Pôle Grenoblois d'étude et de recherche pour la prévention des Risques Naturels

isère CONSEIL GÉNÉRAL

Programme de recherche 2009

Financé par le Conseil général de l'Isère

Rapport de synthèse

Caractérisation dynamique des instabilités gravitaires affectant la bordure sud du massif de Belledonne : apport des datations cosmogéniques ^{10}Be.

Coordinateur :

Stéphane SCHWARTZ

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines – Isterre/LGCA - UMR 5025
Université Joseph Fourier – Grenoble 1

Participants :

Julien Carcaillet [1], *Denis Jongmans* [2] *et Jean François Gamond* [2]

(1) Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines – Isterre/LGCA - UMR 5025

Université Joseph Fourier – Grenoble 1

(2) Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique Isterre/LGIT - UMR 5559

Université Joseph Fourier - Grenoble 1

Date : 1 décembre 2010

Caractérisation dynamique des instabilités gravitaires affectant la bordure sud du massif de Belledonne : apport des datations cosmogéniques ^{10}Be.

Projet présenté au

Pôle Grenoblois d'Etudes et de Recherche pour la Prévention des Risques Naturels

par

Stéphane Schwartz [1], Julien Carcaillet [1], Denis Jongmans [2] et Jean François Gamond [2]

(1) Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines Isterre/LGCA - UMR 5025
Université Joseph Fourier - Grenoble 1

(2) Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique Isterre/LGIT - UMR 5559
Université Joseph Fourier - Grenoble 1

Résumé

Ce projet vise à financer la réalisation de profils de datations cosmonucléides ^{10}Be sur des escarpements majeurs (niches d'arrachement) limitant des mouvements de terrain qui affectent la partie sud du massif de Belledonne. Dans la plupart des grandes vallées alpines, l'information chronologique sur l'âge de l'initiation des instabilités gravitaires à l'échelle d'un versant existe de façon très ponctuelle dans le meilleur des cas. Cette étude permet d'apporter des contraintes temporelles sur l'initiation de plusieurs mouvements de terrain à travers l'étude de leurs niches d'arrachement. De plus la haute résolution spatiale de l'échantillonnage (5m) le long de profils verticaux sur ces escarpements permet également de remonter aux vitesses d'exposition verticales et donc à la dynamique de déstabilisation de ces phénomènes gravitaires. Cette étude vient en complément de l'étude menée récemment sur l'escarpement du Mont Sec (mouvement de Séchilienne) et qui montre la pertinence d'une telle approche pour la caractérisation de l'initiation et de la dynamique du phénomène instable. Les nouvelles données acquises permettent d'obtenir une vue régionale sur le déclenchement des mouvements de terrain dans cette région et de déterminer si l'ensemble de ces instabilités répond aux mêmes sollicitations externes (contraintes sismo-tectoniques et changements climatiques).

Isterre/LGCA *Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines*
Adresse Postale : BP 53 – 38041 Grenoble cedex 9 – France
Téléphone : +33 (0) 476 63 59 50 - **Fax** : +33 (0) 476 51 40 58

Sommaire

1. Présentation du projet…..……. p.4

1.1. Objectifs…… p.4

1.2. Contexte du projet……... p.6

-Problématique…… p.6

-Caractère Novateur……... p.8

2. Méthodologie et stratégie d'échantillonnage……...P.9

2.1. Méthodologie…..……... p.9

2.2. Stratégie d'échantillonnage……...…….. p.12

-Fau Laurent……..……. p.12

-Vaulnavey..……..……. p.13

3. Présentation des Résultats…….. P.16

3.1. Profils verticaux le long de l'escarpement de Fau Laurent.…….. p.16

3.2. Données ponctuelles sur l'escarpement de Vaulnavey....…….. p.18

3.3. Discussion.....…… p.19

4. Conclusion……. p.22

5. Bibliographie……. p.26

1. Présentation du Projet

1.1 Objectifs

Ce projet a pour but d'obtenir des contraintes temporelles sur l'initiation et la dynamique des mouvements de terrain qui affectent la bordure sud du massif de Belledonne. Il est basé sur l'utilisation de la méthode de datation par nucléides cosmogéniques (béryllium 10 - ^{10}Be – produit in-situ dans des échantillons de quartz) appliquée à des niches d'arrachements majeures. La réalisation de ces mesures permettrait d'étudier pour la première fois l'évolution spatio-temporelle des phénomènes d'instabilité sur la bordure sud du massif de Belledonne. Ces données sont fondamentales à la fois pour comprendre la concentration de ces mouvements dans cette région et pour tenter de déterminer si ces instabilités ont été initiées suite à un changement climatique majeur (déglaciation ou évènement plus récent) ou à un phénomène tectonique éventuel (séisme sur la faille bordière de Belledonne et/ou héritage tectonique). Couplée à d'autres reconnaissances et techniques (morphologie quantitative, prospections géophysiques, modélisation numérique), cette étude contribuera à l'évaluation quantitative de l'aléa mouvement de terrain dans une zone où l'enjeu est très important (blocage de la vallée de la Romanche). Cette démarche contraste avec les études antérieures d'aléa qui n'ont examiné que le mouvement de Séchilienne sur une échelle de temps limitée (la centaine d'années).

