



HAL
open science

L'écroulement de la Dent du Loup (Sassenage). Approche du risque potentiel d'instabilité. Datation d'épisodes d'écroulement et de coulées de boue. Conditions de rupture et de mise en place

Gilles Ménard, Jean-François Gamond, Lucilla Benedetti, Didier Hantz, Olivier Leroux, Edwige Pons-Branchu

► To cite this version:

Gilles Ménard, Jean-François Gamond, Lucilla Benedetti, Didier Hantz, Olivier Leroux, et al.. L'écroulement de la Dent du Loup (Sassenage). Approche du risque potentiel d'instabilité. Datation d'épisodes d'écroulement et de coulées de boue. Conditions de rupture et de mise en place. [Rapport de recherche] Pôle Alpin d'études et de recherche pour la prévention des Risques Naturels (PARN) - CNRS - USMB -. 2021, 61p. hal-03429336v1

HAL Id: hal-03429336

<https://hal.science/hal-03429336v1>

Submitted on 15 Nov 2021 (v1), last revised 9 May 2022 (v2)

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.

**L'écroulement de la Dent du Loup (Sassenage)
Approche du risque potentiel d'instabilité
Datation d'épisodes d'écroulement et de coulées de boue
Conditions de rupture et de mise en place.**

Gilles Ménard**, Jean-François Gamond*, Lucilla Benedetti***,
Didier Hantz*, Olivier Leroux*° et Edwige Pons-Branchu****

*ISTerre, Observatoire de Grenoble

**EDYTEM, Université Savoie-Mont Blanc

° Université de Bordeaux

***CEREGE, Université d'Aix-Marseille

****LSCE, Université de Versailles Saint Quentin

Rapport P.A.R.N. 2021



Sommaire

Résumé	4
Abstract	5
Introduction	6
1- Rôle du climat dans la déstabilisation des versants	
2- Mécanismes de rupture en contexte de couches parallèles au versant.	
3- L'aléa	
4- Approches utilisées	
5- Contexte géologique et paléoclimatique du site étudié	
I- Description du site	8
I.1. Le versant de la Dent du Loup : la zone de départ	
I.1.1. Flexures anticlinale et synclinale	
I.1.2. Relations morphostructurales	
I.2. Replat intermédiaire et talus basal	
I.3. La plaine de l'Isère	
I.4. Problèmes des volumes impliqués	
II- Données nouvelles sur la géométrie de l'écroulement	12
II.1. Données de la carrière Vicat	
II.2. La plaine de l'Isère	
II.3. Nouvelles données de forage dans la plaine : les Grands Champs	
II.4. Nouveaux sites de forages dans le versant : Château de Beaurevoir et la Grande Vigne	
II.4.1. Ensemble supérieur à argiles brunes	
II.4.2. Ensemble intermédiaire à « argile » blanche.	
II.4.3. Essai de corrélation entre les deux sites du versant	
III. Données nouvelles sur la chronologie de l'écroulement	22
III.1. Ages ¹⁴ C	
III.1.1 Généralités	
III.1.2 Coulées des sites du replat	
III.1.3 Paléosols reposant sur l'écroulement basal des sites du replat	
III.1.4 Niveau argileux brun intercalé entre les écroulements dans la plaine	
III.2. Ages U-Th sur le site de la carrière et dans le gouffre Berger	
III.3. Ages ³⁶ Cl	
IV- Reconstitution cinématique de l'écroulement	29
IV.1. Chronologie des événements	
IV.1.1. Episodes anciens	
IV.1.2. Les événements autour de 11-10 ka	

- IV.1.3. L'événement à Urgonien à 6,1 ou 6,5 ka
- IV.1.4. Une suite d'épisodes entre 3 et 2 ka
- IV.2. Reconstitution du versant avant écroulement
 - IV.2.1. Principes de détermination des patries des différentes unités
 - IV.2.2. Patries des unités à Sénonien du replat
 - IV.2.3. Patrie de l'unité à Urgonien
 - IV.2.4. Patries des unités à Sénonien de la plaine : cas d'une patrie basse
 - IV.2.5. Patries des unités à Sénonien de la plaine : cas d'une patrie haute avec incision nord-sud seule
 - IV.2.6. Patries des unités à Sénonien de la plaine : cas d'une patrie haute avec incision est-ouest complémentaire
- IV.3. Scénario retenu pour les épisodes d'écroulement
 - IV.3.1. L'unité D
 - IV.3.2. L'unité C
 - IV.3.3. L'unité B
 - IV.3.4. Les unités récentes d'écroulement du replat
 - IV.3.5. L'événement à poudre
 - IV.3.6. Les événements tardifs, principalement coulées de boue

V. Discussion et conclusion

43

- V.1. Liens avec le climat
 - V.1.1. L'événement ancien et le contexte de déglaciation
 - V.1.2. L'événement à 11.2-10 et le contexte de réchauffement post Dryas récent
 - V.1.3. Rôle éventuel des périodes pluvieuses
- V.2. Mécanismes des écroulements
 - V.2.1. Rôle du retrait glaciaire
 - V.2.2. Le glissement couche sur couche et le problème de la butée en pied
 - V.2.3. L'endommagement
 - V.2.4. Conclusion sur les mécanismes d'écroulement
- V.3. Mécanismes liés aux coulées de boue
 - V.3.1. Cas de l'événement à poudre et des autres coulées de boue
 - V.3.2. Quelle unité engendre l'événement à poudre ?
 - V.3.3. Pourquoi des coulées enregistrées à partir de 2,7 ka ?
 - V.3.4. Pourquoi une telle épaisseur « d'argile » (poudre) blanche ?
 - V.3.5. Provenance de l'eau des coulées de boue
- V.4. Implications pour l'aléa résiduel
 - V.4.1. Aléa lié au mécanisme de rupture couche sur couche
 - V.4.2. Aléa relatif aux coulées de boue
 - V.4.3. Conclusion sur l'aléa

Remerciements

55

Bibliographie

56

Résumé

L'écroulement de la Dent du Loup (Sassenage, Vercors septentrional, Alpes occidentales), de même que la plupart des grands écroulements dans les Alpes, est classiquement considéré comme un événement consécutif au dernier retrait glaciaire. Une analyse morphologique et des datations (^{14}C , ^{36}Cl et U/Th) effectuées sur 6 sites dont 3 sites de forages montrent que la masse écroulée résulte d'au moins quatre épisodes ou groupes d'épisodes s'échelonnant entre 18 ka et l'époque médiévale. Les deux premiers épisodes, respectivement d'âges > 18 ka et compris entre 11,2 et 10 ka, affectent le Sénonien. Ils proviennent du haut du versant et ont atteint le milieu de la vallée. Le premier implique une absence d'englacement du versant à 350 m d'altitude à 18 ka.

La masse déposée par le deuxième épisode se rajoutant à celle du premier a guidé le tracé d'une gouttière d'érosion dans les alluvions lacustres de la vallée, laquelle a ensuite été comblée par des alluvions fluviales grossières. Le troisième épisode, daté à 6,5 ka, qui affecte l'Urgonien supérieur provient d'une niche clairement identifiée dans le versant. Le quatrième groupe d'épisodes (entre 2,9 et le Moyen Âge) implique des volumes unitaires moindres que les épisodes précédents et provenant de la partie basse du versant. Ce groupe associe coulées de boue (entre 2,7 et 2,2 ka, ainsi qu'en 1928) et épisodes d'écroulement. L'épisode à 2,7 ka s'accompagne d'un dépôt fin carbonaté de 2 m d'épaisseur. Ce dépôt exceptionnel est interprété comme le résultat du lessivage par des eaux de ruissellement du nuage de poussière accompagnant l'écroulement. Le ruissellement invoqué est le résultat de la mise en charge et du débordement d'un réseau karstique situé sous la partie haute du versant. Ce phénomène de coulées s'est répété pendant quelques siècles sans être systématiquement associé à des épisodes d'écroulement. S'il nécessite un déboisement préalable du plateau qui surmonte le versant, son enregistrement semble toutefois contrôlé par la formation de pièges sédimentaires créés par l'épisode à 2,7 ka.

La reconstitution de l'état du versant avant chaque épisode d'écroulement montre qu'il existait à chaque fois une butée en pied. La longueur de cette butée relativement à la longueur de la rupture couche sur couche est d'autant plus grande que l'événement est jeune. Cette observation renforce une analyse du mécanisme de rupture en termes d'endommagement progressif. Ce mécanisme complète et précise le classique mécanisme de debuitting qui s'applique au nouvel état non endommagé du versant façonné par le glacier. Cet endommagement progressif est jusqu'ici supposé s'activer également dès le retrait du dernier glacier. Dans notre cas, selon l'âge de la dernière occupation de la cluse par le glacier (supérieur à 30 ka ou au LGM) l'endommagement progressif peut être envisagé sur une durée bien plus longue que dans le schéma classique.

Il n'apparaît ainsi pas que le climat ait été un facteur déterminant pour le déclenchement des instabilités. Seul l'épisode à 11,2-10 ka pourrait avoir été favorisé par la fonte du permafrost de la fin du Dryas récent. De manière analogue si les coulées de boues sont bien associées à des pluies de fréquence centennale, leur occurrence nécessite en outre que le plateau sus-jacent soit déforesté. L'aléa de rupture de l'Urgonien supérieur encore en place au sud de la niche est difficile à quantifier. Il reste préoccupant dans la mesure où l'on comprend mal sa stabilité apparente alors que dans la même configuration l'Urgonien de la niche s'est écroulé. Le seul aléa quantifiable est celui associé aux coulées de boue, lequel peut être estimé à 0,01 (probabilité des pluies centennales).

Abstract

The Dent du Loup rockfall (Sassenage, northern Vercors massif, western Alps), like other large rockfalls in the Alps, is generally considered to be an event resulting from the last glacial retreat. Morphological analysis combined with ^{14}C , ^{36}Cl and U/Th dating was carried out on 6 sites including 3 drilling sites. The data show that the collapsed rock mass results from at least 4 events or groups of events spreading from 18 ka BP to the medieval period. The first two events, whose ages are respectively greater than 18 ka and occurring between 11.2 and 10 ka, affects the Senonian limestones. They originate from the top of the slope and reached the middle of the Isère valley. The first event implies that at an altitude of 350 m the slope was free of ice at 18 ka BP.

The rock mass deposited by the second event, added to that of the first, controlled the outline of an erosion channel carved in the lacustrine deposits of the Isère valley that was later filled with coarse fluvial deposits. The third event dating back to 6.5 ka affects the upper Urgonian layers and originates in a well-defined headscarp near the top of the slope. The fourth group of events (between 2.9 ka and the Middle Age period) involves smaller unit volumes than the preceding events and originates in the lower part of the slope. This group includes mud flows (from 2.7 to 2.2 ka, and one in 1928) and rockfall events. The 2.7 ka event is associated with a fine grained, 2 m thick carbonate deposit. This outstanding material is interpreted as resulting from an outwash of the carbonate dust cloud produced by the rock avalanche by water flowing on the ground. The water flow was generated by the rise in water level and overflowing of a karstic network located beneath the upper segment of the slope. This occurrence of mud flows was repeated over several centuries but was not systematically associated with rockfall events. These mud flows require preliminary deforestation of the plateau located at the top of the slope, however the formation of sediment traps generated by the 2.7 ka event allowed the retention of a record of this occurrence. Restoration of the state of the slope preceding each rockfall event reveals that a foot-stop existed in each case.

The ratio between the length of the foot-stop and the length of the layer-parallel rupture is as greater as younger is the event. This remark reinforces the analysis of the rupture mechanism in terms of progressive damage. This mechanism completes and enriches the usual mechanism of debulking that acts upon the new undamaged state of the slope just carved by the glacier. This progressive damage is until now also assumed to be active as soon as the last glacier retreats. In the studied context, according to the age of the last time the glacier filled the valley (greater than 30 ka or during LGM), it can be proposed that the progressive damage has a much longer duration than in the usual concept.

It therefore does not appear that climate has been a key factor in triggering instabilities. The 11.2-10 ka event only could have been eased by permafrost melting at the end of the younger Dryas. Similarly, if the mud flows are effectively associated with 100-year frequency rains, their occurrence moreover requires the uppermost plateau to be free of forest. The rupture hazard of the upper Urgonian limestones still in place south of the headscarp is difficult to quantify. It remains a matter of concern, as its apparent stability is poorly understood, whereas farther north the Urgonian limestones in the same setting collapsed and formed the headscarp. The only hazard that can be quantified is that associated with mud flows and can be estimated to be 0.01 (100-year rains probability).

Introduction

Il est généralement admis que les grands écroulements alpins se sont produits après le dernier retrait glaciaire, consécutif au LGM (Würm final). Toutefois il n'existait au début de ce travail pratiquement aucune datation de tels événements susceptible de confirmer cette relation avec le retrait glaciaire dans les Alpes occidentales. Ainsi le point de départ de cette étude a-t-il été de contribuer à combler cette lacune. Le choix s'est porté sur l'écroulement de la Dent du Loup, situé en rive gauche de la vallée de l'Isère, vallée majeure ayant été occupée par un glacier à chaque période froide du quaternaire et en particulier au Würm.

L'étude d'un tel écroulement peut être abordée sous différents angles : celui de l'éventuel contrôle climatique (s.l.) de son déclenchement, celui du mécanisme de rupture et celui du risque résiduel à la période actuelle.

1- Rôle du climat dans la déstabilisation des versants

Comme énoncé précédemment le retrait des glaciers, associé au climat, est un premier facteur classiquement proposé pour la déstabilisation des versants. En effet c'est la disparition de la glace qui par son poids agissait comme butée sur le versant qui déclencherait l'instabilité (phénomène de debuttrressing). Ce concept est toutefois assez peu documenté dans les Alpes occidentales par des datations conjointes d'un écroulement et du retrait glaciaire associé. Dans les Alpes centrales et orientales les écroulements datés (Gruner, 2006 ; Sanders *et al.*, 2010 ; Osterman *et al.*, 2017) montrent des âges couvrant toute la période entre 13,5 ka et l'actuel. Ces données montrent donc plutôt que ces écroulements ne suivent pas immédiatement le retrait glaciaire.

Un deuxième facteur également invoqué est la fonte du pergélisol. La disparition de la glace interstitielle engendre la décohéssion entre les blocs instables et diminue la résistance mécanique de la pente.

Un troisième facteur influant sur la stabilité est la présence d'eau dans le massif, présence d'eau liée à la pluviométrie. En effet, c'est l'augmentation de la pression interstitielle qui favorise le déclenchement de l'instabilité. Il faut toutefois bien distinguer la pluviométrie moyenne sur une période suffisamment longue pour avoir une signification climatique des événements pluvieux exceptionnels auxquels on ne peut attribuer une telle signification. C'est ce rôle des périodes à plus forte pluviométrie qui est invoquée par plusieurs auteurs comme la période 5000-4000 pour la Provence (Zerathe *et al.* 2014) et les périodes 13,6-13,2 ka, 9,8-9,2 ka, 4,2-3,0 ka, et 2,0 à l'actuel pour les Alpes centrales et orientales (Gruner, 2006).

Selon l'idée (formulée ou non) que l'on se fait du comportement, le déclenchement de l'instabilité peut se produire très peu de temps après la cause supposée (cas du debuttrressing) ou avec un retard plus ou moins long selon le concept de pre-failure endurance défini par Cruden et Hu en 1993 (*in* Ballantyne, 2002). Une explication mécanique de ce retard est proposée dans le concept d'endommagement progressif, ensemble de processus s'étalant sur une longue période et contribuant à diminuer la résistance du versant (Amitrano et Helmstetter, 2006 ; Lacroix et Amitrano, 2013).

2- Mécanismes de rupture en contexte de couches parallèles au versant.

Le cas présenté ici correspond au contexte particulier de couches parallèles au versant. Ce contexte se retrouve également dans plusieurs écroulements bien documentés tels le Claps de Luc (Drôme, chaînes subalpines méridionales, Alpes françaises) en 1442 (Couture *et al.*, 1977 ; Ramirez Rascon A., 1987), le Vajont (région du Frioul, Italie, Alpes méridionales) en 1963 (Semenza et Ghirotti, 2000), Goldau (Alpes centrales) en 1806 (Heim, 1932) et le Granier (massif de Chartreuse) en 1248 pour une part majeure du phénomène (Goguel et Pachoud, 1972 ; Pachoud, 1991). Dans

ce contexte la première question concernant le mécanisme de rupture est celle de la présence ou de l'absence de butée en pied avant le déclenchement de l'instabilité. L'autre question déjà évoquée concernant le mécanisme de rupture est celle du rôle de l'eau (augmentation de la pression interstitielle) dans le déclenchement de l'instabilité.

3- L'aléa

La connaissance des éléments ayant contrôlé le déclenchement de l'instabilité est également importante pour évaluer l'aléa potentiel actuel d'écroulement. Si l'écroulement s'avère lié au contexte de déglaciation par le biais du mécanisme de debuttrekking, l'aléa est très faible dans le contexte climatique actuel. Si l'écroulement s'est produit dans un contexte climatique proche de l'actuel, l'aléa est plus élevé.

Dans cette seconde éventualité le problème de la présence ou de l'absence de la butée en pied prend toute son importance. La pente actuelle a une butée en pied. S'il n'y avait pas de butée en pied lors du déclenchement de l'instabilité la configuration actuelle ne présente pas de risque ; en revanche si une butée en pied existait, alors l'état actuel est susceptible de présenter un risque à prendre en compte.

4- Approches utilisées

Deux approches sont principalement utilisées. La première est la **datation** de l'instabilité qui permet de vérifier la coïncidence entre d'une part son déclenchement et d'autre part soit la déglaciation succédant au dernier maximum würmien (16 – 11 ka), soit des périodes de forte pluviométrie (principalement durant l'Holocène).

La seconde approche est une tentative de **reconstitution géométrique de l'état initial** du versant avant le déclenchement de l'instabilité afin de contraindre les mécanismes de la rupture.

5- Contexte géologique et paléoclimatique du site étudié

Le cas étudié est situé sur la commune de Sassenage, sur la bordure de la vallée de l'Isère (fig.1), près de Grenoble. Durant le Würm cette large vallée a été alternativement occupée par des lacs dont la profondeur a atteint près de 900 m (Vallon, 1999 ; Ménard et al. 2009 ; Dietrich et al. 2009) et par des glaciers dont l'altitude a atteint 1100 m dans notre secteur (Malenfant, 1969 ; Vivian et Ricq, 1969 ; Montjuvent, 1978 ; Coutterand, 2010). Le problème d'un lien entre l'instabilité étudiée et le contexte de glaciation-déglaciation se pose donc naturellement. Le site correspond à un versant à 45° dont la pente est globalement conforme au pendage des couches calcaires. Ce contexte géométrique pose ainsi la question de la **présence ou non d'une butée en pied initiale**. L'instabilité du versant s'est traduite par un écroulement dont la masse a largement recouvert les pentes faibles du pied de versant ainsi que la plaine alluviale qui lui fait suite. Cette plaine correspond au remplissage d'un lac de retrait glaciaire pour l'essentiel par des dépôts lacustres et pour les derniers mètres par des dépôts fluviaux.

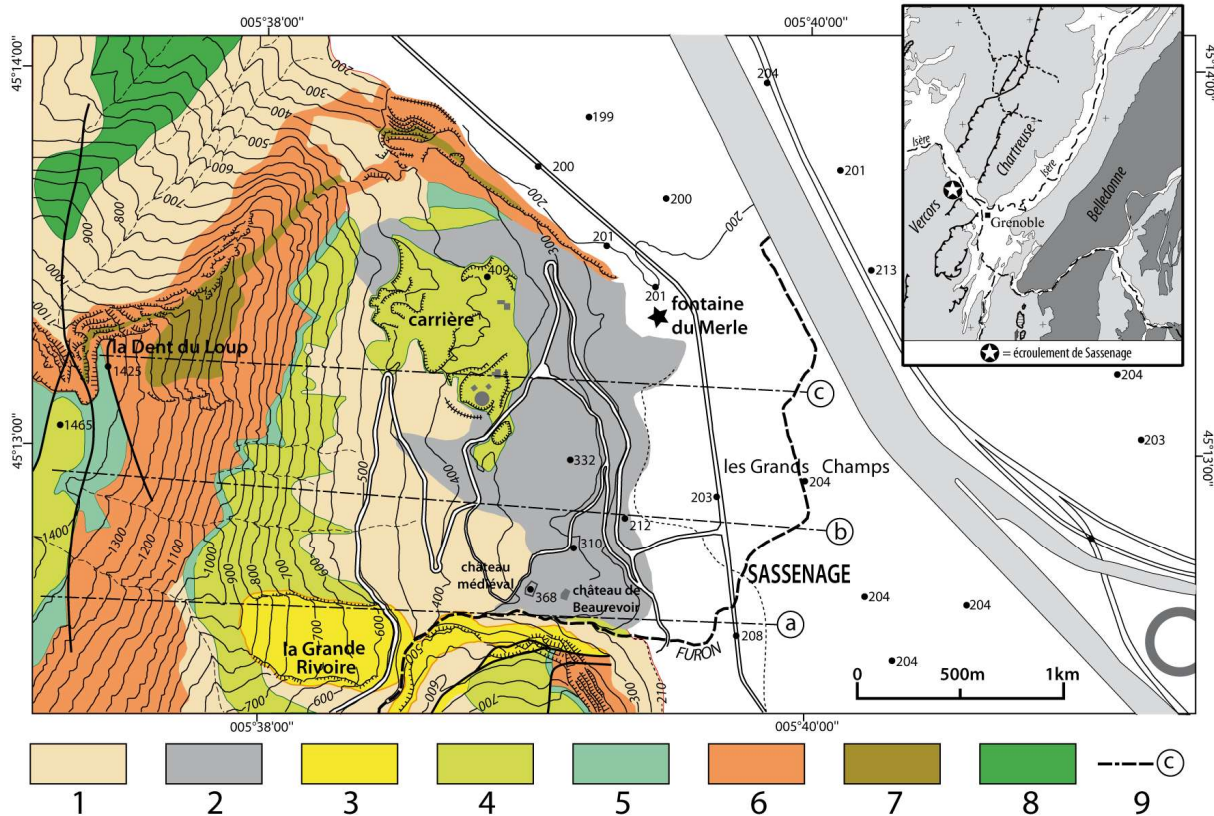


Figure 1. Cadre géologique local de l'éroulement de Sassenage d'après la carte géologique BRGM feuille Grenoble 1/50000, redessinée et localement modifiée dans le secteur de la carrière. En cartouche le cadre géologique régional

- 1 : éboulis - 2 : éroulement - 3 : Sénonien à silex et Sénonien gréseux - 4 : Sénonien marneux – 5 : Lumachelle (Aptien supérieur) – 6 : Urgonien – 7 : Couches à Orbitolines – 8 : Néocomien – 9 : tracé des coupes

I- Description du site

L'éroulement que nous étudions ici se situe sur la commune de Sassenage, sur la rive gauche de la cluse de l'Isère, au pied de la retombée est de la Dent du Loup (1425m ; 31T 705955 E, 5010843 N), près de l'extrémité nord du massif subalpin du Vercors.

Morphologiquement on peut distinguer 4 zones (fig.2) :

- le versant E de la Dent du Loup (pente d'environ 45°) correspond à la zone de départ de l'éroulement ;
- au pied du versant raide un replat intermédiaire correspond à la partie supérieure de la masse éroulée ;
- au pied de ce replat un talus basal correspond au front apparent de la masse éroulée, dominant la plaine ;
- la plaine de l'Isère d'où émerge une échine de blocs (hameau des Engenières) qui montre qu'une partie de l'éroulement s'est avancée sur des dépôts alluviaux sur au moins 250m.

Structuralement, la Dent du Loup et son versant est correspondent à une double flexure d'axe N-S, anticlinale au sommet et synclinale à la base. La partie visible de cette structure est constituée par les couches de calcaire urgonien (masses inférieure et supérieure de l'Urgonien séparées par les couches à orbitolines), la Lumachelle de l'Aptien supérieur et les trois termes du Sénonien : les Lauzes marneuses, les Lauzes gréseuses et les calcaires à silex.

Ces différents points sont développés ci-après.

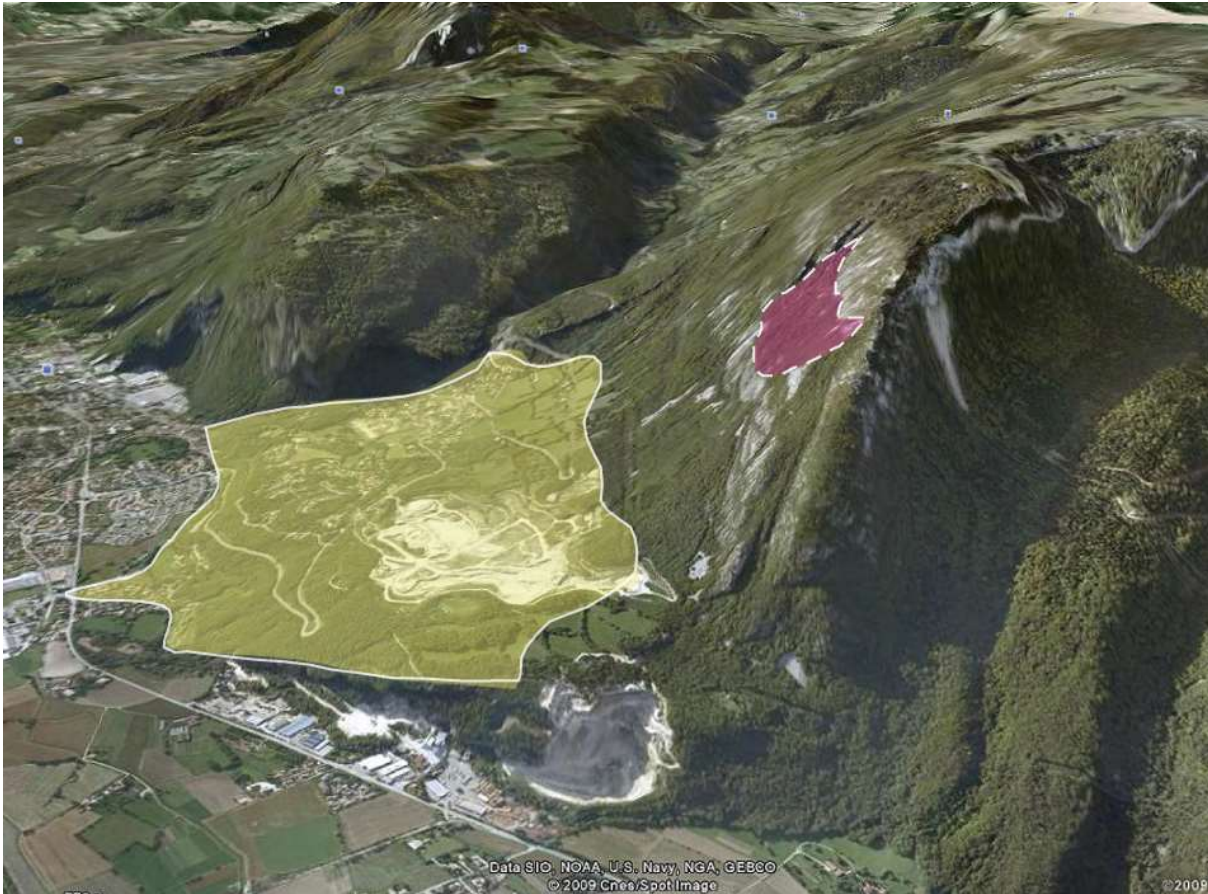


Figure 2. Vue du nord du site étudié (image Google). Plage jaune, contour blanc continu : écoulement – Plage rouge, contour blanc pointillé : niche d'arrachement

I.1. Le versant de la Dent du Loup : la zone de départ

I.1.1. Flexures anticlinale et synclinale

Dans le versant on peut distinguer 2 parties (cf. fig.2) :

- Une partie sommitale (1350 à 1400 m) correspond au top de la flexure anticlinale. Dans cette partie le pendage des couches est d'environ 15° vers l'est. Il est possible que les couches soient tronquées par une surface d'érosion pliocène (plateau de Sornin), équivalente à celle décrite en Chartreuse (Gidon, 1994).

- Une partie médiane correspond à la retombée est de la flexure anticlinale. Ce versant très raide d'une hauteur de 900 m (entre 500 et 1400 m asl) a en grande partie valeur de surface structurale car la topographie suit globalement la stratification des calcaires du Crétacé moyen et supérieur pentés de 45° vers l'Est. C'est la zone d'origine des blocs qui ont nourri l'écroulement.

La base du versant (200 à 500 m) correspond à la flexure synclinale dans laquelle le pendage des couches est de nouveau faible (15° vers l'est). Cette zone, recouverte par les blocs de l'écroulement, constitue le replat intermédiaire qui sera décrit au paragraphe I.2.

