



**HAL**  
open science

## **Saint-Martin-sous-Montaigu (71640) La Mourandine, les Vignes du Château Beau, parcelle Size Rapport de fouille programmée 2017**

Didier Cailhol, Christian Hoyer, Harald Floss, En Mars

► **To cite this version:**

Didier Cailhol, Christian Hoyer, Harald Floss, En Mars. Saint-Martin-sous-Montaigu (71640) La Mourandine, les Vignes du Château Beau, parcelle Size Rapport de fouille programmée 2017. 2017. hal-01838779

**HAL Id: hal-01838779**

**<https://hal.science/hal-01838779v1>**

Preprint submitted on 2 Aug 2018

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

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

**Saint-Martin-sous-Montaigu (71640)**  
**La Mourandine, les Vignes du Château Beau, parcelle Size**

**Rapport de fouille programmée 2017**  
**Annexe géomorphologique et géo archéologique**

Coordination scientifique : Harald Floss

Responsable scientifique adjoint de la fouille, direction technique : Christian Hoyer



**Didier Cailhol<sup>1</sup>, Christian Hoyer<sup>2</sup> et Harald Floss<sup>2</sup> en mars 2018**

1 EDYTEM, Université de Savoie, UMR 5204 CNRS, Pôle Montagne, 73376 Le Bourget-du-Lac

2 Abteilung Ältere Urgeschichte und Quartärökologie  
Institut für Ur- und Frühgeschichte und Archäologie des Mittelalters  
Eberhard Karls Universität Tübingen

Burgsteige 11  
72070 Tübingen

Allemagne

harald.floss@uni-tuebingen.de

+49 (0) 7071 29 78916

## Préface

Suite à l'avis de la Commission Territoriale de la Recherche Archéologique, nous fournissons, par la présente, un rapport annexe au rapport de fouille du site gravettien « Saint-Martin-sous-Montaigu, La Mourandine, 2017 » comportant une analyse géomorphologique pour apprécier la conservation du/des niveaux archéologique(s). Il est nécessaire de tester si la concentration de vestiges, rencontrée en 2016 et en 2017, est d'origine purement anthropique ou bien si de facteurs géologiques ont influencés la répartition des vestiges. L'exemple de Solutré, un site à certains égards bien similaire à celui de Saint-Martin, rappelle à la prudence, car les analyses géomorphologiques (Kervazo et Konik 2002 ; Sellami 2002) ont pu rendre probable un impact des sols colluviaux et de phénomènes de brassage sur les assemblages anthropiques. Cependant, le terrain de Saint-Martin se distingue clairement de celui de Solutré par un degré peu élevé de l'inclination de pente qui s'élève à Saint-Martin, au niveau du niveau archéologique principal, à seulement 3 à 4 ° (voir intra, fig. 21), tandis qu'à Solutré l'inclination est beaucoup plus importante (compare figure 1 et figure 2).

Ce rapport annexe comporte aussi bien d'observations géomorphologiques générales de la Vallée des Vaux autour du site de Saint-Martin que d'observations issues de nos fouilles de 2016 et 2017. On peut également inclure d'observations précieuses de notre sondage de 2009 qui se situait dans une zone de périphérie du site. D'autres informations importantes sont issues d'une expertise géologique traitant le secteur de Mercurey et de Saint-Martin dans le cadre d'une étude s'intéressant au terroir viticole (Sigales 2008).

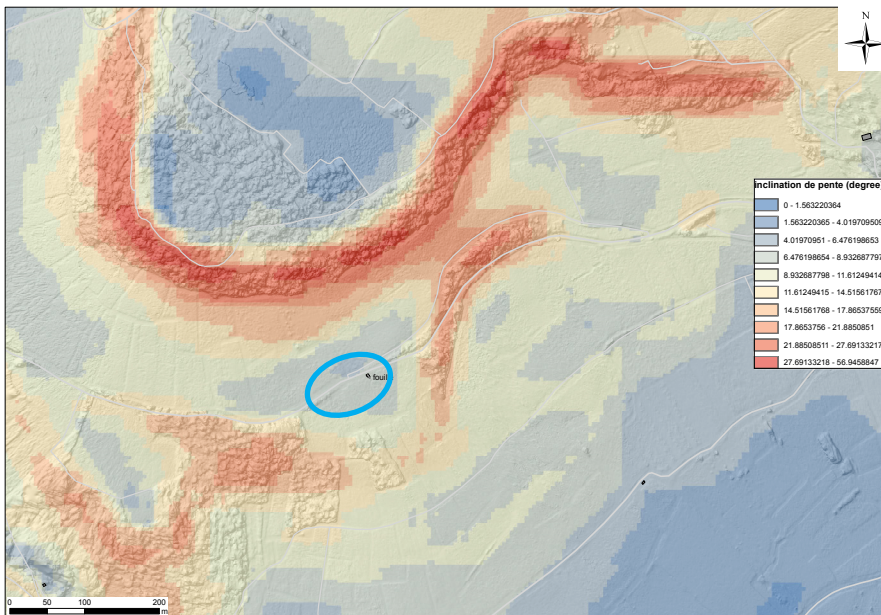


Figure 1 : Inclination de pente du site de la Mourandine à St. Martin-sous-Montaigu (zone gravettienne en bleue) (Dates de base : IGN France, SIG : Hoyer)

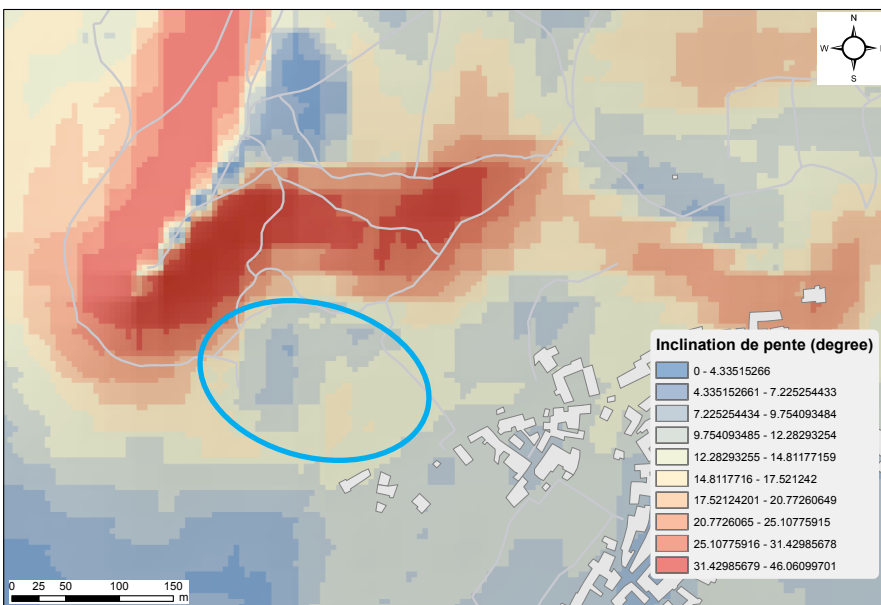


Figure 2 : Inclination de pente du site de Solutré (zone archéologique en bleue) (Dates de base : IGN France, SIG : Hoyer).

# Étude géomorphologique de la Vallée des Vaux, Château Beau et du site de la Mourandine, Saint-Martin-sous-Montaigu

## Introduction

En complément du travail de fouilles archéologiques conduit sur le site de la Mourandine et des Vignes du Château de Beau, un travail d'étude géomorphologique sur la vallée des Vaux et la bordure de la Côte chalonnaise vient contextualiser les paysages rencontrés actuellement dans la vallée des Vaux et plus particulièrement sur le versant exposé au sud de la cuesta où se trouvent les sites de fouilles.

Cette étude replace en premier lieu, le contexte géologique du Fossé bressan dans les évolutions du rifting ouest européen au cours du Cénozoïque. À partir de l'analyse spatiale des dépôts glaciaires et fluvio-lacustres, les conséquences dernières glaciations du Pléistocènes sur la vallée sont ensuite discutées. La troisième partie aborde le contexte géologique et géomorphologique dans le versant entre Saint-Jean-de-Vaux et Saint-Martin-de-Montaigu, avec la description des composants et des dynamiques en jeu. La quatrième partie discute des observations et notamment des évolutions du versant au regard des fouilles archéologiques.

La méthodologie employée s'appuie sur les prospections de terrain réalisées en 2016 et la documentation recueillie à cette occasion. L'analyse cartographique et spatiale, les évolutions des contextes géologiques et géomorphologiques ont fait l'objet d'un travail spécifique à partir d'une large bibliographie issue de la géologie structurale, de la glaciologie, de l'hydrogéologie et de la géomorphologie.

Ces données ont été confrontées avec les travaux archéologiques conduits par l'Université de Tübingen sous la responsabilité d'Harald Floss pour venir compléter la contextualisation des travaux de recherches.

## 1 Éléments de contexte

Le site de La Mourandine, situé dans la partie occidentale de la commune de Saint-Martin-sous-Montaigu, fait l'objet depuis 2016 d'une reprise de fouilles archéologiques conduites par Harald Floss et son équipe de l'Université de Tübingen. Située en rive droite de l'Orbise, affluent de la Saône, les fines bandes de terrains secondaires majoritairement calcaires qui fixent les paysages, appartiennent à la Côte chalonnaise. Ils descendent en gradins réguliers depuis les granites de la bordure du Massif central en direction de la grande plaine de la Saône.