Nous proposons d'appliquer la méthode de datation par la mesure du nucléide cosmogénique ^{10}Be sur des échantillons de quartz prélevés sur plusieurs escarpements provenant de deux mouvements inactifs majeurs, ceux de Fau Laurent et de Vaulnavey (sites 2 et 7 sur la Figure 1). Ces deux mouvements affectent les versants raides de profondes vallées creusées dans le massif cristallin de Belledonne par la succession des processus d'érosion fluviatiles et glaciaires quaternaires. Ils s'intègrent dans un schéma de déstabilisation large de l'ensemble du massif dont le plus connu est le mouvement actif de Séchilienne (site 3 sur la Figure 1). Ce site à d'ailleurs récemment fait l'objet d'une campagne de datation ^{10}Be, effectuée sur l'escarpement sommital du Mont Sec (Le Roux et al., 2009). Ces données ont montré que l'initiation du mouvement s'est produite entre 5000 et 8000 ans, au minimum 5400 ans après la disparition totale de la glace en fond de vallée, durant une période particulièrement chaude et humide de l'Holocène (l'optimum climatique holocène). La réalisation de profils de datations à haute résolution spatiale (espacement entre échantillons de l'ordre de 5m) a permis également d'appréhender la réponse dynamique du mouvement durant l'Holocène. Cette dynamique semble continue depuis la phase d'initiation jusqu'à l'actuel avec cependant une phase d'accélération récente. Enfin, pour cet escarpement les données ont clairement montré que la déstabilisation n'apparaissait pas comme une conséquence immédiate du relâchement des

contraintes qui suit la fonte du glacier (phénomène de debutressing) mais s'initie plusieurs milliers d'années après la disparition totale de la glace en fond de vallée.

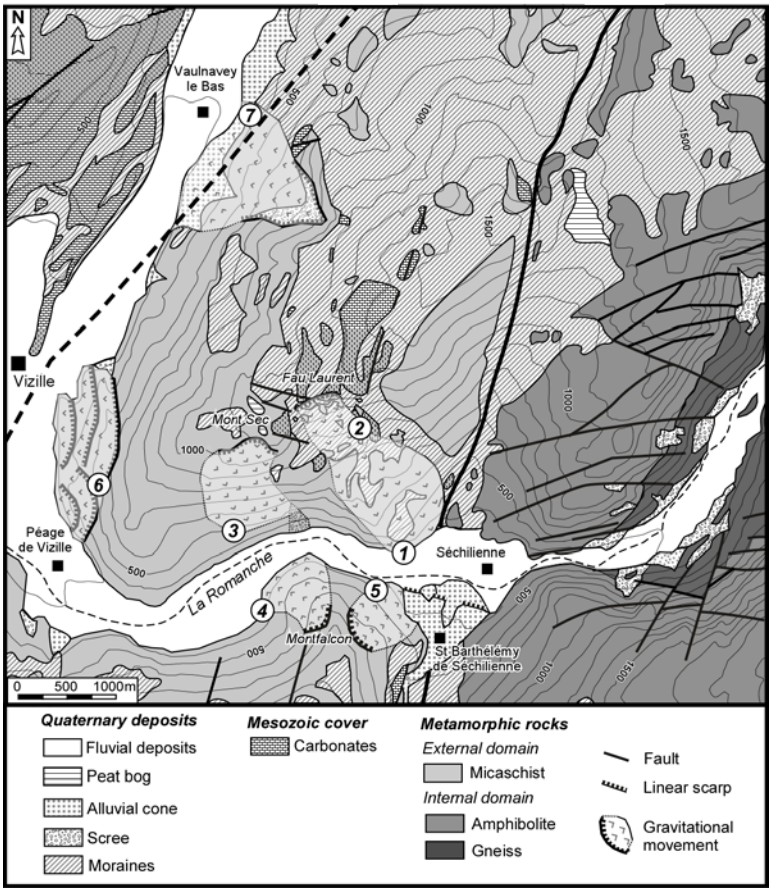

Figure 1: Carte géologique et géomorphologique de la partie sud du massif de Belledonne. Les principaux mouvements de terrain sont indiqués : 1-La Bathie, 2-Fau Laurent, 3-Séchilienne, 4-Montfalcon ouest, 5-Montfacon est, 6-Péage de Vizille, 7-Vaulnavey.

Nous avons choisi de réaliser deux profils haute résolution le long de l'escarpement sommitale du mouvement inactif de Fau Laurent (site 2 sur la Figure 1) et des datations ponctuelles sur des escarpements mineurs dans le mouvement de Vaulnavey (site 7 sur le Figure 1). Cette étude permettra d'estimer l'âge d'initiation des deux mouvements de terrain et également de remonter à la dynamique de dénudation dans le cas du mouvement de Fau Laurent. Les nouvelles datations ponctuelles ou le long des profils seront comparés aux profils récemment obtenus pour la niche d'arrachement sommitale du Mont Sec (Le Roux et al., 2009). Ces données permettront d'obtenir une meilleure compréhension de la localisation et de la dynamique des mouvements de terrain qui affectent la terminaison sud du massif de Belledonne. De plus, l'acquisition de nouvelles contraintes temporelles est indispensable pour évaluer le rôle forçant des facteurs externes tels que les changements climatiques, sur le déclenchement et le maintient de la dynamique des instabilités. Ces nouvelles données temporelles, intégrées à celles déjà réalisées sur le mouvement de Séchilienne, viendront compléter la vision spatio-temporelle de l'ensemble de la zone étudiée, permettant d'identifier les facteurs dominants dans le déclenchement et le maintient de l'activité instable. La dynamique déduite des âges d'exposition le long des escarpements sera comparée à l'évolution du climat durant l'Holocène. On pourra ainsi définir le rôle des modifications climatiques sur le

déclenchement et le maintient de l'activité des instabilités dans la partie sud du massif de Belledonne. La réponse du massif aux sollicitations climatiques externes est une donnée fondamentale pour la prise en compte du risque associée aux mouvements de terrain dans un contexte de réchauffement climatique global.