I.1.2. Relations morphostructurales

Dans la partie médiane de ce versant qui surmonte la masse écroulée, même si globalement la surface topographique suit les 2 courbures anticlinale et synclinale des

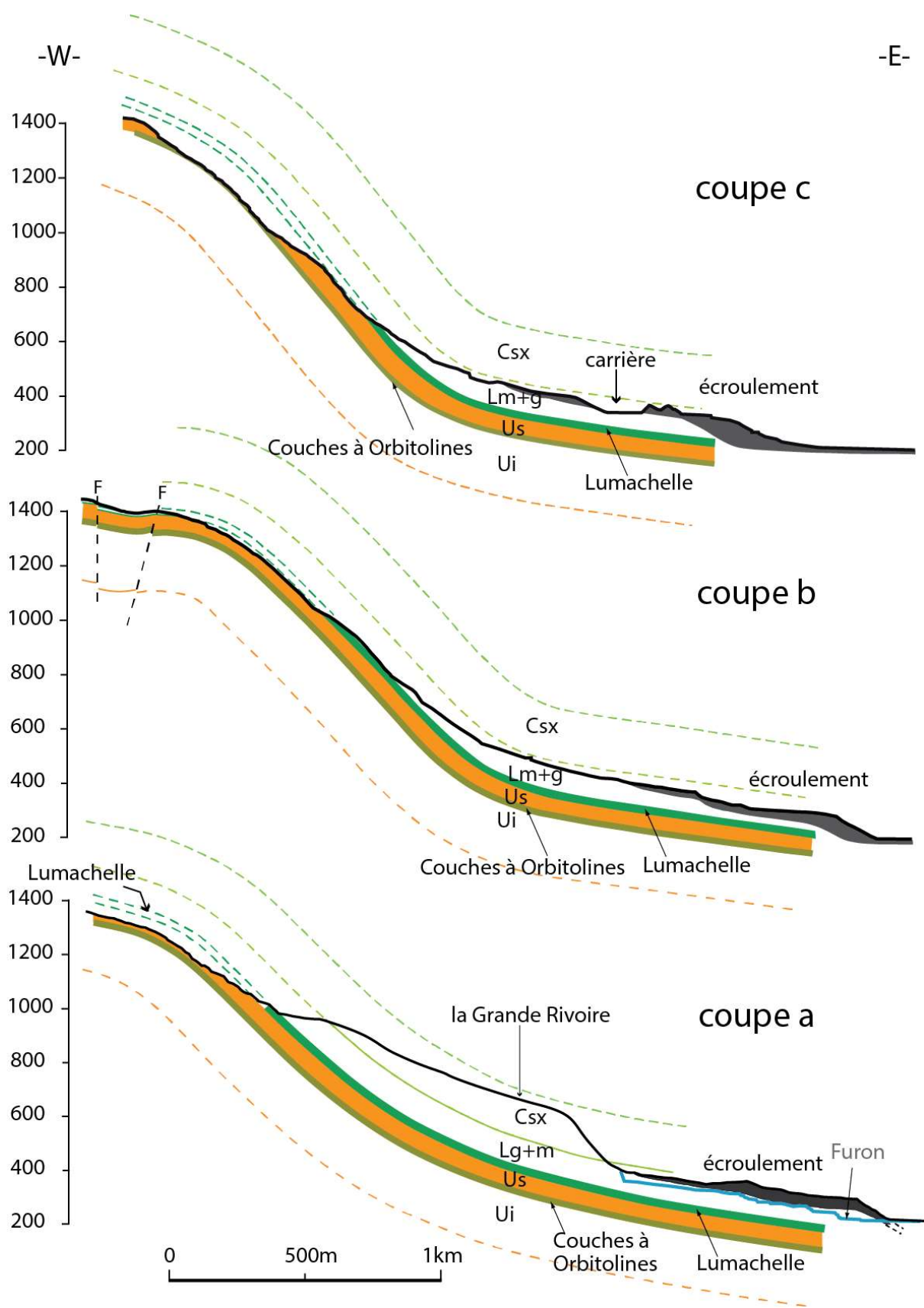


Figure 3. Coupes géologiques a, b et c (localisation sur la figure 1).
 Csx : Calcaires à silex – Lg+m: Lauzes gréseuses et Lauzes marneuses –
 uU : Urgonien supérieur – lU : Urgonien inférieur.

formations calcaires, on distingue plusieurs types de relations entre la morphologie et la structure géologique, relations illustrées par 3 coupes (fig. 3 et cf. fig.1). Si on se déplace en descendant la pente, ces relations sont de trois types : la topographie suit la surface des couches ; la topographie recoupe les couches en remontant la série ; la topographie recoupe les couches en descendant la série. Les domaines correspondant à ces trois types de relations sont représentés sur les coupes de la figure 3.

Dans la partie sud entre 500 et 1000 m (la Grande Rivoire, fig.3, coupe a) la série complète est préservée et la surface morphologique entame assez peu les calcaires à silex, termes supérieurs du Sénonien.

Au nord de la Grande Rivoire, dans la partie basse du versant entre 500 et 800-900 m (fig.3, coupe b), la série dont le pendage est proche de 45° est recoupée par la surface topographique moins pentée. Cette pente topographique qui peut être assimilée à la surface de rupture et de glissement de la masse écroulée recoupe les couches en remontant la série, tronquant ainsi les Lauzes marneuses. La rupture s'est ainsi produite alors qu'il existait une butée en pied au niveau de la Lumachelle et des Lauzes Marneuses. Dans ce même secteur au-dessus de 800-900 m la surface topographique suit assez bien les strates de la voûte anticlinale du membre supérieur de l'Urgonien dont la plus grande partie de l'épaisseur est préservée.

Au nord du secteur (fig.3, coupe c), entre 900 et 1400 m, on trouve une zone en creux relatif dont le fond fait apparaître la couche à Orbitolines et montre ainsi que l'Urgonien supérieur (60 m d'épaisseur) a disparu. Cette dépression a donc valeur de niche d'arrachement dans l'Urgonien supérieur. Il est important de noter que le pied de cette dépression (entre 800 et 1000 m, à pente plus faible que la pente moyenne du versant) correspond à une surface de rupture qui recoupe les couches urgoniennes en remontant la série (cf. fig.2), de manière analogue à ce qui a été décrit ci-dessus pour les Lauzes marneuses. Ainsi, comme sur les coupes précédentes, la rupture s'est produite alors qu'il existait une butée en pied pour au moins une partie de la future masse glissée (Urgonien, Lumachelle et Lauzes Marneuses). Cette configuration du membre supérieur de l'Urgonien avant rupture de la niche d'arrachement est celle que l'on retrouve aujourd'hui dans la majeure partie du versant au-dessus de 800 m (cf. fig.3, coupe b).

I.2. Replat intermédiaire et talus basal

La partie aérienne de l'écroulement correspond au replat intermédiaire, partie à pente modérée du versant entre 300 et 500 m d'altitude, et au talus basal, entre la plaine de l'Isère (201m) et l'altitude 300 m. C'est dans cette partie aérienne de l'écroulement qu'est située l'exploitation Vicat de pierre à ciment. Au niveau de ces carrières, l'écroulement peut atteindre la vingtaine de mètres d'épaisseur tandis que plus au Sud cette épaisseur diminue fortement. On observe néanmoins une épaisseur plus importante (près de 50 m) à l'extrémité sud du secteur, au niveau d'un bourrelet latéral qui longe le Furon (fig.4, coupe d). Ce bourrelet sur lequel est bâti le château de Beaurevoir contient des blocs pouvant dépasser la dizaine de mètres. Il pourrait correspondre à un épisode particulier de l'écroulement.

Le talus basal, correspondant à une augmentation de la pente au pied du versant, est situé à l'aplomb d'une rampe dans le substratum rocheux. L'angle que fait le talus par rapport à la pente modérée du replat intermédiaire sus-jacent est trop vif pour être contrôlé par la rampe située en profondeur, mais semble plutôt traduire le front de la masse associée à un sous-épisode de l'écroulement considéré comme un objet global. Dans la partie nord de ce talus un forage a traversé 50 m de blocs fournissant ainsi localement une valeur minimale d'épaisseur de l'écroulement (fig.4, coupe e).

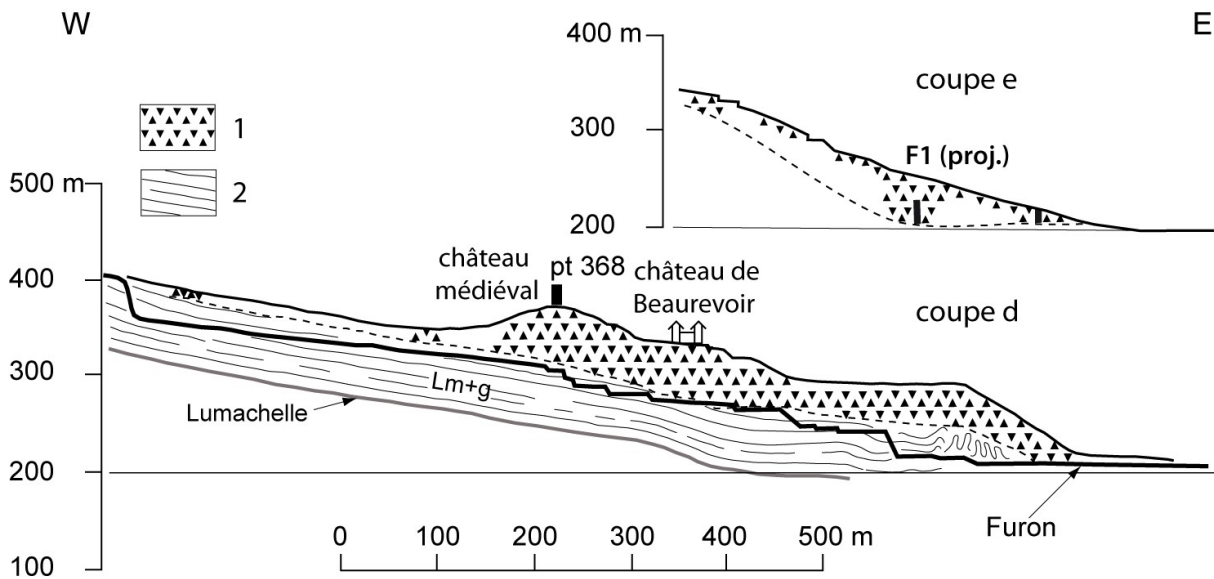


Figure 4. Coupes géologiques d et e (localisation sur la figure 5). La coupe d est un zoom partiel de la coupe a. 1 : écoulement - 2 : bedrock - Lg+m : Lauzes gréseuses et Lauzes marneuses.

I.3. La plaine de l'Isère

Comme nous l'avons mentionné précédemment la masse de l'écroulement émerge localement au-dessus de la plaine, au niveau de la butte sur laquelle est situé le hameau des Engenières. Il existe sous la plaine de l'Isère une formation à blocs calcaires de taille pouvant dépasser le m³ et le plus souvent située à très faible profondeur (1 à 2 m). Ces blocs étaient mentionnés par les agriculteurs qui en rencontraient localement lors de leurs travaux. Plusieurs études géotechniques réalisées dans ce secteur montraient un phénomène de refus systématique des pénétromètres à quelques mètres de profondeur. Malgré ces indices pourtant explicites, cette partie de l'écroulement située dans la plaine de l'Isère et du Drac n'a jamais été reconnue ni décrite comme telle. Seul un rapport géotechnique réalisé pour le Centre de Recherche d'Air Liquide en 1980 a évoqué l'éventualité d'un éboulement pour expliquer la présence à faible profondeur de ces gros blocs de calcaire.

Avant cette étude, cette partie masquée de l'écroulement n'avait fait l'objet ni d'une collecte des données disponibles ni de l'acquisition de données nouvelles. Son épaisseur et son extension horizontale sous la plaine étaient inconnues.

I.4. Problèmes des volumes impliqués

La coupe de la figure 3c montre clairement un problème au niveau des volumes impliqués dans l'écroulement. La section de la masse totale écroulée est à peine égale à la section de l'Urgonien disparu au niveau de la niche. **Ainsi il est difficile d'envisager qu'un volume significatif de Sénonien participe à la masse écroulée. On peut en déduire qu'avec le choix que nous avons fait pour représenter le volume de l'écroulement, la quasi-totalité du Sénonien du versant avait déjà disparu avant la mise en place de l'écroulement.**

II- Données nouvelles sur la géométrie de l'écroulement

La partie aérienne de la masse écroulée a été cartographiée de manière détaillée (fig.5) en s'appuyant sur sa morphologie, sur des informations provenant de la carrière Vicat et sur les contraintes chronologiques fournies par les datations. La cartographie a porté en particulier

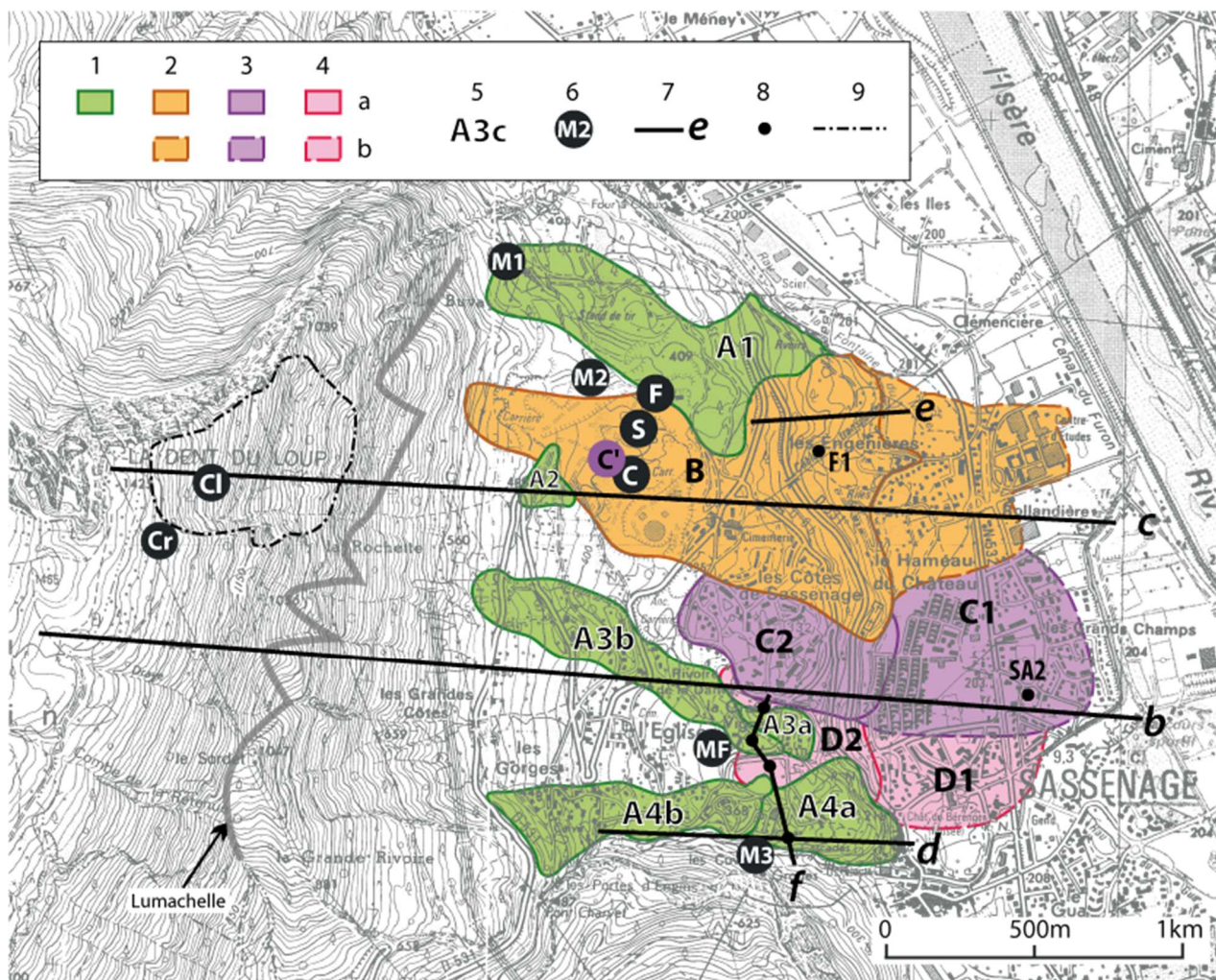


Figure 5. Carte des différentes unités de l'écroulement.

a : unités à l'affleurement – *b* : unités masquées sous les alluvions - 1 : unités récentes du replat (A) – 2 : unité à Urgonien (B) – 3 : unités anciennes supérieures (C) – 4 : unités anciennes inférieures (D) – 5 : identifiant d'unité – 6 : points remarquables mentionnés dans le texte (C : concrétion ; C' : unité basale de la carrière, à Sénonien ; Cl : datations au ³⁶Cl ; Cr : crevasses ; F : contact d'unités ; M : till ; MF : coulée de boue de 1928 ; S : stries glaciaires et cannelures provoquées par l'écroulement) – 7 : tracé de coupe – 8 : forages – 9 : limite de la niche.

sur la différenciation de zones en fonction de la nature des blocs contenus dans l'écroulement : zones à dominante de calcaire urgonien, à dominante de Sénonien à silex ou à blocs indifférenciés. Cette cartographie a permis de montrer que la masse écroulée pouvait être subdivisée en différentes unités. On passe ainsi du concept initial d'un unique épisode d'écroulement à un concept d'une succession d'épisodes. Les différentes unités mises en évidence ont été numérotées des plus récentes (unités A) aux plus anciennes (unités D). Dans deux des unités les plus récentes (A3 et A4) des sous-unités ont été définies sur des critères morphologiques. Les limites de la partie de l'écroulement masquée sous la plaine ont été dessinées sur la base d'éléments qui seront présentés plus loin.

II.1. Données de la carrière Vicat

La zone à dominante de calcaire urgonien en partie déjà cartographiée a pu être complétée par les informations fournies par les exploitants de la carrière sur les zones antérieurement

exploitées. Cette zone à Urgonien dominant correspond à une unité qui résulte de la purge de la niche à l'aplomb de laquelle elle est située. Les données d'exploitation de la carrière montrent pour cette unité une épaisseur de 10 à 20 m. Néanmoins une observation également communiquée par les carriers va s'avérer importante : à la base de cette unité un niveau de 2 m de blocs de Sénonien à silex a été observés. Ces blocs auraient soit été entraînés par le passage de la masse urgoniennne, soit correspondraient à un épisode d'écroulement antérieur. L'excavation de cette partie de l'écroulement a permis de mettre à jour des concrétions calcitiques (ici des stalagmites, point C, fig.5) développées au cœur de la masse écroulée et heureusement conservées par l'exploitant. Une datation à l'U-Th a pu être réalisée sur une de ces concrétions. Par ailleurs une dalle du substratum de lauzes marneuses dégagée par l'exploitation montre une famille de stries glaciaires N.155 (point S, fig.5) oblitérée par des cannelures N.105 engendrées par le passage de l'écroulement. Deux affleurements de matériaux exotiques à valeur de moraine ont été reconnus. L'un (point M1, fig.5) est recouvert de 2 m d'éboulis fins de lauzes marneuses eux-mêmes surmontés d'une unité à blocs de calcaire à silex. L'autre (point M2, fig.5) n'est pas recouvert et permet de séparer cartographiquement l'unité à Urgonien, au sud, de l'unité à calcaires à silex, au nord. La morphologie et un front d'exploitation (point F, fig.5) montrent que l'unité à calcaires à silex repose sur l'unité à Urgonien et lui est donc postérieure. Ces observations s'ajoutant à celle de l'affleurement morainique du Furon (point M3, fig.5), affleurement compris entre le substratum de lauzes marneuses et la masse écroulée, confèrent à l'écroulement un âge indiscutablement postglaciaire.

Nous présentons ci-après un ensemble de données de subsurface relatives à l'écroulement (sondages, prospections électriques et datations), pour partie provenant d'une compilation de données antérieures et pour partie acquises à l'occasion de cette étude.

II.2. La plaine de l'Isère

Nous avons réalisé une compilation des observations ponctuelles antérieures faisant état de la présence de blocs près de la surface et des reconnaissances géotechniques effectuées dans ce secteur (par les bureaux d'étude Géoprojets, SOLEN, CEBTP, Géoplus et Kaëna). Cette synthèse montre que des blocs de grosse taille, pouvant dépasser le m³, situés vers quelques mètres de profondeur occupent une large zone sous la plaine (fig.6).

De plus d'autres éléments tirés d'une étude déjà ancienne (rapport CPGF 1962 ; Margalhan-Ferrat, 1975) ont permis d'une part une interprétation des rapports géométriques entre ces blocs et les alluvions grossières de la plaine de l'Isère et du Drac et d'autre part d'en tirer une hypothèse sur la chronologie de mise en place de ces 2 types de matériaux. Cette étude fournit une carte isopaque des alluvions grossières du Drac, tirée d'une étude EDF par sondages électriques. A la périphérie de la zone où les blocs sont reconnus, les courbes présentent une inflexion vers l'est (fig.6). Cette inflexion traduit selon nous que ces dépôts (graviers propres caractérisés par une forte résistivité) se sont moulés sur un relief préexistant qui correspondrait ainsi à une partie de l'écroulement. Cette interprétation est confortée par une observation de Margalhan-Ferrat qui signale dans ce secteur correspondant au relief préexistant une diminution de la résistivité (augmentation de la teneur en argile). Ceci confirme une différence de nature entre ces terrains et les alluvions grossières du reste de la vallée. Afin de mieux visualiser cette distinction nous avons choisi de représenter en noir sur la figure 6 la courbe 5 m que nous attribuons à l'écroulement et en gris les courbes au-delà de 10 m qui restent associées aux alluvions grossières du Drac. La courbe 15 m a été complétée en rive gauche de l'Isère en utilisant les sondages d'une étude géotechnique.

Tout récemment des reconnaissances réalisées au nord de la zone d'emprise de l'écroulement (ellipse AL sur la fig.6) ont permis de préciser les relations entre l'écroulement et les alluvions de l'Isère. Vers l'amont, au SE de l'ellipse, on observe la succession suivante du SW vers le NE: l'écroulement à partir de 1 ou 2 m de profondeur, localement sur une épaisseur d'une dizaine de mètres, des alluvions fines sur une largeur variable (de 80-100 m à 10-20 m) et enfin des alluvions

grossières de l'Isère et du Drac sur 20-25 m d'épaisseur. Vers l'aval, au NW de l'ellipse, on observe du SW vers le NE la suite de l'écroulement passant rapidement aux alluvions grossières de l'Isère, elles-mêmes localement surmontées de blocs attribuables à l'écroulement. Ce dernier point qui semble contradictoire avec le paragraphe suivant, sera discuté plus loin (§ IV.1.3).

On sait en outre que les alluvions grossières dans le contexte de cette vallée sont en général considérées comme fluviales mais qu'elles peuvent localement être d'origine deltaïque dans leur tiers inférieur (Bernath, 1988). Le fluviale est attesté dans la cluse de l'Isère à partir de 8,89 ka BP (Montjuvent et Nicoud, 1987 ; Bernath, 1988), soit autour de 10 ka cal BP. Une partie du deltaïque sous-jacent est daté entre 9,16 et 8,89 ka BP (Bernath, 1988) soit entre 10,4 et 10,0 ka cal BP. Il est difficile de savoir si ces dépôts deltaïques sablo-graveleux font partie des formations grossières caractérisées par la prospection électrique. Ainsi on peut proposer que l'écroulement était déjà présent au moins avant le dépôt des alluvions grossières c'est-à-dire avant 10,0 ka cal BP, voire un peu avant si les alluvions deltaïques font partie des dépôts grossiers détectés par la prospection électrique. De ce fait l'écroulement était présent pendant au moins une partie de la période durant laquelle la vallée était occupée par le lac de La Rivière, de cote 190-195 m (Coûteaux, 1978 ; Montjuvent et Nicoud, 1987) qui a perduré du Dryas ancien (17,9-14,7 ka cal BP) au Préboréal (11,65-9,97 ka cal BP).

Ces éléments permettent d'estimer que cette formation couvre une superficie d'environ 1,2 km² (figure 6), et s'étend à au moins 700 m du pied du versant.

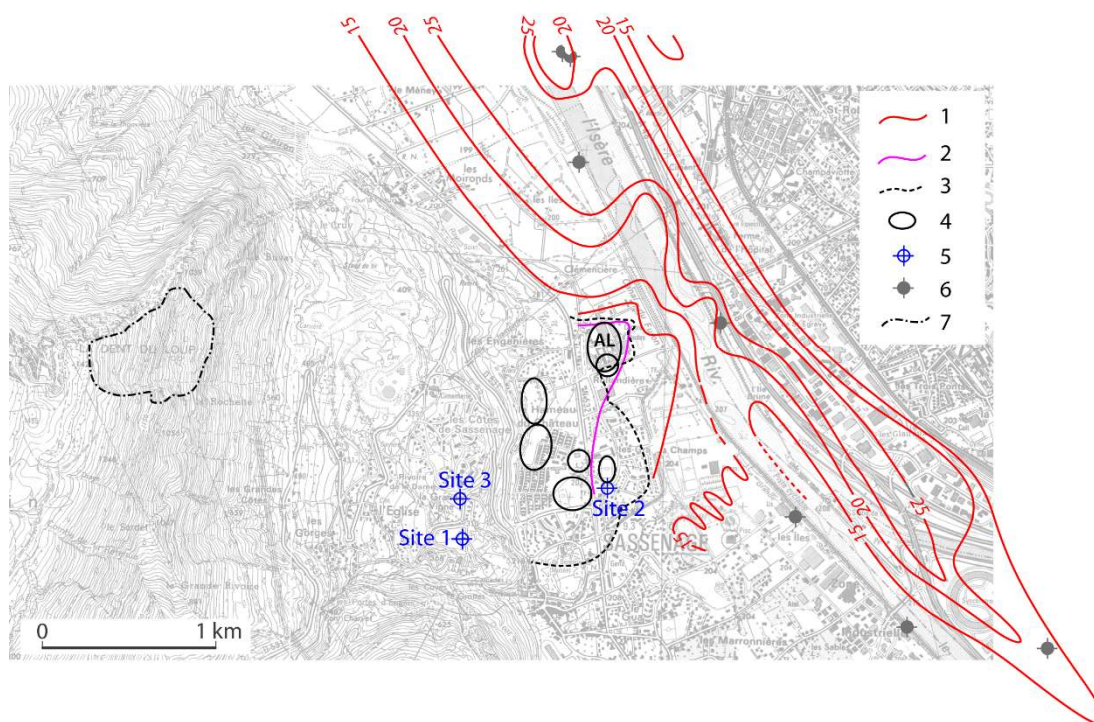


Figure 6. Données compilées dans la plaine et localisation de nos sites de forages.

1 : isopaque de la formation à graviers fluviaux – 2 : isopaque de la formation grossière de la plaine interprétée comme de l'écroulement – 3 : limite supposée de l'écroulement sous la plaine – 4 : site d'études géotechniques avec présence de blocs – 5 : site de forage (cette étude : site 1 = château de Beaurevoir ; site 2 = les Grands Champs ; site 3 = la Grande Vigne) – 6 : forage avec datation (travaux antérieurs) – 7 : limite de la niche d'Urgonien.

II.3. Nouvelles données de forage dans la plaine : les Grands Champs

Ce site se trouve dans la plaine de l'Isère (site 2 sur la figure 6), dans un secteur de Sassenage où le toit de l'éroulement est à faible profondeur sous les alluvions du Drac (cf. paragraphe II.2). L'implantation du site de sondage s'est faite sur la base d'une étude géotechnique antérieure toute proche. Deux forages, SA2 et SA2B, d'une profondeur de 20,5 m et 16 m respectivement, ont traversé une zone de blocs entre 4-5 m et 13-14 m confirmant ainsi l'interprétation des blocs rencontrés ailleurs sous la plaine comme une (ou des) unité(s) d'éroulement intercalés dans des sédiments meubles.

De plus du matériau argileux brun contenant de la matière organique datable (paléosol probable) a été récupéré dans l'éroulement entre 11,5 et 12,5 m, peu au-dessus de la base des blocs, ce qui implique la superposition de deux unités d'éroulement. La présence de ce paléosol implique que ce niveau a évolué à l'air libre.

La fraction argileuse de ce matériau ainsi que celle d'un échantillon d'un limon d'origine fluviatile proche de la surface (0-2,5 m) ont été analysées par diffractométrie X. Les résultats présentés dans le tableau I apportent deux informations.

Le pourcentage de 50-60% de l'ensemble Illite + Chlorite pour les deux échantillons est intermédiaire entre celui caractérisant les apports du Drac et de l'Isère (90 à 100%) et celui caractérisant les apports d'origine subalpine (moins de 30%). Ceci implique un mélange d'apports du couple Isère-Drac et du Furon qui descend du Vercors (Furon river).

Les cortèges argileux des deux échantillons analysés étant très proches cela signifie que le matériau, prélevé à 11,5-12,5 m, qui a évolué en paléosol provient d'une source analogue au dépôt de surface (dépôt fluviatile de crue). Cela implique qu'un dépôt de crue aurait submergé temporairement l'unité inférieure de l'éroulement, avant de se retrouver à l'air libre, permettant ainsi son développement en paléosol.

II.4. Nouveaux sites de forages dans le versant : Château de Beaurevoir et la Grande Vigne

Nous avons sélectionné sur le replat intermédiaire deux sites de sondage. Chacun de ces sites correspond à une dépression en arrière d'un bourrelet d'éroulement, ainsi susceptible d'avoir piégé des sédiments fins datables. Le premier est situé à côté du château de Beaurevoir ; le second au lieu-dit la Grande Vigne. Sur chaque site deux forages carottés distants de quelques décimètres ont été implantés après réalisation de panneaux électriques (fig.7). Pour le site du château les deux sondages SA1 et SA1bis ont des profondeurs respectives de 5,80 et 3,40 m. Pour le site de La Grande Vigne, les deux sondages SA3 et SA3bis ont des profondeurs respectives de 3,50 et 2,10 m. Un forage SA3ter réalisé à l'intersection des deux panneaux électriques est resté sur une douzaine de mètres dans l'éroulement.