Figure 3 : Vue panoramique de la vallée des Vaux et de la cuesta de Mellecey. Photo : Didier Cailhol.

## 2 Présentation géographique

### a Le contexte régional du pied de Côte Chalonnaise

Du point de vue géographique, cette partie de la Côte Chalonnaise est rattachée au segment de la Bresse chalonnaise où elle constitue une partie de la bordure occidentale du Fossé bressan. Le gradient d'altitude est faible. Les crêtes culminent vers 400 m NGF, tandis que la Saône, dans sa traversée de Chalon-sur-Saône, s'écoule à l'altitude de 174 m NGF. Les paysages se rattachent à l'ensemble des côtes et terrasses du Chalonnais. Ces entités sont caractérisées par des niveaux étagés avec en position haute, les ensembles calcaires constitués de pelouses arides et aux escarpements marqués. En dessous, les marnes et les colluvions sont à l'origine des pentes adoucies qui se déploient en direction du Val de Saône.

### b Présentation géologique

Du point de vue géologique, la Côte chalonnaise est constituée :

- À l'Ouest, des séries triasiques et des calcaires du Jurassique moyen qui affleurent à l'Ouest, au contact du socle cristallin ;
- À l'Est, les calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé, s'ennoient sous les formations tertiaires du Fossé Bressan.

Les différents ensembles calcaires sont compartimentés par des réseaux de fractures très denses, verticales ou à fort pendage en direction de l'Est. Ils sont principalement orientés nord-sud à nord-est – sud-ouest, ce qui imprime sur les paysages, des morphologies en forme de lanières. Les compartiments calcaires s'affaissent en direction de l'Est avec des pendages compris entre 15 et 20° en direction du sud-est (Gélard & al., 1983).

Ces ensembles de calcaires mésozoïques se prolongent en direction du Nord.

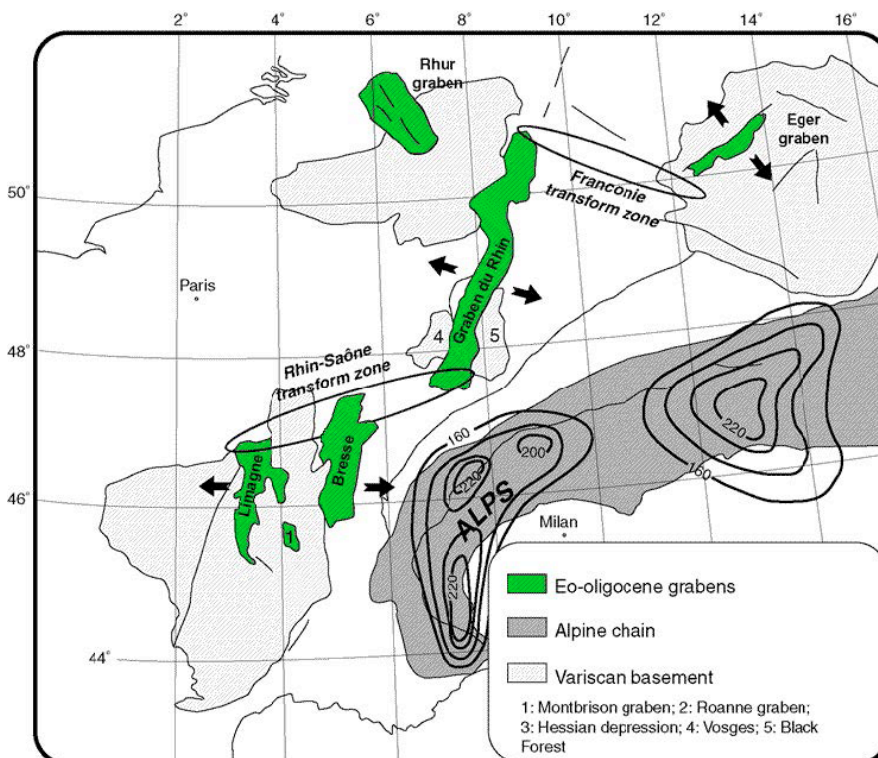


Figure 4 : Extrait de la carte géologique de la Côte chalonnaise et de la bordure occidentale du Fossé bressan. Source : Infoterre BRGM.

Légende de la carte :

E.K.J	Formations quaternaires d'âge indéterminé -E:Eboulis -K:Epanchages -J:cônes de déjection
m4C	Conglomérat calcaire de de St Pierre de Lanques
m3-g3	Argiles à silex et sables remaniés deVerchizeuil
g2-e1	Argiles à silex et sables de Blany
J8-7	Kimméridgien- faciès Séquanien ; calcaires (>100 m)
J6b-J6a	Oxfordien- faciès Rauracien ; calcaires de Sommére- calcaires de Lévigny
J5	Oxfordien- faciès Argovien ; alternances calcaires-marnes
J4-3	Oxfordien inférieur-Callovien ; marno-calcaires et marnes
J2cC-J2cM	Bathonien supérieur ; calcaires de la Dalle nacrée et marnes à pholadomyes
J2b	Bathonien moyen ; calcaires avec changements de faciès
J2a-1c	Bathonien inférieur, Bajocien inférieur ; calcaires à entroques et polypiers
J1b-16b	Bajocien inférieur et moyen - Aalénien supérieur ; calcaire à entroques et polypiers
16a-4	Aalénien inférieur-Toarcién-Piensbachien ; marnes Sinémurien, Hettangien
13	Sinémurien s.l. ; calcaires à gryphées et autres calcaires
12-tA	Hettangien-Rhétien-Trias supérieur ; calcaires, argiles, gypse, dolomie
tG	Trias gréseux
h	Conglomérats, schistes et calcaires du Houiller
hSr	Complexe de tufs et rhyolites houillers
g3	Micogranites

### c Le contexte tectonique



Une tectonique complexe et intense affecte cette partie de la Bresse chalonnaise. Au cours du Cénozoïque, l'installation d'une marge passive dans le contexte du rifting ouest européen a eu pour conséquence la mise en place de fossés effondrement. À une échelle plus régionale, ces phénomènes sont liés aux évolutions du rift du Massif Central au cours du paléogène jusqu'au Néogène avec l'installation du Fossé bressan, de la Limagne qui se poursuivront ensuite, avec les phases tectoniques de la zone transformante Rhin – Saône qui affectera aussi la morphologie de ces ensembles.

Figure 5 : Carte de localisation du Rift Ouest-européen. Le fossé de la Bresse dans sa partie nord, est affecté par les processus d'extension oligocènes et les mouvements décrochants liés à la zone transformante Rhin – Saône. (Carte : Michon, 2000)

Les principales phases de cette tectonique démarrent à partir de l'Eocène, avec la mise en place de systèmes de failles décrochantes du fait de la collision des plaques Apulie et Ibérique contre l'Europe.

À l'Oligocène, les évolutions se poursuivent avec des phases d'effondrement importantes du fait d'un contexte de rifting en extension. Ces événements sont à l'origine de la fracturation méridienne bien marquée, ainsi que celle de direction N150°E qui oriente les gradins et les pendages en direction du sud-est où circule actuellement le cours de la Saône.

Au cours du Miocène, le mouvement de subsidence fait rejouer les failles normales installées préalablement et contribue à l'exhaussement du Massif central. Des fractures de directions N60°-N70°E résultent des phases décrochantes associées à ces mouvements, avec l'installation d'un système de bassins sédimentaires de type pull apart (bassins en extension liés aux mouvements longitudinaux lors des évolutions du Rift). Ces mouvements tectoniques vont installer principalement des structures de Riedel avec des mouvements combinés, orientées N 15-20°E et N 40-45°E, qui structurent l'organisation des faisceaux et séparent des unités moins affectées par la tectonique. (Ziegler 1982, Debrand-Passard & al., 1984).