Au-delà des objectifs méthodologiques, les résultats obtenus sur ces deux sites, pourront être intégrés directement dans les études pluridisciplinaires qui sont menées actuellement à l'Observatoire OMIV, et plus largement dans nos activités de recherche concernant la caractérisation de la dynamique et des mécanismes de déstabilisation des versants rocheux.

1.2 Contexte du projet

Problématique

Dans les grandes vallées montagneuses l'activité érosive des glaciers génère des pentes de versants raides qui sont identifiées comme des zones potentiellement instables gravitairement (Augustinus, 1995; Erismann et Abele, 2001; Ballantyne, 2002). En effet, la libération des contraintes latérales résultant de la fonte de la glace (phénomène de debuttressing) a souvent été reconnue comme l'une des principales causes de déclenchement des grands mouvements de terrain (Gardner, 1980; Cruden et Hu, 1993; Blair, 1994; Evans et Clague, 1994; Holm et al., 2004; Cossart et al., 2008). Cependant, d'autres facteurs comme les contraintes tectoniques, le taux de surrection, l'érosion fluviatile, les séismes et les changements climatiques ont également été évoqués, comme contribuant à l'initiation et à la dynamique des larges instabilités de versants (Ballantyne et Stone, 2004; Seijmonsbergen et al., 2005; Korup et al., 2007; Hormes et al, 2008; Cossart et al., 2008).

L'identification d'une cause responsable du déclenchement d'un mouvement de terrain dans une zone montagneuse, où les facteurs mentionnés plus haut sont tous potentiellement actifs, est une tâche délicate et reste une question largement débattue à l'heure actuelle (Korup et al., 2007). La principale méthode appliquée jusqu'à présent pour l'évaluation du lien entre la déglaciation et l'instabilité de la pente rocheuse a été d'obtenir des contraintes temporelles sur des mouvements de terrain spécifiques, en utilisant les méthodes de datation par ^{14}C ou la datation de surfaces d'exposition aux rayonnements cosmiques. Même si la méthode radiocarbone fournit de précieuses informations sur la chronologie des principaux glissements de terrain comme celui de Flims (Suisse Orientale; Deplazes et al., 2007) ou celui de Fernpass (Autriche, Prager et al., 2009), la méthode ^{14}C est toutefois limitée par la difficulté de trouver sur place des fragments de matière organique contemporain du glissement de terrain. Au contraire, Les nucléides cosmogéniques produits dans la matrice des minéraux cibles des roches exposées en surface aux rayonnements cosmiques (production in-situ), dont le ^{10}Be, permettent de déterminer une durée minimale d'exposition à ces rayonnements et donc de dater la mise à la surface de la roche. Un nombre croissant de travaux récents utilisant les nucléides cosmogéniques produits in-situ montre ainsi que la mesure de la concentration en ^{10}Be de la fraction de quartz des échantillons, pour laquelle le taux de production est

bien contraint, est adaptée à l'étude de l'évolution des surfaces continentale impliquée dans les phénomènes d'instabilités gravitaires (Gosse et Phillips, 2001). Les échantillons pour la datation des mouvements de terrain peuvent être collectées à partir d'escarpements rocheux ou de niche d'arrachements (Bigot-Cormier et al., 2005; Hippolyte et al., 2006; Ivy-Ochs et al., 2009; Prager et al., 2009) et / ou de dépôts d'avalanches de blocs rocheux (Ballantyne et Stone, 2004; Cossart et al., 2008; Ivy-Ochs et al., 2009; Prager et al., 2009). Un avantage majeur de la méthode de datation par cosmonucléides est qu'elle permet aussi d'obtenir des contraintes temporelles sur la dynamique du dernier retrait glaciaire en datant des dépôts morainiques ou des roches moutonnées (Gosse et al., 1995, Owen et al., 2001; Carlson et al., 2007; Delmas et al., 2008). Plusieurs études ont récemment mis l'accent sur les relations chronologiques entre le retrait du glacier dans la vallée et le déclenchement d'instabilité rocheuses, sur des sites spécifiques (Bigot-Cormier et al., 2005; Cossart et al., 2008; Hormes et al., 2008; Ivy-Ochs et al., 2009; Prager et al., 2009). Dans ces cas précis les âges d'exposition obtenus tendent à indiquer que les glissements de terrain ne se sont pas produits durant la déglaciation mais au moins quelques milliers d'années après le retrait total du glacier en fond de vallée.