Dans les deux sites les sondages longs ont atteint le toit de l'éroulement alors que les sondages courts ont été arrêtés au sommet de l'unité à poudre blanche. Il existe des passes non récupérées qui ont pu être positionnées en corrélant les forages voisins grâce à l'enregistrement de la susceptibilité magnétique au banc Sedilog (université de Franche-Comté).

Cette première corrélation entre les forages d'un même site est complétée par une seconde corrélation réalisée entre les deux sites à partir des différents événements identifiés.

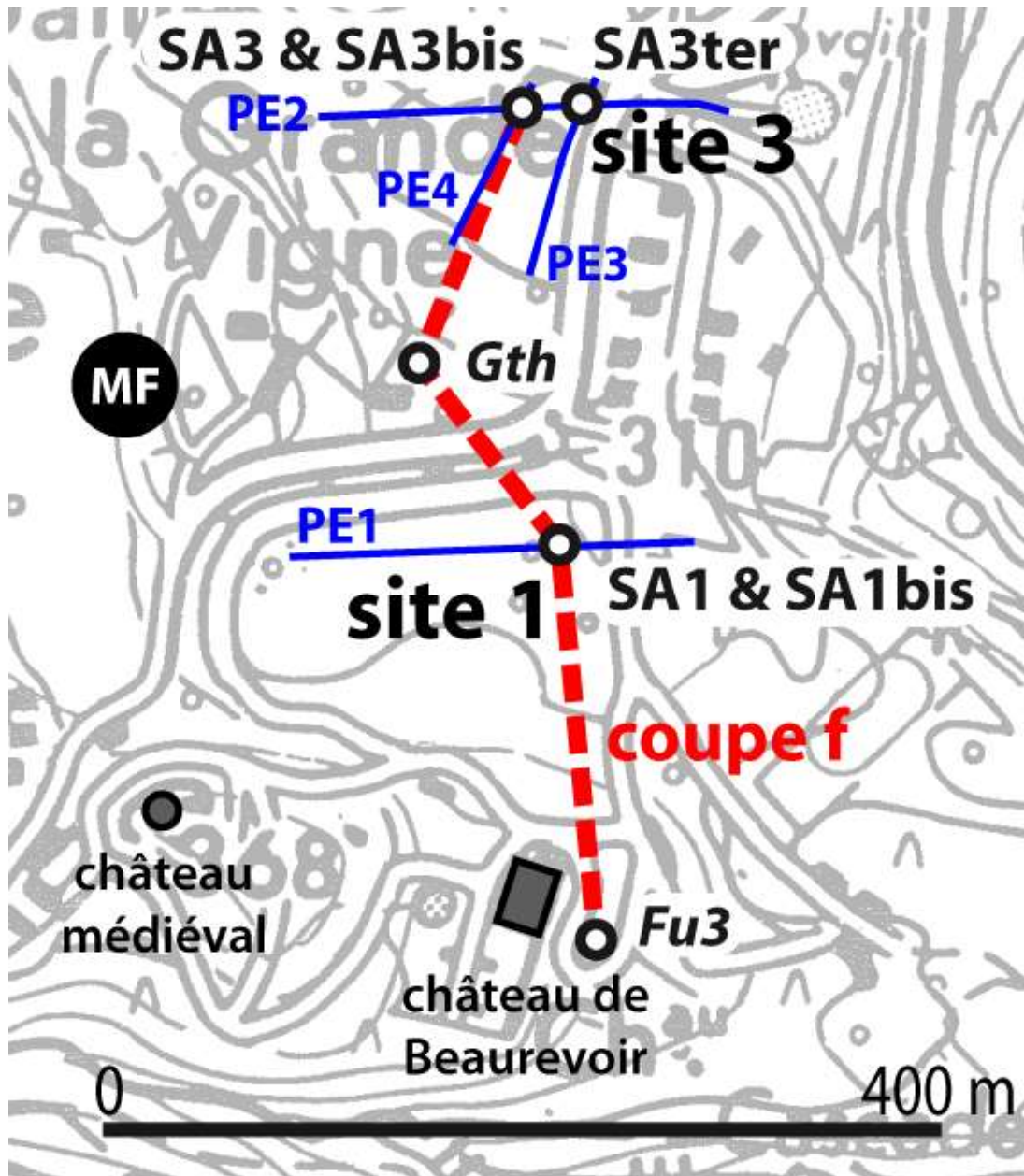


Figure 7- Situation des forages utilisés pour la coupe f ; PE = panneau électrique ; SA = sondage de cette étude ; Gth et Fu3 = sondages antérieurs ; MF = coulée de boue de 1928 ; Tireté épais = tracé de la coupe de la figure 9.

Dans les deux sites on observe la même succession de trois ensembles de formations (fig.8). Un ensemble supérieur est constitué de couches d'argiles brunes et de blocs de calcaire. Un ensemble intermédiaire constitué d'« argiles » blanches surmonte un ensemble basal sur lequel les forages ont buté et qui correspond au toit d'une unité d'écroulement à gros blocs.

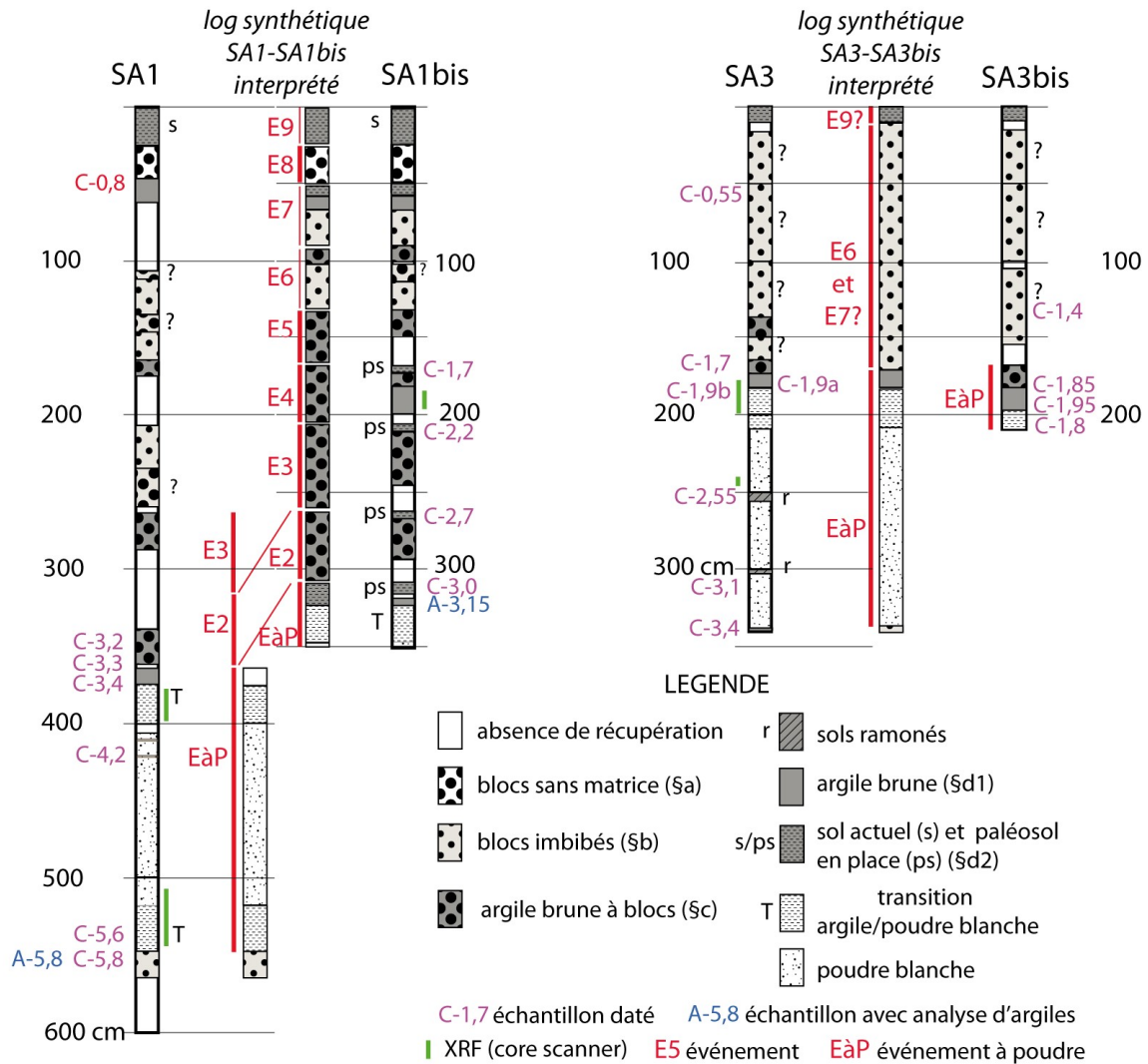


Figure 8 - Logs des forages avec les différents faciès rencontrés et leur interprétation en termes d'événements. C-x : échantillon daté au ^{14}C ; A-x : échantillon analysé en diffractographie X pour les argiles ; I : échantillon avec analyse d'éléments en fluorescence X (core-scanner).

II.4.1. Ensemble supérieur à argiles brunes

Plusieurs faciès combinant en proportion variable argiles brunes et petits blocs de calcaire sont rencontrés.

a) Des niveaux (quelques décimètres) de petits blocs calcaires anguleux (quelques centimètres) sans matrice sont interprétés comme des bordures latérales des unités d'écroulement limitant les deux sites.

b) D'autres niveaux à petits blocs montrent un colmatage partiel diminuant vers le bas. Ce gradient d'imbibition correspond à l'infiltration *per descensum* de coulées de boue dans des niveaux à blocs ayant même signification initiale que le cas précédent.

Les deux faciès a et b appartiennent ainsi tous deux à des unités d'écroulement.

c) Des niveaux d'argiles brunes formant une matrice continue entre des petits blocs de calcaire sont interprétés comme des coulées de boue chargées de blocs provenant du remaniement de paléosols situés plus haut dans le versant.

d) Des niveaux d'argiles brunes au sein desquelles on peut distinguer deux sous-faciès : un sous-faciès massif (d1) et un sous-faciès à faible cohésion (d2). Le premier est interprété comme

résultant de coulées de boue provenant du versant ; le second est interprété comme correspondant à des paléosols en place développés au sommet des divers types de coulées (avec ou sans blocs). La faible cohésion de ce faciès traduit un phénomène de bioturbation. Ces niveaux n'ont été préservés que dans le forage SA1 et sont les seuls susceptibles d'avoir une signification autochtone.

Les deux faciès c et d1 correspondent tous deux à des coulées boueuses.

Il faut signaler un cas problématique : celui où le contenu du carottier montre une association de petits blocs et de volumes d'argiles brunes sous une forme désagrégée. On ne peut alors choisir entre un faciès de type b qui s'est dispersé dans le tube carottier et un faciès de type c partiellement récupéré et désagrégé dans le carottier. Cette indétermination est d'autant plus pénalisante qu'elle porte de fait sur la signification de ces niveaux : coulées ou unités d'écroulement. Ce cas est distingué sur la figure 8 par un point d'interrogation.

L'analyse par diffractométrie X de ces argiles brunes vise à préciser leurs sources. Un échantillon d'un affleurement de lauzes marneuses confirme l'absence de kaolinite comme cela avait déjà été signalé pour les Lauzes du substratum de la carrière Vicat (Parjadis de Larivière, 1959). L'échantillon du site de la Grande Vigne (SA3bis) se caractérise par sa très forte teneur en smectites (92%). La seule coupe de référence régionale dans le massif des Bauges (Deconninck *et al.*, 1985) ne montre de telles teneurs que dans l'Hauterivien et l'Urgonien basal. Ces niveaux n'étant pas représentés dans notre bassin versant, la seule source envisageable pourrait être la couche à orbitolines constituant la base de la niche, couche qui n'est pas individualisée dans la coupe de référence.

site	forage	profond	nature	ill	chl	ill + chl	kaol	smec	Inter ill/sm	smec + inter	IC	référence
Sassenage château	SA1bis	3,15	paléosol holocène	5	0	5	3	78	14	92	0,19	JFG-GM2007
Sassenage château	SA1	5,8	paléosol pléniglac	19	3	22	8	53	17	70	0,22	JFG-GM2007
Sassenage Grande Vigne	SA3bis	1,9	paléosol holocène	3	2	5	3	92	0	92		ZAA2013-2
Engins lauzes marneuses			roche	18	0	18	0	71	11	82	0,29	JFG-GM2007
carrière Sassenage lauzes			roche				0					NPdL 1959
Sassenage Grands Champs	SA2	0-2,5	fluviatile	34	23	57	3	15	25	40	0,23	JFG-GM2007
Sassenage Grands Champs	SA2	11,5-13	paléosol	25	15	40	5	33	22	55	0,27	JFG-GM2007

Tableau I – Analyse des argiles. En vert foncé le faciès lauzes marneuses ; en orange le faciès urgonien (couche à orbitolines ?) et en vert-bleu le faciès de la plaine.

Les deux échantillons provenant du site du château (SA1 et SA1bis) semblent correspondre plutôt à une source de type lauzes marneuses, avec éventuellement pour SA1 un enrichissement en matériel morainique (illite bien cristallisée et chlorite) et en produit d'altération pédogénétique (interstratifiés illite/smectites). La teneur en kaolinite dans le SA1 (8%) semble trop faible pour argumenter de manière indiscutable en faveur d'une source karstique : en effet de telles teneurs ont déjà été observées dans le Houiller de Maurienne (données inédites) et en contexte de moraine d'origine interne sur le site du Peuil, dans le Vercors oriental à quelques kilomètres de notre site (Ménard *et al.*, 2015).

Les deux échantillons provenant du site des Grands Champs montrent clairement un mélange d'une source Drac-Isère et d'une source locale (chaîne subalpine).

II.4.2. Ensemble intermédiaire à « argile » blanche.

On rencontre ensuite une épaisse formation « d'argiles » blanches, avec respectivement 2,2 m (2,4 ?) au site du château et 1,5 m au site de la Grande Vigne. Ces « argiles » blanches au sens granulométrique sont en fait minéralogiquement constituées majoritairement de poudre de carbonates.

La transition entre les argiles brunes et le sommet de la poudre blanche se fait à la fois par une évolution graduelle du taux de mélange entre ces deux pôles et par une succession de pseudo-couches alternativement plus argileuses et plus carbonatées (fig.9).

Cette formation blanche surmonte par l'intermédiaire d'un autre horizon de paléosol les blocs de l'éroulement. La transition entre la base de cette poudre blanche et le paléosol correspond à une alternance de lits irréguliers millimétriques (pseudo-lamines dans SA1) blancs et bruns.

Ce caractère progressif des transitions basale et sommitale est confirmé par l'analyse élémentaire en fluorescence X (core-scanner) qui montre des évolutions opposées (cas de la transition sommitale du forage SA1 sur la figure 9) d'une part de l'Al, Ti, K, Si et Fe (pôle argileux) et d'autre part du Ca et Sr (pôle carbonaté).

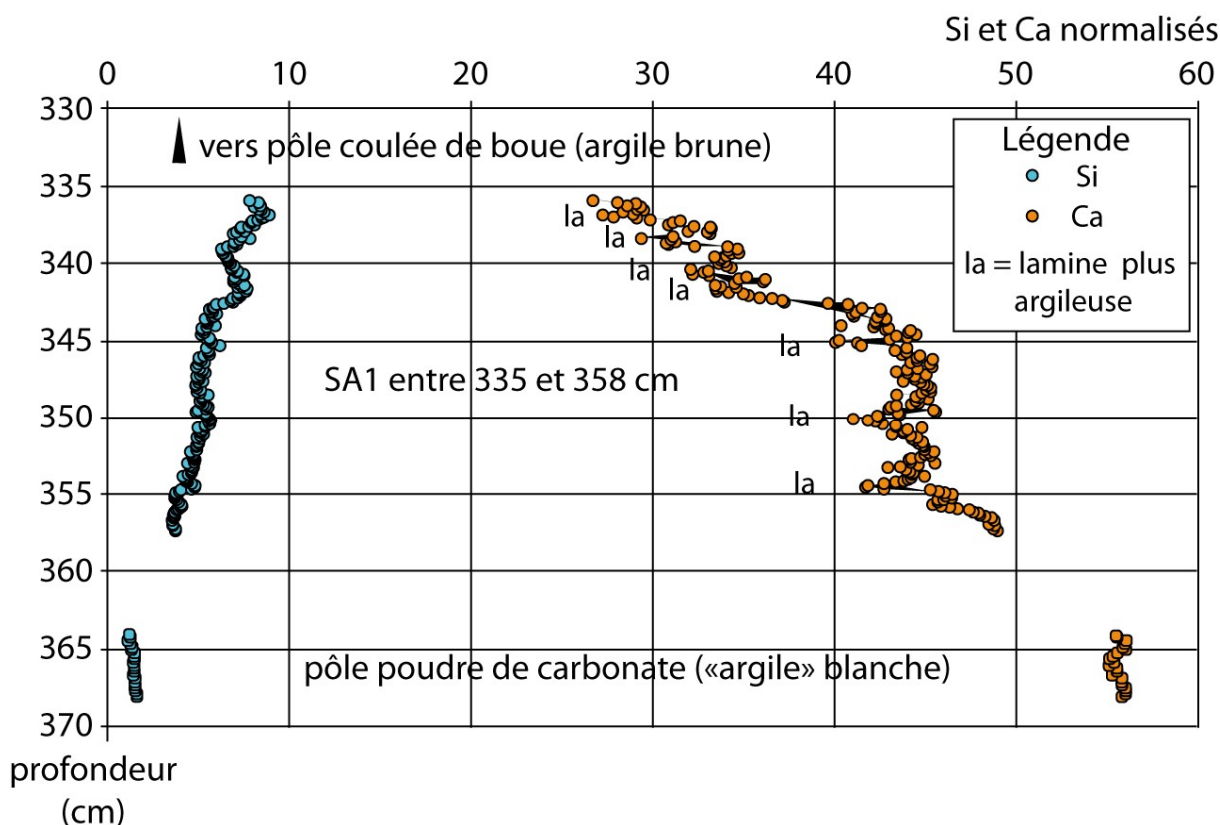


Figure 9- Analyse élémentaire en fluorescence X de la transition sommitale du forage SA1 (Ca, Si normalisés).

On note à deux niveaux au sein de la poudre blanche du SA1 la présence de blocs anguleux d'argiles brunes dont l'un (4,20 m) a fait l'objet d'une datation au ^{14}C .

Compte tenu du fait que ces formations à poudre reconnues sur les deux sites de forage présentent des caractères très particuliers communs aux deux sites (même position, épaisseurs

exceptionnelles comparables, transitions basale et sommitale présentant les mêmes caractères) il est très probable qu'elles correspondent à un seul et même événement appelé ultérieurement « l'événement à poudre » (noté EàP sur la figure 8).

II.4.3. Essai de corrélation entre les deux sites du versant

La coupe f de la figure 10 (localisation sur les figures 5 et 7) montre les relations géométriques entre les sites du château de Beurevoir (SA1) et de la Grande Vigne (SA3). Elle regroupe les informations acquises sur ces deux sites ainsi que celles fournies par deux autres forages réalisés à proximité (cf. fig.7). Le forage Fu3, réalisé par le CETE, a traversé 51m d'éroulement avant d'atteindre le bedrock ici constitué par les Lauzes marneuses. Le forage Gth est un forage géothermique réalisé pour un particulier. De 100 m de profondeur, il a traversé l'éroulement sur une quinzaine de mètres. Le contact entre éroulement et bedrock dans le lit du Furon (cf. fig.4 et point M3 sur la figure 5) est directement observé et donc bien contraint.

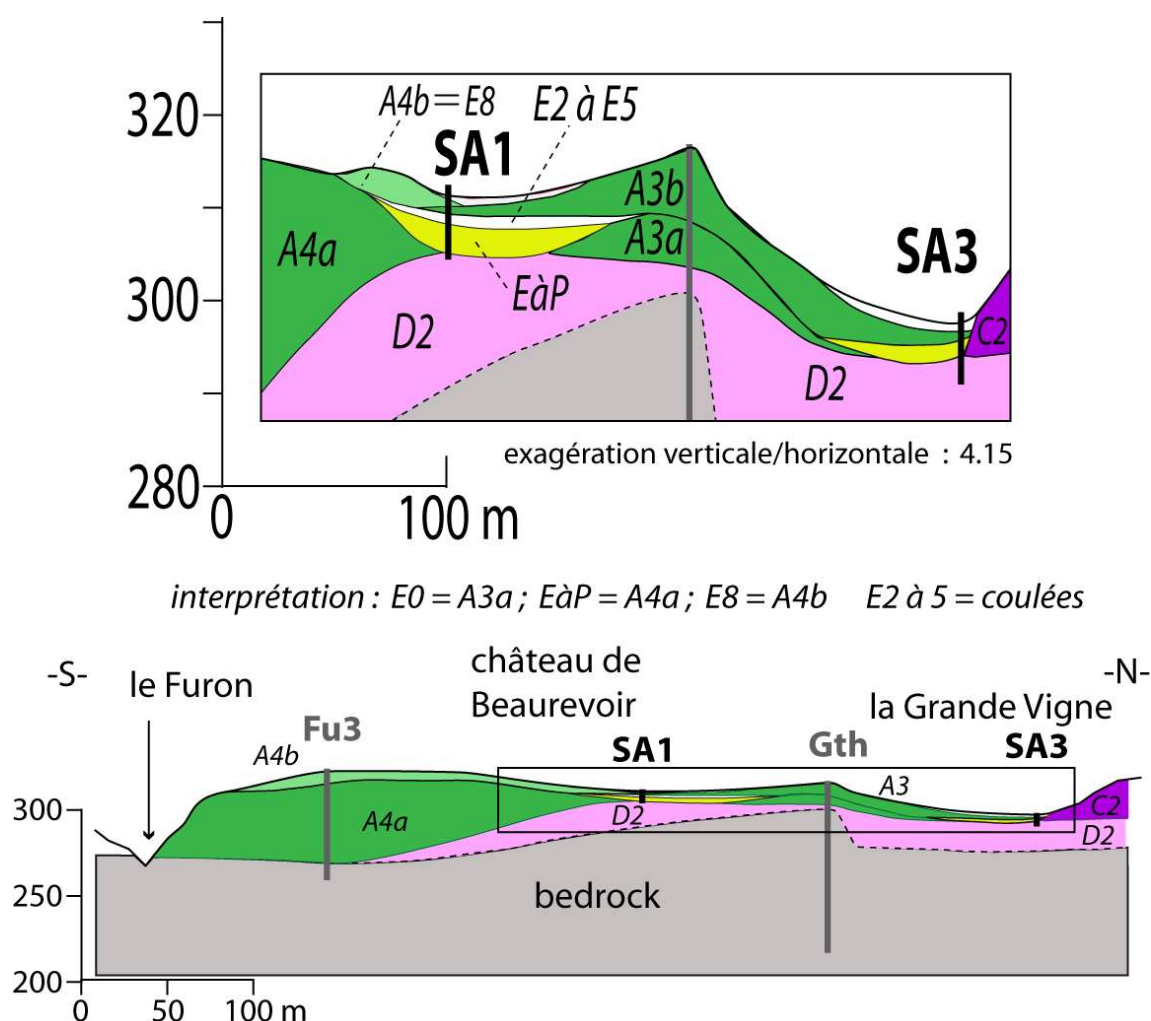


Figure 10 – interprétation des relations entre les différentes unités (éroulements et coulées) selon la coupe f. L'unité A4b, associée à l'événement E8 se développe principalement en dehors du plan de coupe (cf. fig.5).

Compte tenu d'une part de l'attribution des formations d'argiles blanches des deux sites à un même événement et d'autre part de l'analogie des séquences sus-jacentes à argiles brunes, il peut être envisagé une tentative de corrélation entre les deux sites de forage. L'unité A3 (en fait l'unité

A3a) a contribué à individualiser les deux cuvettes dans lesquelles ont été piégés les dépôts associés à l'événement à poudre (fin du § II.4.2 et Eap sur la figure.10).

L'alimentation des deux cuvettes se fait par deux chenaux (au sud, la draye de la Gérina ; au nord, le thalweg du bord sud de la niche d'arrachement), eux-mêmes alimentés par des résurgences temporaires du karst. La dépression du château semble avoir recueilli plus de coulées que celle de la Grande Vigne. Ces coulées en surnombre correspondent aux unités E2 à E5 (cf. fig.8). Cette surépaisseur de formations à argile brune est représentée par la plage blanche notée E2 à E5 sur la figure 10.

Nous interprétons ainsi les formations à argiles et blocs du site du château mises en place entre E5 et E8, c'est-à-dire E6 et E7 ainsi que l'ensemble des formations à blocs du site de la Grande Vigne comme les équivalents de l'unité A3b (fig.10).

III. Données nouvelles sur la chronologie de l'écroulement

Trois méthodes de datations ont été utilisées dans le cadre de ce travail : Le ^{14}C pour les paléosols en place ou remaniés, l'U/Th pour la concrétion qui s'est développée dans l'unité à Urgonien et le ^{36}Cl pour la niche d'arrachement. Les résultats de ces trois méthodes sont présentés successivement ci-dessous.

III.1. Ages ^{14}C

III.1.1 Généralités

Il est intéressant de remarquer que les 3 types de dépôts mis en évidence, écroulement, couches de poussière carbonatée et empilement de coulées boueuses brunes, correspondent tous à des dépôts quasiment instantanés à l'échelle géologique (ordre de grandeur de quelques heures au maximum). Là encore, l'ensemble de ces dépôts correspond à une durée cumulée de mise en place très courte (quelques heures).

Nous avons fait dater au ^{14}C (Poznan Radiocarbon Laboratory) le matériel fin intercalé entre les unités d'écroulement dans la plaine, les coulées à matériel argileux de sites du replat, et le matériel argileux reposant sur l'écroulement basal des sites du replat.

Lorsqu'on date un niveau d'argile brune il se pose alors la question de savoir si l'âge obtenu contraint plus l'événement sus-jacent, l'événement sous-jacent ou l'événement correspondant au matériel daté. Que l'argile brune provienne d'un sol granulaire en place ou d'un paléosol remanié, la mise en place de l'unité sus-jacente est plus jeune que l'âge obtenu.

Dans le cas où l'on date un sol granulaire en place il est plus raisonnable de considérer que c'est le recouvrement par l'unité sus-jacente qui met fin à sa vie. C'est alors l'événement sus-jacent qui est daté par l'âge obtenu. L'événement correspondant à la mise en place de l'unité contenant l'échantillon daté et a fortiori l'événement sous-jacent sont ainsi plus vieux que l'âge obtenu. En toute rigueur ces âges correspondent à des âges apparents (temps de résidence moyen des pédologues), supérieurs de quelques dizaines voire d'une centaine d'années à l'âge réel de fin de vie des sols.

nom	nature	âge BP	âge cal BP (1σ)	proba (%)	âge cal BP (2σ)	proba (%)	référence laboratoire
Château de Beurevoir							
SA1-0.8	paléosol <i>(0.85m)</i>	980 ± 30	1046-1018 AD 1121-1092 AD 1148-1140 AD	35.4 25.7 7.1	1058-994 AD 1154-1076 AD	48.4 51.6	Poz-54134
SA1-3.2	paléosol	3780 ± 40	4240-4080	68.2	4300-4070 4050-3990	87.4 8.0	Poz-33130
SA1-3.3	paléosol	5490 ± 50	6400-6370 6320-6270 6250-6210	7.4 43.9 16.9	6400-6200	95.4	Poz-33132
SA1-3.4	paléosol	5260 ± 40	6180-6150 6120-6050 6030-5940	9.8 20.9 37.5	6180-6140 6130-5920	14.2 81.2	Poz-33133
SA1-4.2	paléosol intercalé	2495 ± 30	2720-2700 2650-2470	2.3 65.9	2740-2460 2420-2360	91.4 4.0	Poz-26499
SA1-5.6	transition basale	10190 ± 60	12002-11766	68.2	12094-11620	100	Poz-54133
SA1-5.8	paléosol basal	12950 ± 70	15950-15200	68.2	16050-14450	95.4	Poz-23128
SA1bis-1.7	paléosol en place	2215 ± 35	2310-2290 2280-2150	7.3 60.9	2340-2120	95.4	Poz-26500
SA1bis-2.2	paléosol en place	2420 ± 35	2710-2670 2490-2350	8.5 59.7	2710-2630 2620-2580 2550-2520 2510-2340	23.3 4.8 1.7 65.6	Poz-26501
SA1bis-2.7	paléosol en place	2585 ± 35	2760-2710 2630-2620	64.6 3.6	2780-2700 2640-2610 2590-2490	72.1 8.2 15.1	Poz-26502
SA1bis-3.0	paléosol en place	3655 ± 35	4080-4030 3990-3900	21.1 47.1	4090-3860	95.4	Poz-23127
les Grands Champs							
SA2-12	paléosol intercalé <i>(12m)</i>	9620 ± 50	11139-11067 11020-11008 10958-10863 10852-10795	21.2 2.8 29.7 14.6	11173-10773	95.4	Poz-23129
la Grande Vigne							
SA3-0.55	paléosol <i>(0.55m)</i>	2675 ± 30	2837-2834 2792-2752	3.1 65.1	2845-2749	100	Poz-54131
SA3-1.7	paléosol <i>(1.7m)</i>	3235 ± 35	3480-3395	68.2	3560-3380	95.4	Poz-30530
SA3-1.9(a)	paléosol <i>(1.85m)</i>	4345 ± 35	4970-4850	68.2	5040-5010 4980-4840	3.9 91.5	Poz-30531
SA3-1.90(b)	transition sommitale <i>(1.9m)</i>	5160 ± 40	5998-5960	13.7 54.5	5995-5882 5824-5757	79.8 15.6	Poz-54130
SA3-3.4	paléosol basal <i>(3.35m)</i>	14750 ± 80	18050-17710	68.2	18550-17350	95.4	Poz-33134
SA3bis-1.4	paléosol <i>(1.4m)</i>	3095 ± 35	3370-3310 3300-3260	43.1 25.1	3390-3210	95.4	Poz-30526
SA3bis-1.85	paléosol <i>(1.75m)</i>	3970 ± 35	4520-4470 4450-4410	35.5 32.7	4530-4350 4330-4290	89.8 5.6	Poz-30527
SA3bis-1.95	coquille dans paléosol <i>(1.85m)</i>	9370 ± 50	10670-10510	68.2	10730-10480 10460-10430	92.9 2.5	Poz-30528
SA3bis-1.80	transition sommitale <i>(1.9m)</i>	4655 ± 35	5455-5377 5331-5319	59.2 9.0	5568-5564 5470-5312	94.7 0.7	Poz-54132

Tableau II : résultat des datations au ¹⁴C. Les profondeurs en italique ont été redéfinies après repositionnement des passes non récupérées des carottes.