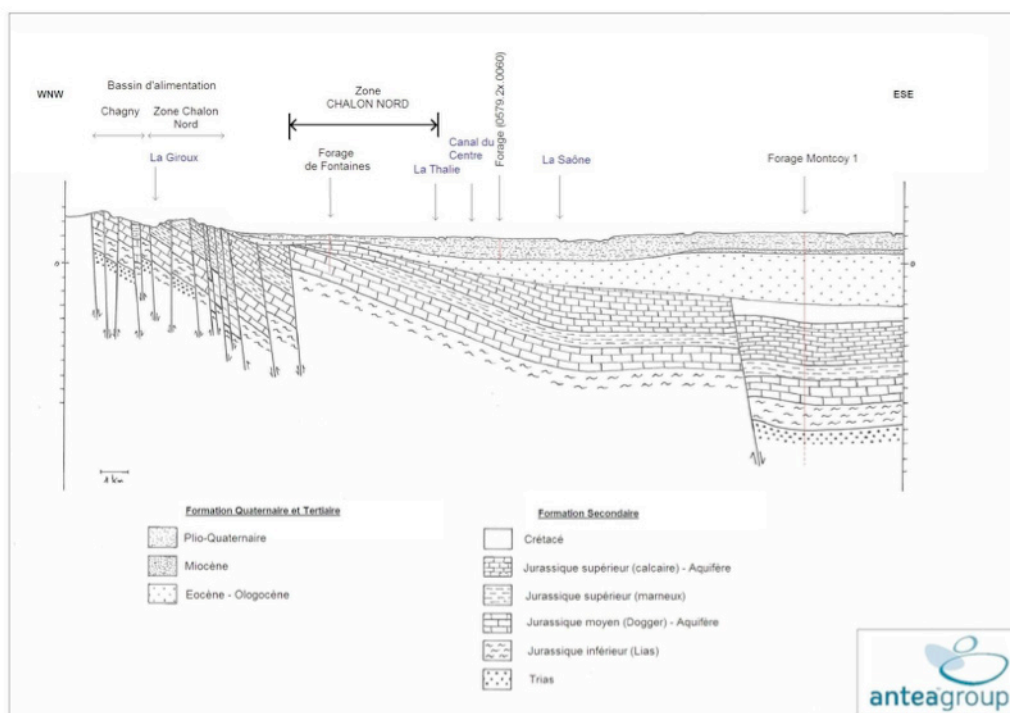


Figure 6 : Coupe géologique de la région au sud de Chagny. On observe la structuration des différents gradins d'effondrement et les compartimentages liés aux systèmes de failles. Les différents ensembles calcaires sont recouverts vers l'Est par les dépôts sédimentaires installés au cours de l'évolution du bassin. Le forage pétrolier de Montcoy 1 a recoupé l'ensemble de la série du Pliocène au Trias. Il permet de rendre compte des structures géologiques dans la partie centrale. Le toit des calcaires du Jurassique a été recoupé à 636 m de profondeur, sous le Crétacé qui n'a pas été entièrement érodé contrairement aux bordures du fossé Bressan. (Depardon S., Soncourt E., 2012).

#### d Les remplissages sédimentaires

Ce contexte tectonique a contribué à l'installation d'un gradient d'altitude accompagné de fortes érosions différentielles liées au contexte climatique humide et chaud de cette période. Cela a conduit à des épandages importants de matériel détritique depuis les contreforts du Massif central en direction du Fossé Bressan (Debrand-Passard, Courboulex & al., 1984).

De l'Éocène jusqu'au Pliocène, le bassin de la Bresse se remplit de sédiments détritiques, lacustres, lagunaires ou marins pendant que les bordures s'érodent. La dépression est entretenue par subsidence durant toute cette période, les failles normales et donc l'extension continuent à fonctionner.

Au Pliocène, la Bresse est une grande cuvette occupée par un lac où se déposent les marnes de Bresse, entrecoupées de niveaux sableux et graveleux, provenant des Alpes au Sud, de l'ancien Doubs au Nord et des cours d'eau descendant des plateaux de la bordure Ouest.

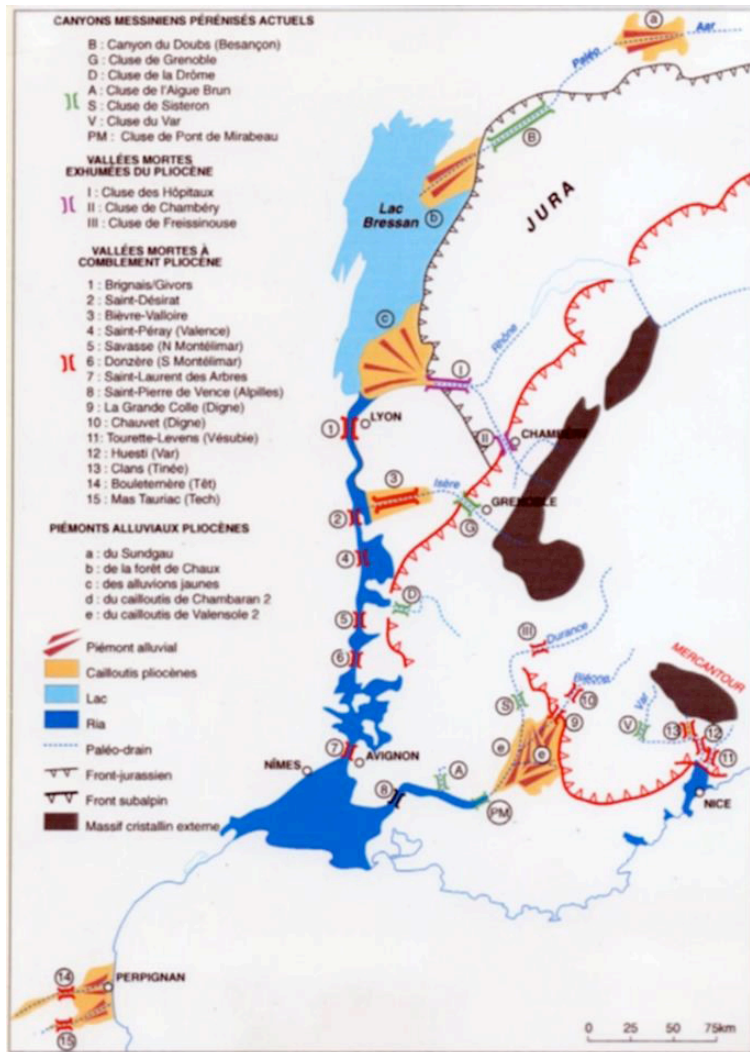


Figure 7 : Carte de l'extension de la Ria pliocène du Rhône et du contexte géomorphologique lors de la transgression intervenue à cette période. (Carte d'après Clauzon 1999).

## e Les dernières périodes glaciaires du Pléistocène

L'influence des glaciations alpines et de la calotte jurassienne vont se faire sentir de manière conséquente dans le Fossé bressan et la Côte Chalonnaise au cours du Pléistocène moyen et terminal.

Au niveau du Fossé bressan, au cours du Riss ancien (450 000 – 280 000 ans), l'importance du glacier rhodanien amène lors de son extension maximale, l'installation d'une obturation glacio-lacustre au niveau des Dombes, (Mandier 1988).

Fleury et Monjuvent indiquent des niveaux lacustres qui se situent à 230 m, puis 225 – 220 m et 215 – 210 m NGF, (Fleury, Monjuvent, 1984). Clair évoque également le barrage glaciaire au niveau de Lyon au Pléistocène moyen avec un niveau lacustre qui se situe à une altitude à 220 m NGF. Son travail s'appuie plus particulièrement sur l'analyse des structures sédimentaires de la rive droite du Fossé bressan (Clair, 1976). Ces dépôts sédimentaires se retrouvent dans le secteur « des Champs renard » sur la commune de Saint-Martin-sous-Montaigu, où ils constituent de vastes replats dans le paysage entre les cotes 220 et 230 m NGF. L'abaissement des niveaux lacustres, liées aux variations climatiques de cette période, est bien visible au lieu-dit « les Champlains » sur la commune de Mellecey avec une terrasse installée à 205, 202 m NGF. Ailleurs, d'autres niveaux de dépôts fluvio-lacustres sont également reconnus aux altitudes 202 – 203 m NGF, principalement sur la rive droite de la Saône, de part et d'autre de la Côte chalonnaise (Astrade, 1996). Ils sont également cartographiés sur l'autre rive de la Saône, près de Villevieux au débouché de la Seille dans le Fossé bressan.



La disparition du barrage glaciaire de Lyon et les reculs de la langue du glacier du Rhône lors du Riss récent, amènent à un profond ravinement dans les structures sédimentaires du Fossé bressan. Cela entraîne un abaissement du niveau de base locale avec l'installation d'un nouveau gradient hydrogéologique. Les observations actuelles de tels épisodes, tant sur les grands inlandsis canadiens qu'en haute montagne, montrent en général un aspect soudain et de grande ampleur de ces phénomènes, avec des effets de ravinements et de transports sédimentaires intenses sur les ensembles paysagers (Robitaille et al., 1995, Ravel, 2009). Ainsi, à la suite de cette phase érosion l'altitude au niveau de Lyon est à la cote 178 m NGF au Pléistocène sup (Mandier, 1984).



Figure 8 : Paléo-géographie Alpes du Nord, du Jura et du Fossé bressan, lors du Riss récent. Document cartographique S. Couetterand. (Couetterand 2010).

### 3 Le contexte du site de Saint-Martin-sous-Montaigu



Figure 9 : Vue du site de fouille de la Mourandine et du village de Saint-Jean-de-Vaux. Photo : Didier Cailhol.

#### a Le contexte géologique et géomorphologique

Les calcaires Bajocien et du Bathonien sont bien marqués dans le paysage par leur parois rocheuses. Ils sont affectés par des processus d'altération par fantômisation (Bariquant et al., 2012, 2014, Cailhol et al., 2012, Cailhol, 2014, 2016, Durllet et al., 2000). Au niveau des escarpements, l'érosion met au jour des petites cavités et des corridors qui se développent suivant les axes de diaclases. Lorsque le front d'altération s'interrompt, les calcaires sont que partiellement attaqués et la structure des couches reste en place dans l'altérité résiduelle. Ces structures ont été particulièrement remaniée lors des phases froides du Pleistocène et vont produire un important matériel cryoclastique à l'origine du tablier de colluvions



Figure 10 : Extrait de la carte géologique pour le débouché de la vallée des Vaux et le secteur de la Mourandine. Il figure également les couloirs de colluvions et les terrasses de l'Orbise. Source Infoterre, BRGM, infographie Didier Cailhol.

emballées dans les argiles issues des altérites, qui est observé dans les parties hautes du versant.

Les replats visibles sur les sommets du Château Beau et du Châtelet sont liés à des faciès marneux présents entre les niveaux du Bajocien et du Bathonien et entre ceux du Bathonien inférieur et du Bathonien supérieur.