Dans la partie sud du massif de Belledonne, le long de la vallée de la Romanche, l'étude d'images satellitaires combinées à l'étude stéréoscopique de photographies aériennes indique la présence d'une importante concentration de mouvements de terrain actifs et passés sur une surface inférieure à 30 km^2 dans les micaschistes (Figure 1). Le plus connu est le mouvement actif de Séchilienne qui s'intègre dans un dispositif global de déstabilisation des versants de plus grande ampleur, comme le montre la présence de nombreux paléo-escarpements et niches d'arrachement. L'hypothèse classiquement avancée, pour le déclenchement et la mise en place de ces mouvements, est un phénomène de rééquilibrage résultant de la fonte du glacier de la Romanche lors du dernier épisode glaciaire du Würm III (entre 30 000 à 20 000 ans). Cependant l'application des méthodes de datation ^{10}Be à la niche d'arrachement sommitale du Mont Sec le long de profils verticaux (Le Roux et al., 2009) a montré un tout autre scénario (Figure 2).

L'initiation du mouvement s'est produite entre 7800 et 5000 ans, durant une période particulièrement chaude et humide de l'Holocène. La réalisation de profils de datations à haute résolution spatiale (espacement entre les échantillons de l'ordre de 5m) a permis également d'appréhender la réponse dynamique du mouvement durant l'Holocène. La dynamique semble continue depuis la phase d'initiation jusqu'à l'actuel avec cependant une phase d'accélération récente (entre 2300 et 1000 ans). Après cette phase d'accélération les vitesses de dénudation verticales déduites sont similaires à celles obtenues par les méthodes d'auscultation effectuée actuellement depuis plus de 20 ans (1,3 cm/an). Enfin, pour cet escarpement les données ont clairement montré que la déstabilisation n'apparaissait pas comme une conséquence immédiate du relâchement des contraintes qui suit la fonte du glacier (phénomène de debuttressing) mais s'initie plusieurs milliers d'années après la disparition totale de la glace en fond de vallée.

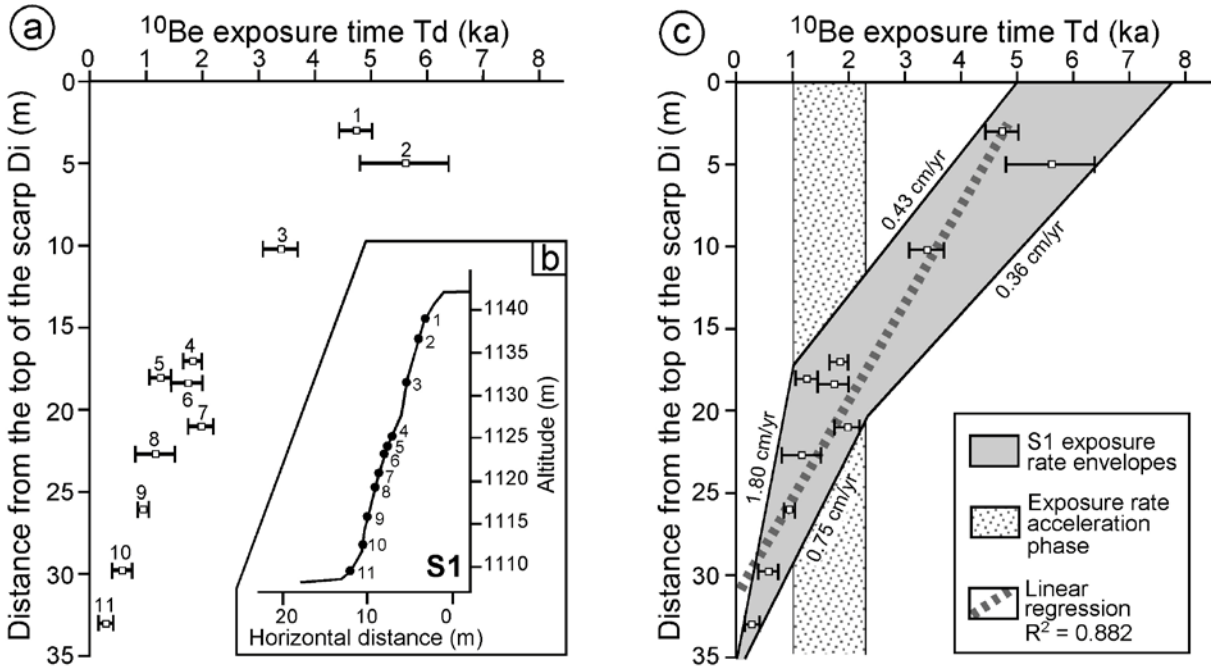

Figure 2: (a) Ages d'exposition ^{10}Be (Td) obtenus pour l'escarpement du Mont Sec en fonction de la hauteur depuis le sommet de la niche. (b) Profil topographique de l'escarpement sommitale du Mont Sec présentant la localisation des points d'échantillonnage. (c) Enveloppes de vitesse limitant les ages d'exposition ^{10}Be. La phase d'accélération est matérialisé par les pointillés (Leroux et al., 2009).

Nous proposons d'acquérir des profils de datation sur deux autres mouvements majeurs (sites 2 et 7, Figure 1) en utilisant la même approche méthodologique, afin de contraindre l'initiation de ces mouvements et également d'appréhender leur dynamique. Une compréhension plus poussée de cette dynamique est en effet indispensable pour déterminer si l'ensemble de ces instabilités répond aux mêmes sollicitations externes (contraintes sismo-tectoniques et changements climatiques). La prise en compte de la dynamique des instabilités gravitaires sur une échelle de temps plurimillénaire (plus large que celle de l'auscultation) est indispensable pour préciser l'aléa voire le risque que peuvent représenter ces mouvements de terrain pour la population et les infrastructures locales.

