmand et al. 2017]. En amont comme en aval, nous avons relevé le log du dépôt argileux laminé. En amont, nous avons effectué deux logs de plus afin de relever l'ensemble de la pile sédimentaire présente sur place. De plus, un échantillon du dépôt composé de galets anguleux a été prélevé aux deux extrémités du réseau. Les échantillons prélevés ont été analysés en laboratoire de la manière suivante :

- La fraction grossière, c'est-à-dire les éléments de taille supérieure à 1cm ont été mis de côté. Ces éléments ont fait l'objet d'une étude lithologique plus ample quoique peu développée. Le nombre exact et le poids de l'ensemble de cette fraction ont été déterminés. Puis un test au HCl a été effectué sur chaque élément. Enfin, chaque élément a été décrit après avoir été cassé à l'aide d'un marteau. Cette description vise à donner une idée générale du type d'élément présent au sein de la fraction grossière et non pas à retrouver précisément l'étage géologique d'origine.
- La fraction fine a été tamisée à l'aide de quatre tamis différents (5mm, 2mm, 1mm et 0,5mm). Les grains plus fins que 0,5mm n'ont pas été analysés. Chaque partie a été pesée et décrite rapidement.

3.4 Datation absolue avec la méthode $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$

Nous avons cherché à dater de manière absolue des dépôts sédimentaires présents dans les zones d'études en amont et en aval du réseau souterrain du Verneau. Ces dépôts sédimentaires sont de type argileux laminé. Les deux zones d'études, font partie de la zone vadose, ainsi les spéléothèmes tels que les stalagmites ont pu s'y développer avant et après le dépôt des argiles qui nous intéressent. Il est donc possible d'utiliser la méthode $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ pour cela.

La méthode de datation absolue selon la manière $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ présente de nombreux avantages. Elle est simple à réaliser, peu intrusive (les carottes prélevées mesures 5cm de long et 1cm de diamètre) et elle couvre la période temporelle qui nous intéresse. En effet, elle permet de dater des échantillons actuels jusque -500 000 ans [Couchoud 2008], c'est-à-dire de l'Holocène au Pléistocène moyen à récent [Quinif et al. 1994] or, les périodes qui nous intéressent vont de -180 000 à -10 000 ans.

Les stalagmites choisies sont peu altérées et protégées. De plus, la position relative des stalagmites par rapport au dépôt sédimentaire qui nous intéresse est évidente et permet d'encadrer l'âge du dépôt. En amont, nous avons pu effectuer cinq prélèvements, deux au sein de stalagmites au-dessus du dépôt et trois en dessous de dépôt. En aval du réseau, nous avons trouvé seulement un échantillon au-dessus de dépôt sédimentaire intéressant. Nous n'aurons donc pas accès à la limite inférieure de la période de dépôt (Figure 18).

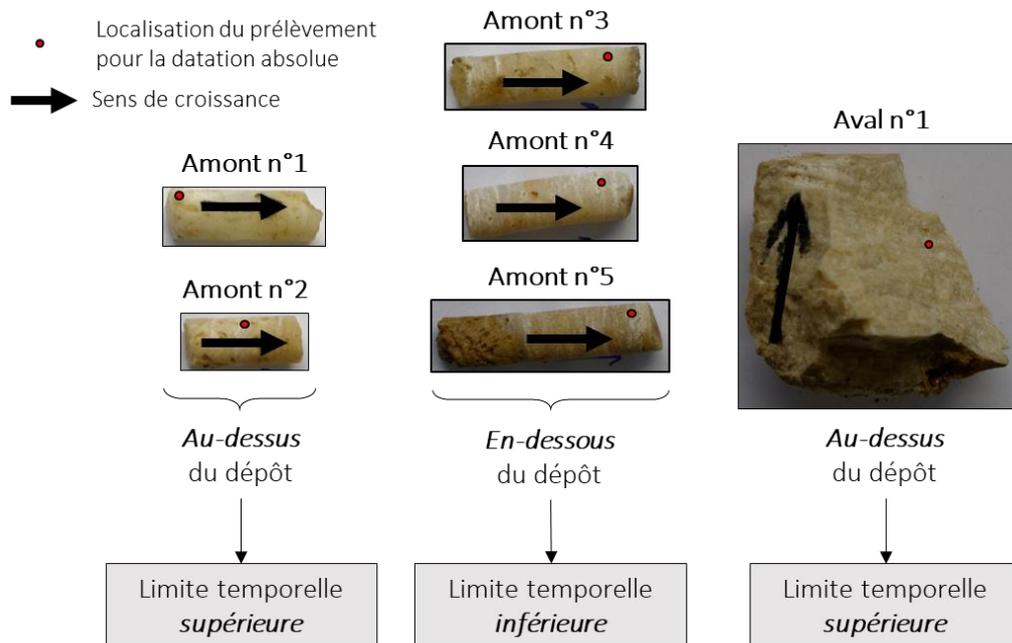


Figure 18 : Concrétions de calcite sélectionnées pour la datation absolue selon la méthode U/Th.

4 Résultats

4.1 Approche géomorphologique en surface

Nous nous sommes intéressés au réseau hydrographique de surface de la zone étudiée et aux liens qui existent avec le réseau du Verneau. Pour ce faire, nous allons d'abord étudier la carte géomorphologique dans son ensemble puis nous aborderons la capture du réseau hydrographique de surface au Quaternaire.

4.1.1 La zone d'étude complète

La carte géomorphologique du terrain d'étude (Figure 19) rassemble des données extraites de la littérature et des observations sur le terrain.

On retrouve les grandes structures géologiques qui marquent le terrain d'étude, à savoir les anticlinaux chevauchants du Faisceau Salinois et les synclinaux un peu plus au Nord, où s'est développé le réseau souterrain du Verneau. Un anticlinal à grand rayon de courbure dont l'axe (NE-SO) se situe dans le prolongement de la reculée du Lison.

Il apparaît clairement que la lithologie joue un rôle important pour le réseau hydrographique. L'eau s'écoule en surface dès que des marnes affleurent et elle s'infiltré au niveau des calcaires. Ainsi, on retrouve des dolines-pertes au niveau de la transition marnes-calcaire. A l'inverse, les sources karstiques sont nombreuses au niveau de la transition calcaire-marnes. Le terrain d'étude est très karstifié, on observe de nombreuses dolines regroupées partout où le calcaire affleure.

Une grande dépression en pied du versant du Faisceau Salinois au Nord est orientée dans la même direction. Elle est imbriquée avec l'axe de l'anticlinal à grand rayon de courbure. On distingue avec précision les anciennes vallées sèches qui prennent naissance depuis les pertes du réseau souterrain du Verneau et se dirigent vers le Nord.

Les reculées karstiques de la Loue sont visibles au Nord, elles grignotent le plateau d'Amancey vers le Sud. Les reculées empruntent des structures préexistantes en général [Jaillet 2000]. L'orientation N-S des failles comme des conduits de drainage souterrain.

La limite du maximum glaciaire au stade isotopique 6, extraite de la littérature [Campy 1982] est reportée sur la carte géomorphologique. Cela confirme que le bassin d'alimentation du réseau du Verneau est complètement recouvert de glace à cette époque. En revanche, il ne reste que très peu d'indices visibles en surface. Le MNT n'a pas apporté de précision sur ces éléments. Il n'est pas absurde de penser que le réseau a également été recouvert de glace lors des périodes glaciaires précédentes. Les pertes du réseau ont donc pu subir l'influence des glaciers [Church and Ryder 1989; Ballantyne 2002; Harmand et al. 2017] à plusieurs reprises. Retrouver des dépôts glaciaires aux entrées du réseau souterrain est donc une hypothèse forte.

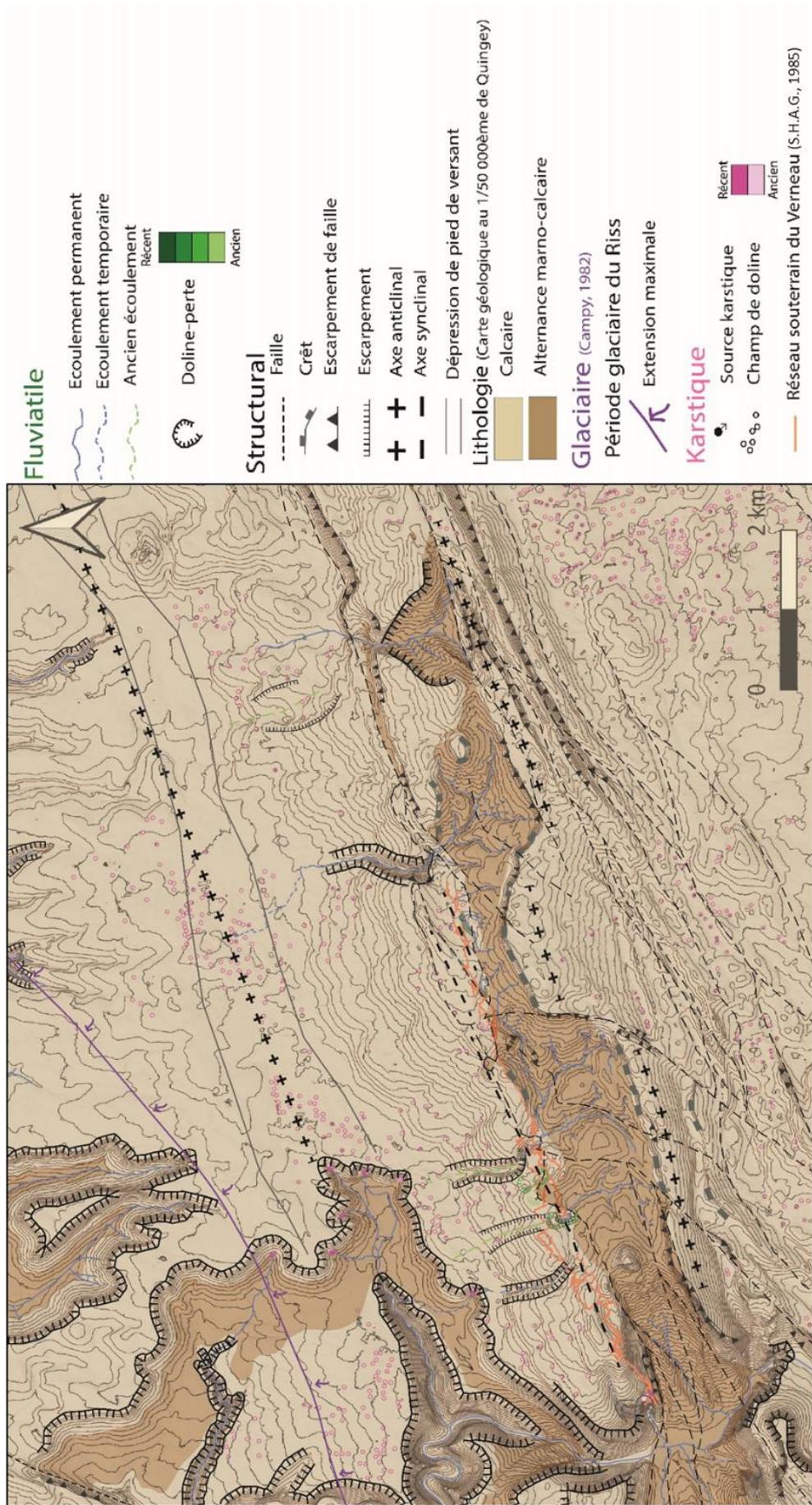


Figure 19 : Carte géomorphologique du terrain d'étude en surface.

4.1.2 Approche qualitative au niveau du bassin d'alimentation du Verneau

La reconstitution des niveaux d'érosion de chaque groupe (Figure 20) nous a permis de nous rendre compte que le bassin d'alimentation du Verneau se divise en deux parties en surface :

- L'Ouest, composé des groupes du Creux-qui-Sonne, de la Vieille Folle et des Bief-Boussets-Dolois
- L'Est, composé des groupes de Jérusalem et de la Broche, ainsi que de Rochanon, qui ne se situe pas entièrement sur le bassin d'alimentation du Verneau

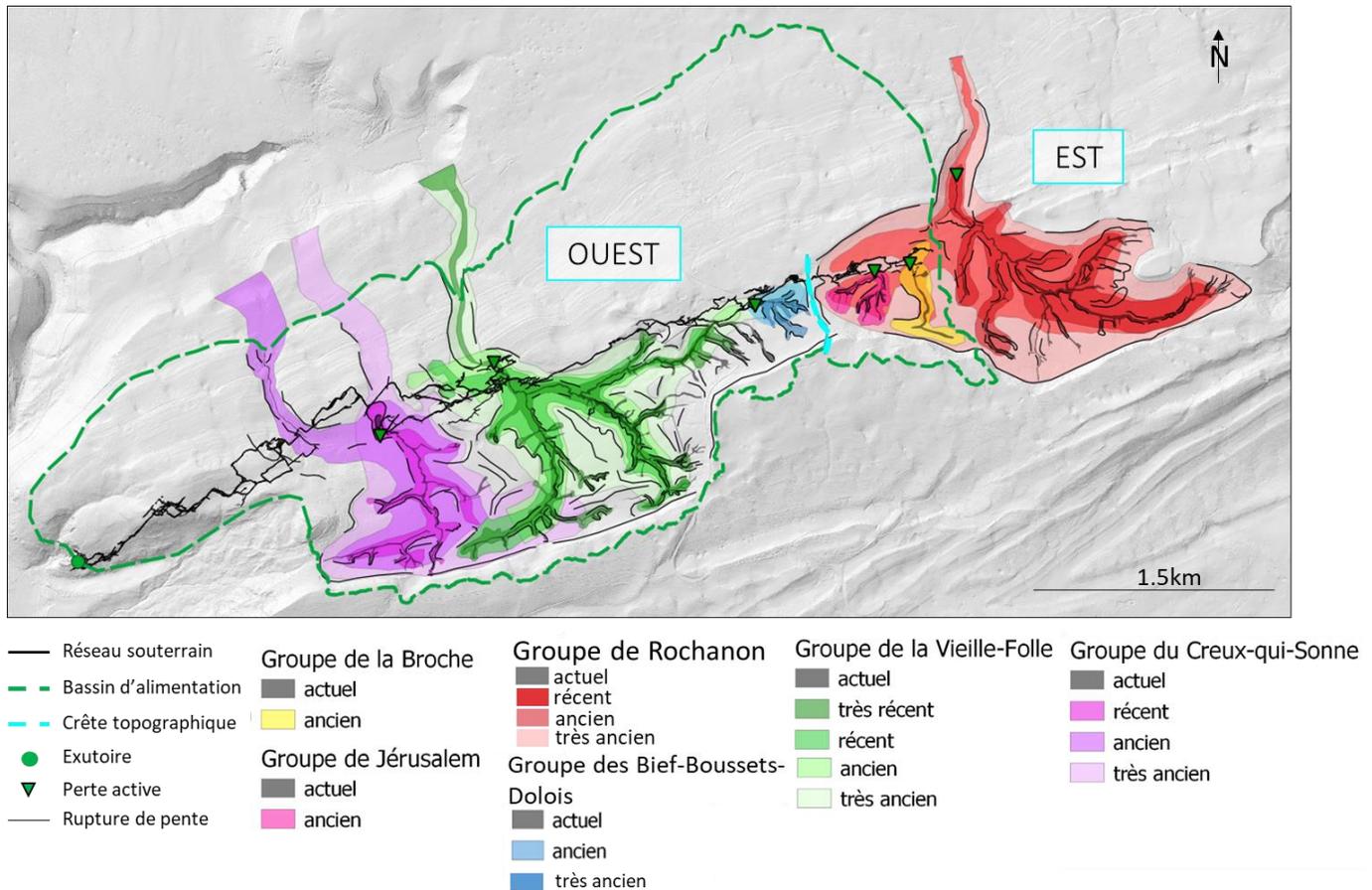


Figure 20 : Approche géomorphologique qualitative sur les niveaux d'érosions.

On constate également que trois groupes sont majoritaires, à savoir les groupes du Creux-qui-Sonne, de la Vieille Folle et de Rochanon, ils occupent une plus grande surface et se composent d'au moins trois niveaux d'érosions. De plus, des vallées sèches prennent naissance au sein de ces trois groupes. Nous les nommerons les *groupes principaux*.

4.1.2.1 Capture du réseau hydrographique

De manière générale, on constate que, dans un premier temps, l'eau a ruisselé en surface depuis les crêtes du Faisceau Salinois au Sud vers le Nord. Ce cours d'eau peut être la Loue, ou bien un paléo-affluent au niveau de la dépression de pied de versant mise en avant précédemment (4.1.1). Puis dans un second temps, cette eau de surface s'est fait capturer. Pour les groupes du Creux-qui-Sonne, de la Vieille Folle, des Bief-Boussets, de Jérusalem et de la Broche, l'eau capturée est drainée vers l'Ouest, à la source du réseau du Verneau et rejoint la rivière du Lison qui se jette dans la Loue. Pour le groupe de Rochanon, l'eau est drainée à l'Est et rejoint directement la Loue.

Seuls les trois groupes principaux, à savoir le Creux-qui-Sonne, la Vieille Folle et Rochanon sont concernés par des paléo-écoulements de surface en lien avec la Loue (en plus de leurs rôles de pertes);

les trois autres groupes semblent n'avoir joué qu'un rôle de perte. Il est donc possible d'affirmer que ces trois derniers groupes se sont mis en place après les trois groupes principaux.

4.1.2.2 Capture des têtes de bassin

Capture au sens strict

On observe que la capture du réseau hydrographique s'effectue de plus en plus proche de la tête de réseau. L'eau parcourt de moins en moins de distance avant de disparaître sous terre. C'est le cas du groupe des Bief-Boussets-Dolois qui capture une partie du groupe de la Vieille-Folle. L'eau pénètre alors plus rapidement dans le réseau souterrain du Verneau. De même pour les groupes de Jérusalem et de la Broche qui grignotent l'amont du bassin d'alimentation du groupe de Rochanon (Figure 21).

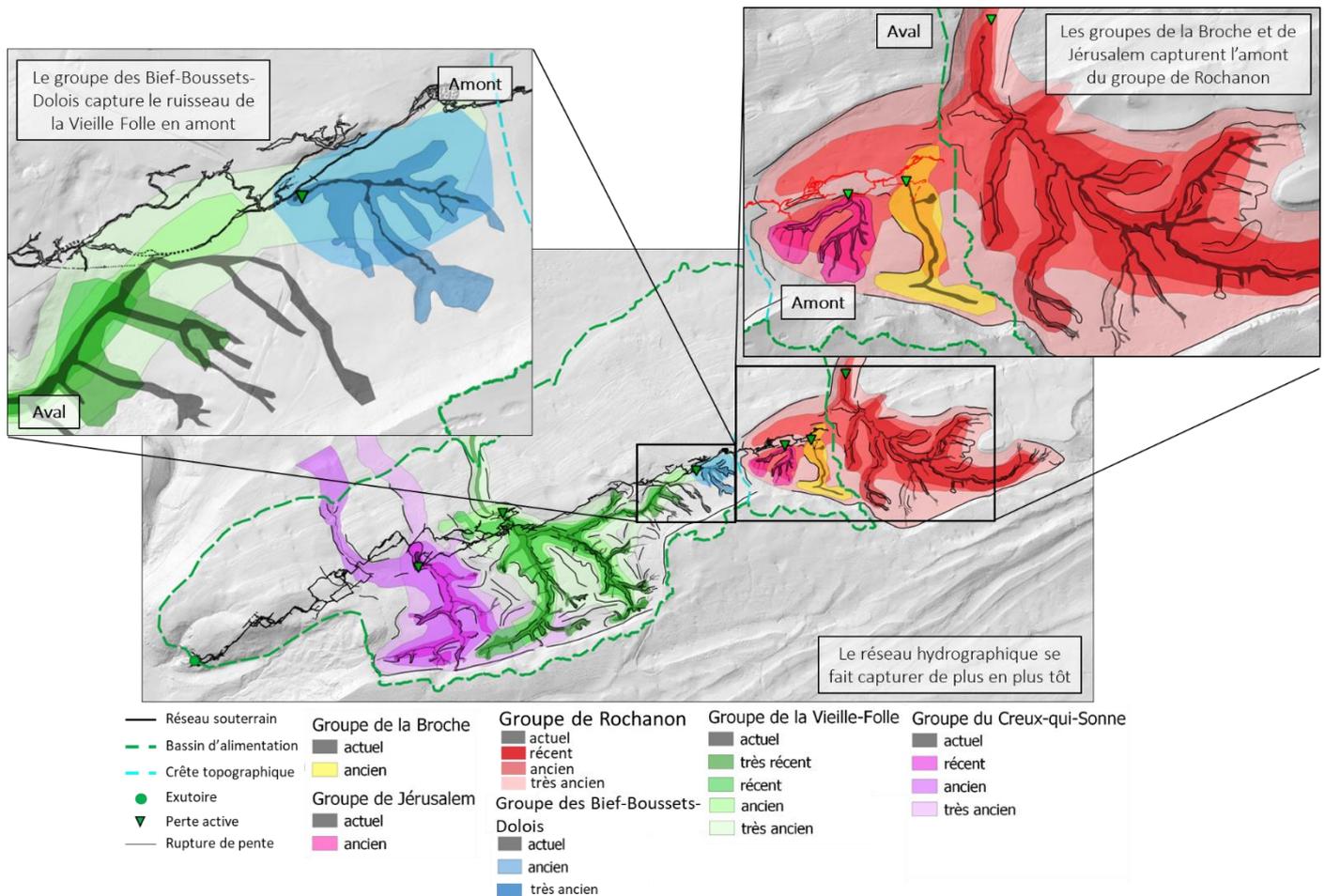
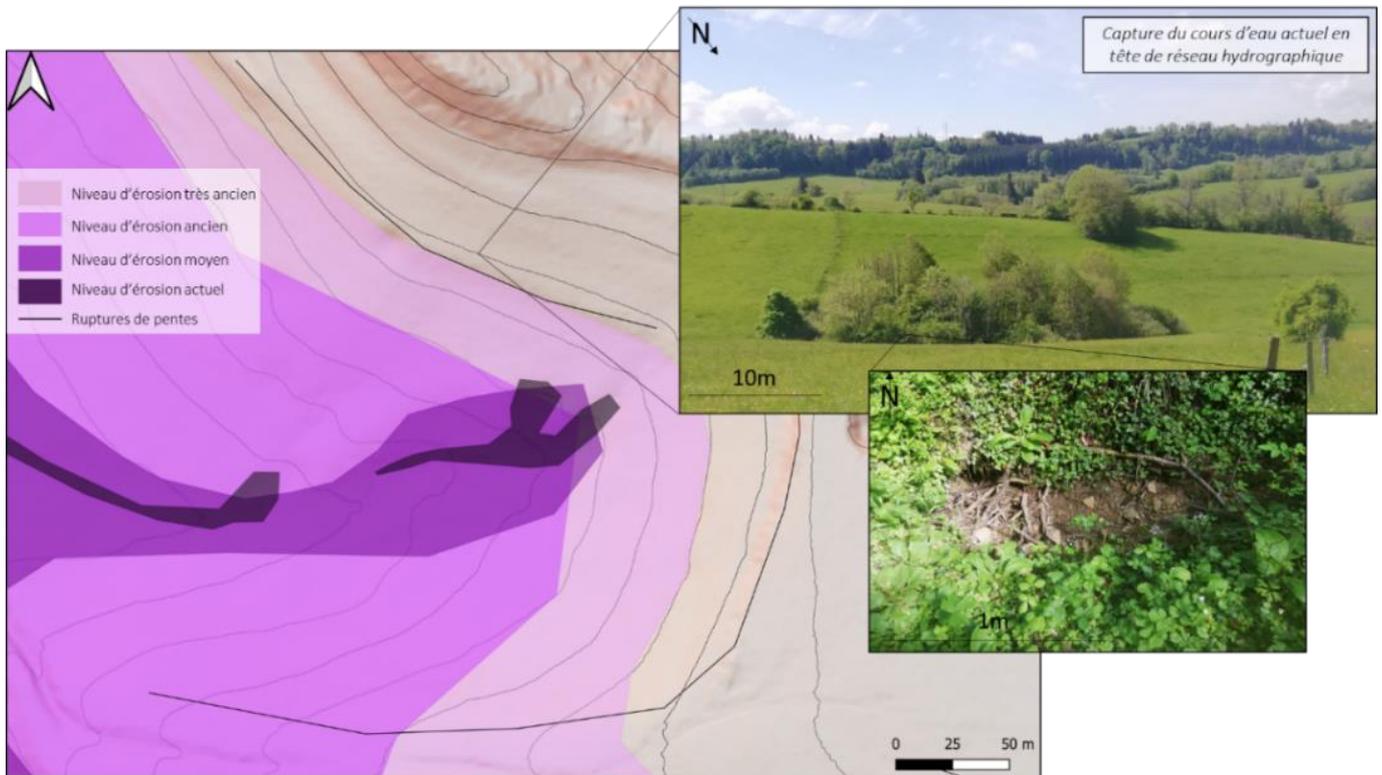