Dans le cas où l'on date un niveau de paléosol remanié (argile brune compacte) la mise en place de ce niveau est plus récente que l'âge obtenu ; le temps écoulé entre l'âge mesuré et cette mise en place reste indéterminé (dans le meilleur des cas la coulée a remanié le sol vivant au moment de l'événement, auquel cas on détermine l'âge de la coulée elle-même). L'âge de l'événement sus-jacent est a fortiori encore plus jeune. En revanche cet âge n'apporte aucune contrainte sur l'âge de l'événement sous-jacent. Ce raisonnement découle de notre interprétation de l'ensemble des dépôts en termes d'événement instantanés remaniant des matériaux issus du versant ; il ne pourrait être tenu si les argiles brunes se déposaient en continu dans un petit lac.

Une condition nécessaire mais pas suffisante pour que des âges soient considérés comme cohérents et acceptables est qu'ils soient croissants avec la profondeur.

Le tableau II fournit pour chaque échantillon l'ensemble des résultats conventionnels et calibrés. Les calibrations ont été réalisées avec le logiciel Calib (Reimer et al., 2013). Les âges calibrés sont obtenus en rajoutant 1950 ans aux âges cal BC fourni par le logiciel Calib. Seul l'échantillon SA1-0.8 est fourni en âge cal AD. Ces résultats sont discutés en distinguant les sites de la plaine et du replat.

III.1.2 Coulées des sites du replat

Les datations que nous considérons comme les plus significatives concernent trois des quatre paléosols granulaires en place (notés « ps » sur la fig.8, aux profondeurs de 1,7, 2,2 et 2,7 m).

Ils se sont en effet développés in situ et leurs âges respectifs sont strictement croissants avec la profondeur (2235, 2410, 2745 ou 2625 cal BP respectivement, en choisissant le pic ou l'un des pics de maximum de probabilité des courbes de calibration). Ces paléosols sont situés respectivement au sommet des unités correspondant aux événements E4, E3 et E2 (cf. fig.8). Les âges obtenus datent la mise en place des unités immédiatement sus-jacentes qui mettent fin à la vie de ces sols, soit respectivement les événements E5, E4 et E3.

Le cas de l'âge (3980 cal BP) du quatrième paléosol granulaire, situé au sommet de l'unité EàP (3,0 m), doit être discuté en prenant en compte l'âge obtenu sur le bloc d'argile intercalé à 4,20 m (2710 ou 2570 cal BP). Rappelons que l'âge de l'unité à poudre est postérieur au plus jeune des âges qu'elle remanie qui est celui du bloc d'argile intercalé à 4,20 m. Pour être compatible avec les courbes de probabilité des âges calibrés et respecter l'accroissement des âges avec la profondeur il faut choisir pour l'échantillon à 4,20 m le pic à 2710 et pour l'échantillon à 2,7 m déjà cité le pic à 2625 (fig.11). Nous assimilerons cet âge de 2710 à celui de mise en place de l'EàP.

Reconsidérons à présent le cas du quatrième paléosol granulaire situé à 3,0 m au sommet de l'unité notée EàP. Son âge indiscutablement remanié (3980 cal BP) traduirait selon nous un délai très court (quelques années ?) entre l'événement à poudre et l'événement suivant (E2). Ce délai serait suffisant pour acquérir la structure granulaire, mais pas suffisant pour renouveler le stock de ^{14}C . Pour l'événement E2 nous proposons de manière en partie arbitraire un délai de 10 ans après l'événement à poudre, soit un âge de 2700 cal BP.

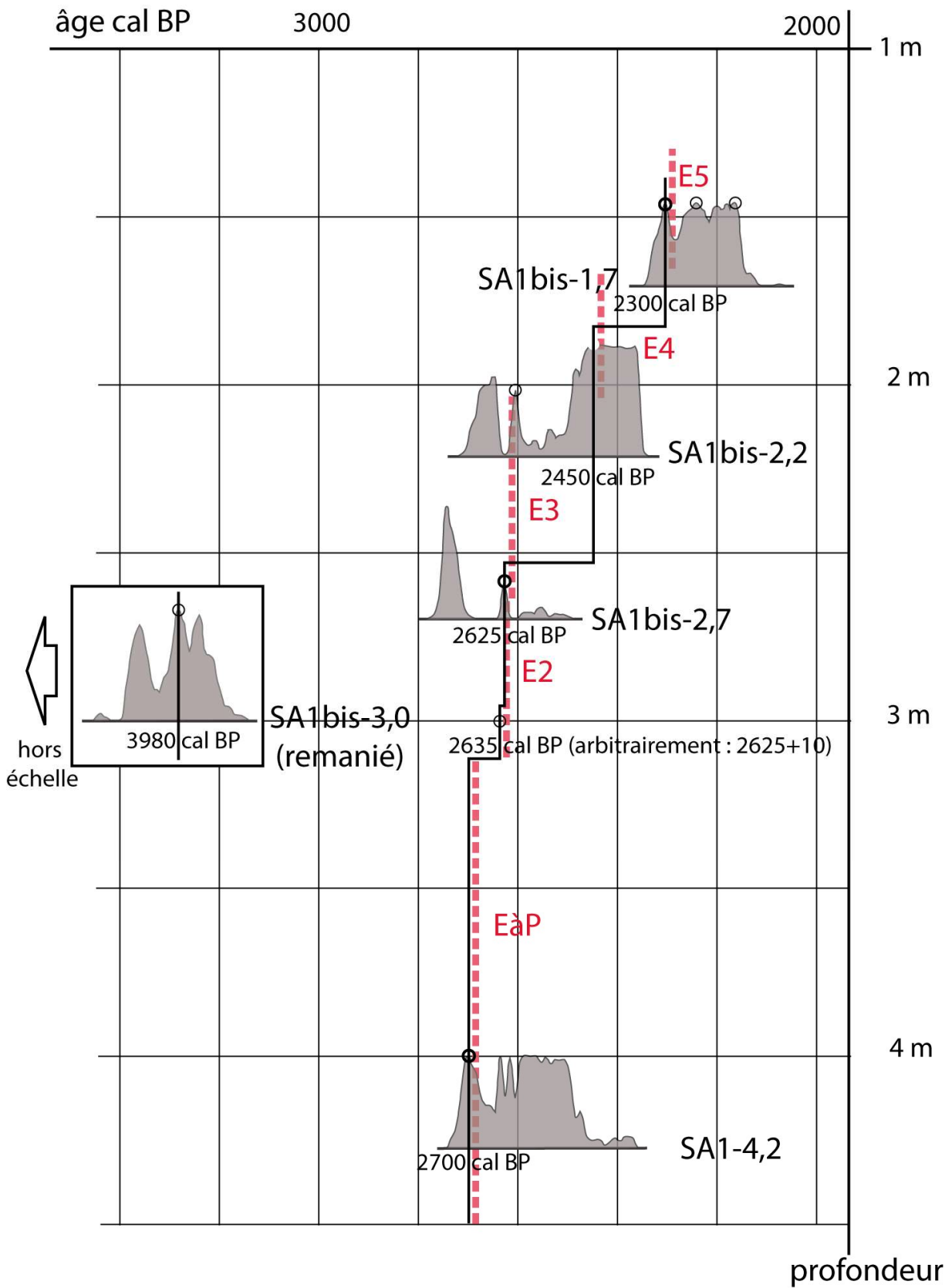


Figure.11 – Choix des âges respectant leur accroissement en fonction de la profondeur pour le cas des paléosols granulaires en place.

III.1.3 Paléosols reposant sur l'écroulement basal des sites du replat

Ces échantillons ont été prélevés immédiatement au-dessus des blocs de l'écroulement basal dans la zone de transition (mélange) avec l'argile blanche. Les âges obtenus, beaucoup plus anciens que ceux, même remaniés, de l'unité à poudre sus-jacente, nous conduisent à considérer ces matériaux comme des paléosols s'étant développés in situ. Le mélange avec la coulée d'argiles blanches ne se serait accompagné que d'un faible transport (quelques mètres à dizaines de mètres). Ceci autorise d'interpréter ces âges comme ceux de paléosols en place.

L'échantillon de paléosol prélevé sur le site du Château de Beurevoir à 5,8 m (SA1-5,8m) entre le sommet des blocs de l'écroulement et la partie inférieure des « argiles » blanches a fourni un âge à 12950 ± 70 BP [16050-14450 cal BP]. Nous considérerons l'âge de 15600 cal BP (pic unique de probabilité maximale) comme celui de cet échantillon.

Sur le site de la Grande Vigne un matériau brun clair formant liant entre les blocs du sommet de l'écroulement et prélevé à 3,4m nous a causé l'heureuse surprise de contenir 3,4% de matière organique. Il a fourni un âge à 14750 ± 80 BP [18550-17350 cal BP]. Nous considérerons comme âge le plus probable de cet échantillon l'âge de 17970 cal BP (pic unique de probabilité maximale), très proche de la limite Pléni-glaciaire-Dryas ancien.

Ces deux âges postdatent un seul et même événement, plus vieux que 18 ka cal BP. Dans le contexte de maximum de froid caractérisant cette époque, il est probable qu'un sol se forme lentement, à une vitesse difficile à préciser. On ne peut donc pas savoir de combien l'âge de 18 ka postdate l'écroulement (peut-être plusieurs millénaires). Quel que soit l'âge de cet écroulement, le glacier de l'Isère-Romanche avait disparu du versant lors de cet événement.

III.1.4 Niveau argileux brun intercalé entre les écroulements dans la plaine

1 datation a été réalisée sur ce site dans le forage SA2.

L'âge de 9620 ± 50 BP [11173-10773 cal BP] a été obtenu sur un paléosol séparant 2 unités d'écroulement. L'échantillon SA2-12 a été prélevé autour de 12 m de profondeur dans un forage en destructif réalisé à l'air : du fait de ce mode de prélèvement il représente un mélange de matériaux échantillonnés sur plusieurs décimètres de hauteur. En conséquence cet âge n'est pas nécessairement proche ni de l'épisode d'écroulement sous-jacent, ni du sus-jacent. Toutefois ces épisodes peuvent être considérés comme respectivement plus vieux que 10773 cal BP et plus jeune que 11173 cal BP (Dryas récent). Le développement de ce sol implique que le site était alors émergé.

L'épisode le plus vieux correspondrait, dans l'hypothèse la plus simple, à l'événement plus vieux que 17970 cal BP fourni par l'échantillon SA3-3.4. Ainsi durant toute la durée du lac de La Rivière, cette unité d'écroulement était au moins en partie émergée

L'épisode le plus jeune peut être précisé grâce à la géométrie des dépôts grossiers du Drac et de l'Isère qui implique un contrôle de ces dépôts par au moins une unité de l'écroulement (cf. § II.2 et fig.6). On avait donc au moins la présence de l'unité la plus vieille pour guider l'incision de la gouttière. La présence de l'unité la plus jeune, sans être absolument nécessaire, est envisageable. Dans ce cas la mise en place de cette unité a un âge compris entre 11173 et 11000 cal BP. L'hypothèse inverse peut également être envisagée, à savoir une mise en place après 11000 ans, mais l'imprécision sur le tracé de la limite masquée de cette unité ne permet pas de la valider.

III.2. Ages U-Th sur le site de la carrière et dans le gouffre Berger

Des concrétions recueillies par l'exploitant de la carrière correspondent à des stalactites formées dans une cavité entre des blocs de la masse d'Urgonien écroulée (unité B). Le cœur d'une de ces concrétions a été daté par la méthode U-Th. Le protocole utilisé est celui récemment développé au LSCE (Douville et al., 2010). L'analyse des fractions uranium a été réalisée sur un ICP-QMS (type X series^{II} CCT, Thermo Electron). La fraction thorium a été analysée par TIMS (type Finnigan MAT262). Les rapports isotopiques sont déterminés en utilisant les constantes radioactives données dans Cheng et al. (2000). L'intervalle d'âges obtenu, de 6100 à 6030 ans correspond à l'intervalle commun à 2 analyses effectuées sur le cœur de la stalactite (teneur en Uranium de 0,4 ppm, considérée comme relativement élevée). La concrétion s'étant formée après l'écroulement, celui-ci lui est donc considéré comme antérieur à 6100 BP.

La base d'une stalagmite recueillie antérieurement par Y. Perrette dans le gouffre Berger a également fait l'objet d'une datation. Cette concrétion s'est développée en effet sur un éboulis provenant de l'effondrement du plafond de la cavité (Perrette, 2000). Compte tenu de la proximité entre le réseau du Berger et notre zone d'écroulements (environ 1 km), on pouvait raisonnablement envisager que cet effondrement de plafond soit associé à un épisode d'écroulement en surface. L'âge obtenu, 2900 ans, ne semble correspondre à aucun événement détecté à partir des datations au ¹⁴C. Toutefois plusieurs épisodes du replat restent non datés et il est possible que l'un d'entre eux corresponde à l'événement du gouffre Berger que nous appelons EB.

III.3. Ages ³⁶Cl

La partie supérieure de la niche d'arrachement a été échantillonnée (7 échantillons dont 4 sur la surface de glissement) en vue de datation par la méthode au ³⁶Cl. La purge de la niche étant considérée comme correspondant à un seul événement, son âge devrait être compatible avec le résultat présenté précédemment sur la concrétion de la carrière. Les âges obtenus sur l'escarpement sommital étant beaucoup plus jeunes que ceux obtenus sur la surface de glissement (tableau III), nous les considérons comme rajeunis par des purges postérieures à l'écroulement. Ainsi seuls les échantillons provenant de la surface de glissement sont discutés.

Dans le tableau III deux hypothèses de taux de production de ³⁶Cl ont été envisagés : une valeur locale (Alpes Maritimes) d'après Braucher et al., 2011 et une valeur moyenne mondiale d'après Borchers et al., 2016. La seconde conduisant à des âges largement postérieurs à l'âge obtenu par U-Th sur la concrétion qui elle-même postdate l'écroulement, c'est la première hypothèse (^a dans le tableau III) que nous retiendrons.

Concernant le calcul de l'âge représentatif de l'écroulement, deux méthodes sont proposées ici. La première (tableau III) est d'effectuer une moyenne pondérée des âges individuels (la pondération prenant en compte l'incertitude associée à chaque âge). Cette méthode, basée sur le caractère gaussien de la distribution des âges (nombre d'échantillons suffisant ?), est la plus couramment utilisée par les spécialistes. Elle fournit un âge de 6.1 ka ± 0.3. La deuxième méthode consiste à choisir le maximum de la courbe qui somme les courbes de probabilité individuelles de chaque échantillon. Elle fournit un âge de 6.5 ka.

	Lat.	Long.	Alt.	Ep.	S _T	S _n	S _μ	Cl	Poids	³⁶ Cl/ ³⁵ Cl	N _{36 total}	âge ³⁶ Cl	âge ³⁶ Cl
	(°)	(°)	(m)	(cm)				(ppm)	(g)	(10 ⁻¹³)	(10 ⁴ at/g)	(ka) ^a	(ka) ^b
Echantillons provenant de la surface de glissement													
DDL 1	45.22036	5.62857	1210	3.4	0.88	2.75	1.74	15.74	36.47	3.68 ± 0.10	2.86 ± 0.11	6.9 ± 0.6	5.3 ± 0.4
DDL 2	45.22036	5.62857	1210	4	0.88	2.75	1.74	14.07	36.74	3.55 ± 0.09	2.66 ± 0.09	6.4 ± 0.5	4.9 ± 0.4
DDL 3	45.22036	5.62857	1210	4	0.88	2.75	1.74	16.21	32.57	3.14 ± 0.12	2.6 ± 0.13	6.5 ± 0.6	5.0 ± 0.4
DDL 4	45.22036	5.62857	1210	4	0.88	2.75	1.74	14.54	36.81	3.02 ± 0.08	2.22 ± 0.09	5.3 ± 0.4	4.1 ± 0.3
Moyenne pondérée												6.1 ± 0.3	4.7 ± 0.2
Echantillons provenant de l'escarpement sommital													
DDL 5	45.22088	5.62455	1380	4	0.59	3.19	1.87	14	36.93	1.65 ± 0.15	0.99 ± 0.13	2.9 ± 0.4	2.3 ± 0.3
DDL 6	45.22088	5.62455	1380	4	0.59	3.19	1.87	13.64	35.14	2.31 ± 0.06	1.61 ± 0.07	5.0 ± 0.4	3.8 ± 0.3
DDL 7	45.22088	5.62455	1380	4	0.50	3.19	1.87	12.2	36.66	1.94 ± 0.09	1.21 ± 0.08	3.6 ± 0.4	2.8 ± 0.3
DDL BK	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.62 ± 0.04	-		

^a âge d'exposition calculés avec une estimation locale des taux de production de ³⁶Cl d'après Braucher et al. (2011).

^b âge d'exposition calculés avec une moyenne mondiale des taux de production de ³⁶Cl d'après Borchers et al. (2016).

Tableau III- Résultats des datations au ³⁶Cl

La première méthode (AMP sur la figure 12) conduit ainsi à un âge identique à l'âge U-Th (A U-Th sur la figure 12) obtenu sur la concrétion alors que la seconde méthode (AP sur la figure 12) conduit à un âge pour l'éroulement plus vieux de 400 ans que celui de la concrétion.

Le choix entre ces deux solutions sera discuté au § IV.1.3.

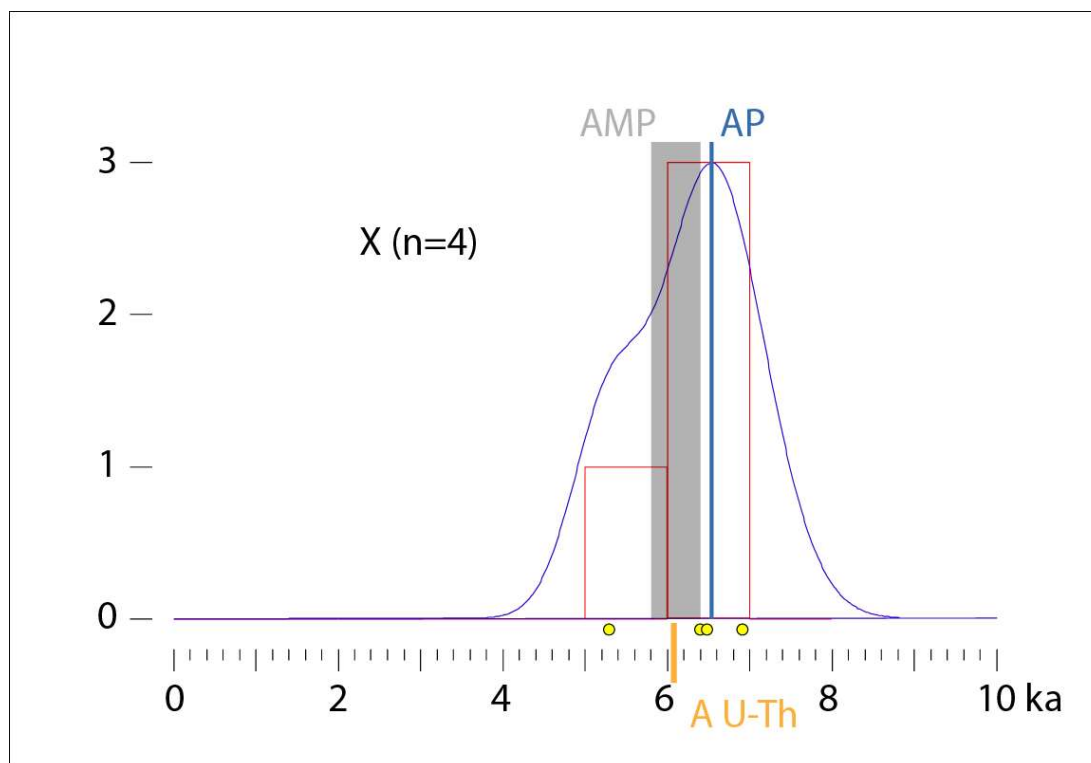


Figure 12- Synthèse des âges ³⁶Cl.

AP=âge du pic de probabilité ; AMP=âge moyen pondéré ; A U-Th=âge U/Th sur concrétion.

IV- Reconstitution cinématique de l'écroulement

La reconstitution cinématique des épisodes d'écroulement s'appuie sur une chronologie relative déduite de la morphologie et sur une chronologie absolue faisant appel à plusieurs techniques (^{14}C , ^{36}Cl et U-Th). Quatre ensembles d'événements peuvent être proposés. Cette cinématique conduit à un essai de reconstitution de l'état du versant avant écroulement, reconstitution effectuée à la fois en coupe et en carte.

IV.1. Chronologie des événements

La chronologie des événements que nous allons discuter prend en compte l'ensemble des données de datation obtenues. Elle est synthétisée sur la figure 13.

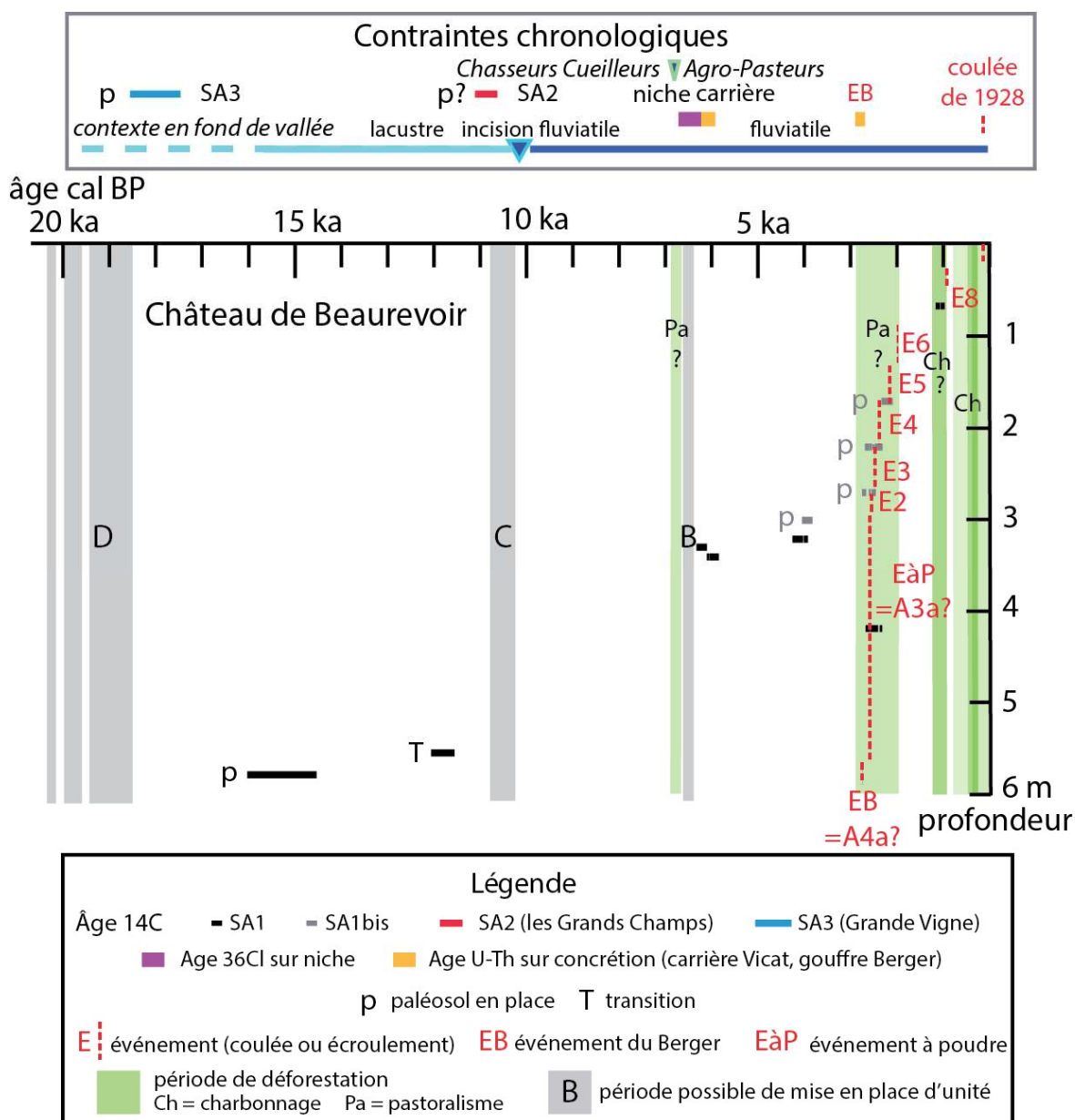


Figure 13- Modèles d'âge pour le site du Château. Les périodes de coulées boueuses sont plutôt associées à des périodes de déforestation.

Pour les trois premiers ensembles d'événements qui tous ont atteint la plaine se pose un problème identique. Sont-ils constitués d'un seul événement correspondant à un dépôt passant en continu du talus à la plaine ou sont-ils constitués de deux événements. En effet un problème se pose concernant l'angle replat/talus et l'angle talus/plaine : dans l'hypothèse d'un événement unique ces changements de pente ne peuvent être imposés que par la géométrie du substratum. Compte tenu de la profondeur de celui-ci, on devrait s'attendre à une topographie de surface beaucoup plus lissée que celle observée (changements de pente plus progressifs). Ainsi lorsque l'angle replat/talus est vif, la question de la juxtaposition de deux événements se pose bien.

Dans le premier cas (un seul événement) on dispose pour chaque ensemble/événement d'une contrainte chronologique. Dans le second cas (deux événements), le dépôt de la plaine correspond à un événement plus ancien, et le talus correspond à la partie frontale d'un événement plus récent, seul l'un des deux événements étant contraint par les datations.

IV.1.1. Episodes anciens

Les événements anciens correspondent à la partie inférieure (la plus au sud) de l'unité définie sous la plaine (unité D1, cf. fig. 5), à l'unité du versant retrouvée à la base des deux sites du replat, ainsi qu'à une partie du talus, par continuité (unité D2).

Dans l'hypothèse d'un événement unique (D), l'âge de l'unité est supérieur à 17,97 ka cal BP mais d'une valeur que l'on ignore. Il est également compatible avec un âge supérieur à 11,173 ka cal BP, âge trouvé dans le site de la plaine. Compte tenu du contexte pléniglaciaire, l'évolution pédogénétique devait être plutôt lente de sorte que l'âge de l'écroulement pourrait être significativement plus ancien. L'absence de sol entre 17,97 ka et un peu plus que 2,72 ka cal BP (âge de l'événement à poudre) est interprétée ainsi : cette absence résulterait de l'élimination de sols qui ont pu se développer au-dessus du niveau à 17,97 ka par un (E0 ?) ou plusieurs événements ultérieurs avant que le site n'ait valeur de piège à sédiments (dépôt de l'unité A3a correspondant à l'événement E0).

Dans l'hypothèse de deux événements, l'âge supérieur à 17,97 ka cal BP ne concerne que l'unité définie dans le versant (D2). Les commentaires du paragraphe précédent sur cet âge restent opportuns mais seulement pour l'unité D2. L'âge de l'unité D1 est alors encore plus ancien sans qu'on puisse être plus précis. Compte tenu de l'angle vif entre le replat et le talus nous considérons ici cette hypothèse comme la plus probable.

Cet âge du paléosol à 17,97 ka cal BP a une conséquence importante sur l'histoire de la glaciation/déglaciation de la vallée de l'Isère. Il implique en effet une absence de glacier dans la cluse à cette époque pour permettre le développement d'un sol à 300 m d'altitude. Dans l'hypothèse classique d'un maximum d'avancée du glacier au LGM (25-20 ka) il faudrait que celui-ci ait fortement reculé à 18 ka bien que le réchauffement tardiglaciaire n'ait pas encore débuté. Le seul moyen d'expliquer alors le recul important du glacier est d'invoquer une forte baisse des précipitations, point qui sera discuté au § V.1.1. Dans l'hypothèse d'un dernier maximum antérieur à 30 ka (Hannss 1984 ; Triganon et al. 2005) cet âge serait bien en accord avec une extension réduite (ne dépassant pas Grenoble) du glacier au LGM. Dans ce cas les stries glaciaires observées dans la carrière (altitude 400 m) seraient plutôt associées à l'épisode au-delà de 30 ka.

L'âge à 11,173 ka cal BP trouvé dans le site de la plaine à la cote 191 m implique que ce site était émergé à une période où était présent en fond de vallée le lac de La Rivière (Coûteaux, 1978 ; Montjuvent et Nicoud, 1987) à la cote 190 m. Le cortège argileux analysé sur ce paléosol, malgré un enrichissement en illite-chlorite par rapport aux échantillons des sites du replat (cf. tableau I) ne correspond toutefois pas au cortège caractéristique (plus de 90% d'illite-chlorite) du Drac et de l'Isère. Reste l'hypothèse d'apports du Furon, sur lequel nous ne disposons d'aucune analyse de référence.