Caractère novateur

Le projet de recherche comporte les aspects novateurs suivants :

- Application des techniques de datation ^{10}Be sur des escarpements de mouvement de terrain suivant des profils verticaux avec un espacement entre échantillon de 5m.
- Détermination des vitesses de dénudation verticale pour chaque escarpement.
- Comparaison de la dynamique de dénudation des différents mouvements dans la partie sud du massif de Belledonne.

Intégration de l'ensemble des connaissances acquises sur le site de Séchilienne dans un cadre spatio-temporel large permettant d'identifier les paramètres contrôlant la dynamique de l'instabilité

2. Méthodologie et stratégie d'échantillonnage

2.1. Méthodologie

De nombreux mouvements gravitaires (éboulements, glissements de terrain, sackungs) sont localisés dans des massifs rocheux compétents constitués de micaschistes ou de gneiss, générant des surfaces morphologiques récentes telles que des miroirs de failles ou des escarpements. Le projet déposé au PGRN concerne l'obtention de profils de datation et de datations ponctuelles ^{10}Be réalisés le long d'escarpements limitant deux glissement de terrain localisés dans la partie sud du massif de Belledonne, dans des micaschistes. Le but étant de contraindre (i) l'age d'initiation de ces deux phénomènes ainsi que (ii) leurs évolutions dynamiques respectives. La demande financière porte sur la réalisation d'une vingtaine de points d'échantillonnage provenant des glissements inactifs de Fau Laurent et de Vaulnavey, localisés respectivement à l'est et au nord ouest du mouvement actif de Séchilienne (Mouvements 2 et 7, Figure 1).

Les datations par isotopes cosmogéniques sont basées sur l'accumulation de nucléides dans certains minéraux. Ces nucléides sont produits par les rayonnements cosmiques de haute énergie quand la roche est exposée à la surface de la Terre (Gosse and Philips, 2001). Pour cette étude nous utiliserons le ^{10}Be produit in-situ résultant de réactions de spallation sur le silicium et l'oxygène du quartz. Pour chaque site d'échantillonnage 2 à 3kg de roche contenant des veines de quartz ont été prélevés sur l'affleurement. Le quartz de chaque échantillon a été isolé et purifié par des attaques chimiques successives. L'oxyde de béryllium est extrait de ce quartz puis analysé par un spectromètre de masse par accélérateur (AMS) afin de déterminer la quantité de ^{10}Be (Brown et al., 1991, 1998). Tous les échantillons ont été broyés et tamisés avant l'initiation du protocole d'attaque chimique.

Dans le détail, la méthode d'extraction du ^{10}Be consiste en l'isolation et à la purification du quartz mais également en l'élimination du ^{10}Be atmosphérique. Une solution de 100µl de 3,10^{-3} g/g ^{9}Be est ajoutée afin de décontaminer le quartz. Le béryllium est obtenu après dissolution du quartz par des cycles successifs d'extraction et de précipitation dans l'acide fluorhydrique. Le précipité final est chauffé et déshydraté à 900°C afin d'obtenir le BeO à partir duquel les mesures des concentrations en ^{10}Be (N) de nos échantillons seront réalisées. Ces concentrations de ^{10}Be présentes dans les échantillons de quartz ont été mesurées sur le spectromètre de masse par accélérateur ASTER (instrument national) localisé au CEREGE, Aix-en-Provence. Les données sont directement calibrées par l'utilisation du standard 4325 provenant du National Institute of Standards and Technology (NIST) et par l'utilisation des valeurs déterminées par Nishiizumi et al. (2007), pour lesquelles le rapport ^{10}Be/^{9}Be est de 2,79 ± 0,03 10^{-11} et la demi-vie ^{10}Be ($T_{1/2}$) est de 1,36 ± 0,07 10^{6} ans, (e.g. décroissance radioactive (λ) de 5,10 ± 0,26 10^{-7}). De plus un taux de production actuel de ^{10}Be de 4,5 ± 0,3 atoms/g/an a été utilisé (niveau de la mer et haute latitude) puis corrigé par l'utilisation de

facteurs d'échelle suivant la procédure de Stone (2000) afin de calculer le taux de production pour les altitudes et la latitude du secteur de Séchilienne. Enfin le taux de production de surface (P_0) est obtenu par correction de la pente locale et de l'écrantage topographique (S_t) et à la présence d'une couverture neigeuse (S_s). Le taux de production associé à l'échantillonnage *(P)* est :

$$P=P_0\,S_t\,S_s \qquad \textbf{(1)}$$

La Figure 3 décrit l'histoire d'exposition considérée pour estimée la déglaciation (*Tg*) et les ages de déstabilisation (*Td*). Les ages d'exposition sont calculés en considérant une érosion nulle depuis l'initiation des phénomènes gravitaires.