Si la morphologie de la cuesta est avant tout structurée par le contexte tectonique décrit supra, les paysages actuels sont à mettre en relation avec l'incision du cours de l'Orbise en direction de l'est. Le régime hydrologique lié à son bassin d'alimentation avec la tête sur les terrains imperméables du Lias du secteur de Chatel-Moron, a amené à l'individualisation du relief formé par le Château-Beau et le Châtelet. Le processus d'isolement a été renforcé par l'installation du ruisseau le Girox, qui s'écoule au nord-est en direction de Mercurey.

Sur le système de l'Orbise, un niveau de terrasse est conservé à la cote 260 m NGF, au lieu-dit les Prés-Saint-Jean à Saint-Jean-de-Vaux. Un autre est identifié en contre-bas du village de Saint-Martin-sous-Montaigu près du cimetière, à la cote 230 m NGF. La distance entre les deux terrasses est de 1900 m, la pente entre les deux structures est de 1,6%. Celle-ci correspond à une rivière avec un transport solide conséquent. En gardant ce niveau de pente, son prolongement compte tenu de la topographie, devait arriver en aval de Mellecey, vers le lieu-dit du « Moulin de Saint-Sulpice » à l'altitude de 200 m NGF. Cela correspond également à l'altitude basse du niveau du lac Bressan qui s'est formé à la suite de l'obstruction glaciaire, au niveau de Lyon, par le glacier du Rhône (Clair, 1976, Fleury, Monjuvent, 1984, Astrade, 1996). Ces terrasses sont des marqueurs du cours de l'Orbise lors de la période du Riss. L'incision s'est poursuivie ensuite, au cours du Wurm, en relation avec les variations des dynamiques d'écoulement de la Saône. Malheureusement, du fait de l'intensité des changements environnementaux, il ne reste pas, dans ce secteur, de marqueurs fiables pour apprécier les évolutions de la rivière. Les travaux de fouilles et les études réalisés sur le site de la Verpillère (Floss et al., 2013, 2014, 2015 et 2016) montrent que les occupations humaines du Paléolithique supérieur se trouvent autour de l'altitude 210 m NGF. Ce jalon permet de confirmer à cette période, le niveau de base hydrogéologique du secteur en-dessous de la cote 202 m NGF.

Actuellement, l'Orbise s'écoule à la cote 213 m NGF à l'entrée de Mellecey. La pente moyenne de la rivière est de 0,6%. Elle coule sur un niveau important d'alluvions récentes (dépôts holocènes) qui ont réhaussé l'altitude de son cours actuel en aval de Mellecey

## **b Les processus d'altération des calcaires**



*Figure 11 : Vue de l'état des parois rocheuses dans la partie haute des escarpements sous le Château de Beau. L'altération des calcaires favorise les processus de gélifraction et l'alimentation des tabliers de colluvions. Photo : Didier Cailhol.*

Des niveaux d'argile très rouge se retrouvent au fond des poches avec en abondance des matériaux néo formés (goethite, hématite).

Les marques des processus d'altération se retrouvent aussi sur les parois. Avec l'évacuation de l'altérite, des anneaux de Liesegang de couleur rosée sont bien visibles au niveau des épontes.

La couleur rosée au niveau des épontes provient de la décalcification des roches calcaire qui s'accompagne de la concentration du fer (hématite) et d'un niveau important de silicate d'alumine dans les argiles.

Le produit de cette altération est évacué bien plus tard, dès que s'installent des processus d'érosion à partir des circulations d'eau ou des actions météorologiques.



Figure 12 : Vue du pied de l'escarpement sous le Château de Beau. L'altération par fantômisation est à l'origine des petites cavités rencontrées ici. On remarque au niveau des épontes, les anneaux de liesegang et les précipitations de couleur lie de vin. Photo : Didier Cailhol .

### c Les profils des pentes.

Des pentes faibles, de l'ordre de 10 à 15 % témoignent de mouvements lents de solifluxion dans un contexte de faible énergie.



Figure 13 : Vue de la terminaison de la cuesta et des pentes du versant entre les villages de Saint-Jean-de-Vaux et Saint-Martin-de-Montaigu depuis le site de la Mourandine. Photo : Didier Cailhol.

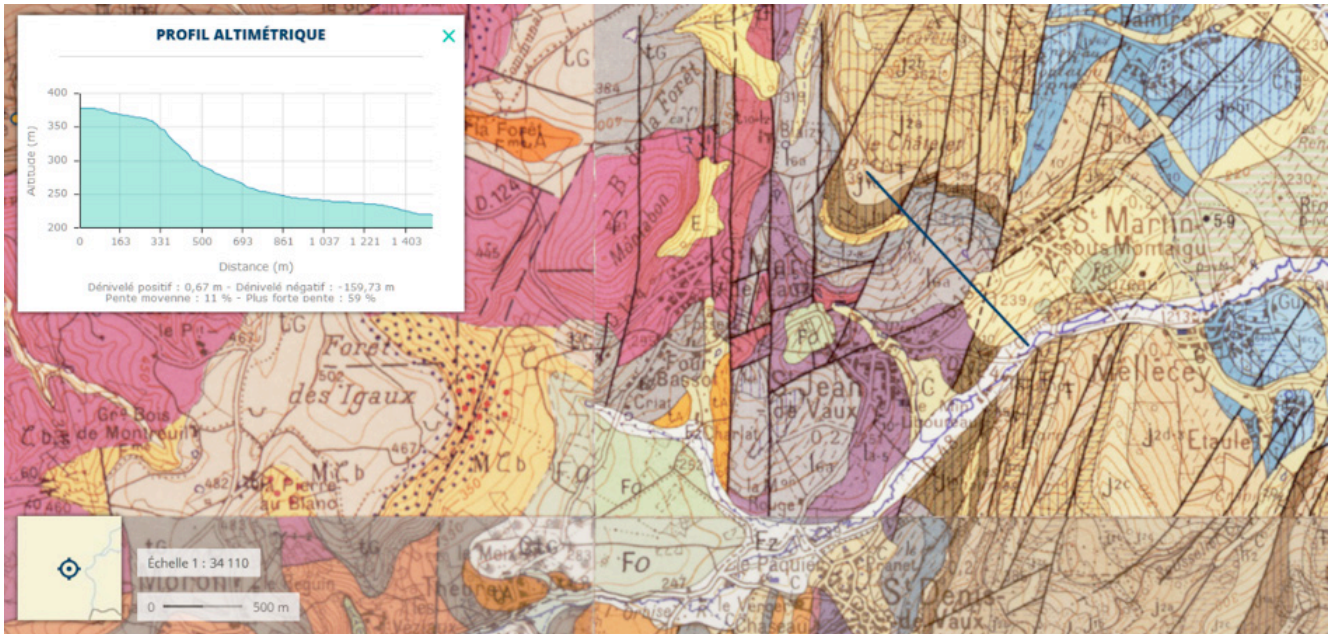


Figure 14 : Vue du profil de pente du versant dans le contexte géologique. L'axe du profil de direction sud-est – nord-ouest, passe par le site de la Mourandine et se termine au sommet du Château de Beau. L'axe est repéré par le trait de couleur bleue. Sources : géoportail IGN, Infoterre BRGM.

Le versant est particulièrement installé sur une pente d'équilibre en-dessous de la cote d'altitude 300 m NGF. Des ruptures de pentes (knick points) sont observées par endroits, elles correspondent à des phénomènes d'érosion régressive et de processus d'érosion différentielle qui s'installent localement. Les opérations de géoradar réalisées lors de la reconnaissance de 2009 et le travail d'analyse spatiale à partir du MNT haute résolution, montrent bien les variations des niveaux de pente dans le versant, avec plus particulièrement la zone de replat où se situent les opérations de fouilles (Floss 2009, Hoyer 2017). Cet emplacement a constitué une surface d'atterrissement pour les matériaux venus des niveaux calcaires au-dessus. Les structures géologiques rencontrées lors des sondages de 2016 et 2017, les montrent bien installées à ce niveau (Floss et al, 2016, 2017).