IV.1.2. Les événements autour de 11-10 ka

Un ou plusieurs événements (C sur fig.5) incluant l'unité rencontrée sous la plaine au-dessus du paléosol daté à 11,173 ka cal BP sont postérieurs à cet âge.

Dans l'hypothèse d'un événement unique celui-ci est antérieur à 10 ka cal BP., si l'on considère qu'il a contribué à guider la gouttière de dépôts fluviatiles dans la plaine (cf. fig.6).

Dans l'hypothèse de deux événements, la fourchette précédente (11,173-10,0 ka cal BP) ne concerne que la mise en place de la première unité (C1), celle qui a atteint la plaine. La mise en place de la seconde unité, constituée de matériel sénonien et correspondant au replat ainsi qu'au talus pro parte (C2) est nécessairement plus jeune que l'événement C1, et antérieure à la mise en place de l'unité à Urgonien (unité B ; 6,5 ka, cf. § suivant).

Il est ici difficile de choisir entre ces deux hypothèses compte tenu de la présence des unités plus récentes (A3a et A4a) qui masquent en grande partie le passage du replat au talus dans cette unité.

IV.1.3. L'événement (éventuel) à Sénonien à la base de l'Urgonien de la carrière

Nous avons mentionné dans le paragraphe II.1 un niveau à blocs de Sénonien à silex, pouvant avoir deux significations. La première est d'en faire une unité associée à un événement (appelé C') indépendant de l'unité à Urgonien sus-jacente. La seconde est d'en faire une formation constituée de blocs de Sénonien arrachés et entraînés par le passage de l'unité à Urgonien.

Concernant l'âge de mise en place de ce niveau, dans le premier cas il est antérieur à l'événement à Urgonien et peut-être postérieur à C si l'on admet un âge de plus en plus jeune du sud vers le nord des unités à Sénonien (cf. § IV.1.1 et IV.1.2). Dans le second cas ce niveau entraîné par l'unité B lui est synchrone.

Dans le premier cas ce niveau pourrait être considéré comme la terminaison amont d'une langue qui peut avoir un développement bien plus important vers l'aval en particulier au droit du talus (et pourrait ainsi avoir déjà obstrué la résurgence de la Fontaine du Merle). Dans le second cas ce niveau doit probablement partout rester mince à la base de l'unité B.

IV.1.4. L'événement à Urgonien à 6,1 ou 6,5 ka

Un ou plusieurs événements, alimentés par la niche affectant le nord du versant de la Dent du Loup, correspondent à des unités (B sur la fig.5) constituées de matériel urgonien. Contrairement aux deux ensembles d'événements précédents, nous disposons ici de deux données d'âge : un âge au ³⁶Cl dans la niche à 6,1 ou 6,5 ka et un âge U/Th de 6,1 ka BP sur la concrétion trouvée au sein de la masse écroulée dans la carrière.

Dans l'hypothèse d'un événement unique (B), considérons les deux âges possibles, à 6,1 ou 6,5 ka.

Dans le cas de l'âge à 6,5 ka, la concrétion est plus jeune de 400 ans que l'écroulement. Ce délai peut très raisonnablement être celui que demande le développement d'un sol et d'une forêt, nécessaire au concrétionnement. Il a en effet été montré que le carbone des concrétions provient principalement du CO₂ atmosphérique via le gaz carbonique des sols et pour une part moindre de la dissolution des carbonates du massif (Genty et al., 2001). Ce délai de développement d'un sol, admis comme étant de quelques siècles, serait ainsi confirmé et précisé par nos résultats.

Dans le cas de l'âge à 6,1 ka (âge moyen pondéré), celui-ci est identique à l'âge de la concrétion. Cela signifierait que le concrétionnement a débuté dès la formation de l'écroulement, scénario en désaccord avec l'idée précédemment exposée que la formation d'une concrétion nécessite la présence d'un sol en surface. Toutefois des travaux récents sur l'écroulement de Fern Pass (Osterman et al. 2007) montrent des encroûtements d'aragonite débutant aussitôt après la mise

en place de la masse écroulée. Ce phénomène est interprété comme dû à la dissolution de la poussière de carbonate (dolomie) engendrée par l'écroulement puis à la reprecipitation après infiltration entre les blocs.

C'est le premier scénario qui a notre préférence. En effet nos concrétions de dimensions décimétriques n'ont rien à voir avec les encroûtements décrits par Osterman et al. (2007).

L'hypothèse de plusieurs événements n'est pas envisagée ici dans la mesure où la géométrie du talus dans ce secteur nord de l'écroulement est beaucoup moins anguleuse qu'au sud. Cette géométrie est ainsi compatible avec une seule langue d'écroulement se moulant sur une topographie du substratum (cf. fig.3 et 4).

Cet événement permet d'éclairer la contradiction apparente mentionnée dans le § II.2, à savoir des alluvions grossières de l'Isère et du Drac considérées comme guidées par l'écroulement (l'écroulement est donc antérieur à celles-là) et la présence locale de blocs de l'écroulement surmontant ces alluvions (et donc postérieur à celles-ci). Cette contradiction était due au fait qu'initialement l'écroulement était considéré comme un événement unique. Les données nouvelles que nous avons apportées montrent en fait que les 2 événements à Sénonien sont bien antérieurs aux alluvions grossières tandis que l'événement à Urgonien leur est bien postérieur.

IV.1.5. Une suite d'épisodes entre 3 et 2 ka

- Un premier épisode d'écroulement nommé EB correspondant à l'événement daté dans le gouffre Berger se produirait vers 2,9 ka (cf. fig. 13).

- Un épisode d'écroulement EàP associé à des coulées de boue à 2,7 ka cal BP. Le nuage de poussière engendré par cet écroulement à été plaqué au sol par la pluie et concentré par ruissellement dans deux cuvettes pour former un niveau de près de 2 m « d'argiles blanches ».

- Aux deux événements EB et EàP seraient associés les unités A3a (+ b ?) et A4a sans qu'il soit possible de dire quelle unité est associée à quel événement. Ce point sera rediscuté dans le paragraphe concernant la formation des pièges sédimentaires (§ V.3.2 et V.3.3).

- Un épisode de coulées boueuses E2 suivant de peu (quelques années ?) l'épisode précédent, pour lequel nous proposons un âge proche de 2,7 ka BP.

- Un épisode de coulées boueuses E3, daté à 2,64 ka cal BP.

- Un épisode de coulées boueuses E4, daté à 2,4 ka cal BP.

- Un épisode de coulées boueuses E5, daté à 2,3 ka cal BP.

Les événements E2 à E5 ne semblent présents que sur le site du château, et donc associés à des débordements de la draye de la Gérina.

- Deux épisodes de coulées boueuses E6 et E7 ayant probablement leur équivalent sur le site de la Grande Vigne impliqueraient le débordement de la draye de la Gérina et de la draye issue de la niche d'Urgonien. L'âge de ces épisodes est situé dans l'intervalle 2,3-0,92 ka cal BP) sans plus de précision.

- Un épisode d'écroulement (E8 correspondant à l'unité A4b) et daté à 0,92 ka cal BP (soit 1030 cal AD). Le château féodal de Sassenage a été construit sur cette unité d'écroulement peu de temps après sa mise en place, soit 1080 AD (Hannus, communication personnelle).

- Un épisode de coulée boueuse (E9) non datée directement. Cet épisode pourrait être soit l'équivalent de la coulée historique signalée une centaine de mètres au-dessus du site en 1928 (MF sur fig.7).

Deux événements non datés directement appartiennent très probablement à cet ensemble. Il s'agit de ceux associés à l'unité du stand de tir (A1) qui recouvre localement l'unité à Urgonien ainsi qu'à l'unité du virage 460 m (A2).

IV.2. Reconstitution du versant avant écroulement

En nous appuyant sur la chronologie proposée précédemment nous avons tenté de reconstituer l'état du versant avant les épisodes d'écroulement décrits. Cette reconstitution revient à déterminer les zones de départ des différentes unités, zones que nous appelons patries. Elle s'appuie sur les deux coupes nord et centre de la figure 3.

IV.2.1. Principes de détermination des patries des différentes unités

Concernant les unités à Sénonien, la question principale porte sur l'altitude des patries. Pour déterminer ces altitudes deux principes sont appliqués.

Le premier principe est de considérer qu'à volume égal et pour une pente topographique suffisante, une unité se met en place d'autant plus loin vers l'aval qu'elle part de plus haut dans le versant. Ce principe doit être nuancé par la prise en compte de la rugosité de la surface de glissement, en particulier la présence de masses écroulées antérieurement est susceptible de freiner l'écoulement d'une masse ultérieure.

D'après ce principe les unités du replat proviennent plutôt de la partie basse du versant. En revanche les unités anciennes du talus et de la plaine proviennent plutôt de la partie haute du versant. Dans cette partie haute, on peut essayer de préciser la position (à une altitude supérieure ou égale à celle de la niche d'Urgonien) de la patrie de chaque unité en prenant en compte le second principe.

Le second principe est que les pendages (45° dans le versant, passant à 10° au sommet) sont d'autant plus favorables à la déstabilisation qu'ils sont forts. La contrainte tangentielle est en effet d'autant plus élevée que le pendage est fort. Sur ce critère, la patrie de ces unités anciennes doit être recherchée dans la partie à fort pendage du versant.

Par la suite nous nommerons A_e la pente moyenne de la trajectoire la plus pentée qui relie un point de départ dans la patrie et le point d'arrivée le plus distal de l'écroulement.

Concernant l'unité à Urgonien la patrie est parfaitement définie par la niche (emprise et volume). La question principale est de déterminer si le volume de la masse écroulée en contrebas s'explique par le seul Urgonien ou nécessite la contribution d'un certain volume de Sénonien. Le principe est ici de considérer que le volume de départ d'une unité est identique à son volume écroulé au coefficient de foisonnement près.

IV.2.2. Patries des unités à Sénonien du replat

On s'est arrêté là. Rajouter possibilité de silex dans les Lg

Compte tenu du fait que, contrairement aux unités plus anciennes, ces unités récentes (A1 à A4, fig.5) n'ont pas dépassé le replat, leur patrie doit se situer plutôt bas dans le versant. La présence de Sénonien en place en pied de versant conduit à proposer une patrie située immédiatement au-dessus de ces affleurements. Le volume relativement réduit de ces unités (hormis l'unité A4), associé à la présence de Sénonien à silex implique une caractéristique particulière pour la géométrie de la section de ces unités avant écroulement, caractéristique qui peut être formulée de deux manières. La première est que cette section a une faible épaisseur par rapport à sa longueur parallèlement à la topographie (fig.14); la seconde est que la longueur de couche impliquée est faible par rapport à l'épaisseur stratigraphique de série concernée **compléter la phrase précédente avec références aux lettres de la fig 14**. Il est probable que la mobilisation d'une masse ayant une telle géométrie a été facilitée par une déstructuration préalable provoqué par le passage d'un écroulement antérieur. Toutefois il nous est difficile d'appliquer ce modèle à l'unité A1.

Si le problème de la patrie de l'unité A4 se pose en termes comparables, les caractéristiques de sa section sont ici bien différentes. La section de cette unité avant écroulement se rapproche de

celle de l'actuelle Grande Rivoire. Ainsi la longueur du décollement parallèle aux couches n'est plus négligeable par rapport à la longueur de la rupture basale (sécante aux couches).

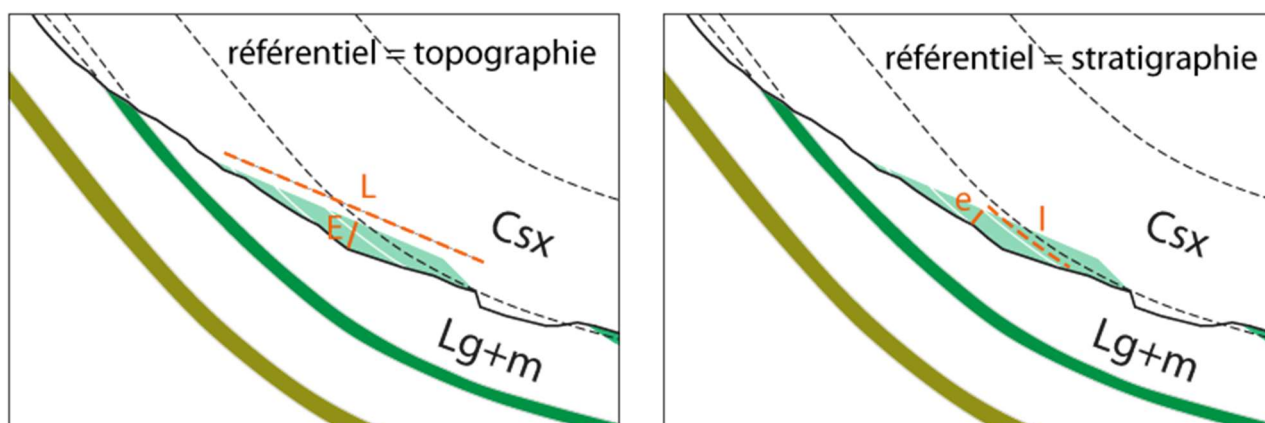


Figure 14- Détail de la patrie d'une unité à Sénonien du replat. Cette patrie correspond à du matériau déstructuré antérieurement par le passage de l'unité B à Urgonien.

IV.2.3. Patrie de l'unité à Urgonien

Tout le volume de l'unité B, constituée d'Urgonien, provient de manière indubitable de la niche sus-jacente (fig.15).

Toutefois l'aire de l'Urgonien dans la niche, comme le montre la coupe de la figure 15, est supérieure à l'aire de l'unité B. Ce déséquilibre est encore plus évident en prenant en compte le foisonnement dans la masse écroulée. Il est encore augmenté s'il existe un certain volume de Sénonien sous l'unité B comme l'indiquent les blocs signalés dans la carrière au § II.1 (fig.16). Ce volume, qu'il soit faible ou important, pourrait correspondre à une autre unité appelée C qui sera traitée dans le paragraphe suivant. Compte tenu de l'étalement en carte de l'unité B il est plus rigoureux d'estimer et de comparer les volumes de ces deux ensembles, niche et unité B, plutôt que de comparer les aires sur la coupe de la figure 15. Cette estimation a été réalisée à partir de la carte de la figure 5.

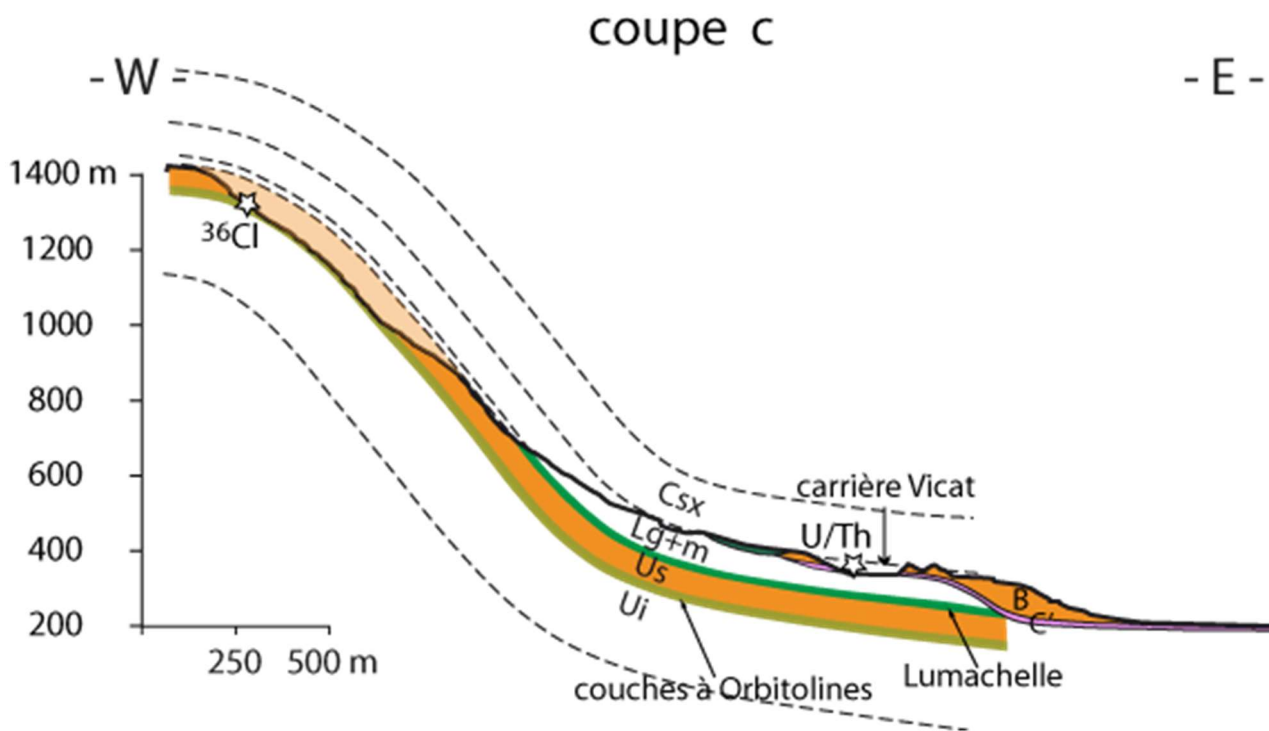


Figure 15- Patrie de l'unité à Urganien.

L'unité (B) est représentée en orange et sa patrie en orange atténué.

En supposant une épaisseur variant de 5 à 20 m sur le replat (observation dans la carrière), une épaisseur atteignant 50 m au niveau du talus (épaisseur minimale déduite du forage F1 ; nature supposée des blocs : Urganien, cf. fig. 4, coupe e) et une épaisseur moyenne de 10 m sous la plaine, on obtient un volume de l'ordre de 25,5 Mm³ que nous estimons être une valeur plutôt minimale. Compte tenu d'un coefficient de foisonnement de 1,38 et d'un volume de la niche de 17 Mm³ on obtient un volume de 23,5 Mm³ après foisonnement. Compte tenu des incertitudes de calcul, on peut considérer que tout le volume de la niche se retrouve dans la masse écroulée. Si le Sénonien basal garde partout l'épaisseur observée dans la carrière son volume est probablement inférieur à l'écart entre les 2 valeurs calculées. Si ce Sénonien basal s'épaississait vers l'aval (au niveau du talus) son volume resterait compatible avec le bilan proposé, compte tenu de l'incertitude sur l'épaisseur de l'écroulement au niveau du talus.

IV.2.4. Patrie de l'unité basale à Sénonien de la carrière

La patrie de ce volume de Sénonien ayant été entraîné par la masse d'Urganien correspond à la seule partie supérieure de la patrie du Sénonien représenté sur la figure 16. La partie inférieure correspond à la patrie de la future unité A2 du replat, suffisamment endommagé pour être ultérieurement remobilisable comme proposé dans le paragraphe précédent.

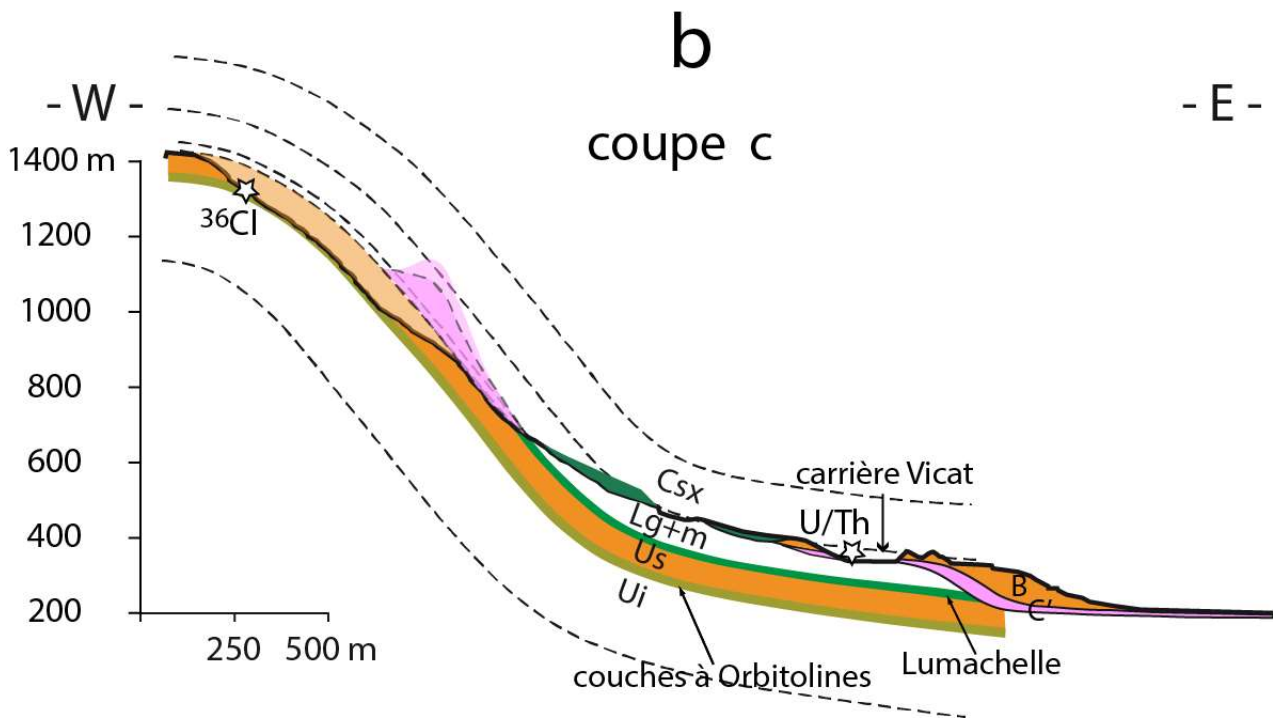
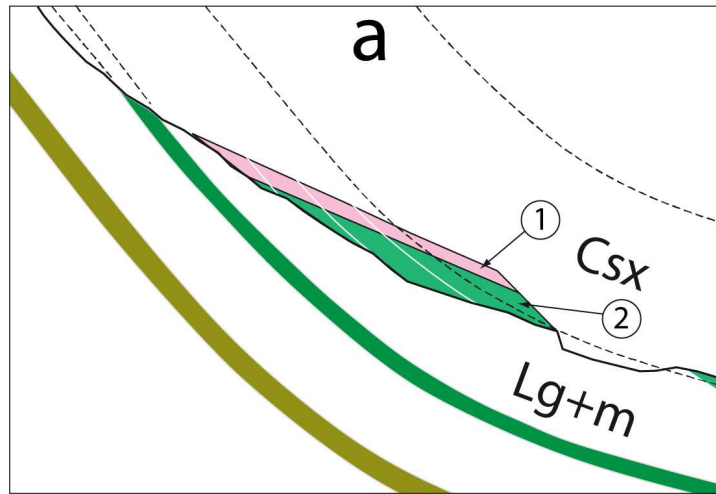
Mécanisme : raclure associée à B / événement indépendant de B

Age : synchrone de B / antérieur à B,

Volume : pelliculaire, négligeable / important, sous talus

Obstruction précoce de la résurgence – implique déboisement antérieur à 6500 (quand par rapport à 6900 ?) - possibilité de mise en charge – possibilité d'aide à la déstabilisation de B – aléa moindre au sud de la niche.

Préférence pour le 2^{ème} scénario mais sans argument déterminant.



Nouvelle Figure 16- Patrie du Sénonien basal de la carrière.

Figure 16a (en haut)- Hypothèse du Sénonien entraîné par le passage de l'unité B.

1 : Sénonien (patrie basse) entraîné par le passage de l'unité B à Urgonien ; 2 : Sénonien déstructuré par le passage de l'unité B, correspondant à la patrie de la future unité du replat A2.

Figure 16b (en bas)-Hypothèse d'une unité à Sénonien (C') antérieure à l'unité B.

1 : patrie de l'unité à Sénonien C', remarquer son grand volume ; 2 : unité C' épaissie par rapport à la figure 15, en cohérence avec le volume de sa patrie ; 3 : Sénonien déstructuré par le passage des unités C' puis B, correspondant à la patrie de la future unité du replat A2.

IV.2.5. Patries des unités à Sénonien de la plaine : cas d'une patrie basse

Compte tenu de la présence encore actuelle de Sénonien en pied de versant, le plus simple est de positionner la patrie du Sénonien écroulé au-dessus et dans le prolongement de ces affleurements, soit dans la moitié inférieure du versant (fig.17).

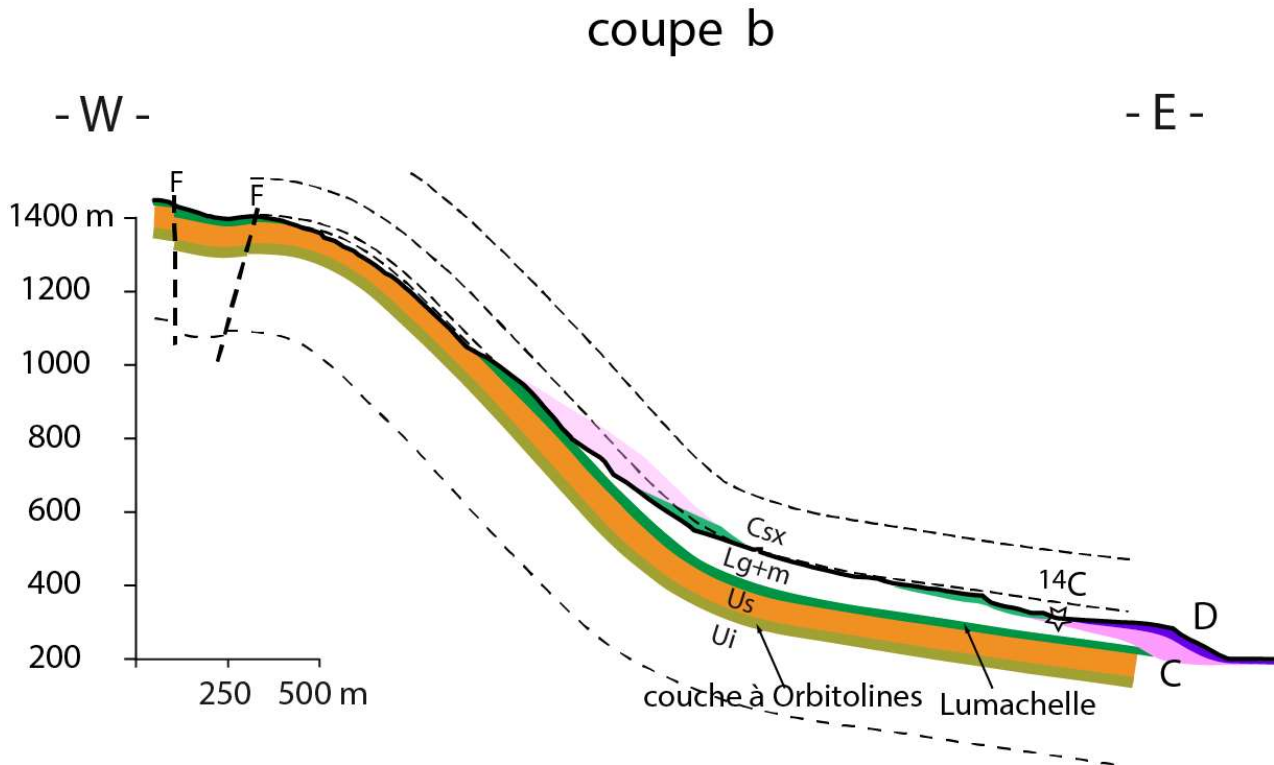


Figure 17- Patrie des unités à Sénonien dans l'hypothèse d'une patrie basse.

La patrie de l'unité en violet (unité C), n'est pas dans le plan de coupe.

Cette hypothèse qui conduit à dessiner une topographie initiale assez lisse est compatible avec le modèle de pénéplanation proposé par Gidon (1994). On peut toutefois se demander si l'altitude de cette patrie est suffisante pour que la masse écroulée atteigne la plaine. En effet l'angle A_e voisin de 18° , nettement inférieur aux 23° trouvés pour l'Urgonien, semble faible pour privilégier cette hypothèse.

IV.2.6. Patries des unités à Sénonien de la plaine : cas d'une patrie haute avec incision nord-sud seule

Du fait des réserves émises quant au positionnement de cette patrie dans la moitié inférieure du versant, une deuxième hypothèse consiste à envisager une patrie plus haute dans le versant (fig.18). L'altitude de cette patrie (entre 1000 et 1400 m), est très proche de celle de la niche d'Urgonien. Compte tenu de la similitude des distances de parcours de ces unités, cela implique un angle A_e de 24° (proche des 23° trouvés pour l'Urgonien). Cette double similitude (distance et angle) qui correspond ainsi à une énergie potentielle suffisante pour que l'unité à Sénonien (C) atteigne la plaine, plaide fortement en faveur d'une position haute de la patrie de cette unité à Sénonien. A contrario la position basse discutée dans le paragraphe précédent (IV.2.4) correspondrait à des altitudes peu différentes de celles des patries des unités du replat, alors que les distances parcourues par ces deux ensembles d'unités sont très différentes.

Une contrainte forte est fournie par la présence de calcaires à silex (C_{sx} sur la figure 18) dans la masse écroulée et impose que la série en place avant écroulement contienne cette formation (partie sommitale, au-dessus du tirité supérieur, de la plage rose de gauche, figure 18).