Figure 21 : Captures plus récentes des têtes de bassin des groupes de la Vieille-Folle et de Rochanon.

On observe ce phénomène de capture de la tête de réseau sur le terrain encore aujourd'hui. La tête de réseau du groupe du Creux-qui-Sonne se perd avant de resurgir un peu plus en aval. A terme, c'est sûrement une nouvelle perte qui est en train de se mettre en place (Figure 22).



Différence de force érosive

Le groupe de la Vieille Folle gagne du terrain sur celui du Creux-qui-Sonne avec le temps (Figure 23). La force érosive des deux groupes est différente, celle de la Vieille Folle étant plus importante.

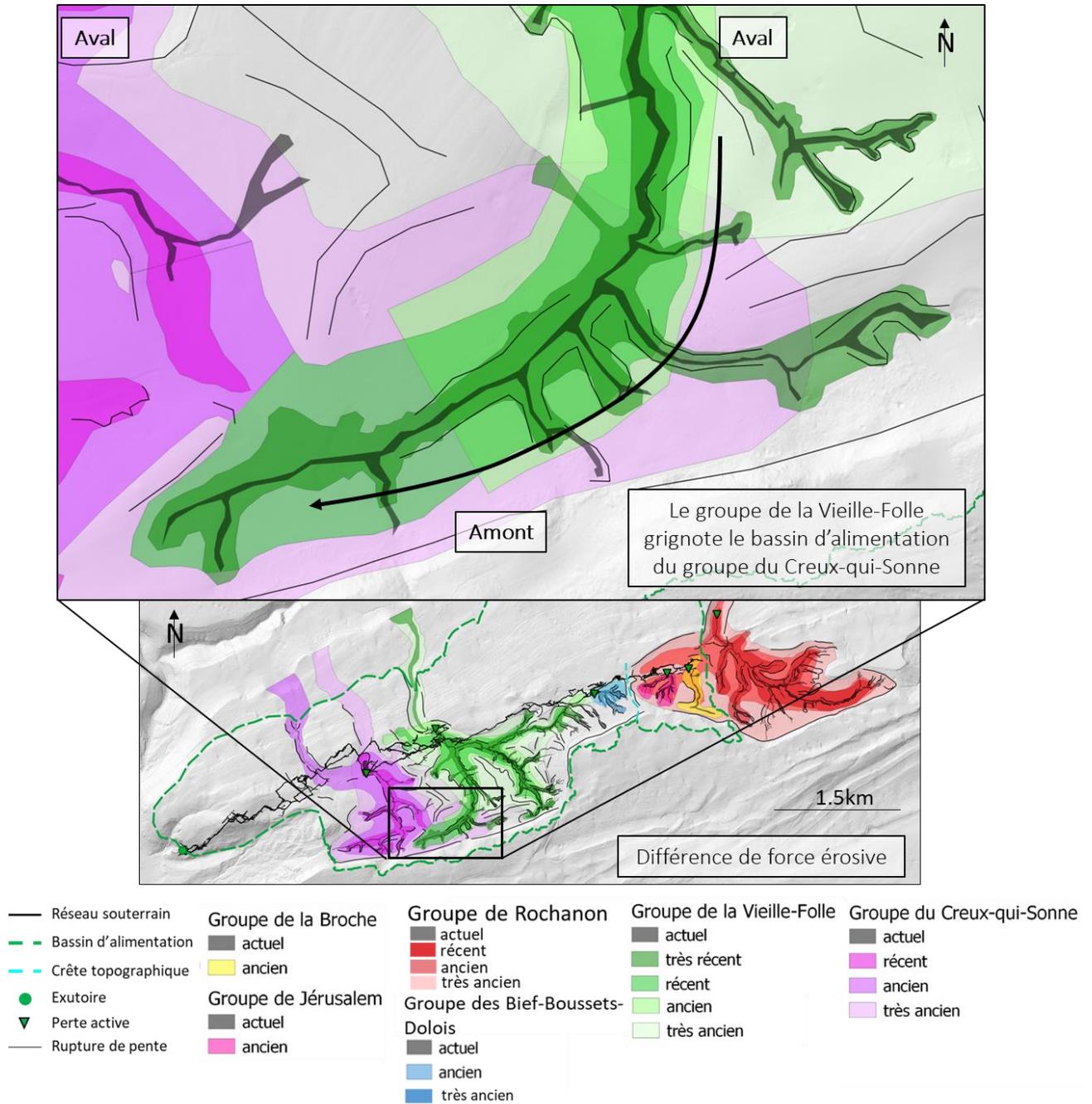


Figure 23 : Capture de la tête de bassin du Creux-qui-Sonne en raison des différences de capacité érosive.

4.1.3 Approche quantitative : temporalité de mise en place des captures du réseau hydrographique

Nous avons cherché à quantifier le temps d'érosion nécessaire à chaque étape de capture du réseau hydrographique du terrain d'étude (Tableau 8). Le détail des calculs ainsi que les incertitudes sont en annexe (Tableau 11 et 12).

Tableau 8 : Temps d'érosion (Ma) des étapes de capture du réseau hydrographique de chaque groupe.

Groupe	Etape de capture	Volume érodé (m ³)	Incertitude (m ³)	Surface BV (km ²)	Taux d'érosion (tonne/km ² /an)		Temps d'érosion moyen (Ma)
					30	60	
Creux-qui-Sonne	Avant	3E+07	1E+07	4	0.7	0.3	0.5
	Après	1E+06	8E+05	2	0.07	0.04	0.06
Vieille Folle	Avant	2E+07	1E+07	4	0.6	0.3	0.4
	Après	1E+07	3E+06	4	0.3	0.1	0.2
Biefs-Bousset-Dolois	Après	5E+04	1E+05	0.3	0.02	0.008	0.01
Jérusalem	Après	3E+05	3E+05	0.4	0.07	0.03	0.05
Broche	Après	6E+05	4E+05	0.8	0.07	0.03	0.05
Rochanon	Avant	6E+07	7E+06	4	1.4	0.7	1
	Après	2E+07	2E+06	4	0.5	0.3	0.4

Les trois groupes principaux, à savoir du Creux-qui-Sonne, de la Vieille Folle et de Rochanon, sont les seuls à connaître une étape avant capture. Ils ont donc connu une période de ruissellement en surface.

En moyenne, 1 Ma suffit à expliquer la totalité de l'érosion observée sur le terrain d'étude. Cela ne veut pas dire qu'il n'y a aucune érosion avant -1 Ma mais plutôt que les indices géomorphologiques liés à des niveaux d'érosion antérieures sont trop estompés pour pouvoir les reconstituer. Nous n'avons accès qu'aux événements les plus récents sur l'échelle des temps géologiques.

Dans l'ordre chronologique, la capture du réseau hydrographique s'est d'abord faite pour les trois groupes principaux. On retrouve une cohérence dans l'ordre de grandeur des temps d'érosion par étape pour plusieurs groupes. Les deux groupes en aval, soit du Creux-qui-Sonne et de la Vieille Folle, nécessitent en moyenne 0.5 Ma pour enlever le volume érodé par ruissellement superficiel. Les groupes de Jérusalem et de la Broche se sont mis en place il y a environ 0.05 Ma.

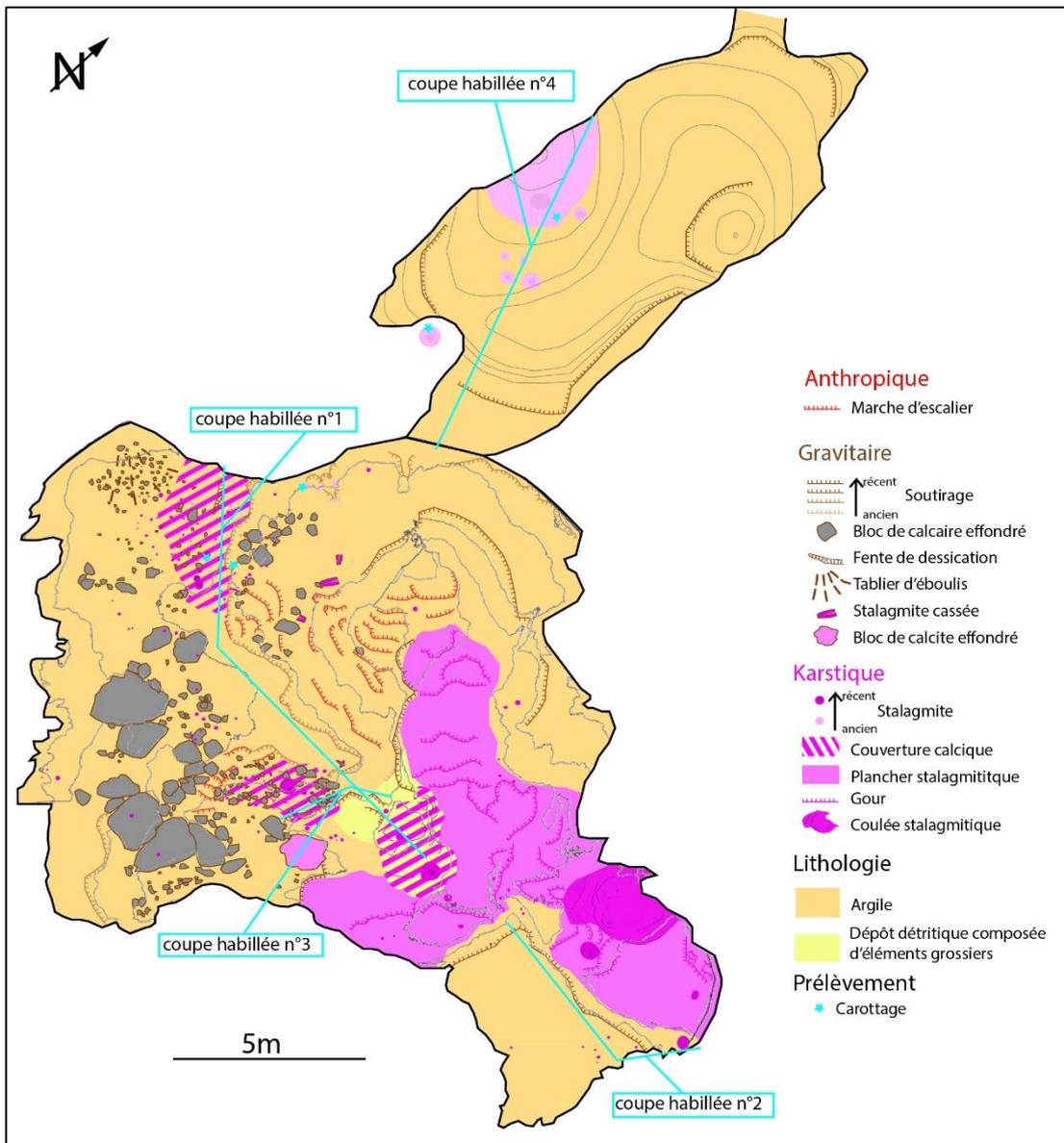
Il est important de préciser que nous avons estimé un ordre de grandeur de temps d'érosion. L'incertitude de calcul est trop importante pour affirmer que les temps d'érosions sont absolus et précis. Ils donnent une idée du temps nécessaire pour éroder la totalité du volume en surface. De plus, cette méthode nous donne accès uniquement à l'érosion superficielle, l'érosion au sein du réseau souterrain n'est pas prise en compte. Ainsi, un temps d'érosion ne correspond pas à l'âge de la mise en place d'une perte, il est sous-estimé. Ce n'est qu'un ordre de grandeur permettant d'établir un ordre chronologique. On constate les limites de cette approche par l'écart temporelle entre les groupes principaux du réseau du Verneau, du Creux-qui-Sonne et de la Vieille Folle, avec le groupe de Rochanon. Cette différence de temps d'érosion est très importante, un-demi-million d'année. Il est plus probable que les groupes principaux aient connu un début d'écoulement superficiel synchrone.

4.2 Etudes des indices souterrains aux deux extrémités du réseau souterrain

L'identification lithologique reste sommaire mais suffit pour les ambitions de cette étude. Nous aborderons chaque zone d'étude séparément et présenteront l'ensemble des résultats qui la concerne. Enfin, nous intéresserons à l'environnement de dépôt possible ainsi qu'à l'origine en surface des échantillons étudiés sous terre.

4.2.1 En amont : ancienne perte du réseau

Cette carte géomorphologique (Figure 24) a pour but premier de mettre en contexte les différentes observations.



Cette salle de 10m de côté est comblée d'un important dépôt argileux laminé de plusieurs mètres d'amplitude. Il a connu plusieurs périodes de soutirage formant différents niveaux horizontaux praticables. Des stalagmites ont poussé par-dessus ce dépôt qui recouvre d'autres stalagmites. Nous avons effectué nos carottages parmi ces stalagmites afin de dater ce dépôt argileux de manière absolue. Cette salle a également connu une période de déstabilisation car de nombreux blocs du plafond se sont effondrés. Un autre dépôt composé de galet anguleux a été observé et semble plus

ancien que le dépôt d'argile. L'argile recoupe le dépôt de galets. Ce dépôt composé de galet anguleux nous a semblé dénué de classement granulométrique et former un cône. C'est celui-ci que nous avons choisi d'échantillonner pour effectuer une étude sédimentaire au laboratoire. Les informations récoltées nous ont permis de proposer une chronologie relative des événements qui ont marqué cette salle souterraine.

La coupe habillée n°1 est particulièrement intéressante car elle concentre la plupart des observations effectuées sur le terrain (Figure 25). Les trois autres coupes habillées servent principalement à localiser les différents logs, prélèvement et carottage effectués (Figures 26 à 28).

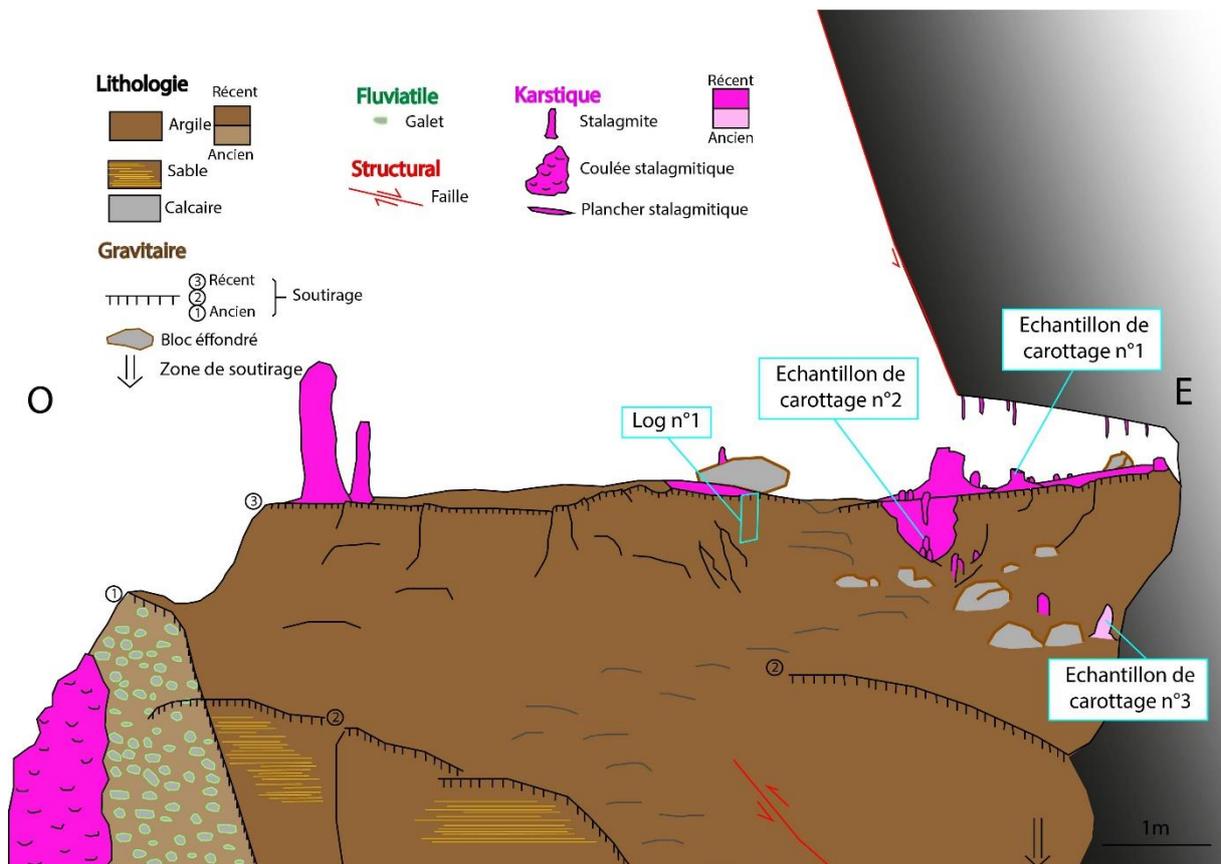


Figure 25 : Coupe habillée n°1 du site d'étude souterrain amont.

On retrouve les éléments décrits sur la carte géomorphologique précédente, mais avec la chronologie des événements mieux mise en avant. Si l'on part des premiers événements qui ont marqué cette salle, la chronologie indique :

- Un dépôt calcaïque qui est le dernier dépôt en date, depuis que cette partie du réseau est définitivement fossile et qu'elle appartient à la zone vadose. Ce dépôt est très présent dans l'ensemble de la salle. Il est constitué de coulées, de couvertures, de gours et de stalagmites.
- Des blocs qui semblent s'être effondrés avant les derniers dépôts calcaïques car on retrouve des stalagmites sur certains blocs. En revanche, ils reposent sur le dépôt argileux laminé.
- Un dépôt argileux laminé de plusieurs mètres d'amplitude. Il est recouvert de stalagmites et autres dépôts calcaïques et recouvre certaines stalagmites. Ces parmi ces stalagmites que nous avons prélevées des échantillons pour les dater selon la méthode U/Th.
- Un dépôt calcaïque ancien. Ces stalagmites se trouvaient essentiellement au sein du petit prolongement au Nord de la salle.

- Un dépôt sédimentaire composé de galets anguleux qui se fait recouper par les argiles laminées. Ce dépôt est souvent recouvert de boue en raison du passage des spéléologues et donc plus difficile à voir que le dépôt argileux laminé.

On retrouve également les différents niveaux de soutirage. Le premier affecte le dépôt de galets anguleux qui est le plus ancien dépôt observé. Les deux autres affectent le dépôt argileux laminé, suggérant que celui-ci ne s'est pas déposé en une seule fois mais à subit plusieurs cycles sédimentaires.