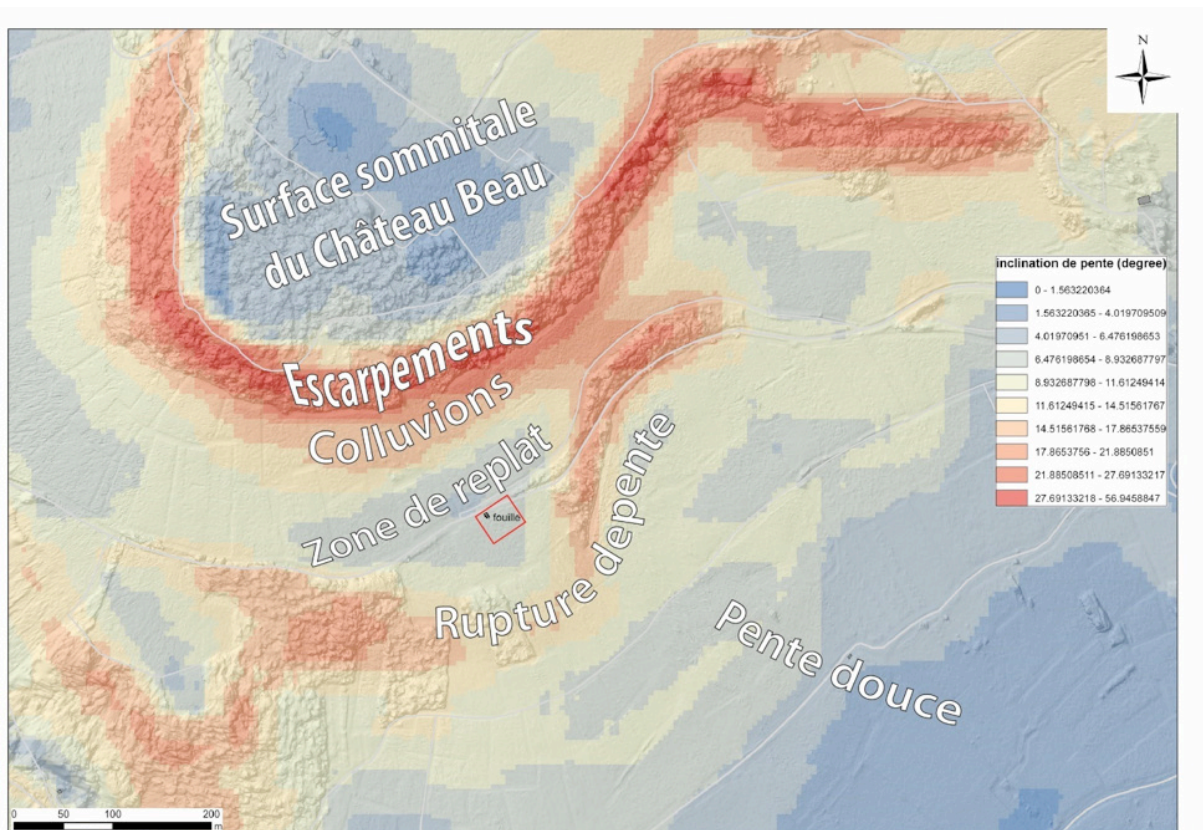


Figure 15 : Modèle numérique de terrain à haute résolution des niveaux de pente depuis le sommet du Château de Beau jusqu'au cours de l'Orbise. Le site de la Mourandine est identifié dans le petit rectangle rouge. MNT : Christian Hoyer, Infographie Didier Cailhol.

## d Les formations de versant

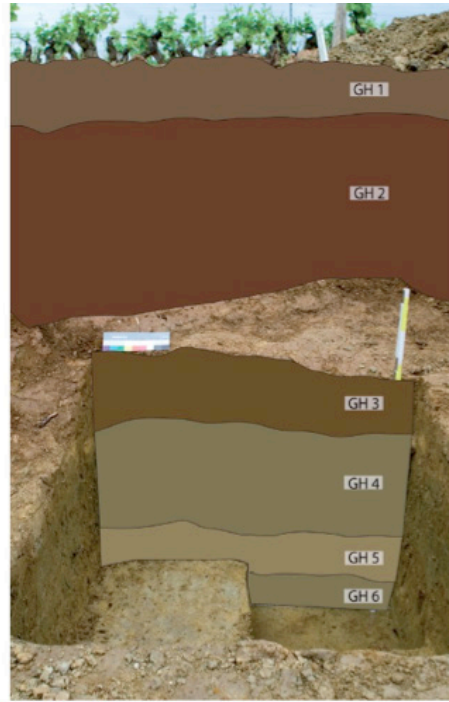


Figure 16 : Stratigraphie des séquences de colluvions puis des marnes dans le sondage N°1 de la parcelle N°9 fouillée en 2009. Source (Floss et al., 2009).

du rapport, le sondage N°1 effectué dans la parcelle cadastrale N°9, montre un horizon remanié par l'agriculture (actuellement de la vigne), c'est le niveau repéré GH1, il est très aéré sans toutefois mettre en évidence un horizon pédologique fonctionnel. Le niveau GH2 est constitué d'un matériel calcaire de forme anguleuses et de taille centimétrique à décimétrique, emballé dans un ensemble argileux de couleur brun clair. Ces niveaux de recouvrement proviennent de la cryoclastie et de l'altération des niveaux calcaire du Jurassique moyen, situés au-dessus dans les escarpements sous les sommets du Chatelet et du Château Beau. Les niveaux de GH3 à GH6 mettent en évidence le toit des marnes du Toarcien affecté par des processus d'éluviation et de bioturbation.

Au-dessus de la route, les marnes du Toarcien se retrouvent à l'affleurement, à quelques endroits. Elles sont, la plupart du temps, recouvertes par un tablier de colluvions constituées de clastes calcaires enrobées dans une matrice argileuse

Les versants sous la route, exploités actuellement par les vignes, sont constitués des niveaux de marnes micacées du Domérien inférieur. Celles-ci avaient été atteintes lors de l'opération de reconnaissance de 2009. À partir de la documentation photographique tirée



Figure 17 : Vue de la séquence stratigraphique dans le sondage N°2 de la parcelle N°9 réalisée lors de la fouille de 2009. Le manteau de colluvions est moins important que dans le sondage N°1 du fait de la position du sondage. La structure de l'horizon marneux se trouve clairement exprimé en-dessous. Source (Floss et al., 2009).

Les niveaux marneux étaient également bien visibles dans le sondage 2, au niveau des carrés repérés Qu 111/123 et Qu 112/123 (Floss, 2009), Ils sont situés à la cote 300 m NGF. Le profil met en évidence la couleur gris-bleu de ces dépôts et leur aspect compact sans influence, ici, des phénomènes d'éluviation.

Lors des opérations de 2016 et de 2017 sur la parcelle cadastrale N°4 où se sont tenus les sondages, du fait de la faible profondeur du matériel archéologique mis à jour, les niveaux de marnes n'ont pas été atteints.

La partie basse de la pente, à partir de l'altitude 245 m NGF, est constituée des calcaires à Gryphées et à Ammonites du Carixien, Lotharingien et Sinémurien (s,s) qui structurent le flanc du vallon, jusqu'à la cote 220 m NGF. Ils sont recouverts d'un niveau de colluvions récent.

## 4 Discussion

### a Au niveau de la cuesta de Mellecey – Saint-Martin-sous-Montaigu, Vallée des Vaux

L'étude géomorphologique met en évidence des reliefs bien installés dans la cuesta de Saint-Martin-sous-Montaigu lors de la période du Paléolithique supérieur. Les processus d'érosion et les mouvements de versant sont pour la plupart déjà installés à cette période. Des couloirs de colluvions se mettent en place au niveau de Saint-Martin-sous-Montaigu à l'est et à Saint-Jean-de-Vaux à l'ouest. La rivière l'Orbise, poursuit son évolution par érosion régressive principalement, la variation du niveau de base hydrogéologique régional est faible. Au niveau du Fossé bressan, la dernière période glaciaire et le tardi-glaciaire qui suit, installent des systèmes palustres associés aux déplacements du cours de la Saône (Clair 1976, Astrade 1996).

### b Au niveau du site archéologique de la Mourandine

Les caractéristiques d'un versant : la longueur, la forme et surtout l'inclinaison de pente sont des paramètres qui influencent l'érosion des sols (Roose, 1994). La longueur de pente conditionne la vitesse de ruissellement et le transport des particules croît en fonction de la longueur de la parcelle. De même, les transports solides croissent de façon exponentielle avec le pourcentage de pente (Zingg, 1940 ; Hudson, 1973 ; Roose, 1994). Ces processus ont pour effet de former des rigoles et des creusements à la surface du sol. Ici, les surfaces en jeu, la longueur du versant au-dessus de la route, constituent des facteurs favorables pour le mouvement de colluvions jusqu'à une zone d'atterrissement qui se situe dans le secteur fouillé. Des études complémentaires seraient donc à réaliser afin de caractériser les modalités d'accumulation et leurs évolutions dans cette partie du versant. Les comparaisons sur photographies entre les sondages de 2009 dans la parcelle cadastrale N°9 et ceux de ces deux dernières années dans la parcelle 4 montrent une épaisseur d'éléments cryoclastiques plus importante dans les sondages de 2016 et 2017. La parcelle 4 se trouve en effet dans l'axe de pente directe, au point d'inflexion, juste au-dessus de la rupture de pente. Dans la parcelle N°9, les sondages plus profonds ont permis de détailler davantage la stratigraphie et de positionner les niveaux marneux en place, du versant. Les épandages de colluvions ont été également importants. Cependant, la parcelle est plus excentrée de l'axe de pente, les épandages sont ici, principalement constitués des argiles d'altération qui emballent des cryoclastes de taille centimétrique à décimétrique. Il conviendrait de pouvoir compléter par des études de micromorphologie et d'analyse séquentielle des dépôts afin de caractériser les dynamiques en jeu et les évolutions pour bien identifier ce qui relève des activités anthropiques récentes, des évolutions des processus naturels.

Le versant est exposé au sud, il bénéficie de conditions favorables pour l'installation d'un sol végétal et actuellement des activités agricoles. La position des vestiges archéologiques, dans la partie haute du versant sous les escarpements, est à mettre en perspective avec ces conditions environnementales favorables pour des occupations par des groupes humains du Paléolithique supérieur, du fait l'exposition du versant, renforcé par l'effet des parois rocheuses. Par ailleurs, la position en hauteur, à proximité de la rivière et en retrait des milieux palustres qui constituaient le fossé bressan et la plaine de la Saône à cette époque, sont également à intégrer.