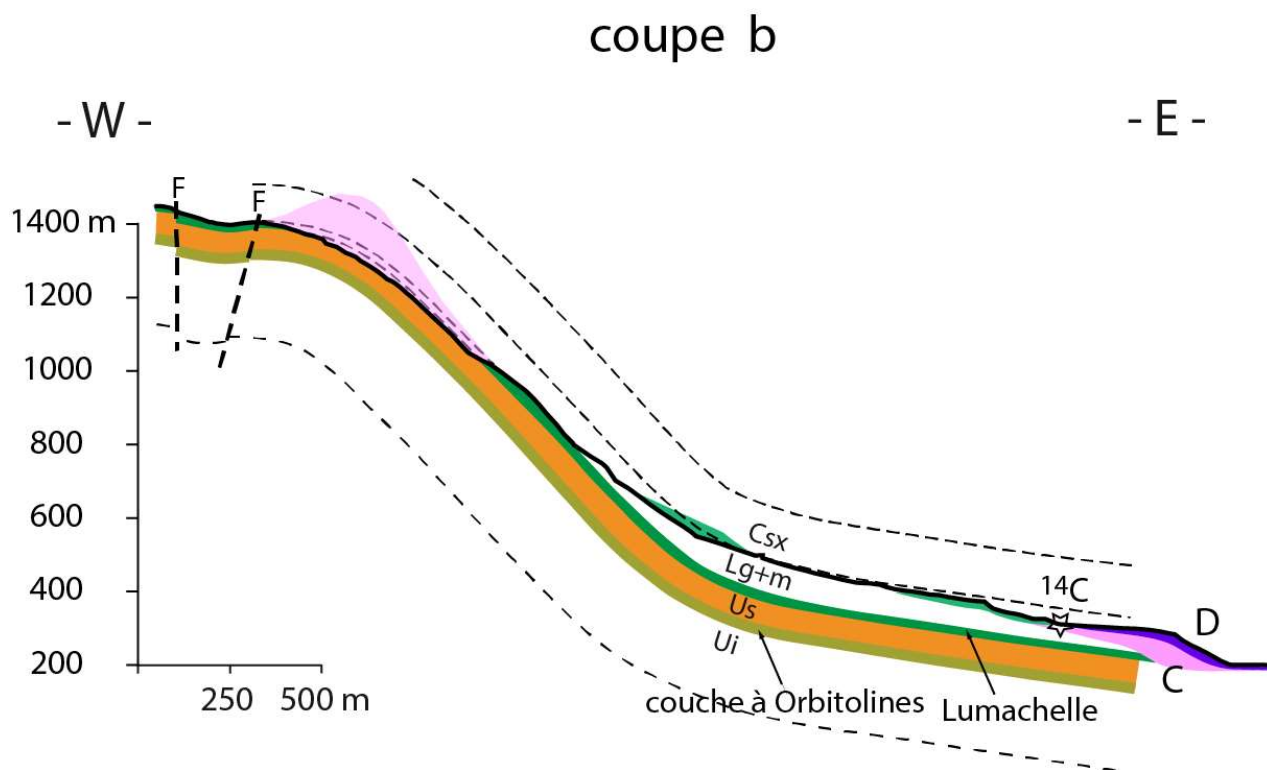


Figure 18- Patries des unités à Sénonien dans l'hypothèse d'une topographie initiale déjà incisée. La présence de calcaires à silex dans la masse écroulée impose la géométrie de ces patries en supposant constante l'épaisseur de Lg+m. La patrie de l'unité en violet (unité C), n'est pas dans le plan de coupe.

Ainsi la moitié supérieure du versant montre un Sénonien quasi-complet. Cet ensemble est dans le prolongement des affleurements actuels du plateau de Sornin, réduits aux seules formations à Lauzes du Sénonien. Rappelons que ces formations à Lauzes forment également le replat. Cette répartition du Sénonien avant écroulement appelle deux commentaires.

Le premier porte sur le Sénonien complet en haut du versant et le Sénonien basal sur le replat qui ménagent un espace sans Sénonien dans la partie médiane du versant. Cet espace sans Sénonien correspond à une surface topographique déjà incisée dans le sens nord-sud. Deux modèles d'incision peuvent être envisagés, l'un par purge correspondant à un écroulement antérieur, l'autre par érosion. Dans le modèle par purge antérieure l'incision s'est ainsi créée après la création de la structure pentée. Dans le modèle par érosion se pose la question de l'âge relatif de celle-ci par rapport à la formation du pli. Si l'érosion est postérieure au pli (configuration voisine de l'état actuel), il est difficile d'envisager un mécanisme d'incision plus actif dans la partie médiane du versant que dans les parties sommitale et basale. On se retrouve ainsi dans le cas d'une érosion antérieure au pli et donc d'une topographie héritée d'un épisode de pénélantation antérieure au basculement du versant. C'est donc ce modèle qui rend le mieux compte de l'ensemble des éléments pris en compte.

Le second commentaire porte sur une conséquence possible de la géométrie proposée pour le Sénonien du haut du versant. Ce type de géométrie, qui est bien contraint par le volume mis en jeu et la présence nécessaire au sommet de calcaire à silex, est compatible avec un glissement couche sur couche sans butée en pied. Ce scénario impliquerait d'une part un décollement au sein des Lauzes marneuses (sans butée en pied), et d'autre part un second épisode d'écroulement affectant le reste de la série jusqu'à la base de la Lumachelle. Si la première partie de ce scénario paraît plausible, la seconde est toutefois moins convaincante du fait de la diminution importante de la masse impliquée dans cet épisode d'écroulement. Si ce scénario n'est validé par aucune observation directe, il ne peut néanmoins pas être totalement rejeté.

- Une première approche, cylindrique, consiste à considérer que les masses de Sénonien du haut du versant, patries des futures masses écroulées (unités C et D), formaient une bande continue dans le sens nord-sud. Or il apparaît sur la figure 18 que l'aire de la patrie, pourtant dessinée aussi réduite que possible, est très nettement supérieure à celle de la masse écroulée. Ce déséquilibre est encore plus grand si on considère le foisonnement de la masse écroulée. Ce schéma cylindrique n'est donc pas satisfaisant.

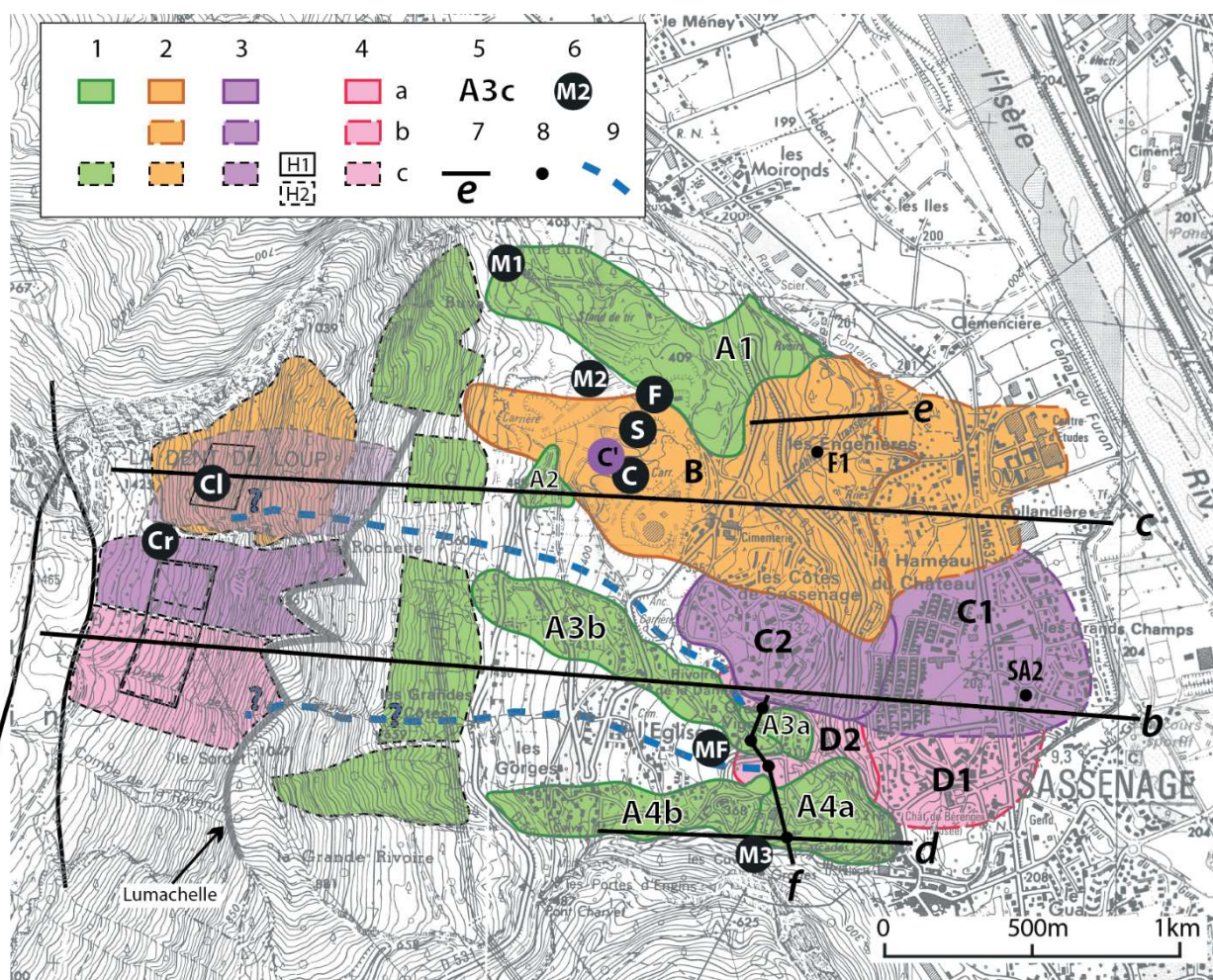


Figure 19. Carte des différentes unités de l'écroulement et de leur patrie dans le versant.
a : unités à l'affleurement – *b* : unités masquées sous les alluvions – *c* : patries des unités - 1 : unités récentes du replat (A) – 2 : unité à Urgonien (B) – 3 : unités anciennes supérieures (C) ; patrie du Sénonien à silex : H1 sans incision, H2 avec incision – 4 : unités anciennes inférieures (D) – 5 : identifiant d'unité – 6 : points remarquables mentionnés dans le texte (C : concrétion ; C' : unité

basale de la carrière, à Sénonien ; Cl : datations au ³⁶Cl ; Cr : crevasses ; F : contact d'unités ; MF : coulée de boue de 1928 ; M1, M2, M3 : till ; S : stries glaciaires et cannelures provoquées par l'écroulement) – 7 : tracé de coupe – 8 : forages.

IV.2.7. Patries des unités à Sénonien de la plaine : cas d'une patrie haute avec incision est-ouest complémentaire

- Une deuxième approche est de considérer que le versant était déjà notablement incisé par de l'érosion torrentielle sensiblement est-ouest avant les premiers épisodes d'écroulement. Ce schéma pourrait être soutenu par le fait qu'il existe plus au sud, en rive gauche du Furon (carte géologique Grenoble 1/50000, BRGM), des buttes-reliques de Sénonien, analogues à la Grande Rivoire, qui fournissent une bonne image de ce qu'aurait pu être l'ancienne morphologie du versant. Ce schéma permet de réduire notablement les volumes des patries, et de ne laisser subsister que quelques îlots de Sénonien à silex (fig.19). Ce Sénonien à silex ne représente ainsi qu'un très faible pourcentage de la masse écroulée. Ceci semble en contradiction avec la perception sur le terrain de ce faciès très reconnaissable qui conduit à en surévaluer l'importance. Toutefois ceci rejoint les résultats des profils électriques du site de la Grande Vigne qui montrent des faibles résistivités associées à la masse de l'écroulement. Celles-ci traduisent une forte dominante de matrice fine issue des Lauzes marneuses attestée par le sondage SA3ter (cf. fig.7).

IV.3. Scénario retenu pour les épisodes d'écroulement

Le scénario retenu associe chaque épisode d'écroulement mis en évidence par la cartographie et les datations à une patrie déduite de la discussion sur l'état du versant avant écroulement (avant 18 ka). Il prend également en compte les éléments concernant le mécanisme probable de mise en place. L'état du versant avant écroulement que nous retenons correspond à une topographie initiale déjà incisée par une érosion antérieure (pénéplanation ancienne et éventuellement talwegs transverses). La patrie retenue pour les unités anciennes à Sénonien est située dans la partie haute du versant. Nous rappelons (cf. § I.2) que les unités anciennes C et D sont chacune constituées de deux sous-unités morphologiques considérées comme deux sous-événements d'un même écroulement. La discussion sur l'âge de ces unités s'appuiera ainsi sur cette hypothèse d'un seul épisode de mise en place.

La séquence des événements caractérisant l'écroulement est ainsi la suivante.

IV.3.1. L'unité D

L'unité plus vieille que 18 ka BP (fig.19, unité D), très probablement à Sénonien seulement, s'est mise en place à partir du sommet du versant (partie sud) et a atteint le milieu de la plaine. Le mécanisme de rupture correspond en fait à un glissement couche sur couche (base de la Lumachelle) sur une grande longueur associé à une troncature basale de très faible longueur n'affectant que la Lumachelle. Il est très probable que cette mise en place se soit faite dans le lac qui occupait le fond de la vallée à cette époque, soit le « lac de Moirans » soit le « lac du Grésivaudan » (Montjuvent et Nicoud, 1987) selon l'âge plus ou moins ancien de l'écroulement. On sait que quelques milliers d'années plus tard (du Dryas ancien au Dryas récent), une partie de l'écroulement émergeait (formation du paléosol du sondage Sa2 à la cote 191 m) du « lac de la Rivière » (Coûteaux, 1973 ; Montjuvent et Nicoud, 1987). Encore plus tard (vers 10 ka BP), cette unité devait former la totalité ou une partie d'un promontoire qui a guidé l'incision dans laquelle se sont déposés les premières alluvions fluviales grossières.

IV.3.2. L'unité C (les unités C' et C)

L'unité comprise entre 11,7 et 6,5 ka [moyenne de DDL1, 2 et 3] (fig.19, unité C), également très probablement à Sénonien seulement, s'est mise en place à partir du sommet du versant (partie nord) et a aussi atteint le milieu de la plaine.

Il est possible que cette unité C ait un âge antérieur à 10 ka cal BP dans la mesure où elle a pu participer au promontoire qui a guidé l'incision de la gouttière de dépôts fluviaux dans la plaine évoquée précédemment (cf. §II.2). Cet âge de 10 ka pour la transition entre dépôts lacustres essentiellement fins et dépôts fluviaux grossiers est assez bien encadrée (Montjuvent et Nicoud, 1987 ; Bernath, 1988). La participation de cette unité au promontoire n'étant toutefois pas une nécessité (l'existence de l'unité D étant suffisante) nous retiendrons donc un âge compris entre 11,7 et 6,5 ka, éventuellement entre 11,7 et 10 ka pour la mise en place de cette unité.

Comme pour l'unité D, le mécanisme de rupture correspond à un glissement couche sur couche (base de la Lumachelle) sur une grande longueur associé à une troncature basale de très faible longueur n'affectant que la Lumachelle.

IV.3.3. L'unité B

L'unité à Urgonien (fig.19, unité B) s'est mise en place à partir de la niche située dans la moitié supérieure du versant avant 6,1 ka, âge de la concrétion scellant cette unité. Les datations de la niche au ³⁶Cl suggérant un âge plus proche de 6,5 ka nous retiendrons cet âge pour cet événement. Cette différence de près de 400 ans entre ces deux datations pourrait être due au temps de recolonisation de l'écroulement par un sol et une forêt, condition nécessaire au concrétionnement au sein de la masse écroulée. Cette unité aussi a atteint le milieu de la plaine où elle a été récemment observée comme recouvrant à très faible profondeur les alluvions grossières de l'Isère et du Drac, ce qui est en accord avec les âges proposés (6,5 ka pour l'écroulement et 10 ka pour le début des dépôts grossiers). Cette observation montre également qu'un premier comblement grossier de l'incision des dépôts lacustres (15 m) s'était déjà produit en moins de 2700 ans.

Le mécanisme de rupture correspond à un glissement couche sur couche (couche à Orbitolines) sur une grande longueur associé à une troncature basale affectant tout l'Urgonien supérieur (épaisseur environ 60 m) et ayant donc une longueur de près de 200 m. La résistance mécanique de l'Urgonien rend peu probable une rupture provoquée par la seule surcharge des couches sus-jacentes (même en annulant tout frottement à la base des couches). Il faut alors invoquer soit la présence de surfaces de faiblesse préexistantes soit un mécanisme d'endommagement progressif pour permettre la rupture basale.

Rôle éventuel d'une mise en charge du karst (suite à C')

Nous rappelons que cette unité a entraîné à sa base des éléments de Sénonien à silex (observation dans la carrière Vicat) et qu'elle a endommagé la partie supérieure de cette formation restée en place (cf. fig.16).

IV.3.4. Les unités récentes d'écroulement du replat

On ne dispose de quasiment aucun élément de datation sur les unités d'écroulement du replat. On sait seulement que les unités A1 et A2 au nord sont postérieures à 6,5 ka (âge de l'unité B qu'elles recouvrent localement).

Pour les unités A3a (et éventuellement A3b) et A4a, nous rappelons qu'elles sont très probablement associées aux événements EB (2.9 ka) et EàP (2.7 ka) sans qu'on puisse déterminer de manière certaine quelle unité correspond à quel événement. Cela conduit à deux combinaisons qui seront discutées dans le § V.2.4.3.

L'unité A4b sur laquelle est construit le château médiéval de Beaurevoir attesté dès 1080 AD serait (en la corrélant au faciès à blocs sans matrice du forage SA1) postérieure à 1030 AD. Bien que l'intervalle de temps entre ces deux dates semble un peu court, celles-ci sont néanmoins compatibles.

Concernant les patries de ces unités, si toutes proviennent de la partie basse du versant, deux géométries de patries peuvent toutefois être distinguées.

Les patries des unités A1, A2 et A3 ont deux caractéristiques géométriques. La première est leur faible épaisseur par rapport à leur longueur parallèlement à la topographie (cf. fig.14), la seconde est la faible longueur de couche impliquée par rapport à l'épaisseur stratigraphique de série concernée.

Du point de vue du mécanisme, il est probable que la mobilisation d'une masse ayant une telle géométrie a été facilitée par un affaiblissement préalable provoqué par le passage d'un écoulement antérieur.

La patrie de l'unité A4 a une géométrie sensiblement différente. Elle se situe dans le prolongement nord de l'actuelle Grande Rivoire. Elle présente de ce fait un développement amont/aval nettement plus long que celles des unités plus au nord, et corrélativement une longueur de couches impliquée nettement supérieure à l'épaisseur de série concernée, incluant néanmoins ici une grande épaisseur de calcaires à silex.

Cette géométrie correspond à un mécanisme de rupture de type glissement couche sur couche (au sein des Lauzes marneuses) sur une grande longueur, associé à une troncature basale affectant tout le Sénonien marneux.

IV.3.5. L'événement à poudre

Nous rappelons (§II.4) que l'EàP associe un phénomène de coulée boueuse et un épisode d'écroulement. L'enregistrement sédimentaire complexe de cet événement résulte d'une part d'un enchaînement de phénomènes initiés dans la partie haute du versant et d'autre part des vitesses de propagation différentes de ces phénomènes jusqu'au site de dépôt. Cet enchaînement pourrait être le suivant.

1) Infiltration rapide d'une pluie centennale et mise en charge du karst affectant l'Urgonien supérieur. Le facteur contrôlant cette infiltration rapide est très probablement la présence ou l'absence de couvert forestier sur le plateau de Sornin (voir §V.3.3).

2) Cette mise en charge provoque le débordement du karst, d'une part au nord (exutoire préexistant dans la niche d'Urgonien alimentant le site de la Grande Vigne), d'autre part au sud (exutoire dans la draye de la Gérina) sans qu'on puisse préciser l'altitude de cet exutoire.

2a) Alors que la masse rocheuse se propage vers l'aval en se désagrégant, elle commence à produire un nuage de poussière.

2b) Simultanément l'eau issue des exutoires engendre des écoulements diffus ou concentrés (voir §V.3.4.), qui évoluent en coulées de boue en se chargeant de matériaux meubles (sols argileux bruns).

Il faut envisager que tous ces phénomènes se sont déroulés durant un épisode de pluie continu (et exceptionnel). L'importance du dépôt d'argiles blanches implique que le nuage de poussière n'a pas été dispersé et qu'il a été immédiatement plaqué au sol par la pluie qui s'est poursuivie au-delà de l'infiltration dans le karst et de la mise en charge de celui-ci. Cette persistance de la pluie durant tout l'événement est attestée par le fait que le dépôt de boue blanche est précédé et suivi par des dépôts de boue brune (lessivages des sols en place).

Les vitesses de propagation et les durées de ces trois phénomènes (propagation de la masse rocheuse, du nuage de poussière et de la coulée) sont différentes et expliquent la séquence de dépôt observée sur nos sites. C'est l'écroulement qui se propage le plus rapidement avec une durée de l'ordre de la minute. La coulée de boue se propage un peu moins rapidement (durée de propagation probablement de quelques minutes). Le nuage de poussière se crée tant que la masse rocheuse est en mouvement et doit se déposer avec une vitesse contrôlée par les conditions météorologiques

(pluie, vent). La durée de l'écroulement qui dépend principalement de sa vitesse de propagation est de l'ordre de la minute, comme mentionné ci-dessus. Les durées de la coulée de boue et du dépôt du nuage de poussière peuvent a priori être évaluées indépendamment : quelques dizaines de minutes à quelques heures pour la coulée de boue ; quelques minutes à quelques dizaines de minutes pour le dépôt du nuage de poussière. Nos observations montrent que les deux phénomènes ont des durées comparables, la durée de lessivage de la poudre blanche étant quelque peu inférieure à celle de la coulée de boue. La durée la plus probable pour ces deux derniers événements serait ainsi probablement inférieure à l'heure.

3) Piégeage des coulées associées à l'EàP. Nous rappelons que les sédiments étudiés étaient piégés dans deux cuvettes présentes au moment de l'arrivée des coulées. Ces cuvettes existaient-elles depuis un certain temps ou se sont-elles individualisées immédiatement avant l'arrivée des coulées boueuses, par la mise en place de l'unité d'écroulement qu'il faut nécessairement associer à l'événement à poudre. La détermination précise de cette unité ainsi que le problème de la création des cuvettes seront discutés aux § V.3.3 et V.3.2.

IV.3.6. Les événements tardifs, principalement coulées de boue

L'analyse des deux sites a montré la succession des événements suivants. Un premier événement commun aux deux sites, l'EàP (2,7 ka cal BP) a déjà été évoqué dans le paragraphe précédent. Ensuite se produit, enregistrée uniquement dans le site du château, une succession de quatre autres coulées E2, E3, E4, E5 d'âges respectifs 2,7 ka, 2,64 ka, 2,4 ka, 2,3 ka cal BP. L'EàP et ces quatre coulées apparaissent ainsi liées à des événements pluvieux de fréquence centennale (ordre de grandeur : au moins 150 mm d'eau). Enfin un ensemble de coulées plus récentes que 2,3 ka cal BP, le plus souvent riches en blocs, correspondent globalement aux événements E6 à E9. Toutefois l'événement E8 correspondant à des blocs sans matrice d'argile brune est interprété comme la partie distale d'un écroulement. Cet événement qui n'est enregistré que sur le site du château a un âge postérieur à 1030 AD ce qui nous conduit à l'associer à l'unité d'écroulement A4b sur laquelle a été construit le château médiéval dont la première mention date de 1080 AD (communication personnelle de P. Hanus).

Nous avons vu que certaines coulées de boue (E2 à E5) ne concernaient que le site du château alors que d'autres concernaient (EàP) ou semblaient concerner (E6, E7, E9) les deux sites. Quel phénomène pourrait expliquer que soit le seul site du château soit les deux sites piègent des coulées de boue ? On peut envisager des différences d'altitude des émergences qui ont alimenté les coulées enregistrées dans les deux sites. Ce point sera discuté dans le § V.2.4.

V. Discussion et conclusion

V.1. Liens avec le climat

La discussion sur le lien entre écroulement et climat est abordée à partir de l'historique de l'écroulement confronté à l'histoire de l'englacement de la vallée.

Concernant l'historique de l'écroulement, nous rappelons que l'ensemble des événements que nous avons datés s'échelonnent sur près de 17000 ans. Compte tenu de ces âges, seul l'événement le plus ancien (plus vieux que 18 ka) peut être associé au contexte de déglaciation (19-14,7 ka BP). Cependant on peut s'interroger sur un lien éventuel entre l'événement à 11.2-10 ka et le contexte de réchauffement qui caractérise la transition Dryas ancien-Holocène. Les autres événements présentent trois caractères : ils sont holocènes, c'est à dire hors contexte de déglaciation ; ils s'étalent sur toute cette période ; ils représentent une part majoritaire du volume écroulé. Ces éléments conduisent donc à rejeter l'idée d'un rôle prépondérant du contexte de déglaciation. Ceci

peut être rapproché des datations effectuées sur des écroulements en Suisse (Dapples, 2002) et sur des instabilités de pentes. Pour les événements holocènes, seul un climat pluvieux pourrait être envisagé comme facteur climatique contrôlant la fréquence des événements.

V.1.1. L'événement ancien et le contexte de déglaciation

Il est couramment admis que les grands écroulements de versants dans les Alpes sont la conséquence du dernier retrait glaciaire.

Si on admet ce postulat, la relation entre le contexte de déglaciation (retrait glaciaire et réchauffement) et l'événement à 18 ka peut être envisagée par l'intermédiaire de deux mécanismes. Cet événement peut soit résulter d'un processus de debuitting, soit être la conséquence de la disparition du pergélisol. Les éléments de choix entre ces deux mécanismes sont principalement l'altitude atteinte par la glace et l'âge de la dernière présence du glacier de l'Isère sur le site.

Il faut rappeler les deux autres postulats implicites qui guident les interprétations des dynamiques glaciaires. Le premier considère qu'un glacier érode tous les dépôts meubles antérieurs, voire le bedrock, conduisant dans ce dernier cas à une réinitialisation de l'équilibre du versant. Le second postulat considère que dans les Alpes occidentales le LGM (Last Glacial Maximum) correspond à un maximum d'avancée des glaciers, comme il est admis dans le reste du monde. La conjonction de ces deux postulats a conduit en particulier à considérer que tous les dépôts récents, dont les dépôts lacustres de fond de vallée, étaient postérieurs au LGM.

Le terme de LGM (Crowley et North, 1991) associe explicitement un concept temporel (Last) et un concept spatial (Maximum) exprimant une avancée maximale. Les résultats obtenus sur le glacier du Rhône (Triganon et al. 2005) montrent que le LGM ne correspond pas à une avancée maximale du glacier, ce qui revient à réfuter le second des postulats énoncés ci-dessus, au moins dans les Alpes occidentales du nord. Il nous semble ainsi pertinent de transcrire dans la terminologie cette distinction entre les significations temporelle et spatiale du LGM.

Aussi n'utiliserons nous le terme de LGM que dans sa signification chronologique (maximum de froid entre 23 et 20 ka) sans que cela n'implique forcément un maximum d'avancée locale du glacier de l'Isère.

Nous appelons maximum régional du glacier de l'Isère (RGM = Regional Glacial Maximum) un stade qui a atteint le secteur de Rovon, 40 km à l'aval de Grenoble. Ce concept se rapproche de la notion de LLGM (Last Local Glacial Maximum) proposé par Chapron et al. (2009) et Clark et al. (2009).

Le scénario proposé pour le glacier du Rhône n'étant pas encore confirmé pour le glacier de l'Isère, deux hypothèses restent envisageables pour l'avancée de ce glacier de l'Isère au LGM (23-20 ka).

- La première est commune à la plupart des auteurs qui ont travaillé dans les Alpes occidentales, à savoir une ou des avancées maximales au Würm (WGM) plus vieilles que 35-30 ka et une réavancée moindre des glaciers au LGM (23-20 ka). Ainsi le scénario de Triganon et al. (2005) propose pour le glacier du Rhône 3 épisodes principaux d'avancée : un épisode ancien associé au maximum du Würm, un épisode intermédiaire caractérisé par de nombreuses oscillations entre 30 et 27 ka et enfin un épisode récent associé au LGM (23-20 ka). L'altitude atteinte par le glacier décroît nettement entre chacun de ces épisodes (respectivement 1250, 850 et 650 m). Ainsi, dans ce modèle, le LGM n'est pas un maximum d'avancée du glacier ce qui revient à réfuter le second postulat énoncé précédemment. Par ailleurs l'alternance de tourbes et de till de fond qui caractérise l'épisode intermédiaire implique que les différents retours du glacier avec une surcharge locale de 200 m de glace n'ont pas érodé des dépôts aussi peu résistants que des tourbes. Même en prenant en compte le fait que le glacier s'avance dans un lac (donc flottant dans sa partie distale) ces observations montrent que, dans certaines circonstances au moins, le premier postulat (érosion de tous les dépôts meubles antérieurs) n'est pas valide. Transposé au glacier de l'Isère l'épisode

ancien associé au maximum du Würm aurait atteint Rovon. L'équivalent des deux récurrences ultérieures du glacier du Rhône à Thonon (30-27 et LGM) pourrait être représenté par chacun des schémas paléogéographiques proposés respectivement par Montjuvent & Nicoud (1987) et Coutterand (2010). Rappelons que chacun de ces auteurs d'une part considère que les lacs du Croset et du Crey sont des lacs d'obturation glaciaire et d'autre part présente une carte correspondant à une étape de retrait postérieure au maximum du Würm. Pour Montjuvent & Nicoud la carte présentée (fig.6 de leur article) correspond à un stade de retrait du glacier de l'Isère (d'âge non précisé) pénétrant dans la cluse de Voreppe et auquel sont associés les lacs du Croset et du Crey (avec toutefois un problème d'incompatibilité des altitudes de ces lacs au même moment). Pour Coutterand la carte présentée (fig.4.8, page 377 de la thèse) correspond à la récurrence du MIS2 (correspondant en partie au LGM des auteurs), avec un front du glacier au niveau de Grenoble et auquel est associé le lac du Crey. Pour cet auteur aucun stade associé au lac du Croset n'est représenté. Il convient de souligner une différence majeure implicite entre les approches de Montjuvent & Nicoud (1987) et de Coutterand (2010) concernant l'importance relative des flux glaciaires de l'Isère et de la Romanche, tant pour les maxima du Würm que pour le stade de moindre avancée au LGM. Pour les premiers le flux du glacier de l'Isère est très supérieur à celui du glacier de la Romanche (au maximum du Würm c'est une diffluence du glacier de l'Isère qui contrôle le lac d'obturation du Trièves) tandis que pour le dernier les deux glaciers ont des flux comparables (au maximum du Würm c'est une diffluence du glacier de la Romanche qui contrôle le lac d'obturation du Trièves et ce sont les apports de ce glacier de la Romanche qui forment les moraines du bord nord-oriental du Vercors).