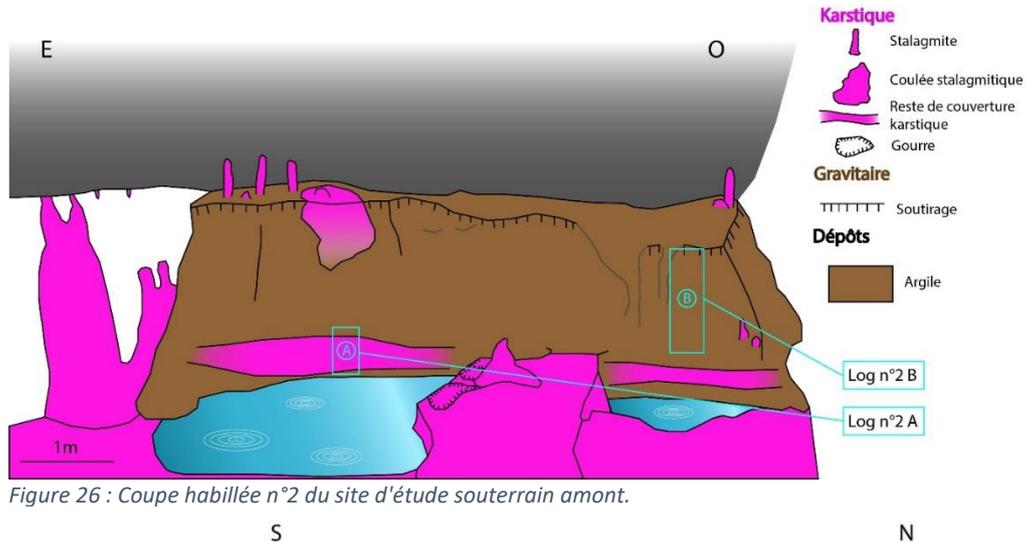


Figure 26 : Coupe habillée n°2 du site d'étude souterrain amont.

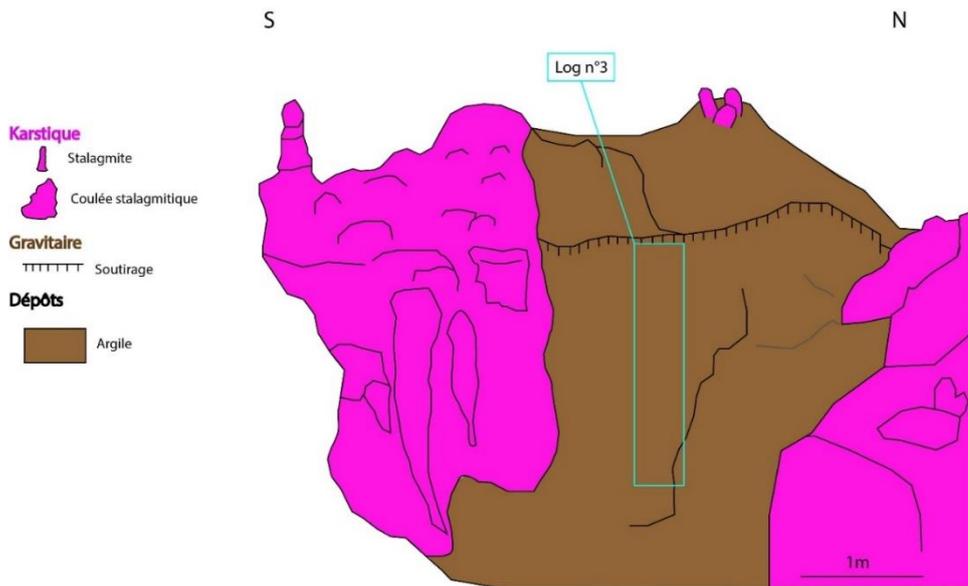


Figure 27 : Coupe habillée n°3 du site d'étude souterrain amont.

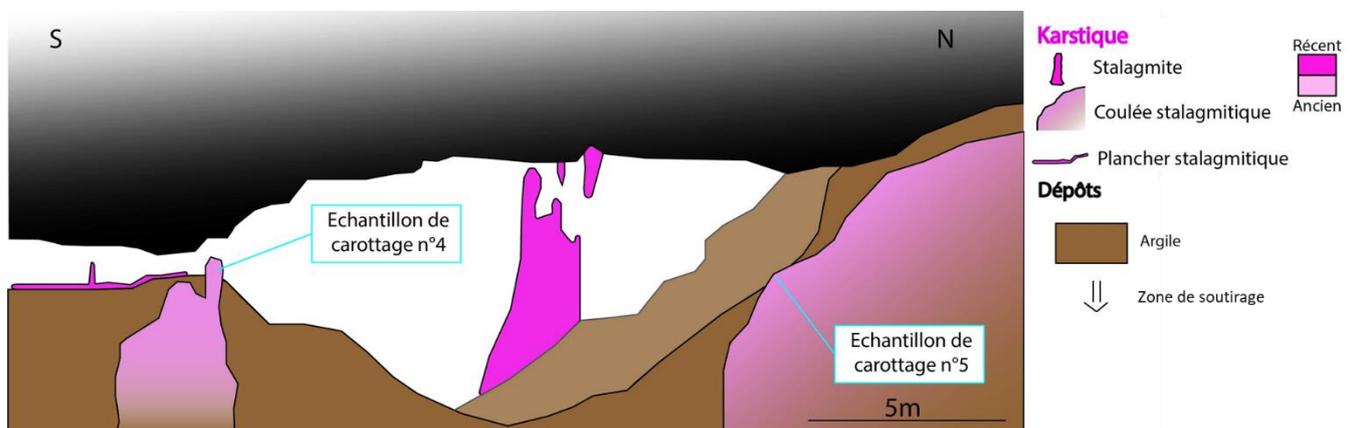


Figure 28 : Coupe habillée n°4 du site d'étude souterrain amont.

Apport de la pétrologie

Le log effectué dans le dépôt argileux laminé est sous représentatif de la hauteur réelle du dépôt. Celui-ci mesure en réalité plusieurs mètres de hauteur, de 4 à 5m. Une hauteur relative a tout de même été indiquée afin de donner un aperçu de la hauteur des dépôts. Elle n'est toutefois qu'indicative dans la mesure où les relevés sur le terrain ont été effectués en une seule fois et dans un laps de temps court (Figure 29).

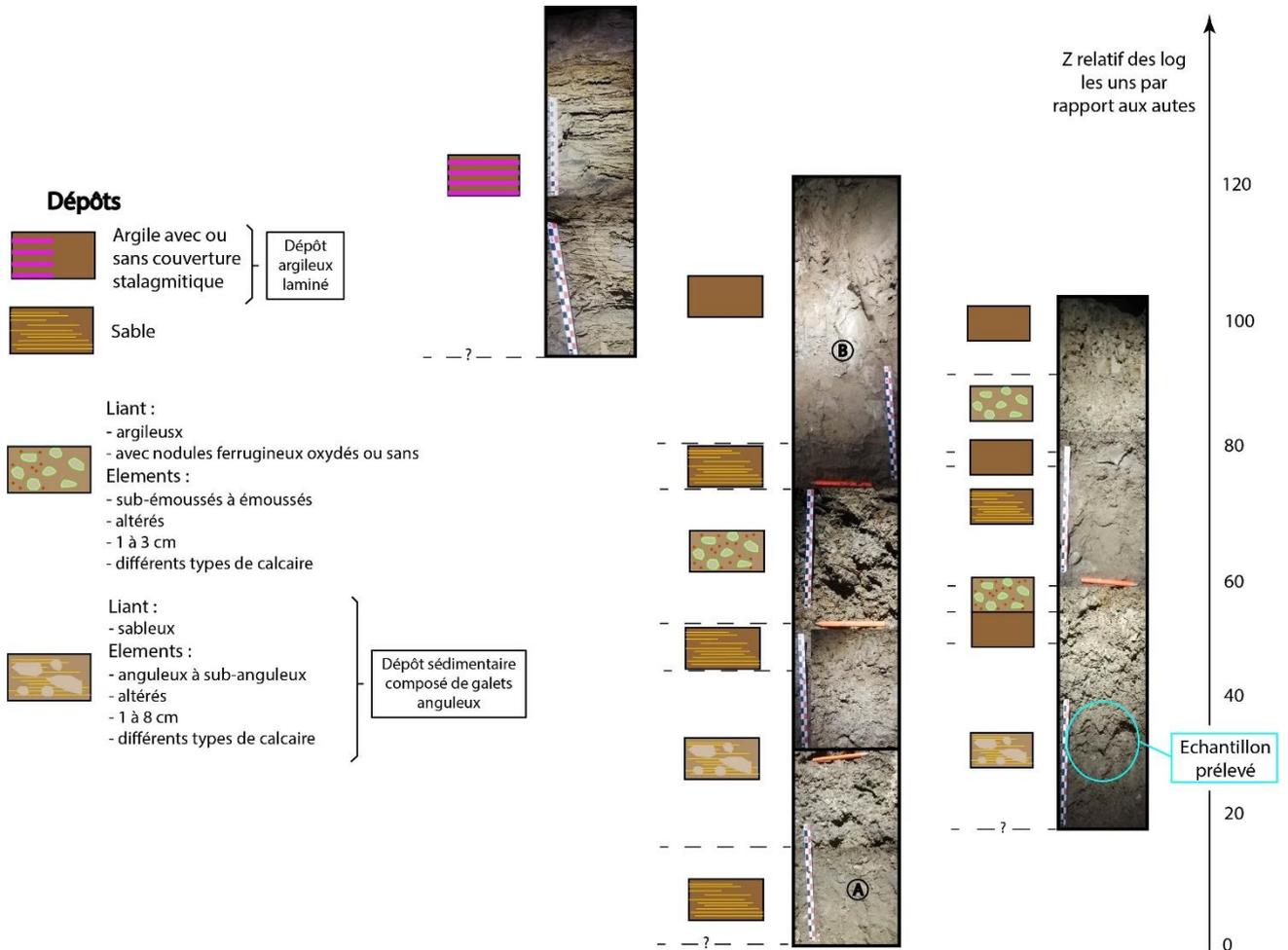


Figure 29 : Logs de la pile sédimentaire du site d'étude souterrain amont.

On retrouve le dépôt argileux laminé en haut de la pile sédimentaire. En revanche, le dépôt composé de galet se révèle être une alternance de dépôts argileux ou sableux avec des dépôts plus grossiers plus ou moins anguleux. Ce sont sûrement le témoignage de nombreux cycles sédimentaires. Nous avons identifié deux couches de dépôts qui semblent se retrouver au sein des deux logs n°2 et 3 mais il faudrait étudier de manière plus précise ces dépôts pour arriver à une véritable conclusion. Outre le fait que les dépôts grossiers se trouvent exclusivement au bas de la pile sédimentaire on ne retrouve aucun gradient granulométrique précis. Au sein même des couches composées de galets plus ou moins anguleux, ils sont tous compris dans une fourchette de diamètres allant de 1cm à 8cm mais ne sont pas ordonnés d'une quelconque manière. Le liant est soit argileux, soit sableux.

L'échantillon prélevé au sein du dépôt composé de galets anguleux est constitué d'une fraction grossière allant de 10cm à 1.5cm et d'une fraction fine tamisée à partir de 5mm jusque 0,5mm. Les éléments plus fins n'ont pas été pris en compte (Figure 30).

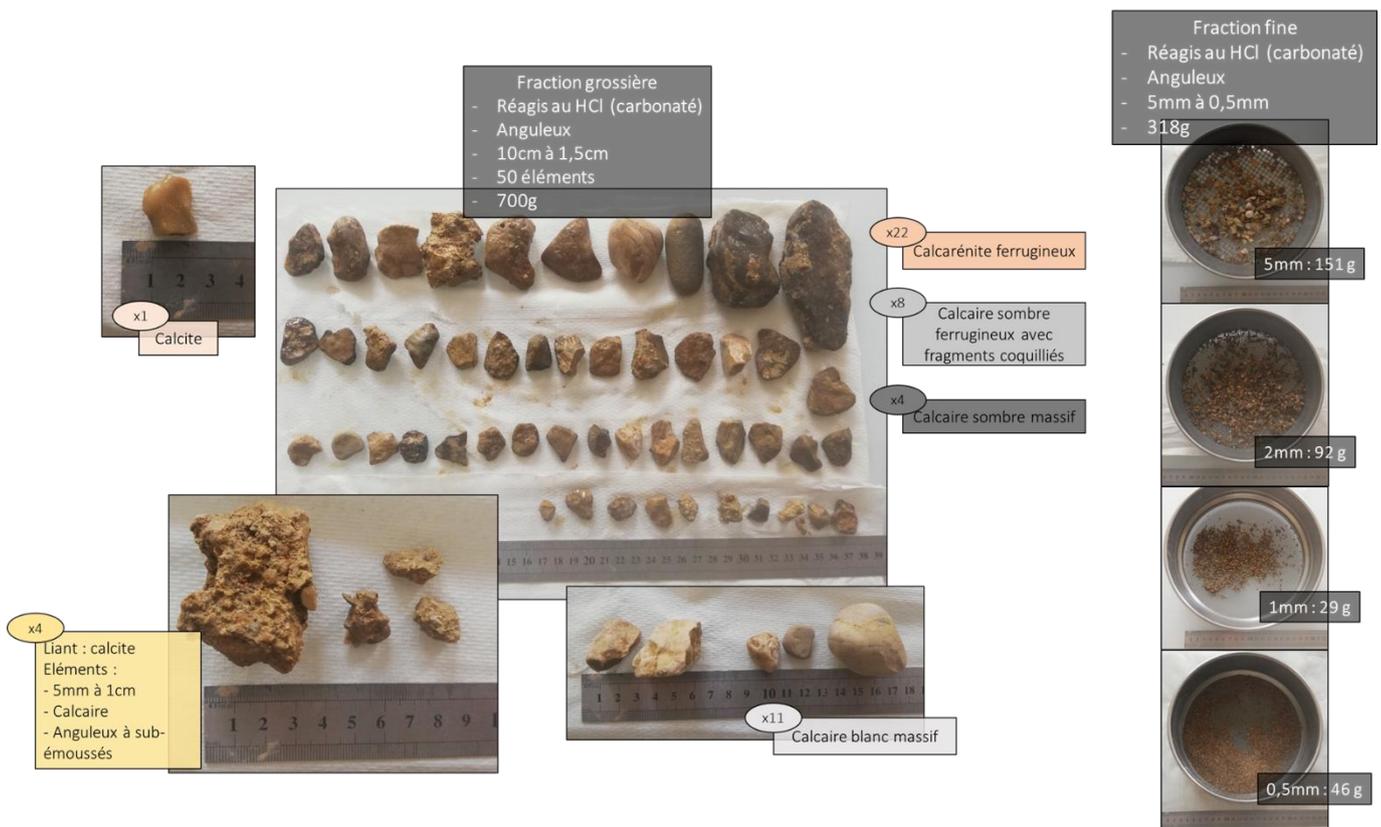


Figure 30 : Eléments du dépôt composé de galets prélevé dans le site d'étude souterrain amont.

La totalité des éléments qui composent l'échantillon prélevé fait effervescence au HCl, ce sont donc tous des éléments carbonatés. Il est donc possible qu'ils aient tous une origine locale, ou en tout cas jurassienne. On retrouve des bouts de calcites qui proviennent sûrement directement de la grotte elle-même. La plupart des éléments sont sub-anguleux suggérant qu'ils n'aient pas été transportés sur une distance très importante. En revanche, on retrouve un galet émoussé qui semble avoir subi un transport plus long.

Apport de la datation absolue

Nous avons pu obtenir de nombreuses dates grâce aux spéléothèmes échantillonnés (Tableau 9). Les stalagmites qui se sont développées au-dessus du dépôt argileux laminé sont très récentes. Elles datent du stade isotopique 1, soit environ 3 000 ans avant aujourd'hui. A l'inverse, les stalagmites en dessous du dépôt argileux laminé sont très anciennes. Deux se sont développées au stade isotopique 8 et une au stade isotopique 4. Ainsi, il y a eu trois périodes de dépôt calcique.

Tableau 9 : Dates absolues des concrétions de calcites prélevées dans le site d'étude souterrain amont. Datation E. Pons-Branchu LSCE.

Localisation	N° échantillon	Âge (ka)	Incertitude (ka)	Stade isotopique
Amont	1	3.609	±0.773	1
	2	3.377	±2.495	1
	3	272.015	±5.679	8
	4	171.000	±1.545	6
	5	255.370	±11.579	8

4.2.2 En aval : ancien exutoire du réseau

Cette carte géomorphologique permet également essentiellement de mettre en contextes les différentes observations (Figure 31).

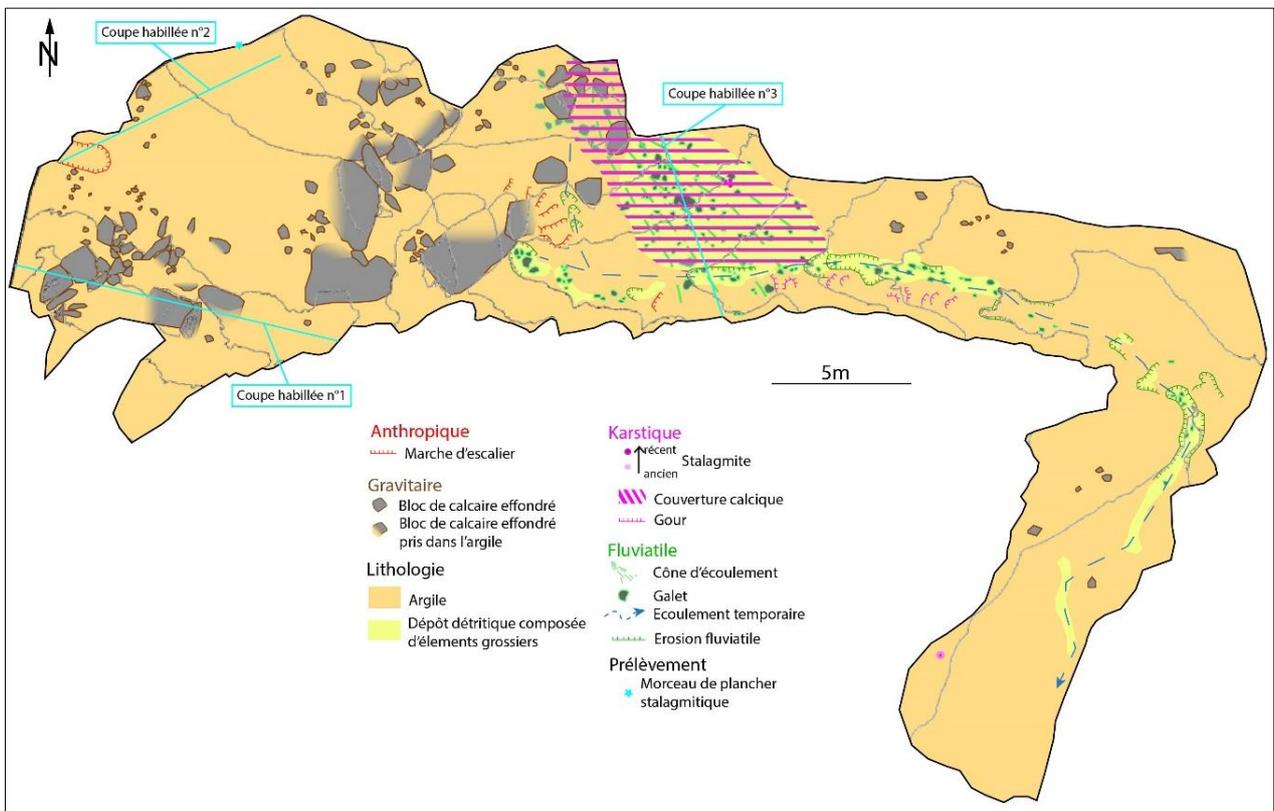


Figure 31 : Carte géomorphologique du site d'étude souterrain aval.

Cette salle est également comblée d'un important dépôt argileux laminé dont l'amplitude totale est inconnue. Les différents niveaux de soutirage sont moins marqués, l'exutoire est plus en aval de la carte géomorphologique et donne directement dans le collecteur actif aujourd'hui. Cette salle est marquée par les blocs effondrés, on en retrouve en plus grande quantité que dans la salle des Dolois, en amont du réseau. Elle a connu une période de déstabilisation importante avant le dépôt argileux laminé. En revanche, les dépôts calciques sont plus rares, on n'a pu trouver qu'un reste de plancher calcique lors de notre première campagne de carottage pour les datations selon la méthode U/Th. La présence d'un dépôt composé de galets anguleux mais aussi de gros éléments émoussés de 30cm de diamètre a aussi été relevée en aval du réseau. Il ne semble pas doté d'un classement granulométrique. C'est ce dépôt que nous avons choisi de prélever afin de comparer avec l'échantillon prélevé en amont du réseau.

Les échantillons prélevés sont localisés sur les coupes n°1 et n°2 (Figures 32 et 33). Les observations effectuées sur le terrain sont visibles sur la coupe n°3 (Figure 34).