## Observations géo-archéologiques

Au-delà de la situation géomorphologique générale de la zone en question, aussi les résultats préliminaires de nos fouilles de 2016 et de 2017 plaident en faveur d'une très bonne conservation des niveaux archéologiques. Un premier argument pour une position in situ des vestiges réside en l'existence de plusieurs structures évidentes non remaniées. Au cours de nos fouilles, nous avons pu observer deux structures de combustion. Dans la tranchée sud, entre les rangs de vignes, nous avons découvert en 2016, à quelques centimètres au-dessous de la surface actuelle, un foyer rond d'un diamètre de 50 cm et rempli d'ossements calcinés (voir rapport 2016 et figure 16).



Figure 18 : Foyer de la fouille 2016, entre les rangs de vigne. (Photos : Hoyer).



Figure 19 : La structure de combustion pendant la fouille 2017 (Photo : Hoyer)

En 2017, dans le secteur central de la fouille, on a pu dégager une structure de combustion différente. Cette zone dispose d'un diamètre maximal de 1,20 m et d'une profondeur de 25 cm. Contrairement au foyer de 2016, cette structure n'est pas remplie d'ossements et elle est encadrée de calcaires dressés portant de traces de chaleur. Seulement la partie nord de cette structure est écroulée en direction de l'intérieur de la structure (figure 17).



À proximité immédiate, au sud-est de cette structure, se situe un atelier, disposant d'un amas de silex, d'ossements, de percuteurs durs (et tendres !) et d'un fragment d'une défense de mammouth (figure 18 répartition générale 2017 et figure 20, structure de combustion en noire) (voir rapport 2017). La bonne conservation de ces structures plaide en faveur de l'hypothèse que les processus de remaniement et de déplacement de vestiges n'y jouent qu'un rôle peu important. L'inclination du niveau archéologique principal (GH 3) s'élève à seulement 3° (fig. 19) ce que soutient l'hypothèse d'une bonne conservation.

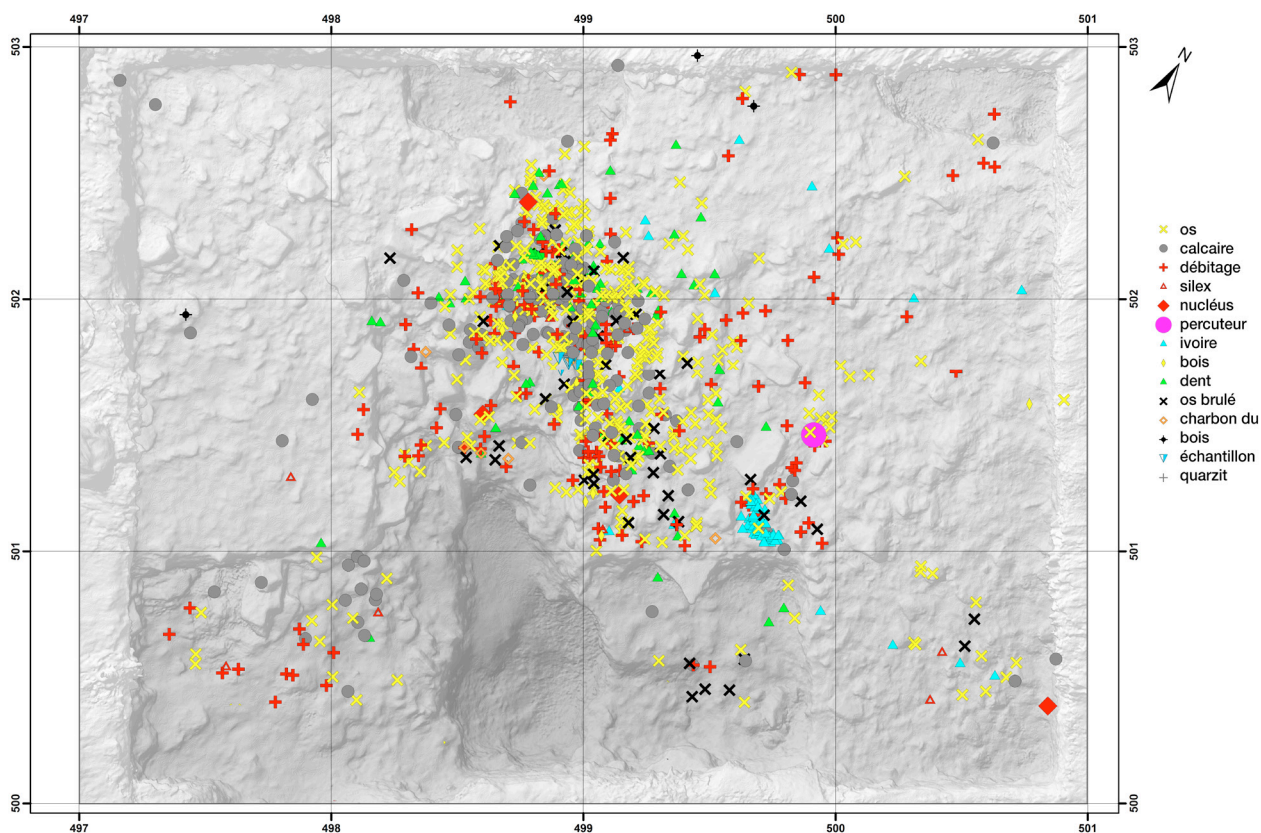


Figure 20 : Répartition générale des vestiges de l'atelier (fouille 2017). Réalisation : Hoyer.

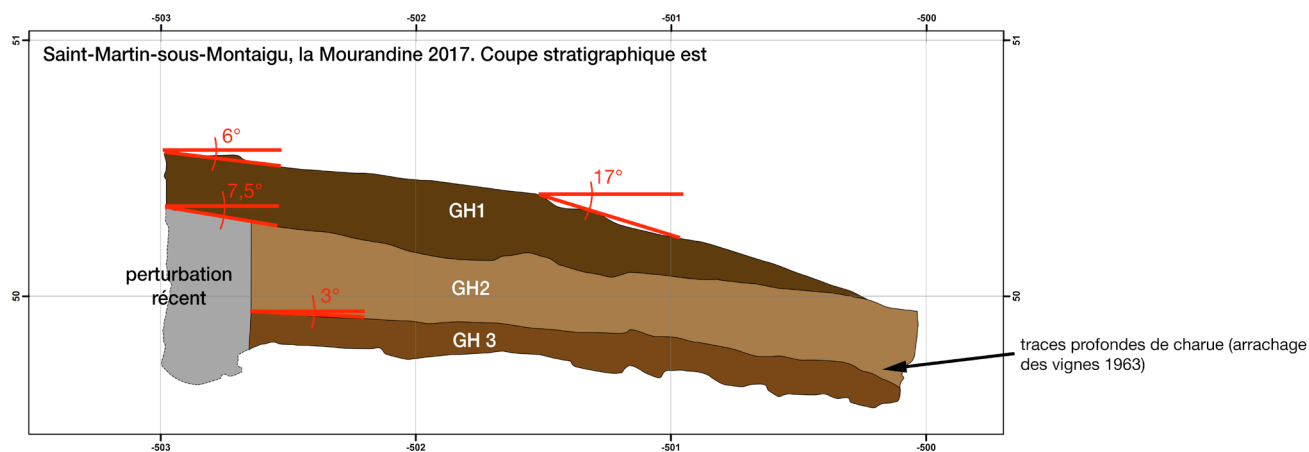


Figure 21 : L'inclination de pente des différentes niveaux géologiques de la fouille 2017, coupe stratigraphique est (Réalisation : Hoyer).

Un autre argument pour l'aspect intact du niveau archéologique réside dans les mesures et analyses de fabrication. La cartographie d'objets oblongs (os longs, lames, etc., disposant d'un index longueur/largeur >2:1) (fig. 20) ne montre aucune orientation unidirectionnelle, par exemple en direction de la pente, mais une orientation « chaotique », dans toutes les directions. Aussi l'inclinaison des objets dans l'axe longitudinal et transversal reste discrète.