Dans la vision bien documentée de Coutterand de deux glaciers de l'Isère et de la Romanche d'importance comparable, on peut se demander si les deux lacs du Crey et du Croset ne pourraient pas être contemporains lors de la réavancée au MIS2, le premier barré par le glacier de l'Isère, le second par le glacier de la Romanche.

Ainsi dans cette hypothèse, par rapport à notre problématique d'englacement de la cluse de Voreppe au LGM, celle-ci n'aurait pas été occupée par un glacier depuis au moins 30 ka, les avancées ultérieures n'ayant vraisemblablement guère dépassé Grenoble.

- La seconde hypothèse est de rester dans le scénario communément admis d'une avancée maximum du glacier au LGM (second postulat). Appliqué au glacier du Rhône cela implique que le glacier n'a pas érodé l'essentiel des dépôts meubles antérieurs, ce qui revient là encore à réfuter le premier postulat (érosion de tous les dépôts meubles antérieurs). Si le glacier de l'Isère était à Rovon à 25 ka (le RGM coïncide alors avec le LGM), nos données (paléosols situés à 350 m d'altitude) montrent qu'à 18 ka le glacier avait déjà beaucoup reculé et se trouvait en amont de Sassenage. Ce recul précoce du glacier est conforté par plusieurs autres données dans le bassin de l'Isère. Deux tourbières, respectivement en fond de la vallée de l'Arc et sur le versant de la vallée de l'Isère, ont fourni vers leur base des âges postérieurs au retrait du glacier du LGM (Ortu et al. 2009) à l'amont de ces sites : le site du Vivier en Maurienne (345 m) a fourni un âge de 17-19 ka sur gyttja ; le site des Etelles sur la couverture mésozoïque de Belledonne (700 m) a fourni un âge de 23-26 ka sur bulk. Des travaux récents sur le lac de la Thuile (altitude 874 m) montrent des dépôts lacustres post morainiques débutant vers 20-19 ka, âge obtenu en extrapolant sur 5 m un modèle d'âge bien contraint par ^{14}C jusqu'à 15.7 ka (Crouzet et al. 2014). Malgré les réserves qu'on peut formuler sur les âges fournis par ces deux études (nature du matériel daté, âges sur matériel remanié ?), ils vont dans le sens d'un retrait du glacier (bien ?) avant 19 ka. D'autres données acquises sur la commune de La Tronche (Ménard, 2014) dans un forage réalisé dans le remplissage lacustre récent de la vallée de l'Isère ont fourni 2 âges calibrés « anciens » à 27 et 40 ka, respectivement à 8.3 et 14.8 m de profondeur ; un autre forage proche a fourni un âge calibré de 26 ka à 13.2 m de profondeur. Si les mêmes réserves peuvent être faites sur ces datations que dans les cas précédents (possibles remaniements), l'accumulation de ces âges plaide pour une certaine crédibilité de ces données. Cela

suggère là encore, comme dans la première hypothèse, que soit le premier postulat (érosion de tous les dépôts meubles antérieurs) est faux, soit que le second postulat (avancée maximale du glacier durant le LGM des auteurs) doit être au moins nuancé, avec un maximum d'avancée au début du LGM suivi d'un rapide retrait. Il paraît difficile d'envisager que le facteur principal de contrôle d'un retrait d'une telle ampleur (au moins plusieurs dizaines de km) et aussi précoce (antérieur à 19 ka) soit l'évolution de la température (réchauffement). En effet comme le montre le travail de Lebruc et *al.* (2013) cette évolution ne devrait pas entraîner de retrait avant 19 ka, puis entraîner un retrait modéré entre 19 et 16 ka suivi d'un retrait rapide entre 16 et 15 ka.

Ainsi dans les deux hypothèses, avancée moindre (H1) ou recul précoce du glacier (H2), le LGM se caractérise par un moindre englacement de la vallée. Cette période correspondant à une période de froid maximal, ce déficit d'englacement ne peut alors guère être expliqué que par un déficit de précipitations.

Un tel déficit, n'affectant que la partie nord des Alpes occidentales, pourrait être associé à une diminution relative de l'influence du régime de précipitations d'ouest par rapport aux régimes de sud. Ce déficit de précipitations associées au régime d'ouest peut être testé pour le Dryas ancien (17,9-14,7 ka) et le Pléniglaciaire supérieur (21-17,9 ka) par deux marqueurs indépendants.

L'un est la présence de l'antilope Saïga, indicateur de climat froid et sec, reconnue dans le sud-ouest de la France et la basse vallée du Rhône. Dans le sud-ouest de la France la saïga est signalée dans de nombreux sites magdaléniens (Delpech, 1983) ainsi que dans deux sites solutréens (Madelaine, 1989), qui font remonter la présence de cette antilope à 20-21 ka. Ainsi la présence de la Saïga validerait plutôt l'hypothèse d'un retrait précoce du glacier au LGM (H2) associé à une période plus sèche qu'auparavant.

L'autre marqueur correspond aux spectres palynologiques de deux sites de tourbières dans la vallée de l'Isère qui montrent un climat froid et sec durant le Dryas ancien (Ortu et al. 2009), aucune donnée plus ancienne n'étant disponible. Cette donnée validerait là encore l'hypothèse d'un retrait précoce du glacier au LGM (H2), sans toutefois être incompatible avec l'hypothèse d'une avancée moindre du glacier durant tout le LGM. Pour remonter plus loin dans le pléniglaciaire supérieur (au-delà de 21-22 ka) il faut rechercher des informations en dehors des Alpes occidentales. Les trois sites de référence couvrant l'ensemble du Würm en France sont la Grande Pile, les Echets et le lac du Bouchet. Tous ces sites montrent dans le pléniglaciaire supérieur (en général mal contraint du point de vue des datations) un environnement steppique froid et sec. Toutefois aucune modification significative des spectres polliniques ne permet de mettre en évidence une augmentation de l'aridité en fin de période.

Ce type de modification du régime de précipitations à savoir un déficit des apports d'ouest au bénéfice des apports de sud (incluant les retours d'est) pourrait être attribué soit à un phénomène de type NAO (oscillation nord-atlantique) étendu sur une longue période, soit à une modification des courants océaniques (Gulf Stream).

Compte tenu du contexte exposé ci-dessus, le lien entre l'événement à 18 ka (debuttrekking, disparition du pergélisol) et le contexte climatique de déglaciation peut être discuté.

- Dans le modèle selon lequel le glacier n'a pas dépassé Grenoble (H1) durant l'épisode à 30-27 ka et a fortiori au LGM (modèle de Triganon et al. 2005 pour le glacier du Rhône transposé au glaciers de l'Isère et de la Romanche), aucune surcharge glaciaire n'a pesé sur le versant de la Dent du Loup pendant ces deux épisodes, et ainsi le debuttrekking ne peut être envisagé consécutivement ni à l'un ni à l'autre de ces épisodes.

Dans le modèle d'un retrait précoce au LGM (H2) l'événement à 18 ka pourrait être la conséquence du debuttrekking, d'autant plus que cet événement est, en toute rigueur, plus vieux que 18 ka. Notons que ce cas (événement à 18 ka + modèle H2) est le seul pour lequel le debuttrekking peut être invoqué.

Concernant le rôle de la fonte du pergélisol, l'évolution thermique des versants lors du retrait glaciaire n'autorise à envisager un tel rôle qu'au moment où le réchauffement s'accélère (Lebruc

et *al.*, 2013) c'est-à-dire après 16 ka. Ainsi dans cette logique de fonte du pergélisol, l'événement à 18 ka ne peut pas être expliqué par le réchauffement associé au retrait du glacier du LGM.

Rappelons une observation indépendante de la discussion qui précède associant un épisode d'écroulement et le contexte glaciaire : Il s'agit des stries glaciaires recoupées par des cannelures engendrées par le passage de l'écroulement à Urgonien (cf. §II.I). Quel que soit l'âge du passage du dernier glacier (LGM ou plus ancien) et compte tenu de l'âge de 6,5 ka pour cet épisode d'écroulement, ces stries ont dû être préservées de l'érosion pendant plusieurs milliers d'années. Il faut alors nécessairement envisager un recouvrement morainique qui aurait protégé la dalle striée avant d'être balayé et remplacé par l'écroulement.

V.1.2. L'événement à 11,2-10 et le contexte de réchauffement post Dryas récent

Compte tenu d'une part de l'incertitude sur l'âge réel de l'événement à 11,2-10 ka et d'autre part du temps relativement réduit entre cet événement et le réchauffement de la fin du Dryas récent, on peut s'interroger sur une relation éventuelle entre cet événement et la fonte d'un pergélisol (dont l'existence-même reste à démontrer) consécutive à ce réchauffement. Le délai d'au moins 500 ans entre 11,7 (début de l'Holocène) et 11,2 (âge maximal pour l'épisode d'écroulement) ne nous semble pas incompatible avec une telle relation de causalité.

V.1.3. Rôle éventuel des périodes pluvieuses

Nous avons vu (§ IV.1.4) que la période 2,7-2,3 ka se caractérisait par une séquence d'événements rapprochés associant coulées de boue et épisodes d'écroulement. Il a été montré que le premier de ces événements (EaP) était un écoulement important s'étant produit durant un épisode pluvieux. Il est clair que les coulées de boue qui ont suivi, associées ou non à des écoulements, impliquent également des épisodes pluvieux. La coulée historique de 1928 peut être rattachée à cet ensemble. La fréquence de ces coulées pourrait suggérer un lien avec une période particulièrement pluvieuse, comme cela a été proposé pour des glissements en Provence entre 4,7 et 3,7 ka (Zerathe et al., 2014). Toutefois la période 2,7-2,3 ka n'étant pas à notre connaissance reconnue comme particulièrement pluvieuse, nous ne retiendrons pas cette hypothèse d'autant plus que plusieurs autres facteurs sont susceptibles de contrôler la formation et l'enregistrement de ces coulées de boue. Ces facteurs, possibilité d'infiltration, de débordement du karst et de piégeage des coulées, seront discutés plus loin.

V.2. Mécanismes des écoulements

Nous avons vu précédemment qu'à l'exception éventuelle des événements à 18 et 11,2-10 ka, les datations obtenues (de 18 à 2,6 ka) n'autorisent pas à attribuer aux facteurs climatiques (fonte du pergélisol associé au contexte de déglaciation et rôle de périodes pluvieuses) un rôle majeur d'une part dans les processus de déstabilisation du versant et d'autre part dans le contrôle de la fréquence des écoulements et des coulées. Outre le rôle mécanique éventuel du retrait glaciaire (debuttressing), il nous faut discuter l'importance du mécanisme de glissement couche sur couche. Nous verrons que devant la relative insuffisance de ces deux types de mécanismes il nous faudra faire appel à un concept complémentaire, celui d'endommagement progressif (Lacroix et Amitrano, 2013) qui semble plus adapté pour rendre compte des observations.

V.2.1. Rôle du retrait glaciaire

Concernant les mécanismes de rupture, le modèle très couramment invoqué du debuitting a déjà été abordé dans le paragraphe V.1.1. Il n'est envisageable que pour le premier événement à 18 ka et seulement dans deux cas de figure : 1) dans l'hypothèse d'un dernier maximum du Würm autour de 25 ka, rapidement suivi d'un retrait qui ne peut être dû qu'à un déficit de précipitations ; 2) dans l'hypothèse d'un dernier maximum du Würm au-delà de 30 ka, l'âge réel de cet écroulement serait significativement plus ancien que 18 ka. Les incertitudes sur l'âge exact de cet événement ainsi que sur la chronologie précise du retrait glaciaire ne permettent pas de se faire une idée précise du délai entre ce retrait et l'écroulement.

Concernant le rôle de la fonte du pergélisol dans la déstabilisation du versant, nous avons vu précédemment qu'il n'était pas envisageable pour l'événement à 18 ka, cette fonte n'étant effective qu'après 16 ka (Lebrouc et *al.*, 2013). Cependant pour l'événement compris entre 11,2 et 10 ka (unité C) ce mécanisme pourrait être invoqué. En effet la reconstitution d'un pergélisol durant le Dryas Récent est très probable comme le suggère la courbe de température reconstituée à cette époque (Lebrouc et *al.*, 2013). Ainsi, compte tenu de l'incertitude sur l'âge précis de cet événement, le délai entre la fonte du pergélisol et l'épisode d'écroulement reste compatible avec une relation de cause à effet entre ces deux phénomènes.

V.2.2. Le glissement couche sur couche et le problème de la butée en pied

Les reconstitutions géométriques permettent de montrer que la grande majorité des événements se sont produits avec un glissement couche sur couche associé à une rupture de butée en pied. On peut ainsi regrouper l'ensemble des événements mis en évidence en 3 groupes. Ces groupes sont définis en fonction du rapport entre la longueur du glissement couche sur couche (trait rouge sur la fig.20) et celle de la rupture en pied sécante aux couches (tireté rouge sur la fig.20). Nous appelons R ce rapport. Ce rapport qui est lié au rapport entre forces motrices (poids des couches lié à leur longueur) et forces résistantes (résistance à la rupture liée à la longueur de matériau à rompre) traduirait ainsi la propension de la structure à la rupture.

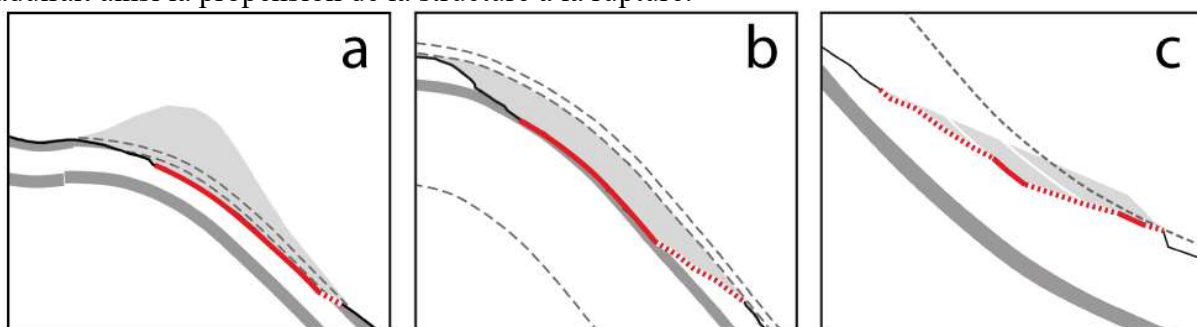


Figure 20- Différents types de surfaces de rupture (cas a, b et c, voir texte).

Trait rouge continu épais : surface de rupture parallèle aux couches.

Trait rouge pointillé épais : surface de rupture sécante aux couches = butée en pied.

L'épaisseur de la couche à orbitolines (trait gris épais) donne l'échelle relative des 3 schémas

Un premier groupe se caractérise par une valeur élevée de R (fig.20a) : il concerne les événements d'écroulement anciens C et D.

Un deuxième groupe se caractérise par une valeur intermédiaire de R (fig.20b) : il concerne les événements B et A4. Un calcul simple de stabilité de la masse écroulée montre qu'en prenant en

compte des couches sur 500 m de dénivelé et en annulant tout frottement sur la couche de glissement, il n'est pas possible d'atteindre la contrainte de rupture de la roche massive. Une explication possible est d'invoquer une surface préexistante découpant le massif. Ce type de surface pourrait correspondre à des rampes sans déplacement significatif telles que celles observables plus au nord dans les falaises affectant la série (Urgonien à Sénonien) de la Dent du Loup.

Un troisième groupe se caractérise par une valeur faible de R (fig.20c): il concerne les événements A1 A2 et A3. Nous rappelons (cf. § IV.2.2) que pour les unités A2 et A3 ce mécanisme n'est guère envisageable que si on admet que le matériau a subi une déstructuration préalable causée par le passage des écroulements antérieurs (unités B, C et D). Cette déstructuration correspond ainsi à un phénomène brutal. Pour l'unité A1 la topographie ne permet pas d'envisager le passage d'une unité d'écroulement provenant de plus haut dans le versant. Il faut alors plutôt admettre l'existence d'une rampe préexistante ayant été réutilisée comme surface de rupture, comme envisagé dans le cas des unités du groupe précédent.

Rôle éventuel d'une mise en charge du karst (suite à C')

On peut remarquer que les événements C, D (1^{er} groupe) et A4 (2^{ème} groupe) pourraient donner l'impression d'une absence de butée en pied si on ne considérait que les calcaires à silex. Toutefois dans ces deux cas les calcaires à silex sont solidaires de formations sous-jacentes qui, elles, avaient une butée en pied.

Si le nombre d'événements correspondant à chacun de ces groupes est comparable, les volumes qui leur sont associés sont très différents : les volumes associés au troisième groupe (faible valeur de R) représentent un très faible pourcentage du volume écroulé ; au sein des deux groupes principaux les volumes associés au premier groupe (grande valeur de R) sont nettement supérieurs à ceux associés au deuxième groupe (valeur intermédiaire de R).

V.2.3. L'endommagement

En l'absence de contrôle climatique avéré (cf. § V.1.1) l'étalement des épisodes d'écroulement dans le temps reste à expliquer. Nous proposons de faire appel au concept d'endommagement progressif (Amitrano & Helmstetter, 2006).

Cet endommagement progressif regroupe un ensemble de processus contribuant à diminuer progressivement la résistance du versant. Il s'agit en particulier (i) de la propagation des fissures en traction et du décollement des écaïlles sur les parois sous l'action de la gravité, (ii) de la propagation de certaines fissures sous l'action des alternances gel-dégel, et (iii) dans le cas des carbonates, de la dissolution par les eaux acides des aspérités présentes sur les épontes des fractures diminuant ainsi les frottements.

Du point de vue de la durée du phénomène, ce mécanisme d'endommagement progressif doit être distingué du phénomène brutal que nous avons évoqué plus haut (cf. § V.2.2 et IV.2.2). Ce phénomène de déstructuration brutale est provoqué par le passage d'un écroulement provenant de plus haut dans le versant et n'affecte que des unités récentes dont la patrie se situe en pied de versant. Ainsi le phénomène d'endommagement progressif se conçoit sur des durées beaucoup plus longues, de quelques milliers d'années. Dans le cas de Séchilienne modélisé par Lacroix et Amitrano la durée du phénomène s'étend du réchauffement post glaciaire (16-15 ka) à l'initiation de la rupture (6,7 ka). Ce choix de durée découle des hypothèses implicites selon lesquelles le glacier était à sa hauteur maximale au LGM et a alors suffisamment érodé le substratum pour créer un nouvel état initial non endommagé du versant.

Pour la Dent du Loup, nous avons vu que l'événement plus vieux que 18 ka ne pouvait être associé à un retrait glaciaire que dans un scénario non démontré (maximum glaciaire à Rovon au LGM et retrait précoce par défaut de précipitations). L'autre scénario (avancée moindre au LGM, à l'amont de notre site) exclut toute influence du glacier au LGM. On est alors conduit à proposer une

évolution du versant sur une durée bien plus longue qu'un seul épisode de dénudation du versant par fonte de la glace.

Or, dans la modélisation de Amitrano & Helmstetter (2006), cette durée d'évolution du phénomène avant rupture (time-to-failure) est reliée au rapport entre la contrainte appliquée et la contrainte de rupture, via un exposant mal contraint. Ainsi le fondement mécanique de cette modélisation ne s'oppose pas à proposer une durée bien plus longue pouvant atteindre plusieurs dizaines de milliers d'années et débutant ainsi bien avant le LGM. L'endommagement progressif se produirait alors quasiment en permanence, seulement interrompu pendant les périodes où le glacier et/ou le pergélisol maintiennent le versant. C'est pendant ces périodes d'endommagement progressif que se produiraient préférentiellement les événements d'écroulement. Ce concept rejoint ainsi dans son aspect temporel celui de pre-failure endurance (Cruden et Hu, 1993 *in* Ballantyne, 2002), en le complétant par une approche mécanique.

V.2.4. Conclusion sur les mécanismes d'écroulement

Dans ce contexte avec butée en pied, l'endommagement progressif apparaît ainsi comme le principal mécanisme qui puisse être invoqué. Comment les différents facteurs que nous avons envisagés (rapport R ; rampes préexistantes ; mise en charge du karst) comme susceptibles de favoriser la rupture s'intègrent-ils dans la logique d'endommagement progressif ?

Le rapport R (rapport entre la longueur du glissement couche sur couche et celle de la rupture en pied sécante aux couches) contrôlerait la durée d'évolution du phénomène comme l'ont montré nos datations.

L'existence de rampes introduirait une variante dans le processus d'endommagement progressif conçu initialement pour un milieu continu. La rampe constituerait une hétérogénéité de départ autour de laquelle se développerait l'endommagement progressif.

La mise en charge du karst lors de précipitations exceptionnelles n'agirait que comme facteur déclenchant.

Par rapport au concept d'endommagement progressif (Amitrano & Helmstetter, 2006) défini pour un milieu continu et appliqué en contexte post dernier retrait glaciaire (15-16 ka), nous envisageons que ce mécanisme puisse se produire sur des durées pouvant être bien plus longues pour prendre également en compte l'épisode à 18 ka.

Reste à savoir pourquoi la dalle d'Urgonien supérieur au sud de la niche est encore en place, alors qu'elle est dans la même configuration géométrique que celle qui occupait la niche avant son écroulement ? Une première hypothèse serait qu'il n'existe pas en pied de versant de rampe héritée favorable à une rupture. Une seconde hypothèse que l'exutoire créé par le départ de la niche autorise des mises en charge suffisantes pour engendrer des débordements évoluant en coulées de boue, mais insuffisantes pour permettre la déstabilisation de l'Urgonien supérieur. **Rôle éventuel d'une mise en charge du karst (suite à C')**

V.3. Mécanismes liés aux coulées de boue

V.3.1. Cas de l'événement à poudre et des autres coulées de boue

Les forages réalisés dans le cadre de cette étude pour dater l'écroulement de la Dent du Loup ont permis de mettre en évidence un phénomène inattendu, à savoir une succession de 5 coulées de boue concentrée sur une période relativement courte, entre 2,7 et 2,2 ka cal BP. Nous rappelons qu'une coulée analogue est connue historiquement (1928). L'occurrence de telles coulées semble ainsi liée à des pluies exceptionnelles, de fréquence centennale. Comme il n'y a aucune raison de penser que de telles pluies n'existaient pas avant 2.7 ka, il se pose la question de savoir pourquoi ces coulées et leur enregistrement débutent autour de 2.7 ka.

V.3.2. Quelle unité engendre l'événement à poudre ?

Nous rappelons (cf. § IV.1.4) que l'EàP peut correspondre à la mise en place de l'une ou l'autre des deux unités A3a (entre les deux sites), ou A4a (au sud). En conséquence celle des deux unités qui ne correspond pas à l'EàP est associée alors à EB. Le premier scénario correspond ainsi aux associations EB-A4a et EàP-A3a. Le second scénario correspond alors aux associations EB-A3a et EàP-A4a.

Identifier l'unité associée à l'EàP est important pour contraindre l'histoire de la formation des cuvettes (sites du château et de la Grande Vigne) qui ont fonctionné en pièges sédimentaires pour les coulées de boue.

Dans le premier scénario (association EB-A4a et EàP-A3a) l'unité A4a ébauche la cuvette du château alors que l'unité A3a ferme simultanément les deux cuvettes. Dans ce cas c'est l'unité la plus volumineuse (A4a) qui déclenche l'instabilité dans le gouffre Berger.

Dans le second scénario (associations EB-A3a et EàP-A4a) l'unité A3a ferme complètement la cuvette de la Grande Vigne et partiellement celle du château. L'unité A4a achève la fermeture de la cuvette du château. Dans ce cas au moment de l'EàP, la cuvette de la Grande Vigne existe depuis déjà 200 ans sans avoir enregistré de coulée de boue durant cette période. Bien que cette observation ne soit pas rigoureusement incompatible avec le caractère centennal des coulées, elle nous incite à accorder un peu moins de crédit à ce scénario.

Ainsi malgré notre légère préférence pour le premier scénario, il reste nécessaire de dater directement la mise en place de l'une ou l'autre des unités A3a et A4a pour trancher entre ces deux scénarios.

V.3.3. Pourquoi des coulées enregistrées à partir de 2,7 ka ?

Répondre à la question posée ci-dessus revient à déterminer, parmi les trois conditions nécessaires à la création et à l'enregistrement des coulées, à savoir la possibilité d'infiltration rapide (déboisement), l'existence des exutoires et l'existence des pièges, laquelle s'est réalisée à 2,7 ka.

Des deux scénarios présentés dans le § précédent concernant l'association entre d'une part les événements EB et EàP et d'autre part les unités A3 et A4a, il ressort qu'après la période 2,9-2,7 ka les deux pièges du Château et de la Grande Vigne étaient entièrement formés. C'est ainsi la formation des pièges (troisième des trois conditions), achevée avec l'EàP, qui a été déterminante dans l'enregistrement des coulées.

Dans ce schéma le déboisement du plateau de Sornin (première des trois conditions) peut être très antérieur à 2,7 ka. Il pourrait remonter jusqu'aux débuts de l'agro-pastoralisme dans notre secteur (6,95 ka = 5000 BC) comme déterminé par les préhistoriens sur le site voisin de la Grande Rivoire (Nicod et Picavet, 2013). Ces études montrent que dès cette époque les pasteurs utilisaient ce site comme halte sur le chemin d'alpages, ce qui suggère l'existence possible de surfaces déboisées en altitude.

Rajouter § sur déboisement charbonnier feuillus. Rajouter nouvelle fig.21 et référence fig.13

Toujours dans ce schéma les exutoires (deuxième des trois conditions) étaient préexistants sans qu'on ait de contrainte sur leurs âges de mise au jour. L'exutoire nord existait très probablement depuis la création de la niche à 6,5 ka ; quant à l'exutoire sud (Draye de la Gérina) le problème se pose différemment selon son altitude.

- S'il est situé assez haut dans le versant (vers 1000 m), il préexistait à l'événement à 2,7 ka probablement depuis assez longtemps et quelle que soit l'hypothèse retenue pour l'unité associée à l'EàP.

- S'il est situé en pied de versant (vers 650 m) et dans l'hypothèse où l'EàP est associée à l'unité A3a, hypothèse qui a notre préférence, il a pu être nouvellement créé par le départ de cette unité.

- S'il est situé en pied de versant (vers 650 m) et dans l'hypothèse où l'EàP est associée à l'unité A4a, il a pu être créé à 2,9 ka par le départ de l'unité A3a (dans ce cas associée à l'EB).

Nous rappelons l'importance qu'il y aurait de dater directement la mise en place d'au moins une des deux unités A3 et A4a.

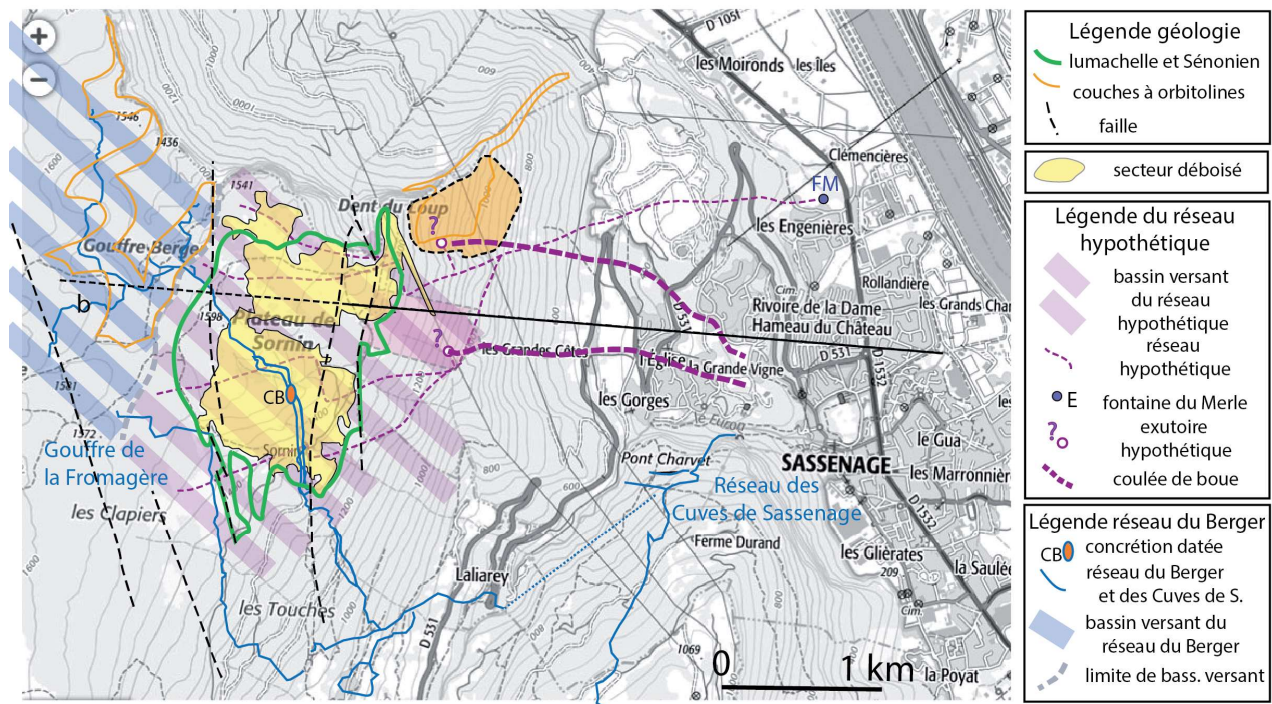


Figure 21. Carte du contexte des coulées de boue.