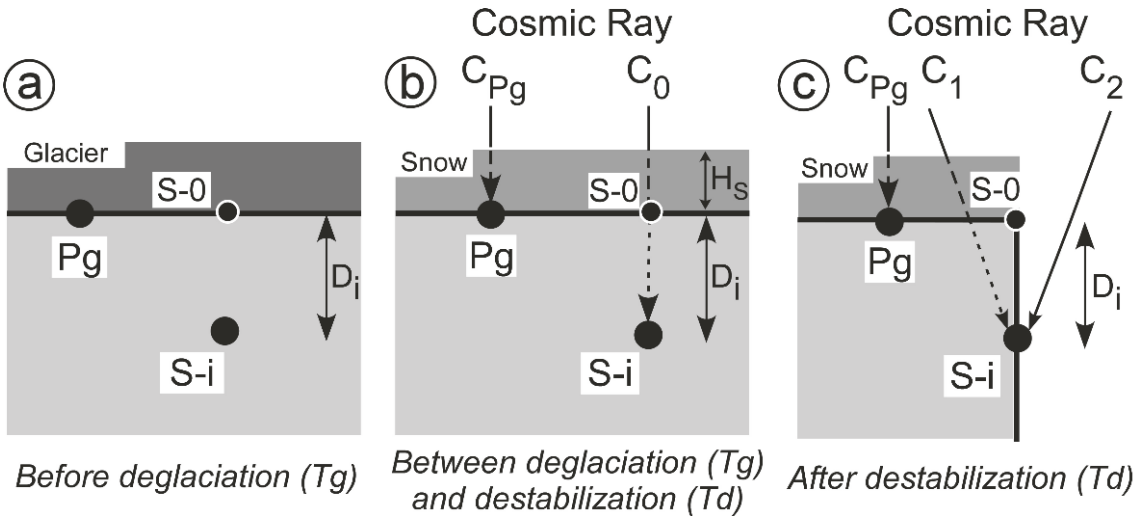

Figure 3: Présentation du modèle utilisé pour calculer les ages d'exposition (d'après Le Roux et al., 2009). (a) T<Tg. (b) Tg<T<Td. (c) Td<T<0. Pg: échantillon de poli glaciaire. S-i: localisation de l'échantillon le long de l'escarpement vertical. Di: distance entre la partie supérieure sub-horizontale de l'escarpement S-0 et S-i. Tg: age de retrait du glacier. Td: age de déstabilisation.

Dans ce contexte les ages obtenus sont des ages maximum. Quand le dernier glacier a fondu (*Tg*) (Figure 3a) l'exposition aux rayonnements cosmiques peut commencer. L'écrantage par la couverture neigeuse (S_s) en période hivernale est seulement considérée pour des surfaces sub-horizontales (Figure 3b et c). L'estimation de cet écrantage prend en compte les propriétés physique de la neige (densité ρ_S = 0.28, atténuation Λ_S = 160 g.cm^{-2}), la hauteur du couvert neigeux (H_S = 1 to 2 m) et sa persistance (M_S = 4 mois) :

$$S_S = \frac{M_S}{12} e^{\frac{-\rho_S H_S}{\Lambda_S}} + \frac{12 - M_S}{12} \qquad \textbf{(2)}$$

Dans le cas des échantillons de polis glaciaires (Pg4) la concentration en nucléïdes dans le quartz (C_{Pg}) accumulée directement à la surface entre Tg est l'actuel (Figure 3b et c) est donnée par :

$$C_{Pg} = \frac{P_{Pg}}{\lambda}\left(1 - e^{-\lambda Tg}\right) \qquad \textbf{(3)}$$

où P_{Pg} est le taux de production normalisé de l'échantillon Pg.

Pour les échantillons provenant des escarpements, l'histoire d'exposition est plus complexe. Juste avant la déstabilisation gravitaire, entre Tg et Td (Figure 3), la concentration en nucléïdes (C_0) accumulée dans le quartz est fonction de la profondeur (Di) :

$$C_0 = \frac{P_{S-0}}{\lambda}\left(1-e^{-\lambda(T_g-T_d)}\right)\left\{P_\eta\, e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_\eta}} + P_{\mu f}\, e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_{\mu f}}} + P_{\mu s}\, e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_{\mu s}}}\right\} \quad \textbf{(4)}$$

où P_η, $P_{\mu f}$ et $P_{\mu s}$ correspondent à la contribution des neutrons et des muons (respectivement 97,85%, 0,65% et 1,5% (Braucher et al., 2003)); Λ_η, $\Lambda_{\mu f}$ et $\Lambda_{\mu s}$ sont des longueurs d'atténuation de neutrons et des muons (respectivement 150, 5300 et 1500 g.cm^{-2} (Braucher et al., 2003)); ρ est la densité de la roche (2,5 g/cm^3) et P_{S-0} est le taux de production normalisé au sommet de l'escarpement (Figure 3).