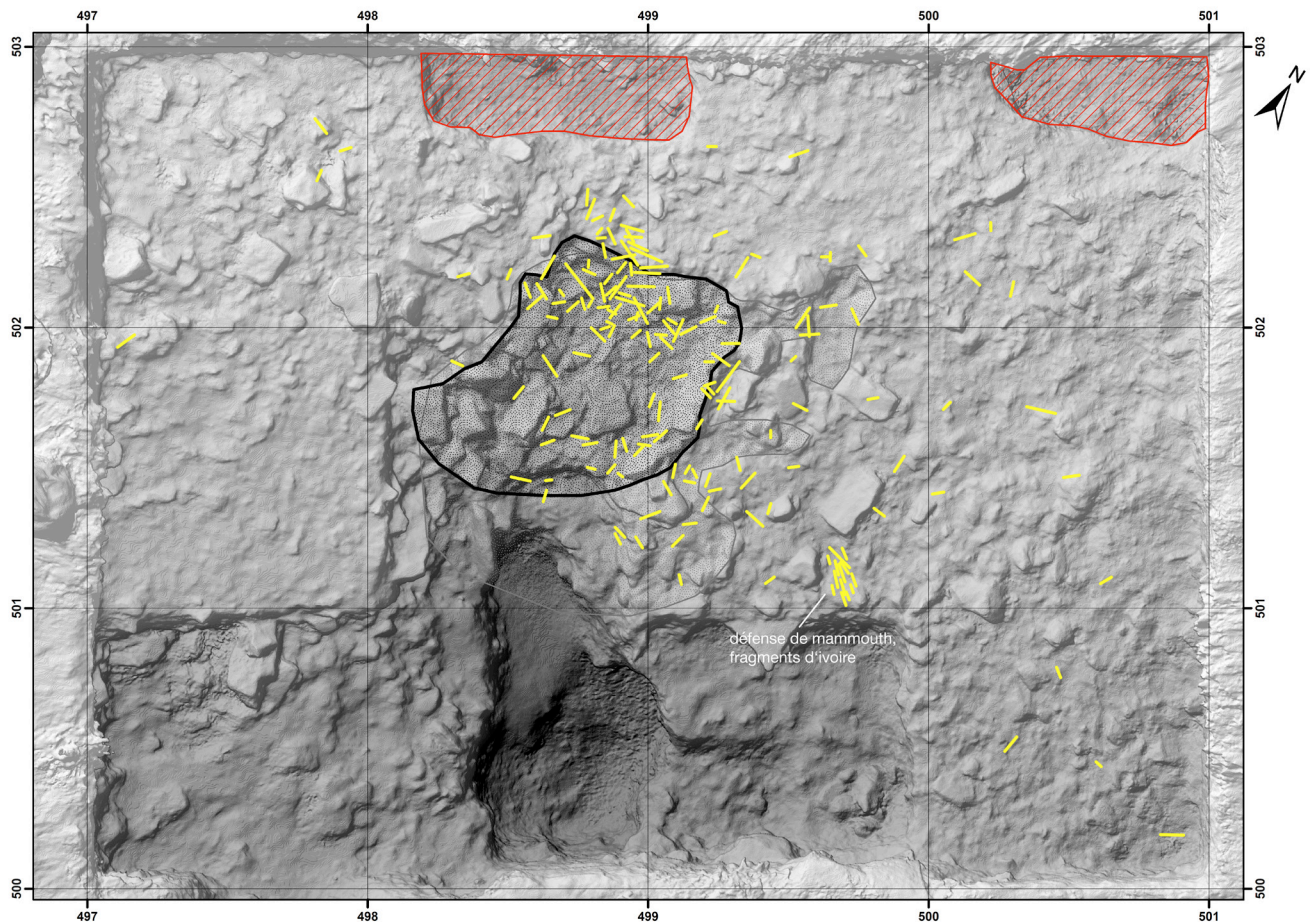


Figure 22 : Cartographie d'objets oblongs de la fouille 2017, GH3 (Réalisation : Hoyer).

Une exception logique à cette observation concerne les fragments d'une défense de mammouth décomposée qui se trouvent en situation en parallèle dû à leurs positions initiales dans la défense. La position serrée de ces fragments après la décomposition de la défense souligne l'absence d'un impact important de glissements dans le terrain.

Un autre indicateur d'une situation intacte réside dans la découverte de nombreux restes fauniques



Figure 23 : Vertèbre et côte de cheval fragmenté en connexion anatomique, fouille 2017, GH3 (photo : Huber).

se trouvant encore en connexion anatomique (figures 23 - 25). Nous citons l'exemple d'une vertèbre avec sa côte adjacente, brisée en cinq fragments (figure 23) ou encore les métarpes I et II d'un cheval, trouvés l'un à côté de l'autre (figure 24) et une mandibule d'un cervidé (figure 25).



Figure 24 : Metacarpi I et II d'un équidé in situ (à gauche) et après traitement (à droite)(Photos : Huber).



Figure 25 : Mandibule d'un cervidé in situ et en connexion anatomique (Photo : Huber).

## Datations <sup>14</sup>C

Depuis peu, nous disposons de premières datations <sup>14</sup>C du matériel faunique (Irka Hajdas, ETH Zürich). Cinq des sept échantillons soumis à la datation ont produit des dates (figure 24). Deux ossements calcinés provenant du foyer de 2016 (voir tableau, n° 498/500.100 et 498/500.101) ont fourni de datations de 18 et 21 kya. Après le rapport d'Irka Hajdas, ces dates sont considérées comme légèrement trop récentes.

*« The bones described as 'cremated' were treated following procedure of Lanting (2001) and bio-apatite was analyzed. However, as shown by Zazzo and Saliege (2011) due to diagenetic changes quite large offsets in ages occur for such old burnt bones.»*

Des ossements calcinés anciens dévoilent d'altérations par diagenèse. Elles nécessitent une procédure particulière de préparation pour la datation, produisant néanmoins souvent de datations aberrantes. Malgré tout, les datations en question soulignent l'appartenance de ce foyer à l'occupation du paléolithique supérieur (ceci dit car la position très élevée de ce foyer, à quelques centimètres au-dessous de la surface actuelle, avait levé la critique d'après laquelle ce foyer pourrait appartenir à la période post-paléolithique). La fouille de 2017 a produit une datation sur os de 15 kya (500/502.80). Irka Hajdas considère cette date également comme trop récente car le taux de charbon y est infime et la probabilité d'une contamination est élevée.

*« Such small sample (0.3 mg of C) is easy to get huge effect by small amount of contaminant. Especially if the sample is old and contaminant is modern. I think that you can and should really discard this number. The CN is out of range, the C% of gelatine is out of range.»*

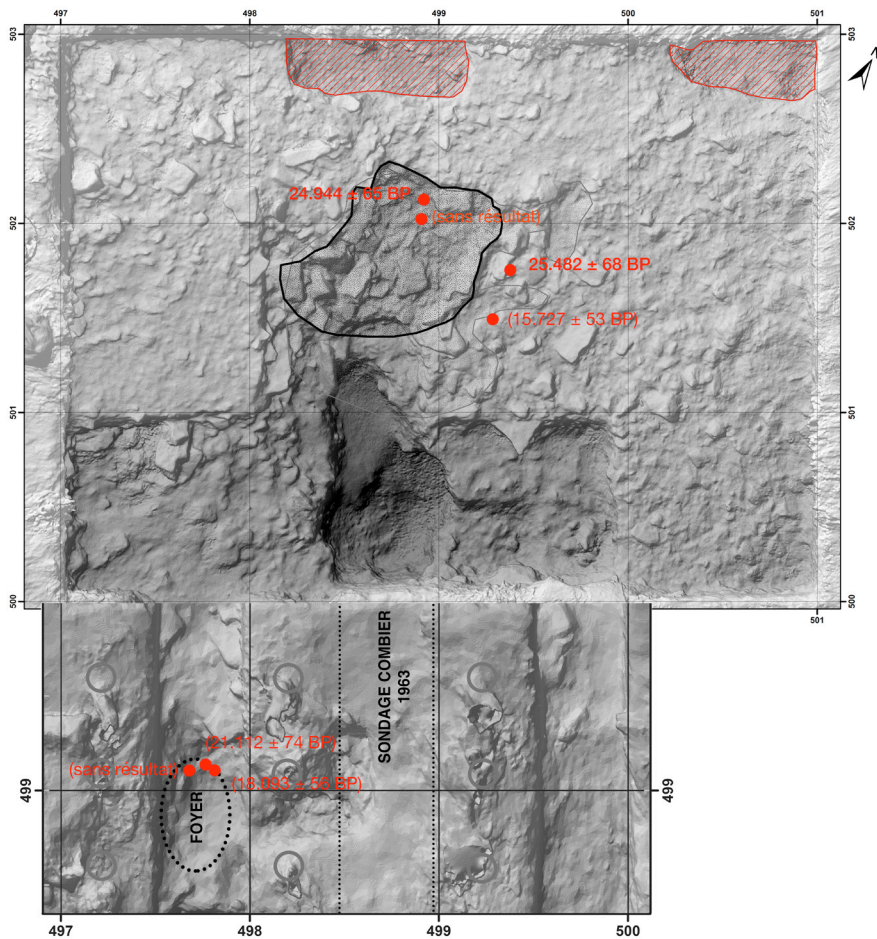


Figure 26 : Cartographie des échantillons  $^{14}\text{C}$  des campagnes 2016 et 2017 (réalisation : Hoyer).

Deux datations  $^{14}\text{C}$  de la série datée sont fiable (500/502.73 et 499/503.162). Elles proviennent de la zone du grand foyer et de l'atelier de 2017. Les datations de 25 et de 25,5 kya (voir tableau 1) témoignent une grande homogénéité. Elles soutiennent la datation de ce site dans un faciès bien typique du Gravettien de la région, appelé « Gravettien ancien indifférencié » et caractérisé dans le lithique par de pointes de la Gravette, accompagné par de rares pointes de La Font-Robert. Nous considérons ces deux datations cohérentes également comme de bons indicateurs d'un niveau archéologique bien homogène. Globalement, nos analyses corroborent l'intégrité de ce site gravettien de plein air. À l'état actuel, la fouille n'a abordé qu'une partie du site, aussi bien dans l'étendu qu'en profondeur. La fouille de 2018 sert notamment à l'élucidation de la qualité et la datation du niveau inférieur GH4 qu'entamé par la fouille jusqu'à présent.