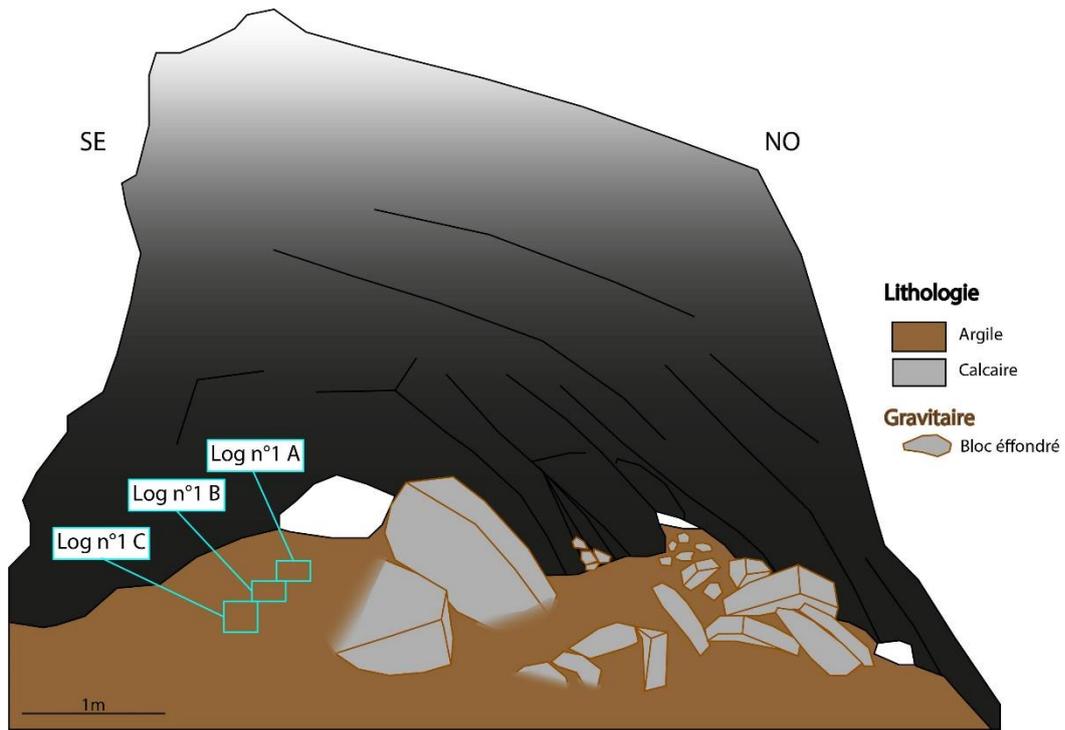


Figure 32 : Coupe habillée n°1 du site d'étude souterrain aval.

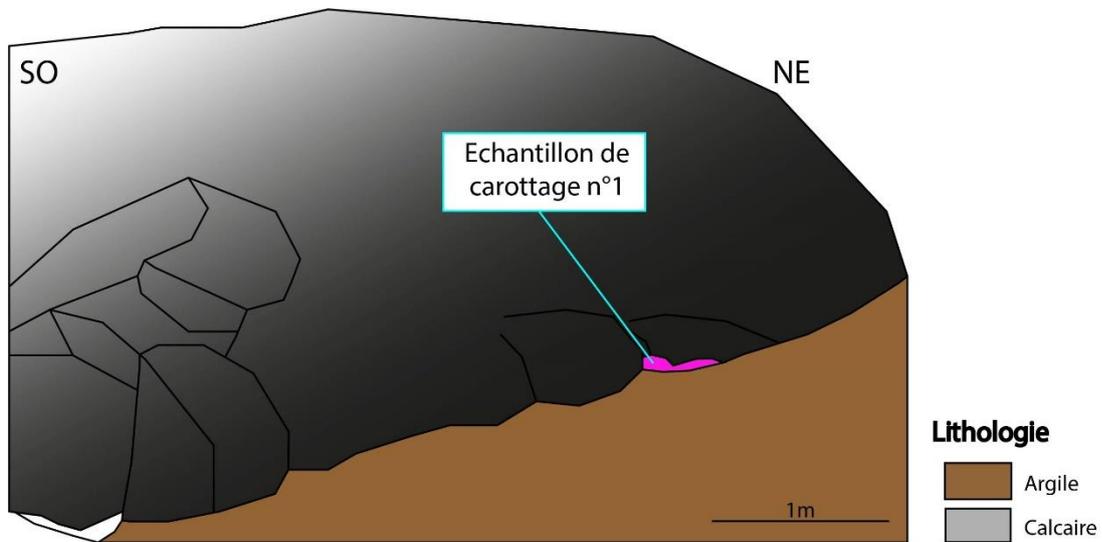


Figure 33 : Coupe habillée n°2 du site d'étude souterrain aval.

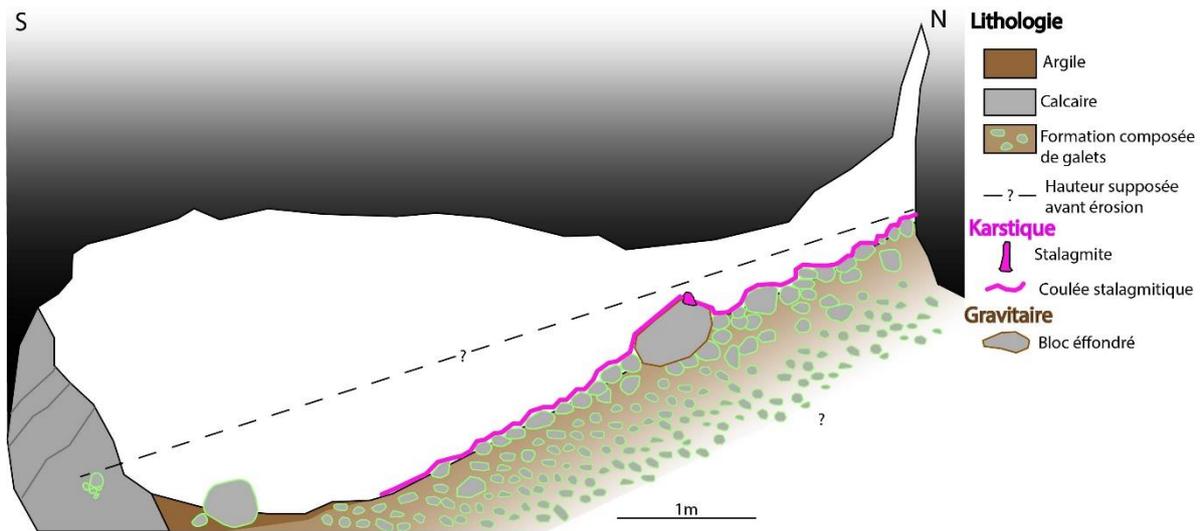


Figure 34 : Coupe n°3 du site d'étude souterrain aval.

Les observations effectuées sur le terrain sont bien résumées sur cette dernière coupe. Toujours en remontant le temps, c'est-à-dire en partant du dépôt le plus récent et en allant vers le plus ancien, on retrouve :

- A l'entrée de la grotte Baudin, nous avons trouvé un dépôt de gélifrats provenant des variations de température saisonnières.
- Un dépôt calcique qui est le dernier dépôt en date, depuis que cette partie du réseau est définitivement fossile et qu'elle appartient à la zone vadose. On retrouve ce dépôt principalement au cœur du lit de rivière dans la galerie Est.
- Un dépôt argileux laminé de plusieurs mètres d'amplitude. On trouve des alternances de lamines carbonatés et argileuses. A de rares endroits, il est recouvert par un plancher stalagmitique. Il recouvre également quelques stalagmites que nous n'avons pas remarquées lors de notre première excursion.
- Un dépôt calcique ancien

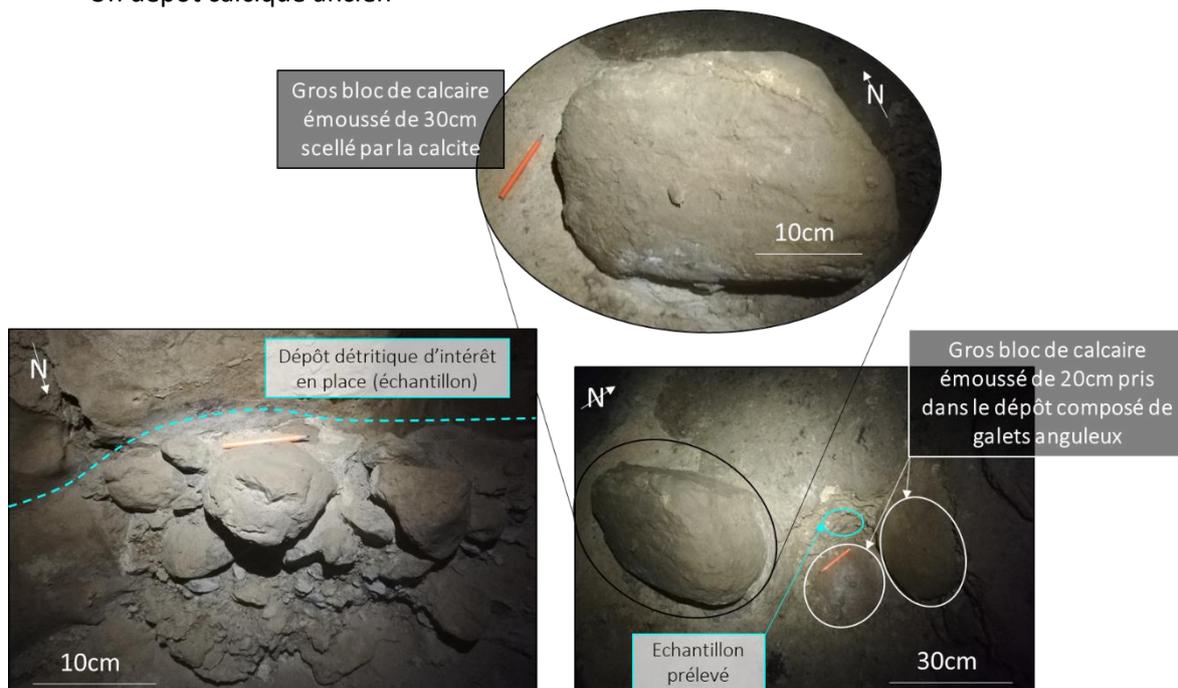


Figure 35 : Blocs de calcaire sub-anguleux de 30cm de diamètre, retrouvés dans le site d'étude souterrain aval.

- Des blocs qui semblent s’être effondrés avant le dépôt d’argiles laminées car nombreux sont les blocs qui sont pris dans l’argile.
- Un dépôt sédimentaire composé de galets anguleux et de gros blocs émoussés de plusieurs dizaines de centimètre de diamètre. Ce dépôt est mis à jour au cœur du lit de la rivière. De plus, on a observé un cône qui semble constitué de ce dépôt et venir de Nord de la salle. On peut poursuivre ce cône jusqu’à la paroi opposée où un on retrouve ce dépôt en place (Figure 35).

On constate encore une fois que le dépôt d’argiles laminé se retrouve en haut de la pile sédimentaire.

Apport de la pétrologie

Le log de 1m effectué en aval ne concerne que le dépôt argileux laminé. Cependant, le dépôt s’enfonce encore, la limite avec le substrat n’est pas visible. On a pu constater que ce dépôt était constitué d’une alternance d’argiles calciques et d’argiles fines.

Là encore, la totalité des éléments qui composent l’échantillon prélevé (Figure 36) fait effervescence au HCl, ce sont donc tous des éléments carbonatés. Il est donc possible qu’ils aient tous une origine locale ou régionale.



Figure 36 : Eléments du dépôt composé de galets prélevé dans le site d'étude souterrain aval.

Apport des datations absolues

Le morceau de calcite prélevé en aval du réseau date du stade isotopique 1, soit environ 6 000 ans avant aujourd'hui (Tableau 10).

Tableau 10 : Date absolue du morceau de calcite prélevé dans le site d'étude souterrain aval. Datation E. Pons-Branchu LSCE.

Localisation	N° échantillon	Âge (ka)	Incertitude (ka)	Stade isotopique
Aval	1	6.189	±4.588	1

Cette date ne permet pas de conclure sur l'âge du dépôt argileux laminé. Le plancher calcique daté est très récent et s'est sûrement développé bien après les évènements liés au dépôt argileux. .

4.2.3 Recherche de l'origine du matériel étudié en souterrain

Nous avons vu que les échantillons prélevés étaient composés d'éléments carbonatés. Nous avons alors cherché à déterminer l'origine spatiale de ces éléments. Nous nous sommes tournés vers la surface. Nous avons étudié trois sites en particulier (Figure 37). Ce sont deux lits de rivières actives actuellement, l'une alimente la perte du Creux-qui-Sonne (Figure 37, 1) et l'autre celui de la rivière de Rochanon (Figure 37, 3), à l'Est du réseau du Verneau. Le dernier site correspond à un champ labouré au Nord du réseau du Verneau (Figure 37, 2).

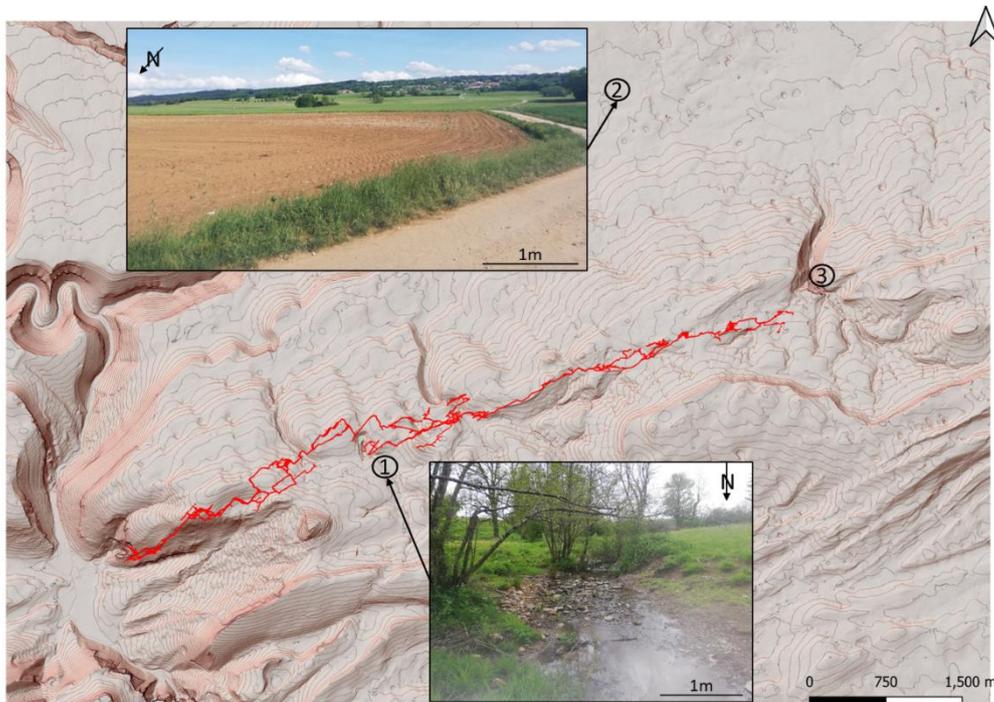


Figure 37 : Localisation éléments analysés d'un point de vue lithologique en surface.

4.2.4 Le lit du cours d'eau qui alimente la perte du Creux-qui-Sonne

Le lit du cours d'eau qui alimente aujourd'hui encore une perte du réseau souterrain du Verneau est composé de blocs sub-émoussés de calcaire et de marne (Figure 38). Les blocs sont anguleux, ils n'ont pas eu le temps d'être polis par le courant de la rivière. Leur origine est locale. Le courant peut être assez important car on retrouve des blocs de grande taille, jusque 30cm de diamètre.



Lithologie : Calcaire
Granulométrie : de 1mm à 30cm
Transport : Fluviale sur courte distance (blocs sub-anguleux)

Lithologie : Marnes
Granulométrie : de 1mm à 15cm
Transport : Fluviale sur courte distance (blocs anguleux)

Figure 38 : Composition lithologique des éléments du lit du cours d'eau du groupe du Creux-qui-Sonne.

4.2.5 A l'Est, le lit de la rivière de Rochanon

Biocalcarénite à matrice ferrugineuse
Transport : Fluviale (galets altérés)
Origine: Bathonien (J2)



Dans le lit de la rivière de Rochanon, qui n'alimente pas la rivière souterraine du Verneau mais qui est proche, nous avons trouvé un galet éroulé altéré de calcaire du Bathonien (J2) (Figure 39). Ce galet suggère un transport fluviale sur une grande distance.

Figure 39 : Composition lithologique d'un galet éroulé trouvé dans le lit du cours d'eau de Rochanon.

4.2.6 Au Nord, la dépression de pied de versant

Enfin, nous avons pu identifier de nombreux éléments variés au sein de la dépression de pied de versant. Ces éléments sont altérés et très émoussés. On retrouve des galets émoussés de calcaire du Bathonien (J2) mais également des oolithes ferrugineuses qui proviennent sûrement de l'Aalénien (J1). Nous avons également trouvé quelques grains de Quartz et des morceaux de cuirasse concentrée en fer (Figure 40).

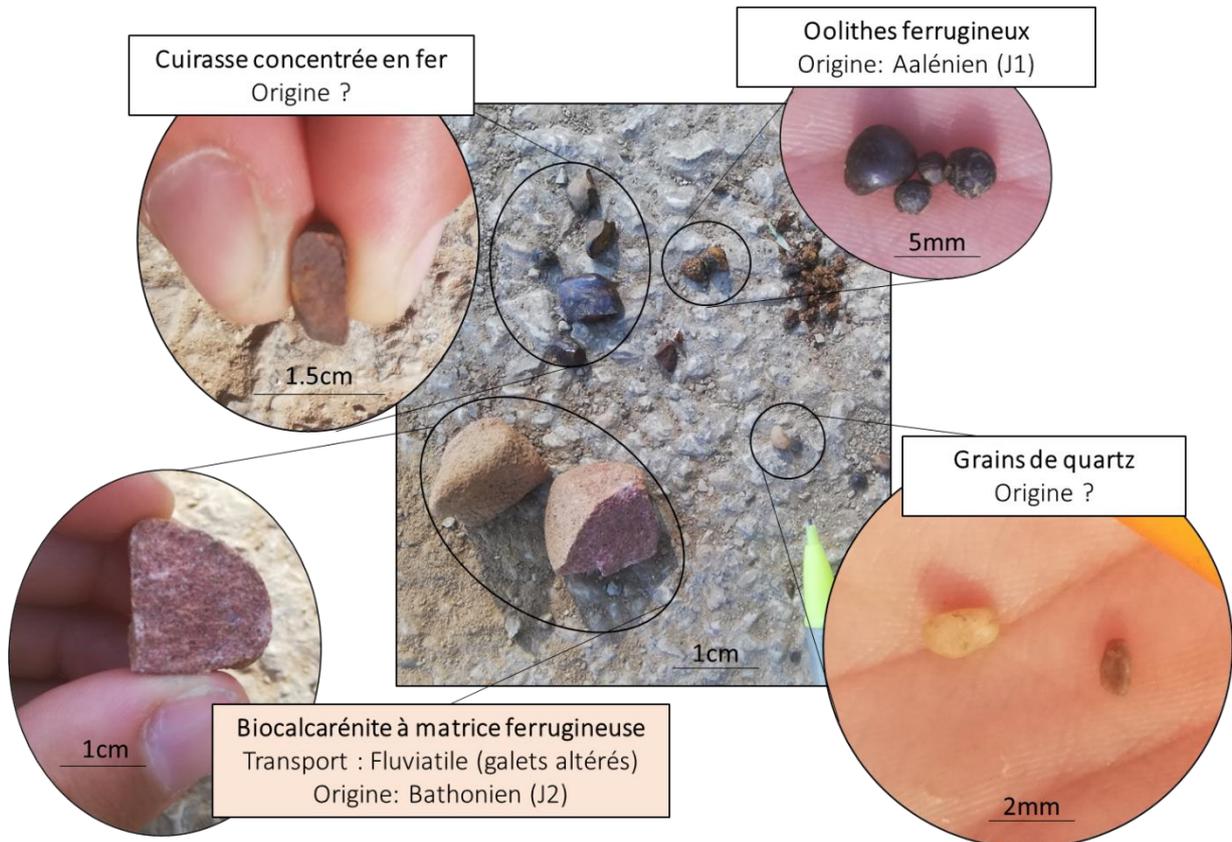


Figure 40 : Composition lithologique d'éléments extraits d'un champ au cœur de la dépression de pied de versant.

D'après la carte géologique de Quingey au 1/50 000ème, ni le J2, ni le J1 n'affleurent dans cette zone. Ces éléments allochtones sont émoussés, forme d'érosion du transport fluviale. Ils pourraient avoir été transportés jusque-là par le réseau hydrographique des crêtes du Faisceau Salinois.

5 Discussion

5.1 Les indices récoltés en souterrain

L'ensemble des observations effectuées en souterrain et des échantillons prélevés nous ont permis de reconstituer une partie de l'histoire du réseau du Verneau et les liens qui existent entre le réseau souterrain, le réseau hydrographique et les variations climatiques en surface.

5.1.1 Provenance du matériel déposé

5.1.1.1 Origine spatiale du matériel

D'après l'analyse lithologique des deux échantillons composés de galets prélevés (4.2), les éléments qui se sont déposés en souterrain sont carbonatés. Leur origine spatiale est donc sûrement locale. Le bassin d'alimentation du réseau du Verneau est constitué de roches carbonatées. D'ailleurs, on retrouve des blocs de calcaire dans le lit du cours d'eau du groupe du Creux-qui-Sonne, juste avant que l'eau ne se perde sous terre (Figure 41).