V.3.4. Pourquoi une telle épaisseur « d'argile » (poudre) blanche ?

Cette « argile » (au sens granulométrique) est interprétée comme provenant du nuage de poussière accompagnant un épisode d'écroulement. Ainsi l'événement à poudre présente-t-il l'originalité d'associer un épisode d'écroulement et un épisode de coulée boueuse. Si l'existence d'un tel dépôt de poussière n'est pas surprenante dans le contexte étudié, une telle épaisseur, jamais décrite jusqu'alors à notre connaissance, pose néanmoins problème tout particulièrement si cette formation provenait du dépôt direct du nuage. Il faut plutôt invoquer une concentration du matériau par des eaux de ruissellement dans les pièges sédimentaires que constituent les deux cuvettes où sont localisés les sites de sondages. Quelle était l'épaisseur de la poussière déposée ? Considérons trois hypothèses concernant la surface lessivée alimentant la coulée. La première correspond à l'ensemble du bassin versant des deux cuvettes (sites du château et de la Grande Vigne) impliquant ainsi un ruissellement diffus. La deuxième correspond à l'ensemble des couloirs (de largeur entre 20 et 100 m) associés aux drayes et à leur prolongement supposé sur le replat (en dessous de 500 m d'altitude), traduisant ainsi un ruissellement localisé jusqu'aux cuvettes. La troisième, intermédiaire, correspond aux couloirs des drayes dans le versant complété par toute la largeur de replat disponible, secteur où le flot s'étalerait avant d'être recanalisé au voisinage des cuvettes. Considérons par ailleurs un dépôt de 1 à 1,5 m d'épaisseur dans deux cuvettes d'1 ha. Cela conduit à des valeurs de dépôt de poussière comprises entre le centimètre dans la première hypothèse et plusieurs décimètres dans la deuxième (cas des couloirs étroits). Dans la troisième hypothèse cette

valeur serait décimétrique. Ce modèle intermédiaire nous paraît le compromis le plus acceptable compte tenu de l'épaisseur de poudre déposée qui lui correspond et du fait que la surface topographique au niveau du replat n'est pas incisée.

V.3.5. Provenance de l'eau des coulées de boue

- Les hypothèses discutées dans le § précédent à propos des types de ruissellement engendrant le dépôt « d'argile blanche » peuvent également s'appliquer aux autres coulées de boue.

Dans la première hypothèse, celle du ruissellement diffus, dans laquelle le débordement du karst n'interviendrait pas, ce seul mécanisme serait responsable des coulées de boue. Toutefois l'absence, dans les limites de nos observations, de coulées d'épaisseur moindre que celles observées qui devraient correspondre à des pluies d'intensité inférieures aux pluies centennales nous conduit à ne pas retenir cette hypothèse.

Dans les deux autres hypothèses intervient une alimentation des coulées via des drayes : la draye de la Gérina (DG) au sud, alimentant le site du château et la « draye de la niche » (DN) au nord, alimentant le site de la Grande Vigne. Rappelons que les cortèges argileux des coulées montrent une source plutôt sénonienne pour le site du château et plutôt urgonienne pour le site de la Grande Vigne.

Concernant les débordements du karst s'écoulant dans les drayes et évoluant en coulées de boue, nous rappelons que des coulées sont enregistrées par le seul site du château (événements E2 à E5) alors que d'autres sont enregistrées par les deux sites (EàP et événements tardifs E6 et E7). Il est probable que la résurgence de la Gérina qui alimente le site du château se situe à plus basse altitude que celle de la Niche qui alimente le site de la Grande Vigne : l'exutoire le plus bas peut en effet déborder sans que l'autre ne déborde ; en revanche quand l'exutoire le plus haut déborde, l'autre également, si l'on admet qu'on a affaire à deux exutoires d'un même réseau karstique.

L'altitude de la résurgence de la niche et a fortiori celle de la Gérina sont nécessairement plus basse que 1200 m, altitude du sommet de la niche. Or le thalweg de la Gérina se développe jusqu'au sommet du versant, vers 1400 m. Il faut donc admettre que les écoulements temporaires responsables de cette incision torrentielle se produisent selon deux régimes : un régime normal, collectant le ruissellement provenant du plateau de Sornin, nécessaire pour expliquer le creusement des drayes jusqu'en haut du versant ; un régime exceptionnel correspondant à des débordements du karst, associés à des pluies centennales et évoluant en coulées de boue, avec ou sans étalement au niveau du replat.

Concernant le karst invoqué, non reconnu directement, il se développerait à la base de l'Urgonien supérieur, contrairement à celui du Gouffre Berger, quelques centaines de mètres plus au sud, qui se développe à la base de l'Urgonien (*masse inférieure*). La résurgence permanente de ce karst pourrait être la fontaine du Merle (E sur la [fig.22](#)), source située au pied de l'écroulement dans la plaine de l'Isère.

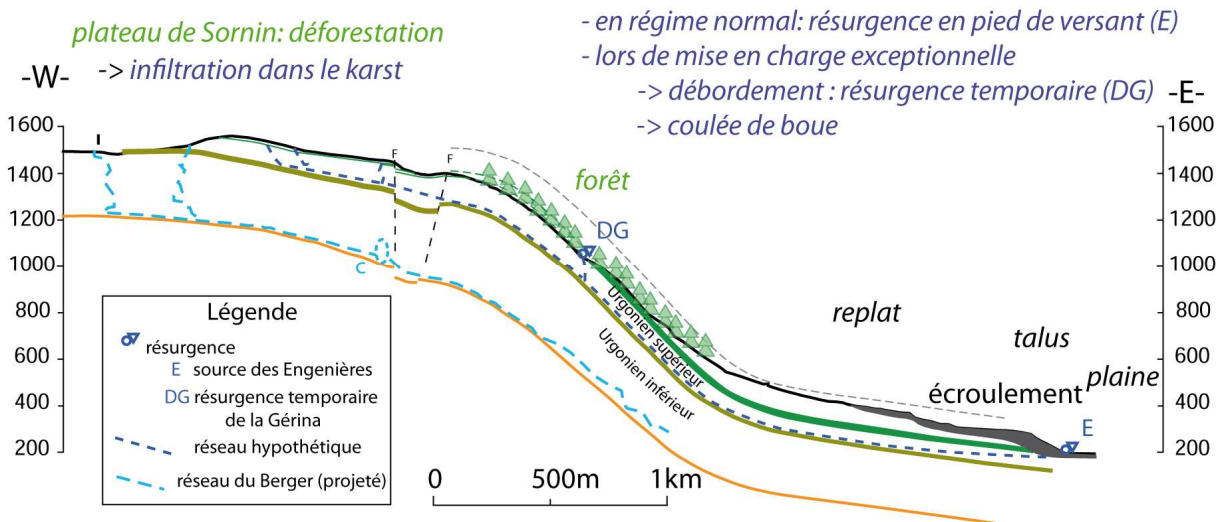


Figure 22. Coupe b prolongée vers l'ouest avec réseaux karstiques projetés.

Le réseau du Berger est à la base de l'Urgonien inférieur ;

le réseau supposé est à la base de l'Urgonien supérieur.

E: résurgence des Engenières (fontaine du Merle); DG : résurgence temporaire de la Gérina.

V.4. Implications pour l'aléa résiduel

La séquence d'événements s'étalant sur plus de 18000 ans ainsi que l'âge très récent des derniers événements reconnus (médiéval pour dernier épisode d'écroulement et 1928 pour la dernière coulée) conduisent à s'interroger sur les risques actuels potentiels associés à chacun des mécanismes que nous venons de décrire. Pratiquement nous n'aborderons que l'aspect aléa lié aux phénomènes étudiés sans évoquer les conséquences possibles en termes humains et économiques.

V.4.1. Aléa lié au mécanisme de rupture couche sur couche

Concernant le Sénonien du haut du versant qui a alimenté les deux épisodes majeurs anciens (unités D et C), tout a déjà été mobilisé et il ne reste plus de terrain en place de cette formation pouvant présenter un aléa.

Concernant l'Urgonien supérieur qui a alimenté l'unité B, cette formation occupe aujourd'hui l'essentiel du versant au sud de la niche (stratification à 45° conforme à la topographie). Les observations ont permis de mettre en évidence au sud de la niche des crevasses perpendiculaires aux couches formant un couloir sensiblement N-S de 200 m de longueur (Cr sur fig.19 et crevasses sud sur fig.22) correspondant à une ouverture cumulée supérieure à 10 m et de profondeur d'au moins 15 m (fig.22). Cette ouverture doit s'accompagner d'un glissement couche sur couche et doit être accommodée par du raccourcissement plus à l'aval (en pied de versant ?). Ce raccourcissement peut être réalisé soit par départ de matière (1), soit par glissement sur une rampe préexistante (2), soit via un processus d'endommagement progressif (3). Le départ de matière (1) se produirait par dissolution sous contrainte. Le glissement sur une rampe préexistante (2) peut se faire sur une rampe avec un pendage supérieur (2a) ou inférieur (2b) à celui des couches. Seul le dernier cas (2b), analogue au cas de la niche, correspond à un aléa de rupture généralisée du versant impliquant jusqu'à 300 m de longueur de couche. Enfin l'endommagement progressif combinant dissolution sous contrainte et propagation plus ou moins diffuse de fissures peut conduire à une rupture localisée se produisant en pied de versant. Toutefois nous n'avons hélas pas d'observation pour déterminer dans lequel de ces quatre cas nous nous trouvons ou tout au moins pour en éliminer certains. Par

précaution deux bases extensométriques ont été installées dans les deux crevasses sud (fig.22). Les trois mesures effectuées ne montrent pas d'évolution significative entre 2011 et 2017.

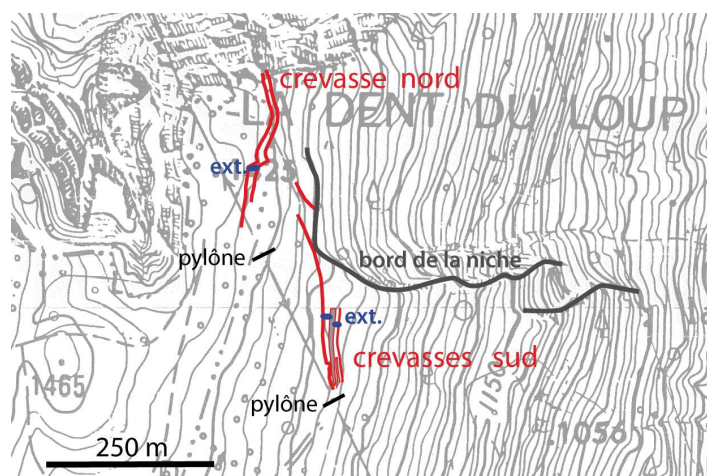


Figure 23. Détail des crevasses affectant l'Urgonien au sommet du versant.
ext. = base extensométrique.

Cet Urgonien supérieur est également présent au-dessus (à l'ouest) de la niche avec un pendage qui décroît vers le haut. Là encore les observations de terrain montrent une crevasse sensiblement N-S, d'environ 150 m de longueur, ouverte de 5 à 10 m et profonde d'environ 5 m (crevasse nord sur fig.23). Dans sa partie nord cette crevasse est en partie comblée et envahie par la forêt tandis qu'à son extrémité sud elle montre une morphologie beaucoup plus fraîche. Le volume d'Urgonien entre cette crevasse et le sommet de la niche est nettement plus faible que dans le cas précédent. En effet, seulement quelques dizaines de mètres de longueur de couche dans le sens E-W sont susceptibles d'être déstabilisés. Rappelons que le pendage des couches est ici de moins de 20°. Par précaution cette crevasse a aussi été équipée d'une base extensométrique qui n'a pas montré non plus de mouvement significatif sur 6 ans. Ces trois éléments (volume impliqué, pendage des couches, absence de mouvement) nous conduisent à une perception de l'aléa bien moindre que dans le cas des crevasses sud.

Concernant le Sénonien du pied du versant qui a alimenté les unités récentes du replat, seul reste en place la butte de la Grande Rivoire, butte dont le prolongement nord a constitué la patrie des unités du replat A4a et A4b (§ IV.3.4 et fig.19). Les caractéristiques de ces deux unités sont différentes de celles des autres unités du replat situées plus au nord. En effet elles n'ont pas été déstructurées par le passage des écroulements antérieurs et leur patrie se développe probablement dans le sens amont-aval sur plusieurs centaines de mètres, caractéristique qui les rapproche plutôt des unités précoces, notamment de celle à Urgonien. Les conditions de rupture des Lauzes en pied de pente sont toutefois encore mal comprises : faut-il invoquer un poids de la colonne de roche sus-jacente suffisant pour atteindre la rupture ou une rampe préexistante ou de l'endommagement progressif conduisant à une rupture localisée ? Par analogie avec ces événements (A4a et A4b) c'est principalement la bordure nord de l'actuelle Grande Rivoire qui pourrait présenter un aléa de rupture et un risque associés modérés compte tenu des faibles volumes susceptibles d'être mobilisés.

En revanche l'aléa de rupture généralisée de l'ensemble de la Grande Rivoire vers l'est semble très faible du fait du faible pendage des couches (20°). En effet, pour un angle de 30° entre un plan de rupture potentielle et les couches deux possibilités sont envisageables. Un plan plus penté que les couches n'autorise pas la mobilisation du volume de roche situé à l'amont ; un plan moins penté que les couches aurait un pendage vers l'amont très peu favorable à une telle mobilisation.

Compte tenu de la morphologie actuelle de la Grande Rivoire, une rupture couche sur couche sans butée en pied au sein des calcaires à silex, ne peut en toute rigueur pas être exclue, d'autant plus que plusieurs fissures ouvertes de direction sensiblement N-S ont été observées dans la partie basse de la butte. Toutefois ce mécanisme sans butée en pied n'a jamais été démontré dans les épisodes d'écroulement antérieurs, mais seulement envisagé (cf. § IV.2.5.1) et encore pour des pendages d'environ 45°, bien supérieurs à ceux de la Grande Rivoire.

V.4.2. Aléa relatif aux coulées de boue

Les conditions envisagées pour déclencher des coulées de boue (déforestation du plateau de Sornin, pluies centennales) ont été décrites précédemment. Le plateau de Sornin étant encore déboisé aujourd'hui, la probabilité d'avoir une coulée est celle d'avoir une crue centennale, soit 0,01. Cette estimation est confortée par le fait que la dernière coulée remonte à 1928. La hauteur d'eau correspondant à une pluie centennale n'étant pas très bien déterminée dans le contexte montagneux (peu de stations météo en altitude, chroniques sur de trop courtes durées), il conviendrait d'avoir un suivi pluviométrique sur le plateau de Sornin pour contraindre petit à petit ce paramètre.

V.4.3. Conclusion sur l'aléa

Les mécanismes analysés (écroulement et coulées de boue) conduisent à un aléa significatif, même si cet aléa n'est quantifiable que pour les coulées de boue (probabilité de pluie centennale = 0,01). Pour l'écroulement, si l'aléa est difficile à quantifier, il reste significatif dans la mesure où l'écroulement n'est pas contrôlé par le retrait glaciaire comme cela avait été envisagé initialement. Le risque associé à ces deux aléas a significativement augmenté ces dernières décennies du fait de l'extension des zones habitées au pied de la Dent du Loup.

Remerciements :

Nous remercions :

- Le Pôle Grenoblois des Risques Naturels (aujourd'hui PARN) pour avoir financé à 2 reprises une grande partie de cette étude.
- M. P.Y. Bard du LGIT (aujourd'hui ISTERre) pour la prise en charge d'une partie des forages et le bureau d'études SOLEN-CEBTP pour les facilités accordées pour les forages carottés.
- M. Vartanian pour nous avoir facilité l'accès au parc du château de Beaurevoir.
- M. Hélabédian de l'ONF pour nous avoir accompagné sur le terrain.
- M. Y. Perette pour avoir mis à disposition une concrétion du gouffre Berger à fin de datation.
- M. Hannus pour les informations sur le château médiéval de Sassenage.
- M. John Angell pour la relecture du résumé en anglais

Bibliographie

- Amitrano D. and Helmstetter A., 2006. Brittle creep, damage, and time to failure in rocks, *J. Geophys. Res.*, 111, B11201.
- Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quat. Sci. Rev.*, 21, 1935–2017.
- Bernath V., 1988. La sédimentation iséroise de la cluse de Grenoble. Etude « in situ » dans les terrassements du barrage-usine EDF de St Egrève-Noyarey. *DGU Grenoble*, 120 p.
- Bocquet A., 1969. L'Isère préhistorique et protohistorique (I). *Gallia préhistoire*. 12, 1, 121-258.
- Carte géologique 1/50000, feuille Grenoble, n°772, BRGM, 1978 2^{ème} édition.
- Chapron E., Dietrich M., Beck C. Van Rensbergen P., Menard G., Finckh P., Nicoud G., Lemeille F., 2009. High amplitude reflections in proglacial lacustrine basin fills of the NW Alps: Origine and Paleoenvironment implications. Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, *Grenoble*, 30 August-1 September 2006, 2, 1587-1596.
- Cheng H., Edwards R.L., Hoff J., Gallup C.D., Richards D.A., Asmeron Y., 2000. The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chemical Geology*, 169, 1-2, 17-33.
- Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W. and McCabe A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, 325, 710-714.
- Coûteaux M., 1978. Analyses polliniques d'un sédiment tardiglaciaire à la Rivière (Isère). Evolution paléoécologique du lac de Voreppe-Rovon. *Bull. AFEQ*, 4, 171-178.
- Coutterand S., 2010. Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation. *Thèse Université de Savoie*, 468 p.
- Couture R., Antoine P., Locat J., Hadjigeorgiou J., Evans S.G. et Brugnot G., 1997. Quatre cas d'avalanches rocheuses dans les Alpes françaises. *Can. Geotech. J.*, 34, 102-119.
- Crouzet C., Sabatier P., Demory F., Wilhelm B., Thouveny N., Jovet E., Develle A.-L., Leloup-Besson A., Arnaud F., 2014. Variations séculaires du champ magnétique terrestre depuis 20 ky dans les sédiments des lacs des Alpes occidentales : perspectives de datation. 24e RST, *Pau*, 27-31 octobre 2014, 274.
- Crowley T.J. and North G.R., 1991. Paleoclimatology. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, 18, University Press, New-York, 349 p.
- Cruden, D.M. and Hu, X.Q., 1993. Exhaustion and steady-state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains. *Geomorphology*, 8, 279–285.
- Dapples F., 2002. Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène: influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine. *Thèse Université de Fribourg*, 158 p.

- Davis B.A.S., Brewer S., Stevenson A.C., Guiot J., Data Contributors, 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1701–1716.
- Deconinck J.F., Beaudoin B., Chamley H., Joseph P. et Raoult J.F., 1985. Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine subalpin français au Malm-Crétacé. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, 26, 5, 311-320.
- Delpech F., 1983. Les faunes du Paléolithique supérieur dans le Sud-Ouest de la France. *Cahiers du Quaternaire*, n° 6. Ed. CNRS, 453 p.
- Dietrich M., Cornou C., Ménard G., Lemeille F., Guyoton F. and Guiguet R., 2009. Seismic Profiling and Borehole Measurements in the Isère Valley near Grenoble, France : 1 Data Acquisition and Processing. Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, *Grenoble*, 30 August-1 September 2006, 2, 1597-1608.
- Douville E., Sallé E., Frank N., Eisele M., Pons-Branchu E., Ayrault S., 2010. Rapid and accurate U-Th dating of ancient carbonates using inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry. *Chemical Geology*, 272, 1-11.
- Genty D., Baker A., Massault M., Proctor C. Gilmour M., Pons-Branchu E. and Hamelin B. 2001. Dead carbon in stalagmites: Carbonate bedrock paleodissolution vs. ageing of soil organic matter. Implications for ^{13}C variations in speleothems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, No. 20, 3443–3457.
- Gidon M., 1994. Quelques aspects des rapports entre l'histoire tectonique et la morphogenèse dans le massif de la Chartreuse. *Géologie alpine*, 70, 13-27.
- Goguel J. et Pachoud A., 1972. Géologie et dynamique de l'écroulement du Mont-Granier dans le massif de la Chartreuse en novembre 1248. *Bull. BRGM*, (2), III, 1, 29-38.
- Gruner U., 2006. Bergstürze und Klima in den Alpen gibt es Zusammenhänge? *Bulletin angewandte Geologie* 11, 2, 25-34.
- Guiot J., 1990. Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80, 49-69.
- Hannss C., 1973. Conséquences morphologiques de nouvelles datations au C-14 dans le Sillon alpin près de Grenoble. *Revue de géographie alpine*, 61, 2, 179-201.
- Hannss C., 1984. La constitution des plaines alluviales et leurs rebords dans la vallée de l'Isère entre l'embouchure de l'Arc et le bassin de Moirans, ainsi que de la plaine alluviale de la Leysse dans le Val du Bourget. *Revue de géographie alpine*, 72, 2-4, 439-456.
- Heim A. 1932. Bergsturz und Menschenleben. *Fretz & Wasmuth Verlag A.G.*, Zürich.
- Lacroix, P. and Amitrano D., 2013. Long-term dynamics of rockslides and damage propagation inferred from mechanical modeling, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 118, doi:10.1002/2013JF002766.

- Lebrouc V., Schwartz S., Baillet L., Jongmans D. et Gamond J-F., 2013. Permafrost extension modeling in rock slope since the Last Glacial Maximum : application to the large Séchilienne landslide (French Alps). *Geomorphology*, 198, 189–200.
- Madelaine S., 1989. Contribution des anciennes fouilles à la connaissance des ongulés et de leurs milieux durant le Würm récent en Dordogne. *Paléo*, 1, 36-46.
- Malenfant M., 1969. Découverte d'une industrie moustérienne de surface sur le plateau des Guillets (massif du Vercors, Isère). *C.R. Acad. Sc.*, 268, 1380-1383.
- Margalhan-Ferrat H., 1975. Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et géotechnique de la cluse de l'Isère. *Thèse U.S.M. Grenoble*, 129 p.
- Ménard G., 2014. Données nouvelles sur les formations argileuses du pied SE de la Chartreuse. Conséquences paléogéographiques et néotectoniques. Colloque international AFEQ-CNF INQUA Q9, Lyon, 26-28 mars 2014.
- Ménard G., Dietrich M., Vallon M., Tadenuma S., Bordes C., Méric O., Lemeille F., and Paillet A., 2009. Seismic Profiling and Borehole Measurements in the Isère Valley near Grenoble, France : 2 Interpretation. Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, *Grenoble*, 30 August-1 September 2006, 2, 1609-1620.
- Ménard G., Argant J., Argant A., Bout-Roumazeille V., Colombet M., Develle A-L., Gamond J-F., Pignol C. et Poulenard J., 2015. Evolutions spatiale et temporelle des apports détritiques dans la tourbière du Peuil (Vercors oriental) à partir de trois types de source d'argiles reconnus. 15e congrès ASF, *Chambéry*, 13-15 Octobre 2015.
- Montjuvent G., 1979. Le Drac, morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin. Thèse Université Paris VII. 430 p.
- Montjuvent G. et Nicoud G., 1987. Les paléo-lacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy- France., colloque « Travaux français en Paléolimnologie », le Puy en Velay, 4-6 octobre 1985, documents du CERLAT, mémoire n°1, 213-231.
- Nicod P.Y et Picavet R., 2013. La Grande Rivoire à Sassenage (Isère) : derniers chasseurs et premiers pasteurs aux portes du Vercors. In: Bintz, P. & Millet J.-J. *Vercors, terre de préhistoire*. Grenoble : Glénat, 168-171.
- Ortu, E., David, F. and Peyron, O., 2009. Pollen-inferred palaeoclimate reconstruction in the Alps during the Lateglacial and the early Holocene: how to estimate the effect of elevation and local parameters. *J. Quaternary Sci.*, ISSN 0267-8179.
- Ostermann M., Sanders D., Prager C. and Kramers J., 2007. Aragonite and calcite cementation in “boulder-controlled” meteoric environments on the Fern Pass rockslide (Austria): implications for radiometric age dating of catastrophic mass movements. *Facies* 53:189–208, DOI 10.1007/s10347-006-0098-5.
- Ostermann M., Ivy-Ochs S., Sanders D. and Prager C., 2017. Multi-method (14C, 36Cl, 234U/230Th) age bracketing of the Tschirgant rock avalanche (Eastern Alps): implications for

absolute dating of catastrophic mass-wasting. *Earth Surf. Process. Landforms* 42, 1110–1118, DOI: 10.1002/esp.4077.

Pachoud A. 1991. Une catastrophe naturelle majeure: l'écroulement du Mont Granier dans le massif de la Chartreuse au XIII^e siècle. *La Houille Blanche*, 5, 327-332.

Parjadis de Larivière N., 1959. Contribution à l'étude minéralogique des calcaires argileux du Mésozoïque des environs de Grenoble («couches à ciment») du Valbonnais, Genevray-de-Vif, Voreppe, Grenoble, Sassenage). *Géologie Alpine*, 35, 161-192.

Perrette Y., 2000. Étude de la structure interne des stalagmites : contribution à la connaissance géographique des évolutions environnementales du Vercors (France) : développement et application d'une approche multiparamètre des archives stalagmitiques. *Thèse Université de Savoie*. 324 p.

Peyron O., Guiot J., Cheddadi R., Tarasov P., Reille M., de Beaulieu J-L., Bottema S. and Andrieu V. 1998. Climatic Reconstruction in Europe for 18,000 YR B.P. from Pollen Data. *Quaternary Research*, 49, 183–196.

Ramirez Rascon A., 1987. Analyse géotechnique des glissements de versants sédimentaires sur des plans de stratification. *Thèse USTM Grenoble et INP Grenoble*, 180 p.

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J., 2013. Intcal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 4, 1869–1887.

Sanders D., Ostermann M., Brandner R. and Prager C., 2010. Meteoric lithification of catastrophic rockslide deposits: Diagenesis and significance. *Sedimentary Geology*, 223, 150–161.

Semenza E. and Ghirotti M., 2000. History of the 1963 Vaiont slide : the importance of geological factors. *Bull. Eng. Geol. Env.*, 59, 87-97.

Triganon A., Nicoud G., Guiter F. et Blavoux B., 2005. Contrôle de la construction de l'ensemble détritique de la région d'Evian par trois phases glaciaires durant le Würm. *Quaternaire*, 16, 1, 57-63.

Vallon M., 1999. Estimation de l'épaisseur d'alluvions et sédiments quaternaires dans la région grenobloise par inversion des anomalies gravimétriques. *Rapport IPSN/CNRS*, 33 p.

Vivian R. et Ricq de Bouard M., 1969. Moraine de versant et confluences glaciaires : étude de morphologie glaciaire sur le plateau de St-Nizier entre Drac et Furon. *Revue de géographie alpine.*, 57, 3. 529-543.

Zerathe S., Lebourg T., Braucher R. and Boulès D., 2014. Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by ³⁶Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity. *Quaternary Science Reviews* 90, 106-127

Rapport géophysique :

Etude géophysique pour l'aménagement de la moyenne Isère. Profils électriques et carte d'isoépaisseur de la tranche perméable. CPGF, juillet 1962, EDF-REH Alpes 1.

Rapports géotechniques :

Géoprojets, 1980, rapport 880 (Eurozyme-Air Liquide)
Géoprojets, 1983, rapport 1956 (Air Liquide)
Géoprojets, 1993, rapport (Beaurevoir)
CEBTP, 1994, rapport 5312.2.106/94 (Danisco-Air Liquide)
SOLEN, 2000, rapport G 02826/GR/GR/B/00 (Les Grands Champs)
SOLEN, 2001, rapport G 04001 GR/GR/B/01 (Les Grands Champs)
SOLEN, 2005, rapport G 07045 GR/GR (Les Engenières)
SOLEN, 2006, rapport G 07293 GR/GR (Les Engenières)
GEOPLUS, 2009, rapport 06.G.1.1.3670 (Les Engenières)
SOLEN, 2010, rapport RGR2.9.0326 (Danisco-Air Liquide)
KAENA, 2011, rapport 11.1039.B (Air Liquide)
KAENA, 2011, rapport 11.1200.B (Air Liquide)
KAENA, 2012, rapport 12.1603.B (Air Liquide)
KAENA, 2013, rapport 13.2047.B (Air Liquide)
KAENA, 2013, rapport 13.2268.B (Air Liquide)