Lors du développement de l'escarpement (entre Td et l'actuel), les concentrations en nucléïdes dans les échantillons de cette surface verticale est le résultat de 2 contributions (Figure 3). La première provient de la production de ^{10}Be résultant des rayonnements cosmiques pénétrant la surface horizontale localisée au dessus de l'escarpement. La concentration (C_1) résultante dépend pour moitié du taux de production normalisé au sommet de l'escarpement (P_{S-0}) qui prend en compte l'atténuation des rayonnements cosmiques due à l'épaisseur Di de roche localisée au dessus de l'échantillon prélevé. Cela est donné par :

$$C_1 = \frac{1}{2}\frac{P_{S-0}}{\lambda}\left(1-e^{-\lambda T_d}\right)\left\{P_\eta\, e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_\eta}} + P_{\mu f}\, e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_{\mu f}}} + P_{\mu s}\, e^{\frac{-\rho Di}{\Lambda_{\mu s}}}\right\} \quad \textbf{(5)}$$

La seconde contribution résulte des rayonnements cosmiques venant frapper la surface verticale de l'escarpement. La concentration (C_2) dépend du taux de production normalisé de l'échantillon de l'escarpement (P_{S-i}) et est donné par :

$$C_2 = \frac{P_{S-i}}{\lambda}\left(1-e^{-\lambda T_d}\right) \quad \textbf{(6)}$$

A l'actuel, la concentration en ^{10}Be des échantillons prélevés sur l'escarpement est :

$$C_S = C_0 + C_1 + C_2 \quad \textbf{(7)}$$

Cette dernière équation permet de déterminer Td en utilisant la valeur de Tg donné par l'équation (3) qui utilise les concentrations mesurées dans les échantillons de polis glaciaires. L'age du poli glaciaire (Pg) utilisé pour les calculs est de 16628 ans qui correspond à l'âge maximun des polis glaciaires présents à 1100m sur le plateau du Mont Sec (Le Roux et al., 2009).

Les ages comogéniques ainsi obtenus sont des ages absolus donnés en ^{10}Be ka. Les incertitudes associées dérivent des incertitudes analytiques (concentration en ^{10}Be dans le quartz, comptages

statistiques, variabilité instrumentale, blanc chimique) ainsi qu'une incertitude de 15% sur le taux de production en ^{10}Be.

2.2. Stratégie et sites d'échantillonnage

Deux sites ont été échantillonnés. Le premier concerne le mouvement inactif de Fau Laurent situé en rive droite de la Romanche à une altitude de 1170m et le second correspond au mouvement inactif de Vaulnavey localisé entre Vizille et Vaulnavey le Bas à 1100m d'altitude (site 7 et 2 sur la Figure 1).

Fau Laurent

L'escarpement de Faut Laurent correspond à une niche d'arrachement sommitale qui affecte le plateau glaciaire du Mont Sec (Figure 4). Cet escarpement domine la vallée de la Romanche et se localise à l'est du mouvement de Séchilienne. Sa géométrie correspond à une vaste niche d'arrachement qui s'étend latéralement sur plus de 500 m avec une hauteur de falaise pouvant atteindre 100 m. Cette falaise verticale présente une vire plus faiblement pentée, très boisée qui sépare ainsi une partie supérieure de 40 à 50m de hauteur d'une partie basse de 20 à 30 m de hauteur. Pour des raisons techniques et pratiques seule la partie supérieure de l'escarpement a été échantillonnée le long de deux profils verticaux (F1 et F2 sur la Figure 4) séparé d'une trentaine de mètres.

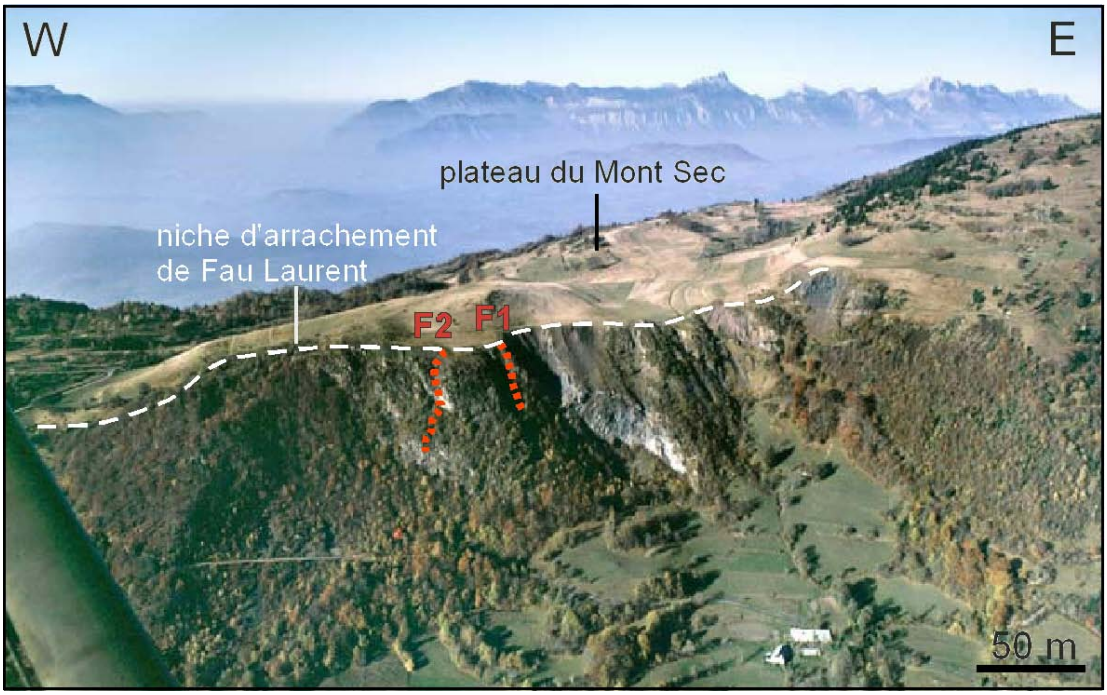

Figure 4: Photographie aérienne de l'escarpement sommitale du mouvement de Fau Laurent. La niche d'arrachement s'étend sur près de 500m pour une falaise pouvant atteindre 100 mètres. Deux profils d'échantillonnage de la partie supérieure de l'escarpement ont été réalisés (F1 et F2).