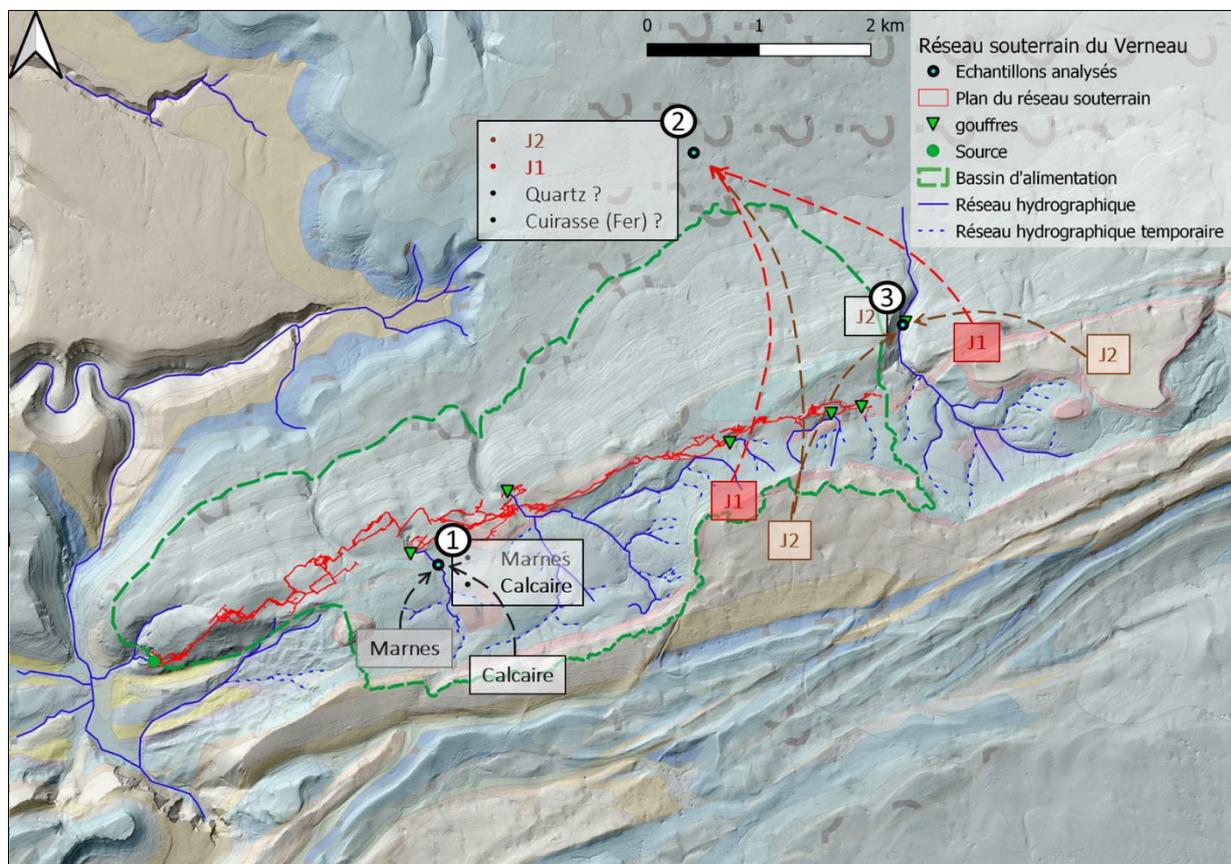


Figure 41 : Origine spatiale possible des éléments étudiés d'un point de vue lithologique en surface.

La configuration particulière du dépôt composé de galets anguleux en cône à la fois en aval et en amont fait penser à une arrivée de matériaux sédimentaires en grande quantité allochtones.

En surface, nous avons relevé des éléments à la lithologie particulière, deux galets de Bathonien (J2) et des oolites ferrugineux de l'Aalénien (J1). Or, aucune de ces strates géologiques n'affleure à l'endroit où ces éléments ont été observés. Ces éléments se sont fait obligatoirement transporter. Le fait que ce soit des galets émoussés et altérés fait penser à un transport fluvial. Le bassin d'alimentation de la rivière de Rochanon comprend des zones où le Bathonien (J2) et l'Aalénien (J1) affleurent (Figure 41). En revanche, actuellement la dépression de pied de versant n'est pas directement connectée à un réseau hydrographique. Il faut l'intervention de paléo-affluents (vallées

sèches) provenant des crêtes du Faisceau Salinois où on retrouve un affleurement de Bathonien (J2) et d'Aalénien (J1) (Figure 41).

Les grains de quartz et morceaux de cuirasse de Fer que nous avons trouvé dans la dépression de pied de versant ne nous permettent pas à eux seuls de conclure sur la ou les couches géologiques à l'origine. Ils peuvent très bien être autochtones ou allochtones. Cependant, les grains de quartz sont émoussés. D'après Kuenen, 1959, un grain de 1.2mm, ce qui correspond à nos grains, doit parcourir environ 425km dans un courant de 0.4m/s pour être émoussé. Cette distance reste toutefois très importante, peut-être trop. L'histoire de ces grains de quartz est sûrement très complexe et ne nous permet pas de trancher.

5.1.1.2 Mode de transport du matériel

Nous nous sommes intéressés au mode de transport des éléments composants les dépôts que nous avons étudiés précédemment. Nous avons étudié de manière séparée les fractions fine et grossière des échantillons prélevés. En terme de granulométrie, les quelques éléments étudiés en surface se rapprochent de la fraction fine du dépôt composé de galets.

Les éléments du dépôt composé de galets sont sub-émoussés à émoussés ce qui suggère un transport fluvial. Le diagramme de Hjulstrom permet de retrouver la vitesse du courant d'eau minimale nécessaire au transport des éléments (Figure 42). Ce diagramme nous donne un bon ordre de grandeur des vitesses de courant des fluides qui ont participé au dépôt souterrain.

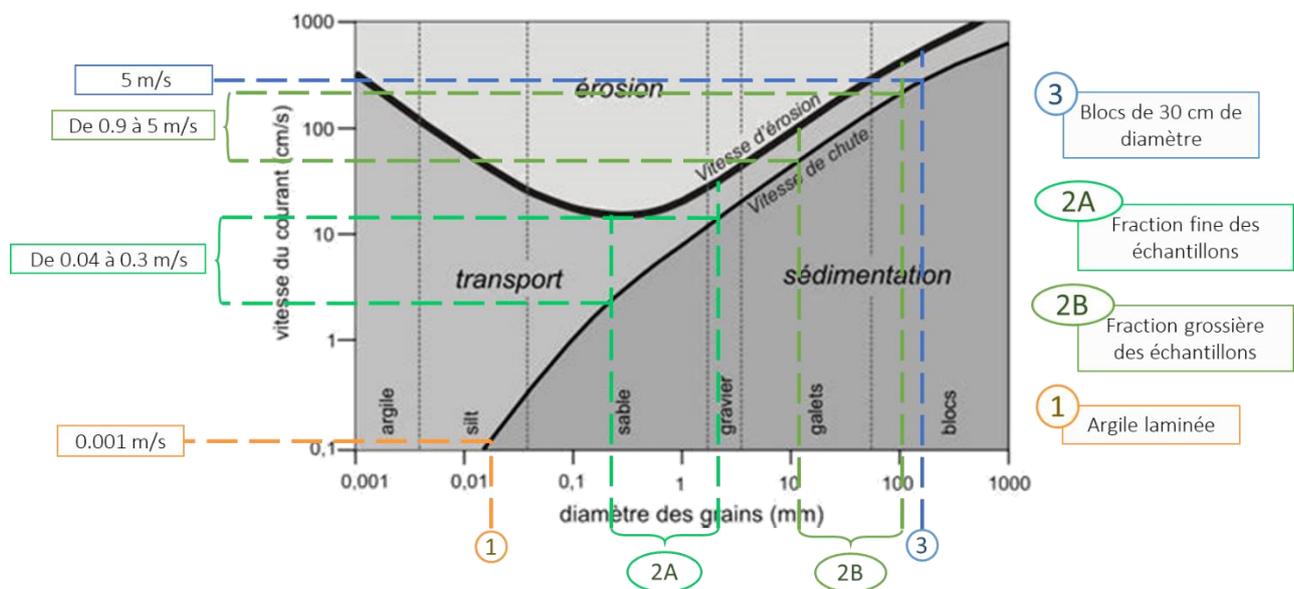


Figure 42 : Application du diagramme de Hjulstrom aux éléments étudiés en souterrain et en surface.

Les éléments sont des galets anguleux. Ils n'ont pas subi une forte érosion fluviale et n'ont pas été transportés sur une grande distance. Le dépôt composé de galets anguleux et de blocs (Figure 42, 2A, 2B et 3) concentre les éléments de grandes tailles et a donc nécessité des vitesses de courant minimales de transport importantes, jusque 5m/s. Cette vitesse quoique importante n'est pas choquante pour le réseau du Verneau. Encore aujourd'hui, la rivière souterraine connaît des vitesses de quelques mètres par seconde. Le cours d'eau du groupe des Bief-Boussets-Dolois qui auraient transporté le matériel sédimentaire que l'on a retrouvé en amont est cependant plus petit que la rivière souterraine du Verneau. Il s'écoule sur une pente de 10% en moyenne, ce qui permet d'envisager de telles vitesses lors des crues. Un surplus d'eau provenant de la fonte des glaciers permettrait également d'expliquer ce phénomène.

Le dépôt argileux laminé (Figure 42, 1) quant à lui a nécessité un environnement de dépôt calme, avec des vitesses minimales de transport autour de 10^{-3} m/s. Les argiles en suspension se sont alors déposées en couches parallèles au sol [Zupan Hajna et al. 2008]. Un tel environnement calme peut être le résultat de la formation d'un bassin suite à l'obstruction des voies d'écoulement [Ford and Williams 2007].

5.1.1.3 Rôle des glaciers dans la mise en place des dépôts

Pour le dépôt composé de galets anguleux, et dans le cas de la perte amont, où l'on se retrouve avec un système cours d'eau-perte fonctionnel, il est possible d'envisager une hypothèse de fonte en phase paraglaciale [Church and Ryder 1989; Ballantyne 2002]. L'eau de fonte du glacier provenant de la zone superficielle du glacier [Bini et al. 1998] s'écoulerait alors vers le Nord en permettant aux matériaux de passer les quelques cols qui existent au niveau du Faisceau Salinois. Ces eaux de fonte n'ont pas une charge sédimentaire importante en elle-même mais le bassin d'alimentation du Verneau y pourvoit. Dans ce cas, le dépôt est dit fluvio-glaciaire. Dans le cas de l'aval, l'accès au réseau souterrain est perché à 460m de hauteur au-dessus du niveau actuel de la vallée. Il est alors possible que le glacier soit encore présent, même s'il est en phase de fonte et qu'il rejette du matériel sédimentaire au sein de l'exutoire fossile qui fonctionne alors en perte juxta-glaciaire [Bini et al. 1998].

Les entrées du réseau souterrain ont très bien pu se retrouver complètement obstruées par l'arrivée d'une telle quantité de matériel [Ford and Williams 2007]. On suppose que cela s'est produit à plusieurs reprises pour le groupe de la Vieille Folle. Cela permettrait d'expliquer le passage d'une capture du réseau hydrographique à une nouvelle phase d'écoulement superficiel, mais également le grand nombre de pertes du groupe. Lors des périodes interglaciaire, l'eau de surface se trace un nouveau chemin en ruisselant dans des vallées préexistantes ou bien vers le réseau souterrain en créant de nouvelles pertes [Ford and Williams 2007].

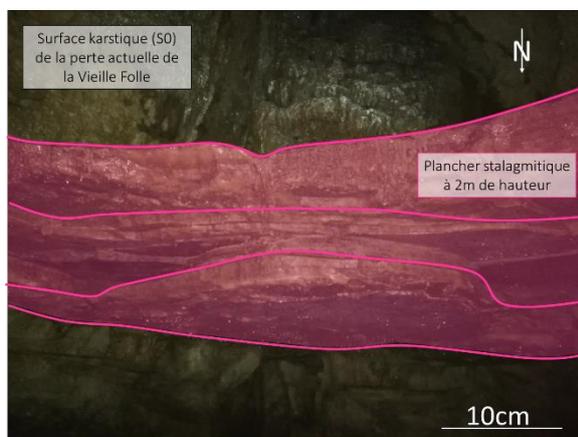


Figure 43 : Plancher stalagmitique retrouvé au sein de la perte actuelle du groupe de la Vieille-Folle.

Nous avons trouvé les restes d'un plancher stalagmitique de 20cm à 2m de sol encore en place dans la perte actuelle du groupe de la Vieille Folle (Figure 43). Celle-ci a connu une période à débit très faible voir stagnant assez importante pour permettre le développement de ce plancher.

Les dimensions actuelles de l'exutoire fossile du réseau ne sont certainement pas celles originelles. Aujourd'hui on se faufile dans un tout petit orifice de 1m de large sur 50cm de haut. En-dessous de cette entrée, le sol est meuble et le substrat n'est pas visible.

Enfin, l'ancienne perte du groupe des Bief-Boussets-Dolois a dû subir les mêmes événements, elle reste obstruée encore actuellement.

Aujourd'hui l'entrée par laquelle on pénètre est un gouffre d'effondrement, le gouffre de la Baume des Crêtes. Ce gouffre est uniquement constitué de blocs effondrés, on ne trouve aucune trace de dissolution qui marque le passage de l'eau. Cependant, à partir de 90m de profondeur, en pénétrant dans une salle, on constate la présence d'un dépôt argileux laminé qui forme des dunes. Le même dépôt argileux laminé que l'on retrouve à 130m de profondeur, dans la zone d'étude souterraine en amont. Malheureusement, nous n'avons pas pu trouver d'indice en surface qui signerait la présence d'une entrée souterraine obstruée. Les images aériennes anciennes ne nous ont pas plus aidées.

Pendant la période de sédimentation du dépôt argileux laminé, les zones souterraines étudiées ne fonctionnent sûrement déjà plus que lorsque le collecteur actif subissait une trop forte mise en charge. De nombreux indices de ré-ennoisement du réseau sont visibles, tels que des lapiaz de résurgence au

niveau des parois. L'obstruction de l'exutoire aval a favorisé le dépôt de « couches d'argiles en lamines parallèles au sol » [Zupan Hajna et al. 2008].

5.1.1.4 Origine temporelle du matériel

Les dates absolues que nous avons pu obtenir en aval et en amont du réseau souterrain du Verneau ont été mises en perspective avec les évolutions du climat (Figure 44).

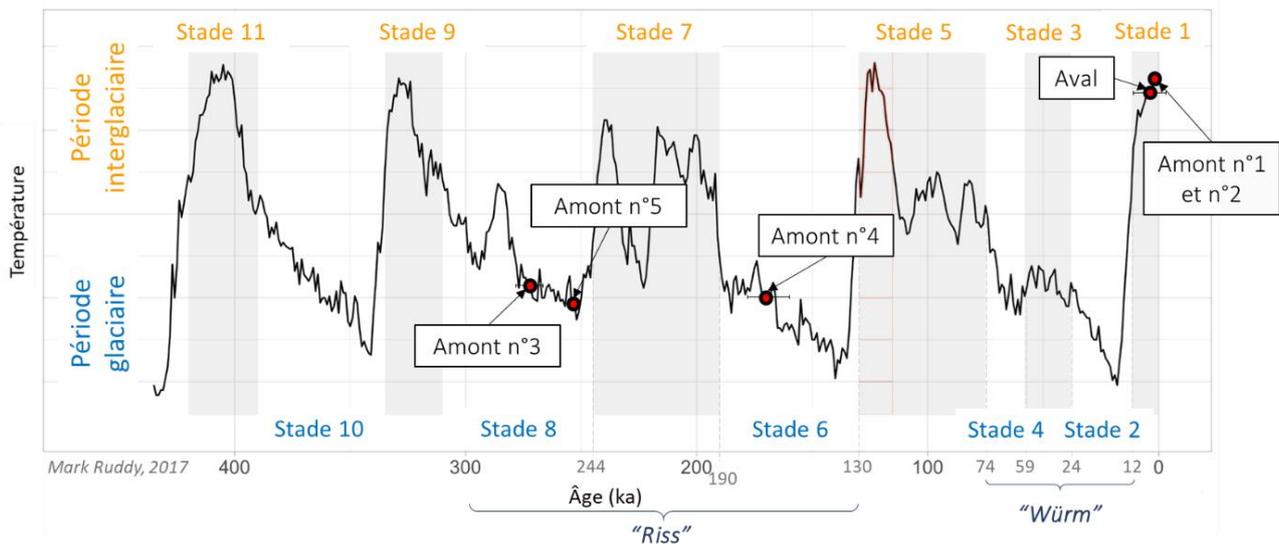


Figure 44 : Contexte temporel des dates absolues obtenues lors de cette étude. Datation E. Pons-Branchu LSCE

Certaines stalagmites en amont sont très anciennes, elles datent du stade 8 autour de -0.2Ma (Figure 44, Amont n° 3 et 5). Donc cette partie du réseau souterrain du Verneau était déjà en place à cette époque. Si on fait le lien avec l'analyse quantitative (4.1.3), on se rend compte que le groupe de la Vieille-Folle a commencé à fonctionner en tant que perte également à cette époque. Le temps d'érosion du groupe des Bief-Boussets-Dolois est très inférieur, de l'ordre de 0.01Ma. Cet écart prend sens lorsqu'on suppose que ce groupe a connu deux pertes et que la première a été complètement obstruée par des dépôts sédimentaires.

Il est également intéressant de constater que les concrétions se sont globalement formées en période froide (Figure 44, Amont n° 3, 4 et 5). La précipitation de la calcite est pourtant favorisée en période chaude [Gilli 2011]. Cependant, les périodes glaciaires connaissent des phases aux températures clémentes. C'est sûrement lors de l'une de ces phases que les concrétions que nous avons datées ont poussé.

L'écart temporel entre les concrétions qui encadrent le dépôt, à savoir les échantillons n° 4, n° 1 et 2, est trop important pour conclure directement sur l'âge du dépôt argileux laminé. Plusieurs périodes glaciaires sont inclus dans cette fourchette temporelle, à savoir les stades 6 et 4 et 2. Cependant, d'après Campy, 1982, les glaciers du stade 2 et 4 n'ont pas couvert le terrain d'étude, ils n'ont pas pu avoir d'influence sur le réseau du Verneau. Or le dépôt argileux laminé s'est mis en place lors d'une période froide, lorsque la charge sédimentaire est maximale. Il est donc fort probable que le dépôt argileux laminé date de la fin du stade 6, du "Riss".

5.1.2 Reconstitution chronologique des évènements en souterrain

Finalement, l'ensemble des indices que nous avons récolté en souterrain à la fois en aval et en amont, nous permet de reconstituer une chronologie des évènements qui ont marqué le réseau du Verneau. Les deux zones étudiées ont vécu une histoire semblable car on retrouve en partie des dépôts similaires (Figure 45 et 46).

L'histoire du réseau souterrain du Verneau commence par la formation des conduits karstiques soit par dissolution progressive des parois puis érosion fluviale lors du passage de l'eau [Gilli 2011], ou bien par altération isovolumique de l'encaissant calcaire, ce qu'on nomme la fantomisation [Quinif et al. 2014]. Puis, les eaux de fonte des glaciers chargée en blocs, galets, graviers, sable et argile pénètrent sous terre par les diverses entrées du réseau et en obstruent certaines (5.1.1.3). Cet évènement a sûrement eu lieu lors de la période paraglaciale du stade isotopique 6 (5.1.1.4), environ entre -177 000 ans et -130 000 ans. La violence de ce dépôt sédimentaire déstabilise le milieu souterrain et provoque un effondrement de blocs.

On pense que les dépôts de calcite anciens sont tous antérieurs au dépôt composé de galets et de blocs. Cependant, nous n'avons pas trouvé de calcite clairement recouverte par ce dépôt. Nous pouvons seulement affirmer que ces concrétions sont recouvertes par le dépôt argileux laminé.

Il nous est impossible de déterminer quand est-ce que les zones souterraines étudiées ont cessées d'être actives. Le décalage du cours actif plus en profondeur s'est-il fait en même temps pour tout le réseau ou bien est-ce que cela a commencé par l'aval pour s'étendre jusqu'en amont ? Cette transition s'est-elle faite suite au dépôt composé de galets et de blocs décrit plus haut ou bien est-ce que le réseau avait-il déjà évolué avant ? Toujours est-il que le dépôt argileux laminé traduit une période calme [Ford and Williams 2007] où l'eau circulait lentement (10^{-3} m/s) (5.1.1.2). Des marques de ré-ennoiement sur les parois montrent que les zones d'études souterraines ont fonctionnées en tant que trop plein du collecteur actif. La hauteur importante, plusieurs mètres, du dépôt argileux laminé suggère que les zones souterraines d'étude ont connu de nombreux ré-ennoiements.

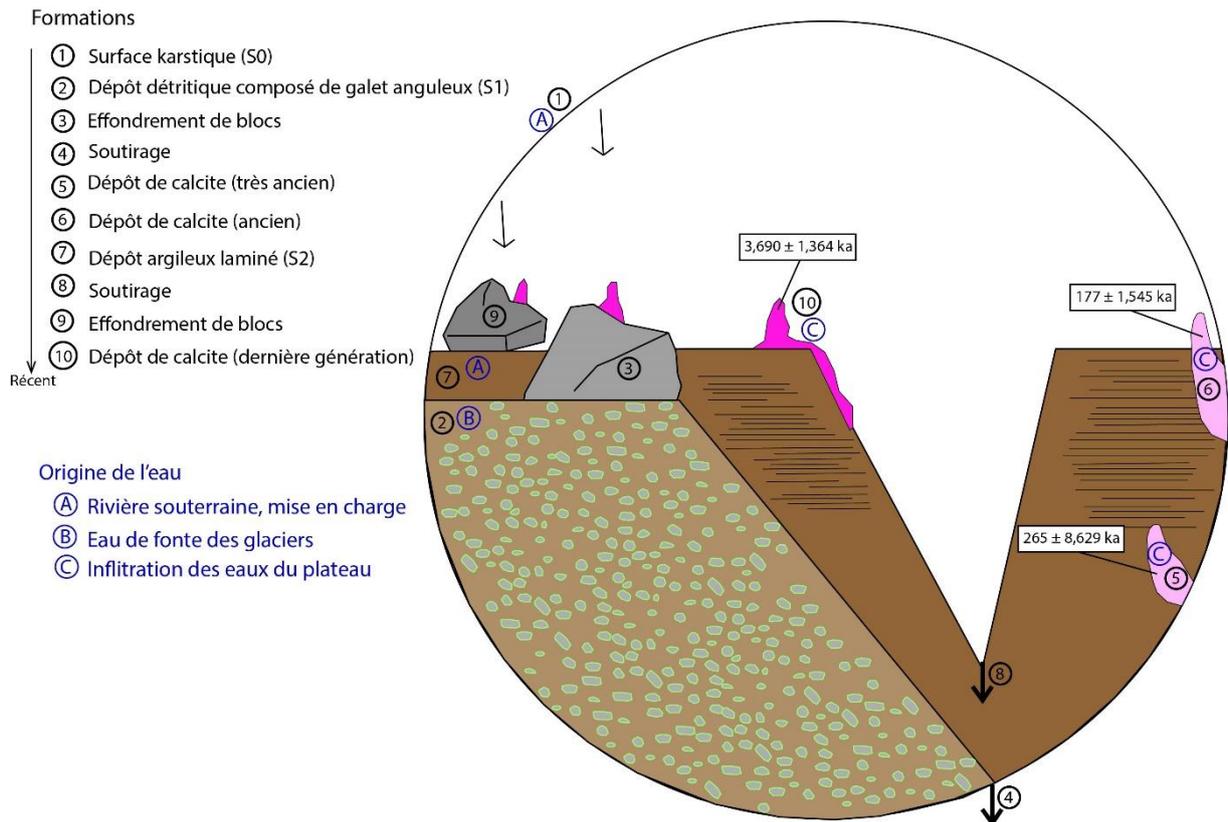


Figure 46 : Chronologie relative des évènements grâce aux formations étudiées sur le site souterrain amont.