Description	Material	$^{14}\text{C}$ age (BP)	$\pm 1 \sigma$	$\delta\text{C13}(\text{‰})$	$\pm 1\sigma$	mg C	C/N	Preparation comments
500.176	bone							$N=0.12\%$ , $C=4.95\%$ , $C/N=40.46$ , no collagen
500.101	cremated bone	18093	56	-10.7	1	0.99		$N=0.56\%$ , $C=6.51\%$ , $C/N=11.55$
500.100	cremated bone	21112	74	-11.3	1	1		$N=0.60\%$ , $C=7.01\%$ , $C/N=11.69$
502.73	bone	25482	68	-21.3	1	0.99	3.27	$N=1.37\%$ , $C=7.15\%$ , $C/N=5.24$
502.80	bone	15727	53	-23.8	1	0.3	3.54	$N=0.81\%$ , $C=6.76\%$ , $C/N=8.38$
503.148	bone							$N=1.87\%$ , $C=8.56\%$ , $C/N=4.58$ , no collagen
503.162	bone	24944	65	-20.1	1	0.99	3.25	$N=2.45\%$ , $C=10.15\%$ , $C/N=4.14$

tableau 1 : Résultats et valeurs mesurées des datation  $^{14}\text{C}$  du site la Mourandine, campagnes 2016/17 (réalisation : I. Hajdas).

## 7 Bibliographie

Arenas, C., Alonso Zarza, A.M. & Pardo, G. 1999. Dedolomitization and other early diagenetic processes in Miocene lacustrine deposits, Ebro Basin (Spain). *Sedimentary Geology*, 125, 23-45.

Barriquand L., Barriquand J., Baele J-M., Deschamps S., Guillot L., Maire R., Nykiel C., Papier S., Quinif Y. – 2012- Les grottes d’Azé (Saône et Loire, France) : de la roche altérée aux sédiments. *Karstologia* N°59, pp. 19-32.

Cailhol D., Meury P.X. – 2012 – Processus de fantômisiation dans les calcaires du Jurassique supérieur du Jura tabulaire. *Karstologia* N°59, pp. 15-28.

Cailhol D, Petrogani S., Robert E, Djema H., Lesvignes E., Boche E., Lucas C. – 2014- La grotte des Bernoux Bourdeilles Dordogne, Les altérites et les couvertures, des facteurs de structuration du karst de la vallée de la Dronne. Actes de la 25ème rencontre d’octobre du Spéléo club de Paris.

Cailhol, D., 2014. Étude du karst de la région de Mellecey (Saône et Loire). In: Floss, H., Hoyer, Ch. T., Frick, J. A., Herkert, K. (eds.), *Projet Collectif de Recherche: Le Paléolithique supérieur ancien en Bourgogne méridionale. Genèse, chronologie et structuration interne, évolution culturelle et technologique. Rapport annuel 2014*, Tübingen, Dijon, pp. 156-171.

Cailhol, D. 2016. Étude du karst de la région de Mellecey (Saône et Loire). In: Floss, H., Hoyer, Ch. T., Frick, J. A., Herkert, K., Huber, N., *Fouilles programmées plurianuelles aux sites paléolithiques des Grottes de la Verpillière I & II à Germolles, commune de Mellecey (Saône-et-Loire). Rapport annuel 2015. Rapport pluriannuel 2013 à 2015*, Tübingen, pp. 388-412.

Coutterand S. (2010) Étude géomorphologiques des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation. *Géographie*. Université de Savoie.

Clauzon G. (1996) - Limites de séquences et évolution géodynamiques. *Géomorphologie*, 1, p. 3-22.

Debrand-Passard S, Courboulex S., Lienhardt M.-J. - 1984- Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Stratigraphie et paléogéographie. Mémoires BRGM N° 125 et 126, Orléans, France.

Depardon S., Soncourt E. - 2012 - Délimitation des ressources majeures pour l’alimentation en eau potable sous couverture du Fossé Bressan ; Phase 1 : synthèse hydrogéologique des 9 secteurs et délimitation des secteurs pré-identifiés comme ressources majeure. Rapport n° 67379/B. ANTEA group - Agence de l’eau Rhône-Méditerranée- Corse. pp. 39-47.

Durlet C., Thierry J.- 2000 – Modalités séquentielles de la transgression aaleno-bajocienne sur le sud-est du bassin parisien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. 171, n° 3, p. 327-339.

Gélard J.-P., Fleury R. & al. - 1983 - Notice explicative de la feuille géologique de Chagny à 1/50 000ème. BRGM édition, 1983. 80 p.

Ford D.C., William P. – 2007 – Karst hydrology and geomorphology, John Willey & sons Edit. London, 562 p.

Gélard J.-P., rat P. (1977) — Vues actuelles sur les grandes lignes de la structure de la Bourgogne en relation avec l'évolution posthercynienne. 5° réun. ann. Se. Terre, Rennes, p. 243.

Floss, H., 2009. Saint-Martin-sous-Montaigu, Saône-et-Loire (71), Bourgogne, La Mourandine, Pacelle C9 Sondage 7-10 Mai 2009, DRAC, SRA Bourgogne.

Floss, H., Hoyer, C.T., Frick, J.A., Heckel, C.É. & Herkert, K. – 2013 – Rapport de fouille pluriannuelle. Rapport final et rapport 2012. Lieu-dit: Les Grottes de la Verpillière I & II à Germolles, Commune Mellecey, Saône-et-Loire (71). Dijon and Tübingen: Service Régional d'Archéologie, Dijon and Abteilung für Ältere Urgeschichte, Universität Tübingen

Floss, H., Hoyer, C.T., Frick, J.A., Heckel, C.É. & Herkert, K. – 2014 – Rapport de fouille pluriannuelle. Rapport final et rapport 2012. Lieu-dit: Les Grottes de la Verpillière I & II à Germolles, Commune Mellecey, Saône-et-Loire (71). Dijon and Tübingen: Service Régional d'Archéologie, Dijon and Abteilung für Ältere Urgeschichte, Universität Tübingen

Floss, H., Hoyer, C.T., Frick, J.A., Heckel, C.É. & Herkert, K. – 2015 – Rapport de fouille pluriannuelle. Rapport final et rapport 2012. Lieu-dit: Les Grottes de la Verpillière I & II à Germolles, Commune Mellecey, Saône-et-Loire (71). Dijon and Tübingen: Service Régional d'Archéologie, Dijon and Abteilung für Ältere Urgeschichte, Universität Tübingen

Floss, H., Hoyer, C.T., Frick, J.A., Heckel, C.É. & Herkert, K. – 2016 – Rapport de fouille pluriannuelle. Rapport final et rapport 2012. Lieu-dit: Les Grottes de la Verpillière I & II à Germolles, Commune Mellecey, Saône-et-Loire (71). Dijon and Tübingen: Service Régional d'Archéologie, Dijon and Abteilung für Ältere Urgeschichte, Universität Tübingen

Floss, H., Hoyer, C.T., Frick, J.A., Heckel, C.É. & Herkert, K. – 2013 – La Grotte de la Verpillière II à Germolles, commune de Mellecey (Saône-et-Loire). Fouille programmée 2010-2012. Rapport annexe complément suit à la CIRA du février 2013. Abteilung für Ältere Urgeschichte und Quartärökologie, Tübingen & Service Régional d'Archéologie, Dijon.

Hudson, N.W., 1973, Soil conservation, Batsford, London, 320 p

Mandier P. (1984) Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire : essai de synthèse paléogéographique. Thèse, Univ. Lyon II, 3 vol.

Michon L., 2000. Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central. Thèse de Doctorat, Université de Clermont Ferrand. 263p.

Moore, C.H. 2001. Carbonate reservoirs - Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Developments in Sedimentology*, 55. Elsevier, 444 p.

- Palmer A.N. – 1991 – Origin and morphology of limestone caves. Geological Society of America, Bulletin N°103 pp. 1-21.
- Quinif Y. – 2010 – Fantômes de Roche et fantômisation – Un essai sur un nouveau paradigme en karstogénèse. Karstologia Mémoire N°18, 2010 : 196 p.
- Kervazo, B., Konik, S. - 2002 - Étude géologique du gisement de Solutré. Dans : Combier, J., Montet-White, A. (eds.) - Solutré 1968-1998. Société Préhistorique Française, Mémoire XXX, pp. 135-154.
- Quinif Y., Bruxelles L. – 2011 – L'altération de type « fantôme de roche » : processus, évolution et implications pour la karstification, Géomorphologie : relief, processus, environnement, 4/2011, pp. 349-358.
- Ravel L. (2009). Évolution géomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel de réchauffement climatique. Neige et glace de montagne : Reconstitution, dynamique, pratiques, Collection EDYTEM - Cahiers de Géographie, n°8, pp.113-124.
- Robitaille, A., Dubois, J. (1995). Éléments d'identification des modelés fluvioglaciaires issus des débâcles glaciaires. Géographie physique et Quaternaire, 49(3), 435–457.
- Roose, E., 1994, « Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols », Bulletin pédologique de la FAO, 70 p.
- Sellami, F. - 2002 - La dynamique des sols colluviaux et son impact sur les assemblages anthropiques du site de Solutré. Dans : Combier, J., Montet-White, A. (eds.) - Solutré 1968-1998. Société Préhistorique Française, Mémoire XXX, pp. 155-168.
- Sigales, études de sols et de terroirs - 2008 - Les terroirs de l'aire d'appellation Mercurey. Rapport général. 62pp. et annexes.
- Wyns R., Cornu S., Prognon C. – 2014 – Régolithe et sol : l'interface entre lithosphère et atmosphère. Géosciences N°18, 2014 : pp. 9-15.
- Ziegler, P. A. - 1982 - Geological Atlas of Western and Central Europe. 130 pp. + folder with 40 maps or charts. The Hague: Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.
- Zingg, A.W., 1940, « Degree and Length of Land Slope as it Affects Soil Loss in Runoff », Agricultural Engineer., n° .21, 59-64.