Enfin, l'évolution définitive des zones souterraines étudiées en réseau fossile a induit les dernières évolutions. Le dépôt argileux s'est fait soutirer libérant de l'espace. L'eau de surface a ruisselé en souterrain incisant les deux dépôts sédimentaires. Quelques blocs se sont effondrés. De la calcite s'est déposée à l'Holocène, en plus grande quantité en amont qu'en aval. Les variations saisonnières de la température ont eu leur effet sur les 10 premiers mètres de l'exutoire aval laissant un tablier de gélifrat.

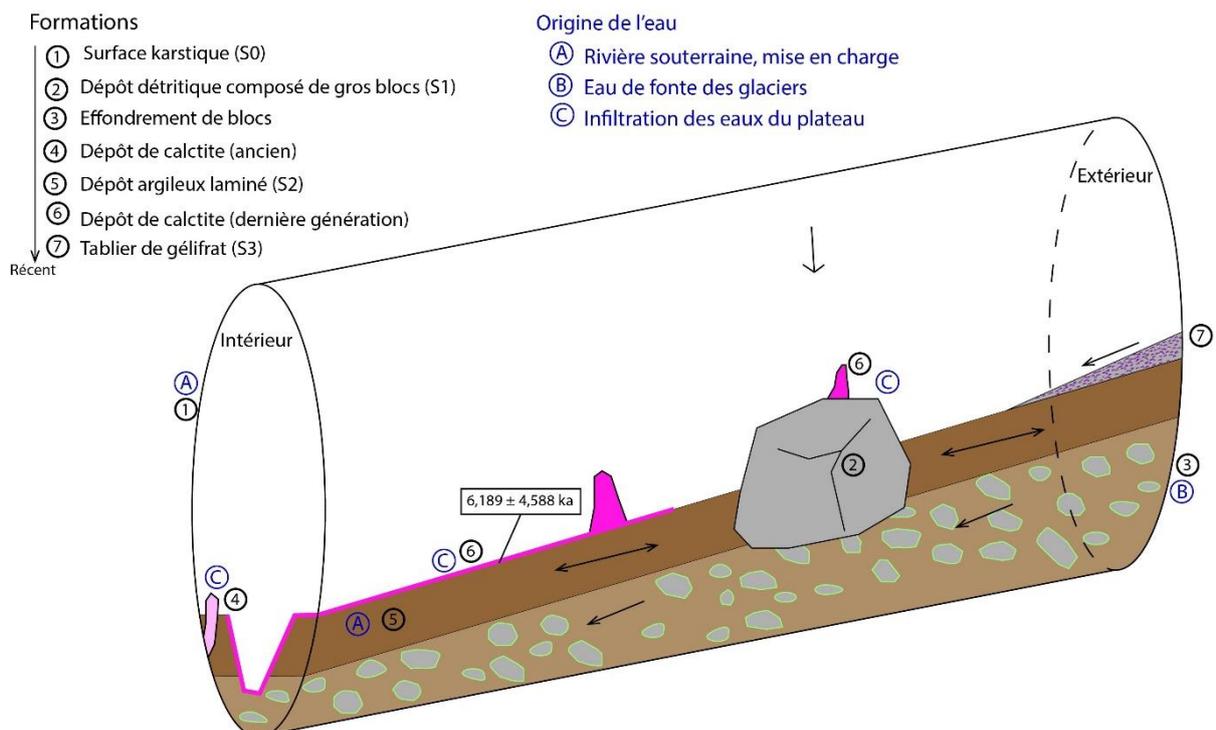


Figure 45 : Chronologie relative des évènements grâce aux formations étudiées sur le site souterrain aval.

5.2 Evolution du réseau hydrographique de surface en lien avec le réseau souterrain du Verneau

La chronologie relative des niveaux d'érosion au sein de chaque groupe est simple à reconstituer (Figure 47 et 48). En revanche, relier les niveaux d'érosion entre les groupes est un exercice délicat. Nous allons donc d'abord relier les différents niveaux d'érosion au sein de chaque partie du bassin d'alimentation du Verneau. C'est-à-dire que nous allons d'abord nous intéresser aux groupes de l'Ouest, à savoir du Creux-qui-Sonne, de la Vieille Follet et des Bief-Boussets, puis aux groupes de l'Est, à savoir de Rochanon, de Jérusalem et de la Broche. Puis nous effectuerons la synthèse globale des connaissances acquises.

5.2.1 Chronologie relative de la capture des groupes de l'Ouest

Les deux groupes du Creux-qui-Sonne et de la Vieille-Folle sont proches spatialement et ont une histoire imbriquée (Figure 47). Si on s'intéresse à l'altitude des cols, il semblerait qu'une connexion en surface existait entre ces groupes en tout premier lieu (712m). D'après l'étude quantitative (4.1.3), la période avant la capture du réseau hydrographique de ces deux groupes nécessite un temps d'érosion similaire, d'un peu plus de 0.5Ma en moyenne. Lors de cette période, ils ont connu des écoulements superficiels. Les vallées sèches que nous avons mises en avant précédemment en témoignent. Le groupe de la Vieille Folle se fait rapidement capturer à différents endroits. Ce changement de localisation de la perte est sûrement lié aux glaciers qui ont fourni une telle quantité de sédiment qu'ils ont obstrué certaines pertes (5.1.1.3). C'est peut-être ces mêmes événements qui sont à l'origine de la déviation de réseau hydrographique du groupe du Creux-qui-Sonne. La période de capture de la tête de réseau du groupe de la Vieille Folle par le groupe des Bief-Boussets-Dolois est incertaine. Cependant, nous savons que celle-ci s'est faite en deux temps et qu'il ne reste plus de trace en surface de la première perte. Le groupe du Creux-qui-Sonne se fait définitivement capturer assez tard. Il y a reprise des écoulements superficiels pour le groupe de la Vieille Folle et capture finale tardive.

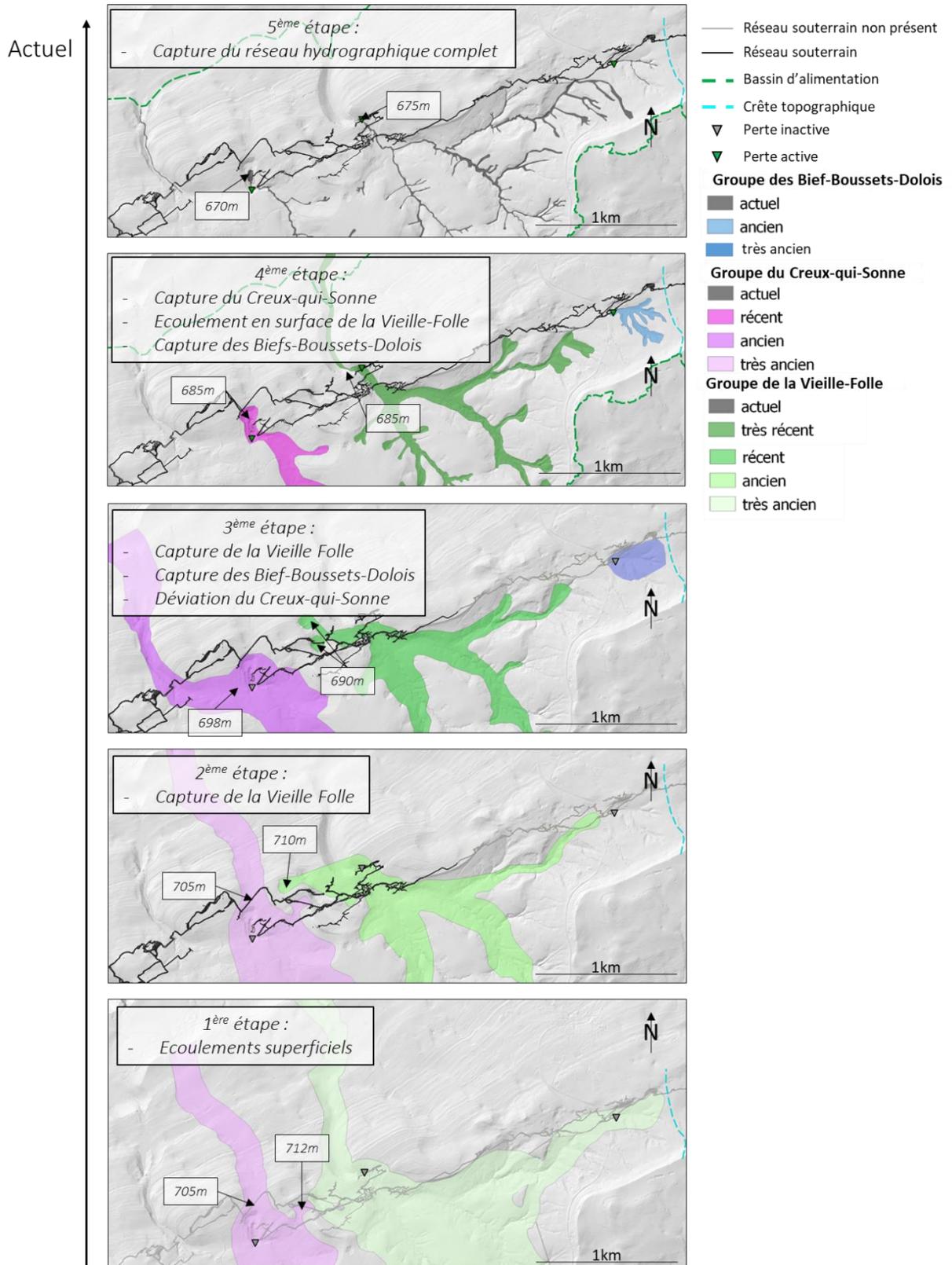


Figure 47: Chronologie relative des niveaux d'érosion des groupes de l'Est.

5.2.2 Chronologie relative de la capture des groupes de l'Est

L'étude quantitative nous apprend que la période avant la capture du réseau hydrographique du groupe de Rochanon a nécessité un temps d'érosion de 1Ma en moyenne. L'écoulement superficiel est intense, il entame grandement le relief et forme un canyon. Lorsque les eaux du groupe de Rochanon sont capturées, le pendage naturel des couches géologiques, de O30N20, draine l'eau vers l'Est, directement dans la Loue (Figure 48). Puis les têtes de réseau hydrographique se font capturer par des pertes plus à l'Ouest. Ses pertes sont liées au réseau souterrain du Verneau et sont drainées vers l'Ouest, jusqu'au Lison. Le bassin d'alimentation du groupe de Rochanon diminue donc au profit de celui du réseau souterrain du Verneau. Il y a modification du fonctionnement hydrologique de la zone.

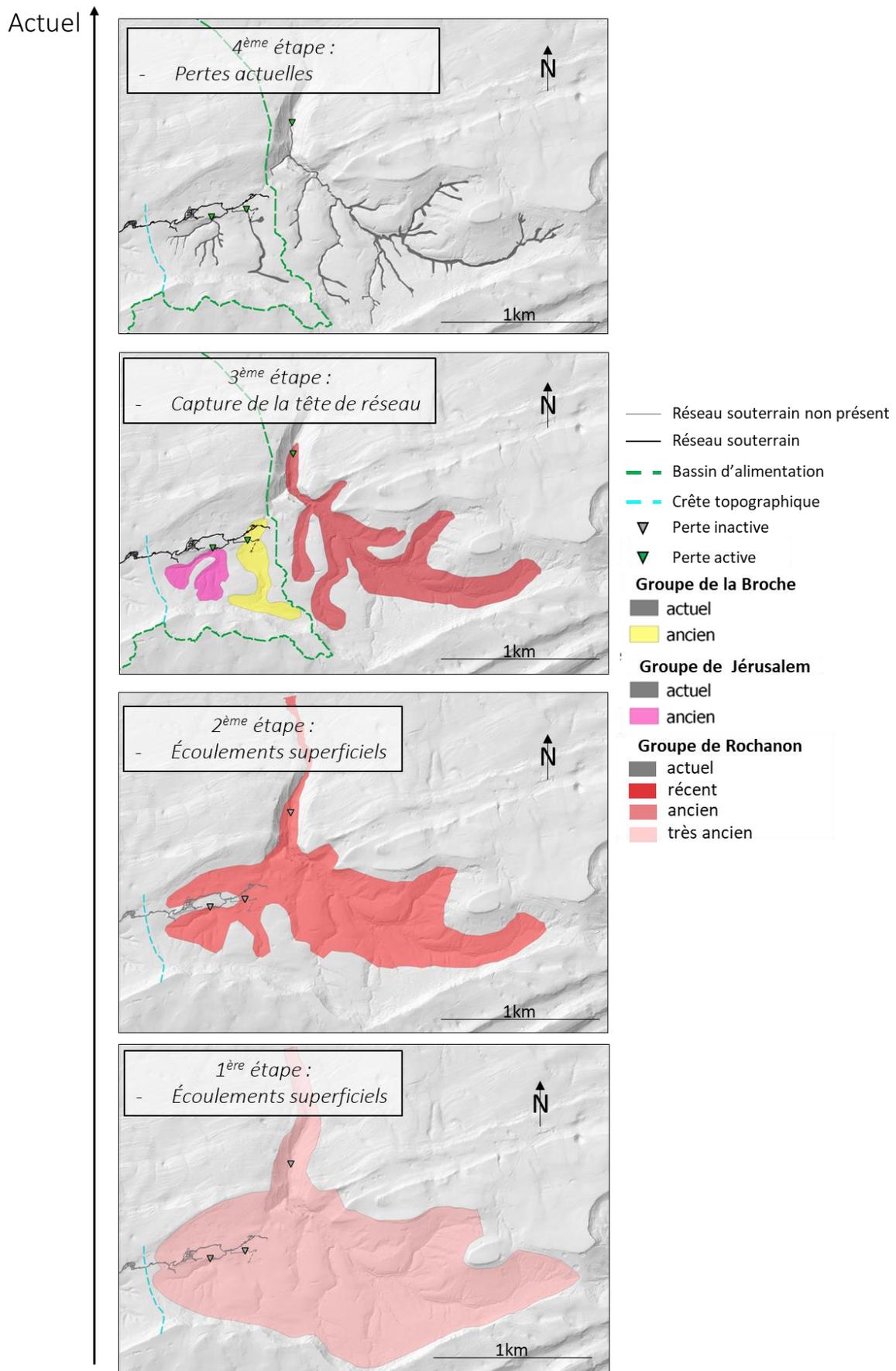


Figure 48 : Chronologie relative des niveaux d'érosion des groupes de l'Est.

5.2.3 Modèle conceptuel

Finalement, en recoupant les informations des différentes analyses effectuées (4.1.2, 4.1.3 et 5.2), on est capable de retracer l'ensemble de la mise en place du réseau souterrain du Verneau et la capture du réseau hydrographique (Figure 49). Celle-ci ne s'est pas faite de manière synchrone pour tous les groupes.

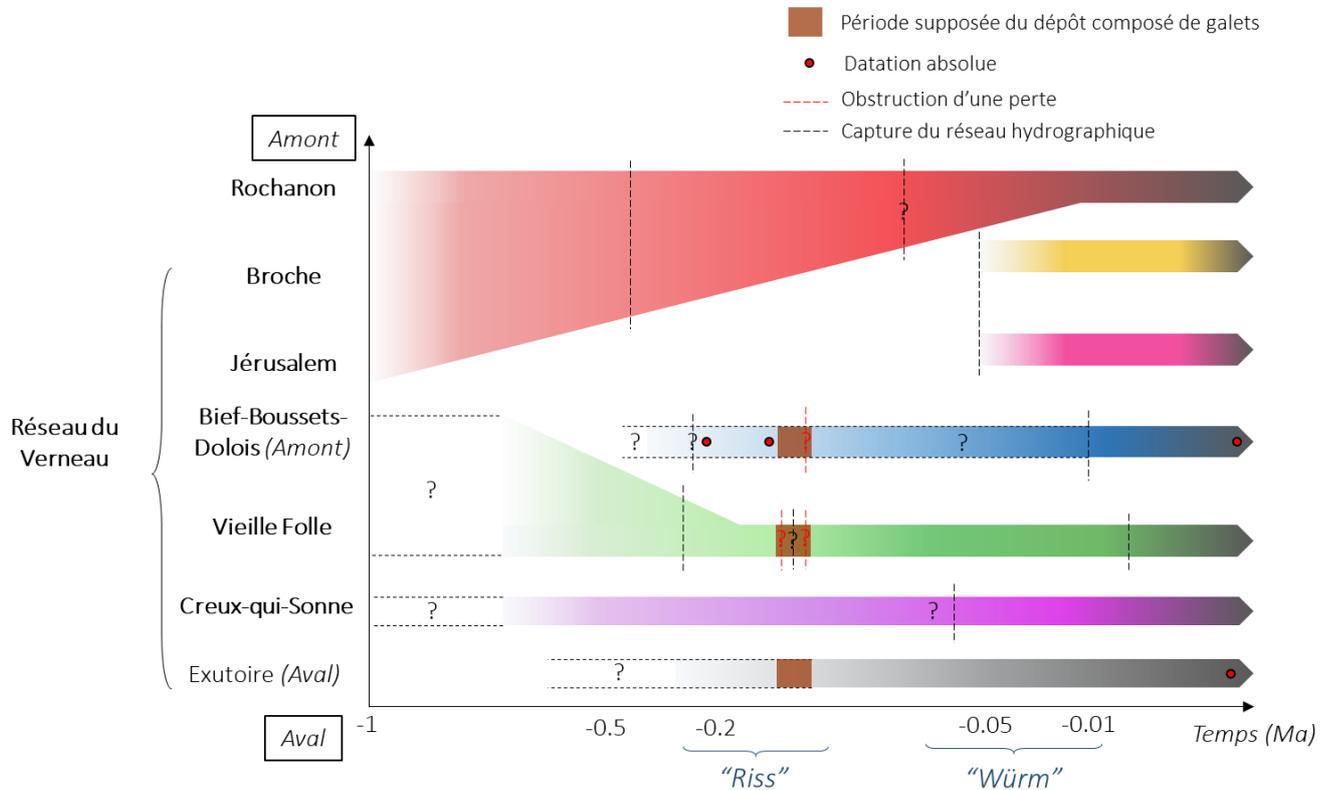


Figure 49 : Modèle de la mise en place du réseau souterrain du Verneau et des événements qui l'ont influencé.

Des incertitudes existent encore. L'écart temporel et l'antériorité des mises en place des groupes du Creux-qui-Sonne et de Vieille-Folle avec le groupe de Rochanon pose question. Le temps d'érosion de ces deux derniers groupes est sûrement sous-estimé (4.1.3).

L'exutoire fossile du réseau, la zone souterraine étudiée en aval, est certainement en place depuis que les groupes du Creux-qui-Sonne et de la Vieille-Folle ont capturé le réseau hydrographique, depuis au moins 0.2Ma. Ce modèle ne permet pas de déterminer avec précision la date de mise en place du réseau souterrain du Verneau. L'âge le plus ancien que nous avons est celui obtenu par datation absolue des concrétions de la zone amont du réseau souterrain (4.2.1).

L'âge de mise en place du groupe des Bief-Boussets-Dolois est supérieur à -0.25Ma, stade isotopique 8 (4.2.1). Une première perte s'est sûrement mise en place entre -0.5Ma et -0.2Ma, puis se serait faite obstruée lors de la période paraglaciale du stade 6, le "Riss", par le dépôt composé de galet (5.1.1.3). Une deuxième perte, la perte actuelle des Bief-Boussets s'est alors mise en place plus tard à l'Holocène. Que s'est-il passé entre les deux ? Y-a-t'il eut une phase d'écoulements superficiels ? Les indices géomorphologiques en surface ne sont pas suffisants pour affiner le modèle.

La période où le groupe de la Vieille-Folle a connu de nombreuses obstructions et créations de pertes correspond sûrement à la période glaciaire du stade 6, le "Riss". Cependant, nous n'avons pas d'indice pour appuyer cette hypothèse. L'idéal serait d'aller investir le réseau souterrain au niveau du groupe de la Vieille-Folle.

Ce modèle conceptuel nous a permis de comprendre que le réseau souterrain du Verneau se structure d'Ouest en Est, il gagne du terrain par érosion régressive [Jaillet and Gamez 1995; Harmand et al. 2017] sur le groupe de Rochanon. Cette hypothèse soulève la question du développement future du réseau souterrain du Verneau. Va-t-il continuer de se structurer vers l'Est et finir par s'approprier le groupe de Rochanon ? Cependant, le pendage des couches géologique au niveau de la perte de Rochanon orienté vers l'Est, O30N20, ne favorise pas un drainage des eaux souterraines vers l'Ouest.

On se rend compte que l'évolution du réseau hydrographique est déjà complexe au Quaternaire. Le réseau hydrographique qui part des crêtes du Faisceau Salinois connaît des déviations, des captures plusieurs fois dans le temps et à différents emplacements, une reprise des écoulements superficiels, et une modification du relief suite aux périodes glaciaires quaternaires. Nous nous sommes alors demandé quel avait la configuration de ce réseau hydrographique avant, au Tertiaire (Annexe).

Conclusion

Cette étude améliore la compréhension de la mise en place du réseau souterrain du Verneau (25) dans le massif du Jura, grande région karstique peu documenté du point de vue karstogénèse. L'ensemble des approches de caractérisation surfacique, souterraine, et de datation utilisé lors de cette étude sont cohérentes les unes par rapport aux autres et permettent de proposer un modèle de mise en place. Celui-ci met en avant les nombreuses relations qui existent entre le milieu karstique souterrain et la surface. Nos résultats montrent que les particularités de ce système karstique, en partie liées aux variations du climat, sont récentes (Quaternaire).

Pour contraindre encore d'avantage le modèle de mise en place de ce réseau, il serait intéressant d'effectuer des datations absolues de concrétion supplémentaires, notamment en aval du réseau et du plancher stalagmitique (5.1.1.3) du groupe de la Vieille Folle. De plus, une analyse lithologique précise serait une aide précieuse pour déterminer l'origine précise des éléments composants les dépôts observés en souterrain. Enfin, une étude menée à plus large échelle permettrait de resituer le réseau souterrain du Verneau dans l'ensemble des réseaux du bassin Loue-Lison et de ses bassins limitrophes. Il faudrait alors comparer avec les nombreux autres réseaux souterrains connus de la région en lien avec le contexte d'étagement des plateaux jurassiens.

Bibliographie

- ALLEMAND, P., DELACOURT, C., LAJEUNESSE, E., DEVAUCHELLE, O., AND BEAUDUCEL, F. 2014. Erosive effects of the storm Helena (1963) on Basse Terre Island (Guadeloupe, Lesser Antilles Arc). *Geomorphology* 206, 78–86.
- AUCANT, Y., SCHMIDT, C., AND URLACHER, J.P. 1985. Le Verneau souterrain. *S.H.A.G.*
- AUDRA, P., BINI, A., GABROVSEK, F., ET AL. 2007. Cave and Karst Evolution in the Alps and Their Relation to Paleoclimate and Paleotopography. *Acta Carsologica*.
- BAKALOWICZ, M. 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal* 13, 1, 148–160.
- BALLANTYNE, C.K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 18–19, 1935.
- BICHET, V. AND CAMPY, M. 2008. Montagnes du Jura, géologie et paysages. *Neo autrey*.
- BIENFAIT, P. 1991. Elements sur la karstification et l'évolution paléogéographique du Jura. *Karstologia* 17, 1, 19–30.
- BINI, A., TOGNINI, P., AND ZUCCOLI, L. 1998. Rapport entre karst et glaciers durant les glaciations dans les vallées préalpines du Sud des Alpes. *Karstologia* 32, 1, 7–26.
- BLANC, J.-J. 1997. Géodynamique et histoire du karst-Application au sud-est de la France. *Quaternaire* 8, 2, 91–105.
- BOSÁK, P., FORD, D.C., GLAZEK, J., AND HORÁČEK, I. 1989. Terminology. In: Paleokarst: A Systematic and Regional Review. *Elsevier-Academia*, 25–32.
- CAMPY, M. 1982. Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. Thèse. Univ. de Franche-Comté.
- CASTANY, G. 1977. Dictionnaire français d'hydrogéologie. *BRGM*.
- CHEN, Z., AULER, A.S., AND BAKALOWICZ, M. 2017. The World Karst Aquifer Mapping project: concept, mapping procedure and map of Europe. *Hydrogeology Journal*, 25, 771-785.
- CHORVOT, G. 1984. Verneau - Une épopée souterraine. *G.S.D.*
- CHURCH, M. AND RYDER, J.M. 1989. Sedimentology and clast fabric of subaerial debris flow facies in a glacially-influenced alluvial fan-a discussion. *Sedimentary Geology* 65, 1, 195–196.
- CORBONNOIS, J. 1998. Les facteurs de la variation spatio-temporelle des transports solides et dissous. Exemple de trois bassins versants en Lorraine. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 4, 4, 313–329.
- COUCHOUD, I. 2008. Les spéléothèmes, archives des variations paléoenvironnementales. *Quaternaire*, 19/4, 255–274.
- COUNCIL NATIONAL RESEARCH. 2001. Conceptual Models of Flow and Transport in the Fractured Vadose Zone. *National Academies Press*.
- DELANNOY, J.-J., GAUCHON, C., HOBLÉA, F., ET AL. 2009. Karst: from palaeogeographic archives to environmental indicators. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 15, 2, 83–94.
- DELANNOY, J.-J., PERRETTE, Y., DEBARD, E., ET AL. 2004. Intérêt de l'approche morphogénique pour la compréhension globale d'une grotte à haute valeur patrimoniale. La grotte Chauvet (Ardèche -France). *Karstologia* 44, 1, 25–42.
- DELANNOY, J.-J., SADIÉ, B., JAILLET, S., PLOYON, E., AND GENESTE, J.-M. 2010. Reconstitution de l'entrée préhistorique de la grotte Chauvet-Pont d'Arc (Ardèche, France) : les apports de l'analyse géomorphologique et de la modélisation 3D. *Karstologia* 56, 1, 17–34.
- FORD, D. AND WILLIAMS, P. 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology. *John Wiley and Sons*.
- GARGANI, J. AND RIGOLLET, C. 2007. Mediterranean Sea level variations during the Messinian salinity crisis. *Geophysical Research Letters* 34, 10.
- GILLI, E. 2002. Datation haute résolution de spéléothèmes (230Th/234U et 226Ra/238U). Application aux reconstitutions environnementales autour des sites du Gard et Meuse/Haute Marne (France), par Edwige Pons-Branchu, thèse de géologie, Université de Marseille III. *Karstologia* 39, 1, 59–60.
- GILLI, E. 2011. Karsts, grottes et sources. *Dunod*.
- G.I.P.E.K. 1986. Inventaire spéléologique du Doubs. p.184-185.

- HARMAND, D., ADAMSON, K., RIXHON, G., ET AL. 2017. Relationships between fluvial evolution and karstification related to climatic, tectonic and eustatic forcing in temperate regions. *Quaternary Science Reviews* 166, 38–56.
- HARTMANN, A., GOLDSCHIEDER, N., WAGENER, T., LANGE, J., AND WEILER, M. 2014. Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. *Reviews of Geophysics*.
- HARTMANN, A., JASECHKO, S., GLEESON, T., ET AL. 2021. Risk of groundwater contamination widely underestimated because of fast flow into aquifers. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 118, 20.
- HSÜ, K.J., RYAN, W.B.F., AND CITA, M.B. 1973. Late Miocene Desiccation of the Mediterranean. *Nature* 242, 5395, 240–244.
- HUSSON, E. 2013. Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés : implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléokarsts crétaqués à néogènes du Languedoc montpelliérain. Thèse. Univ. de Montpellier.
- JAILLET, S. 2000. Le Barrois et son karst couvert, Structure, Fonctionnement, Evolution. Thèse. Univ. de Bordeaux.
- JAILLET, S., SADIÉ, B., HAJRI, S., PLOYON, E., AND DELANNOY, J.-J. 2011. Une analyse 3D de l'endokarst : applications lasergrammétriques sur l'aven d'Ornac (Ardèche, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 17, 4, 379–394.
- KLIMCHOUK, A. 2009. Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology* 106, 1–2, 100–117.
- NICOD, J. 2002. Karsts, paléo-géomorphologies, paléo-environnements. Panorama des recherches récentes en France (1992-2001). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 8, 3, 253–268.
- PENCK, A. AND BRÜCKNER, E. 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. C. H. Tauchnitz.
- QUINIF, Y., BAELE, J.-M., DUBOIS, C., CÉCILE, H., OLIVIER, K., AND ANNE, V. 2014. Fantômisation : un nouveau paradigme entre la théorie des deux phases de Davis et la théorie de la biorhexistase d'Erhart. *Geologica Carpathica* 17, 66–74.
- QUINIF, Y., GENTY, D., AND MAIRE, R. 1994. Les spéléothèmes; un outil performant pour les études paléoclimatiques. *Bulletin de la Société Géologique de France* 165, 6, 603–612.
- RESIF. 2022. Monitoring hydro-géophysique des réservoirs d'eau souterraine dans le Jura. *Epos*.
- RICCI, J., LAHITTE, P., AND QUIDELLEUR, X. 2015. Construction and destruction rates of volcanoes within tropical environment: Examples from the Basse-Terre Island (Guadeloupe, Lesser Antilles Arc). *Geomorphology* 228, 597–607.
- SHACKLETON, N.J. 2000. The 100,000-Year Ice-Age Cycle Identified and Found to Lag Temperature, Carbon Dioxide, and Orbital Eccentricity. *Science*.
- TISSOT, G. AND TRESSE, P. 1978. Etude des systèmes karstiques du Lison et du Verneau région de Nans-sous-Sainte Anne (Doubs). Thèse. Univ. de Franche-Comté.
- VIVIER, M., CHARLIER, J.-B., COLLON, P., AND JAILLET, S. 2021. Apport de l'étude géomorphologique et statistique sur la compréhension hydrogéologique des karsts – application au Verneau (25).
- ZUPAN HAJNA, N., MIHEVC, A., PRUNER, PETR, AND BOSAK, PAVEL. 2008. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of karst sediments in slovenia. *Cartologica* 8.

Table des illustrations

Figure 1: Elements sur la karstification et l'évolution paléogéographique du Jura (Bienfait, 1991).....	3
Figure 2: Les deux dernières périodes glaciaires du Quaternaire.	4
Figure 3: Limites d'extension maximale des glaciers dans le Jura des deux dernières périodes glaciaires.	4
Figure 4: Localisation du site d'étude.	6
Figure 5 : Schéma structurale de la géomorphologie du réseau selon les différentes compartimentations (Vivier et al., 2021).7	
Figure 6 : Structures géologique et lithologique déterminantes pour la mise en place du réseau souterrain du Verneau.....	8
Figure 7 : Limites du terrain d'étude en surface.	9
Figure 8: Localisation des sites étudiés en surface et en souterrain dans un contexte de période glaciaire.....	10
Figure 9: Localisation des sites d'études souterrains dans le réseau du Verneau.....	11
Figure 10: Traduction dans le paysage des niveaux d'érosion théoriques tracé lors de l'étude morphologique qualitative. ...	13
Figure 11: L'érosion récente n'est pas prise en compte lors du tracé d'un niveau d'érosion.	14
Figure 12: Rastérisation d'une étape de capture.....	16
Figure 13: Le volume total correspond au volume compris entre la surface d'une étape de capture et le relief.....	16
Figure 14 : Le volume érodé correspond au volume total auquel on retire le volume surcreusé.	17
Figure 15 : Le volume surcreusé peut correspondre à des étapes avant capture de plusieurs groupes.....	17
Figure 16: MNT du site d'étude souterrain amont produit lors de cette étude.....	19
Figure 17: MNT du site d'étude souterrain aval produit lors de cette étude.	19
Figure 18 : Concrétions de calcite sélectionnées pour la datation absolue selon la méthode U/Th.	21
Figure 19 : Carte géomorphologique du terrain d'étude en surface.	23
Figure 20 : Approche géomorphologique qualitative sur les niveaux d'érosions.....	24
Figure 21 : Captures plus récentes des têtes de bassin des groupes de la Vieille-Folle et de Rochanon.....	25
Figure 22 : Capture actuelle d'un affluent du groupe du Creux-qui-Sonne.	26
Figure 23 : Capture de la tête de bassin du Creux-qui-Sonne en raison du différence de force érosive.	27
Figure 24 : Carte géomorphologique du site d'étude souterrain amont.....	29
Figure 25 : Coupe habillée n°1 du site d'étude souterrain amont.....	30
Figure 26 : Coupe habillée n°2 du site d'étude souterrain amont.....	31
Figure 27 : Coupe habillée n°3 du site d'étude souterrain amont.....	31
Figure 28 : Coupe habillée n°4 du site d'étude souterrain amont.....	31
Figure 29 : Logs de la pile sédimentaire du site d'étude souterrain amont.	32
Figure 30 : Eléments du dépôt composé de galets prélevé dans le site d'étude souterrain amont.	33
Figure 31 : Carte géomorphologique du site d'étude souterrain aval.....	34
Figure 32 : Coupe habillée n°1 du site d'étude souterrain aval.....	35
Figure 33 : Coupe habillée n°2 du site d'étude souterrain aval.....	35
Figure 34 : Coupe n°3 du site d'étude souterrain aval.	36
Figure 35 : Blocs de calcaire sub-anguleux de 30cm de diamètre retrouvés dans le site d'étude souterrain aval.....	36
Figure 36 : Eléments du dépôt composé de galets prélevé dans le site d'étude souterrain aval.	37
Figure 37 : Localisation éléments analysés d'un point de vue lithologique en surface.	38
Figure 38 : Composition lithologique des éléments du lit du cours d'eau du groupe du Creux-qui-Sonne.....	39
Figure 39 : Composition lithologique d'un galet émoussé trouvé dans le lit du cours d'eau de Rochanon.....	39
Figure 40 : Composition lithologique d'éléments extraits d'un champ au cœur de la dépression de pied de versant.	40
Figure 41 : Origine spatiale possible des éléments étudiés d'un point de vue lithologique en surface.	41
Figure 42 : Application du diagramme de Hjülstrom aux éléments étudiés en souterrain et en surface.....	42
Figure 43 : Plancher stalagmitique retrouvé au sein de la perte actuelle du groupe de la Vieille-Folle.....	43
Figure 44 : Contexte temporel des dates absolues obtenues lors de cette étude.	44
Figure 46 : Chronologie relative des évènements grâce aux formations étudiées sur le site souterrain aval.....	46
Figure 45 : Chronologie relative des évènements grâce aux formations étudiées sur le site souterrain amont.	46
Figure 47: Chronologie relative des niveaux d'érosion des groupes de l'Est.	48
Figure 48 : Chronologie relative des niveaux d'érosion des groupes de l'Est.	50
Figure 49 : Modèle de la mise en place du réseau souterrain du Verneau et des évènements qui l'ont influencé.	51
Figure 50 : Plan du réseau souterrain du Verneau et localisation des pertes et salles utilisées lors de cette étude (S.H.A.G., 1985).	i
Figure 51 : Coupe du réseau souterrain du Verneau et localisation des pertes et salles utilisées lors de cette étude (S.H.A.G., 1985).	ii
Figure 52 : Nettoyage manuel des boules et du toit du nuage de point.	vi
Figure 53 : Hypothèse 1 quant à la mise en place de la dépression de pied de versant.	vii
Figure 54 : Hypothèse 2 quant à la mise en place de la dépression de pied de versant.	viii

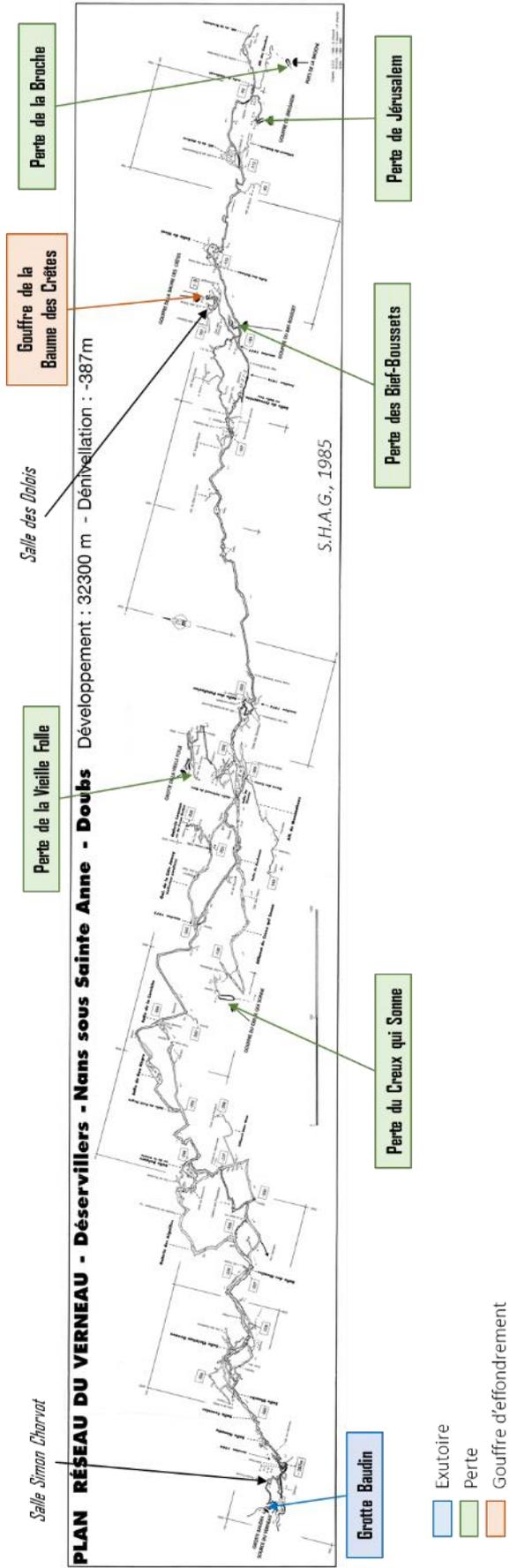


Figure 50 : Plan du réseau souterrain du Verneau et localisation des pertes et salles utilisées lors de cette étude (S.H.A.G., 1985).

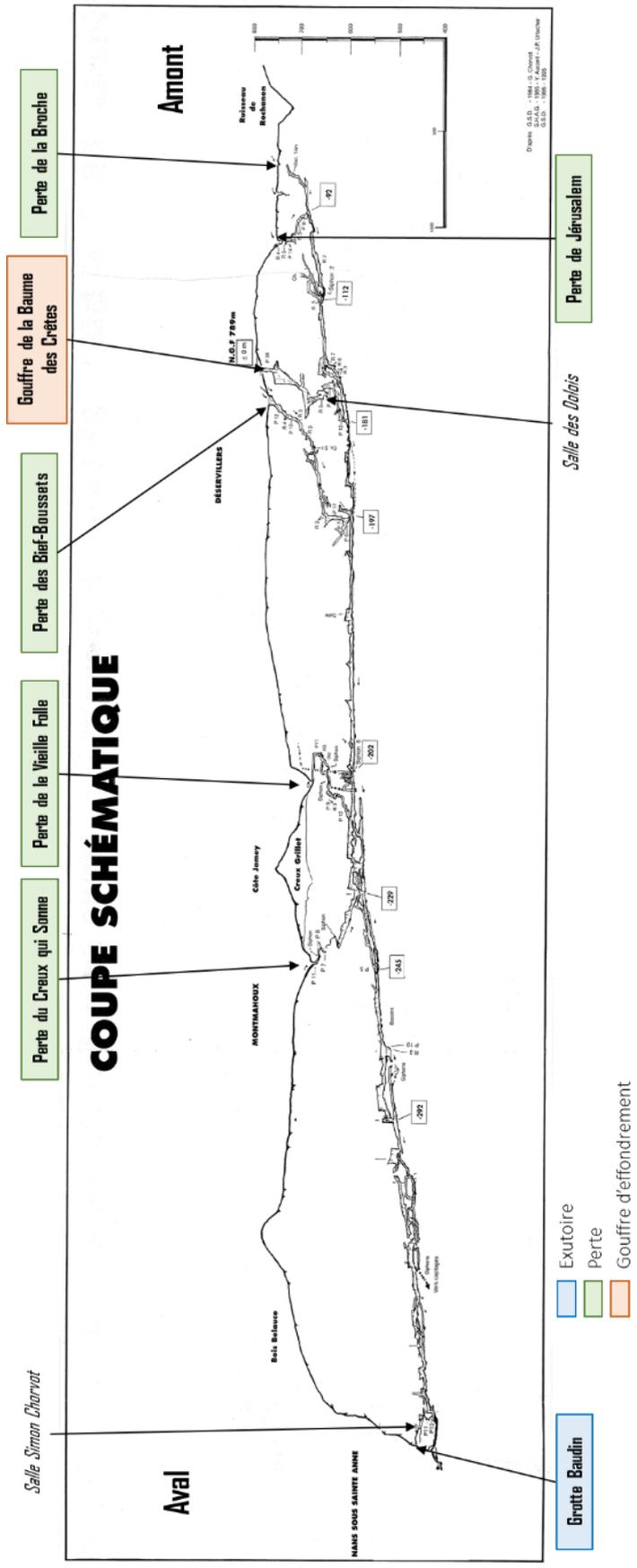


Figure 51 : Coupe du réseau souterrain du Verneau et localisation des pertes et salles utilisées lors de cette étude (S.H.A.G., 1985).

Incertitudes liées à la quantification des volumes érodés

Le calcul du temps d'érosion sous-entend de nombreuses étapes intermédiaires qui sont sources d'incertitude. Nous avons estimé que l'incertitude la plus importante était liée à l'étape du tracé manuel des niveaux d'érosion.

Incertitude liée au tracé des niveaux d'érosion

Le tracé des niveaux d'érosion a été effectué manuellement ce qui est source d'une incertitude forte. Les courbes de niveau utilisées lors du tracé des niveaux d'érosion, précises à 5m près ne permettent pas d'atteindre une précision du tracé supérieur à 2.5m près. De plus, les ruptures de pentes qui marquent les niveaux d'érosion très anciens sont peu marquées, le choix du tracé final est donc parfois arbitraire. Nous avons fait le choix de quantifier cette incertitude de deux manières complémentaires. Ces incertitudes interviennent au début de la méthode, nous les avons donc évaluées en termes de volume.

La première correspond à l'incertitude liée aux courbes de niveaux. C'est une incertitude qui touche principalement à l'horizontalité des niveaux d'érosion. Le tracé des niveaux d'érosion n'a pas pu être plus précis qu'à $\pm 2.5m$ en Z. Ainsi, le volume total calcul ne peut pas être plus précis qu'à $2.5m * Surface_{\text{étape de capture}}$ près (Tableau 11, Incertitude 1).

La seconde correspond à l'incertitude liée au choix arbitraire du tracé. Cette incertitude touche particulièrement les étapes de capture les plus anciennes, où les ruptures de pentes sont les moins marquées ou tout simplement effacées par l'érosion plus récente. Pour évaluer cette incertitude, nous avons choisi de tracer plusieurs possibilités et d'évaluer le volume total pour chacune. Nous connaissons alors la plage de variation de cette incertitude (Tableau 11, Incertitude 2).

Incertitude liée aux méthodes automatiques

Lors des différentes étapes décrites précédemment, certaines sont automatiques. C'est le cas de la rastérisation des niveaux d'érosion et du calcul de volume en lui-même mais aussi du tracé des bassins versants pour chaque étape de capture et du calcul de la surface de ces bassins versants. Ce sont finalement deux groupes méthodologiques similaires. Un calcul de *volume* avec d'abord une mise en forme automatique des données par rastérisation et un calcul de *surface* avec d'abord une obtention automatique des bassins versants.

On estime que l'incertitude du calcul automatique en lui-même est négligeable par rapport à la mise en forme ou à l'obtention automatique des données. Nous avons remarqué que nous n'obtenions pas une surface parfaitement plane suite à la rastérisation des niveaux d'érosions et ce sans que ce soit dû à l'incertitude liée au tracé des niveaux d'érosions. Le dernier niveau d'érosion, à savoir le niveau actuel, se retrouvait parfois en dessous du relief actuel, ce qui est impossible physiquement. Suite à ce constat, nous avons choisi de ne pas prendre en compte le niveau d'érosion actuel et de réduire le nombre d'étape de capture à deux par groupe.

Concernant, l'obtention automatique des bassins versants le problème de l'évolution du relief se pose. En effet, avant la capture du réseau hydrographique, le relief n'était pas ce qu'il est aujourd'hui. Et même si nous supposons que le relief a surtout évolué dans le sens de la hauteur. Négliger toute variation latérale des bassins versants reste une hypothèse forte qui comporte sa part d'incertitude.

Nous avons pu estimer l'incertitude liée à la rastérisation automatique des niveaux d'érosions en calculant le volume des niveaux d'érosion actuels pour chaque groupe. Puisque ces niveaux d'érosion étaient parfois en dessous même du relief, certains étaient négatifs. Nous avons estimé cette incertitude à $\pm 20\ 000\ m^3$. En revanche, nous n'avons pas pu estimer l'incertitude liée au tracé automatique des bassins versants, mais nous pensons qu'elle est du même ordre de grandeur. Cette

estimation confirme que l'incertitude liée aux méthodes automatiques est négligeable par rapport à celle liée au tracé des niveaux d'érosion (Tableau 11, Incertitude méthode).

Tableau 11 : Récapitulatif des incertitudes de l'étude géomorphologique quantitative en surface.

Groupe	Etape de capture	Incertitude liée au tracé des étapes de capture						
		(20 000 m ³) Incertitude méthode (%)	Incertitude 1 (m ³)	Incertitude 1 (%)	Incertitude 2 (m ³)	Incertitude 2 (%)	Incertitude somme (m ³)	Incertitude somme (%)
Creux-qui-Sonne	Niveau 1	0.1	5586703	17	4833874	16	10420577	33
	Niveau 2	1.6	790868	62			790868	62
Vieille Folle	Niveau 1	0.1	5181210	27	5635716	25	10420577	52
	Niveau 2 et 3	0.2	2998308	26			2998308	26
Biefs-Bousset-Dolois	Niveau 1	40.6	135085	274			135085	274
Jérusalem	Niveau 1	7.4	280970	104			280970	104
Broche	Niveau 1	3.3	405260	67			405260	67
Rochanon	Niveau 2	0.03	7469113	11			7469113	11
	Niveau 3	0.28	4042203	57			4042203	57

La totalité des informations nécessaires à la quantification des temps d'érosion nécessaire pour chaque étape de capture est résumée dans le tableau suivant (Tableau 12) :

Tableau 12 : Détails des calculs effectués pour obtenir le temps d'érosion par étape de capture pour tous les groupes.

Groupe	Etape de capture	Volume A (m ³)	Volume B (m ³)	Volume total (m ³)	volume surcreusé A (m ³)	volume surcreusé B (m ³)	volume surcreusé (m ³)	Volume érodé (m ³)	Masse érodée (tonne)	Surface BV (km ²)	Masse spécifique (tonne/km ²)	Taux d'érosion (tonne/km ² /an)	
												30	60
												Temps d'érosion (Ma)	Temps d'érosion (Ma)
Creux-qui-Sonne	Avant	1578982695	1545265817	33716878	149741064	148015851	1725213	30722127	82949743	4	19645249	0.7	0.3
	Après	222575455	221305917	1269538				1269538	3427753	2	2205317	0.07	0.04
Vieille Folle	Avant	1406941370	1374743334	353275389	737774501	728152748	9621754	22576283	60955963	3.7	16660251	0.6	0.3
	Après	745107929	733601723	11506206				11506206	31066756	3.6	8638880	0.3	0.1
Biefs-Bousset-Dolois	Après	42247353	42198071	49282				49282	133061	0.3	470916	0.02	0.008
Jérusalem	Après	87891279	87619819	271460				271460	732942	0.4	2024920	0.07	0.03
Broche	Après	126465879	125860952	604927				604927	1633303	0.8	2082440	0.07	0.03
Rochanon	Avant	2421317237	2344458244	76858993			7927115	68931878	186116071	4	45865282	1.5	0.8
	Après	649980703	642929975	7050728				7050728	19036966	4	5244470	0.2	0.1

Acquisition du fond de carte sur le terrain

L'acquisition s'est faite au scanner, en une seule fois pour chaque salle. L'acquisition 3D comprend différentes scènes de scan qui comprennent chacune une certaine partie de l'espace et qu'il faudra par la suite assembler. Afin de faciliter l'assemblage des scènes, une technique consiste à déposer des boules de taille connue sur chaque scène de scan lors de l'acquisition. D'une scène de scan à l'autre, au moins deux boules restent à la même position. Ce sont des points reconnaissables et fixes [Jaillet et al. 2011].

Chaque scène comporte théoriquement 7 000 000 points, cela suppose que tous les rayons lasers envoyés par le scanner ont rebondi sur une surface réfléchissante et sont revenus au scanner avec l'information de la distance. Cependant, certaines surfaces comme les flaques d'eau absorbent tous les rayons lasers. Les rayons ne sont alors jamais renvoyés et cela fait autant de points qui ne sont pas comptés dans le fichier final. Le nombre de points réellement contenu dans chaque fichier de la salle varie donc en fonction du nombre de scènes réalisées et de la réflectance des surfaces dans la salle (Tableau 13).

Tableau 13 : Résumé du nombre de points aux différentes étapes de l'acquisition du nuage de point pour les deux sites d'études souterrains.

	Nombre de scènes	Nombre théorique de points	Nombre réel de points
Amont	36	252 000 000	200 000 000
Aval	50	350 000 000	300 000 000

Traitement du nuage de point

La majeure partie du traitement du fichier final consiste à assembler les différentes scènes puis à les nettoyer. La suite du traitement dépend de ce que l'on souhaite obtenir à la fin. Ici, nous voulions obtenir un MNT de 1cm de résolution du sol de chaque salle.

Chaque tâche se réalise sur un logiciel spécialisé. L'assemblage des scènes s'effectue sur le logiciel *Scène*, le nettoyage sur le logiciel *3D Reschaper* et l'obtention du MNT se fait sur le logiciel *Cloud Compare*.

Assemblage sur Scène

Pour assembler les scènes de scan, il est d'abord nécessaire de sélectionner les sphères sur chaque scène. La taille des sphères utilisées a été calibrée au préalable, ainsi le logiciel les reconnaît plus facilement. L'assemblage se fait de manière automatique par "best-fit" [Jaillet et al. 2011]. L'imprécision totale suite à l'assemblage des scènes est de quelques mm (Tableau 14), ce qui est peu.

Tableau 14 : Imprécision après assemblage automatique des différentes scènes pour les deux sites d'études souterrains.

	Imprécision (mm)
Amont	9
Aval	7

Pour continuer, il est nécessaire d'exporter les données en un fichier XYZ qui contient les coordonnées de tous les points. Seuls ¼ des points est conservé afin d'alléger le fichier exporté.

Nettoyage sur 3D Reshaper

Le nettoyage consiste à supprimer les boules et dans mon cas, à retirer le plafond des salles étudiées. Pour cela, le plus simple est de créer ce qu'on appelle un "plan de clipping", c'est-à-dire un plan de 51cm de largeur que l'on peut déplacer le long du volume 3D avec un pas de 50cm. Seul ce qui est contenu dans le plan est affiché à l'écran. Il ne reste plus qu'à sélectionner les boules manuellement le plus proprement possible et à les supprimer. Le nettoyage du plafond s'effectue de la même façon (Figure 52).

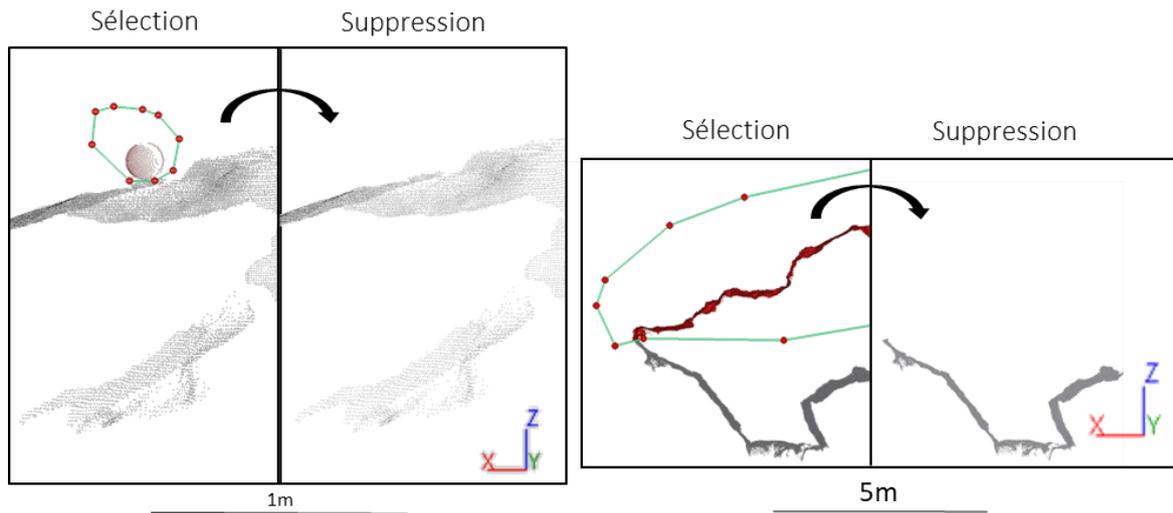


Figure 52 : Nettoyage manuel des boules et du toit du nuage de point.

Après ce nettoyage, une grande quantité de point a été retiré (Tableau 15).

Tableau 15 : Nombre de points final du nuage de point pour chaque site d'étude souterrain.

	Nombre de points après nettoyage
Amont	25 442 921
Aval	87 987 381

Rastérisation sur Cloud compare

La précision choisie pour le MNT est de 1cm. Pour ce travail, nous n'avons pas besoin d'une précision supérieure.

Evolution du réseau hydrographique

Nous nous sommes concentrés sur un élément qui appartient au terrain d'étude, une grande dépression de pied de versant. Elle se devine sur la carte géomorphologique (4.1.1) et sur le terrain. Une rapide analyse pétrologique réalisée en surface nous fait penser que cette dépression de pied de versant était connectée aux crêtes du Faisceau Salinois via les vallées sèches (5.1.1.1). Nous avons cherché à comprendre sa mise en place et la relation qui existe avec le réseau du Verneau. Plusieurs hypothèses sont envisageables mais nous présenterons seulement les deux les plus probables.

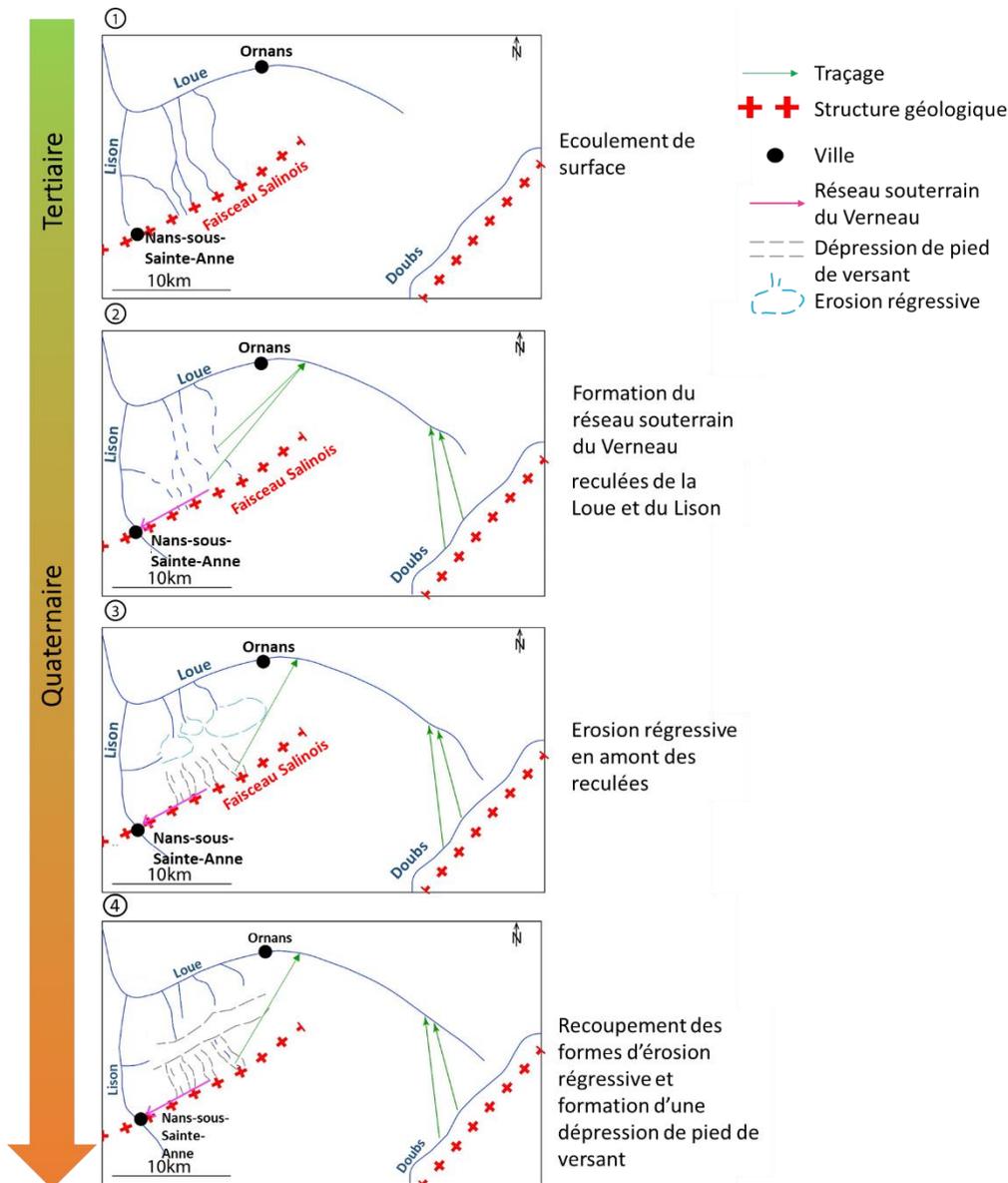


Figure 53 : Hypothèse 1 quant à la mise en place de la dépression de pied de versant.

Selon la première hypothèse (Figure 53), le réseau hydrographique tel que nous le connaissons aujourd'hui est déjà presque en place depuis le Tertiaire (Pliocène) [Bienfait 1991]. Avant la mise en place du réseau souterrain du Verneau au Quaternaire, l'eau s'écoule en surface depuis les crêtes du Faisceau Salinois jusqu'à la Loue au Nord (Figure 53, 1). La capture du réseau hydrographique s'est faite petit à petit. Des reculées de la Loue et du Lison s'enfoncent vers le Sud par érosion régressive [Jaillet 2000] et grignotent le plateau d'Amancey (Figure 53, 2). Finalement, les têtes de ces reculées karstiques se regroupent le long du versant du Faisceau Salinois, formant une dépression de pied de versant (Figure 53, 3 et 4).

Selon la deuxième hypothèse (Figure 54), le réseau hydrographique était complètement structuré par la géologie locale et l'eau s'écoulait au sien des axes de failles ou de plis. C'est le cas encore aujourd'hui du Doubs qui suit l'axe d'un anticlinal. Au niveau du Faisceau Salinois, les cours d'eau qui proviennent de la crête alimente une rivière au pied du versant (Figure 54, 1). Puis, un drainage souterrain se met en place et capture l'eau de surface au fur et à mesure (Figure 54, 2). La Loue et le Lison commencent à reculer par érosion régressive et capture définitivement l'eau de la rivière au pied du versant du Faisceau Salinois (Figure 54, 3). Finalement, à partir du Quaternaire, le réseau souterrain du Verneau se met en place et capture définitivement le réseau hydrographique (Figure 54, 4). Dans ce cas, la dépression de pied de versant étudiée est une vallée asséchée qui signe la structure primaire du réseau hydrographique du terrain d'étude.

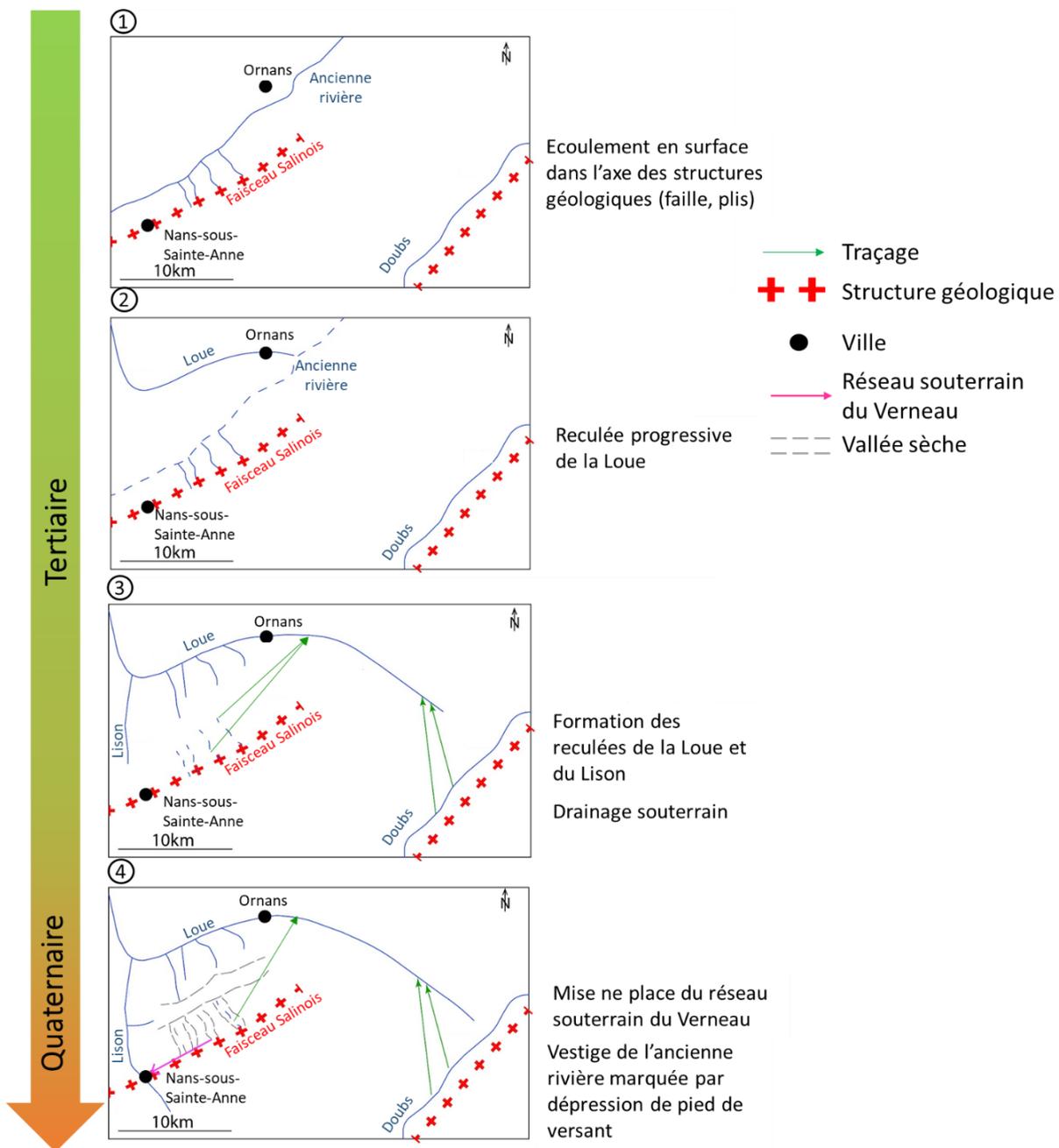


Figure 54 : Hypothèse 2 quant à la mise en place de la dépression de pied de versant.