Le profil F1 correspond au profil le plus à l'est de l'escarpement (Figure 4). Cinq échantillons ont été prélevés couvrant une hauteur verticale de falaise de 32m (Figure 5 et Table 1).

Le Profil F2 se localise à une trentaine de mètres à l'ouest du profil F1. Six échantillons ont été prélevés couvrant une hauteur de falaise de 26m (Figure 5 et Table 1).

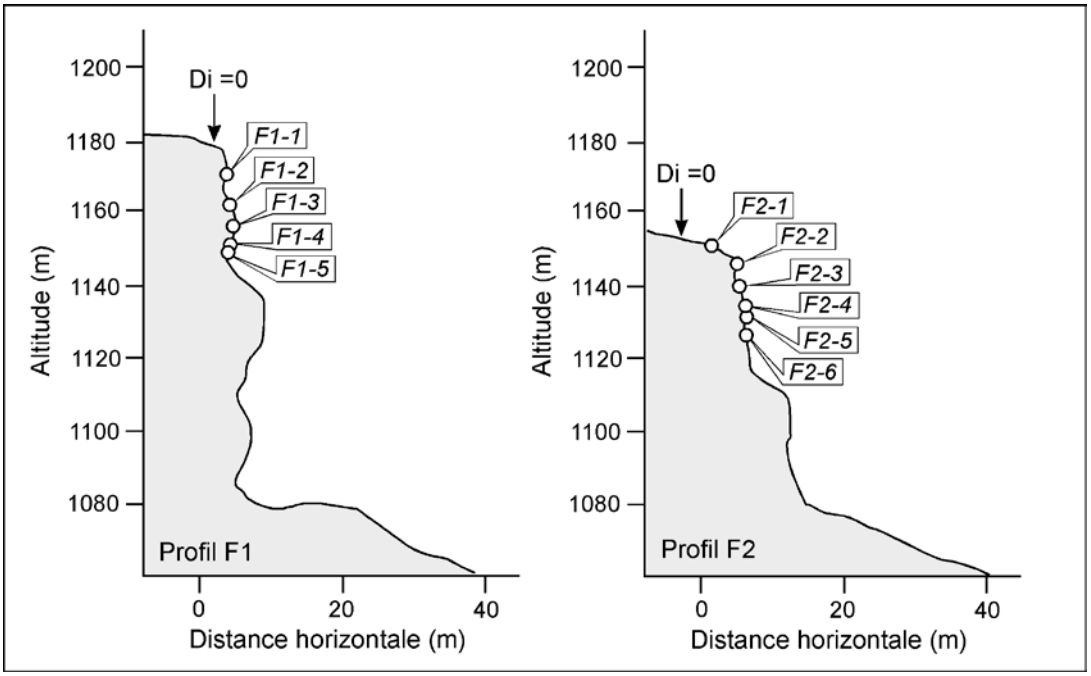

Figure 5: Profils topographiques F1 et F2 réalisés le long de l'escarpement sommital du glissement de Fau Laurent. La localisation des différents points d'échantillonnage est indiquée.

Vaulnavey

Le mouvement de Vaulnavey affecte le versant ouest de massif de Belledonne il se localise dans des micaschistes. La surface de la zone déstabilisée est inférieure à 1 km^2. Il se localise en bordure ouest du plateau du Mont Sec et affecte la stabilité du versant sur un dénivelé de 400 m (Figure 6a). Il est limité par un escarpement de forme en V dont la pointe est orientée vers le sud-est. Cette pointe représente le point le plus haut de la zone instable pour une altitude maximale de 1150 m. La limite inférieure du mouvement correspondant à la zone de dépôt du matériel provenant de la déstabilisation pour une altitude moyenne de 750 m.

Dans la partie haute et plus particulièrement le long de la branche sud de l'escarpement la morphologie est très estompée. Elle correspond sur le terrain à une rupture de pente souple où s'observent quelques affleurements de roche d'une hauteur décamétrique. Généralement cette rupture de pente est masquée par le couvert végétal témoignant d'une activité passée de cette branche de l'escarpement. Par contre l'escarpement nord présente une morphologie beaucoup plus marquée correspondant à la succession de gradins et de falaises pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres surtout dans la partie basse de l'escarpement. Localement des blocs anguleux amassés en pied de falaise et recouvrant en partie la végétation témoignent d'une activité instable récente affectant les falaises dans cette partie nord.

La limite sud du mouvement (Figure 6b) a fait l'objet de trois échantillonnages ponctuels le long d'escarpements décamétriques (Vau1, 2 et 3, Table 1) pour des altitudes allant de 1003 à 947m. La limite nord quand à elle a fait l'objet de 4 échantillonnages ponctuels (Vau4 à Vau7, Table1), localisés

sur des escarpements de plus grande dimension pour un dénivelé de 175 m. L'échantillonnage prévisionnel initial le long d'un escarpement n'a pu être mis en œuvre, à cause des difficultés d'accès aux zones d'échantillonnage.

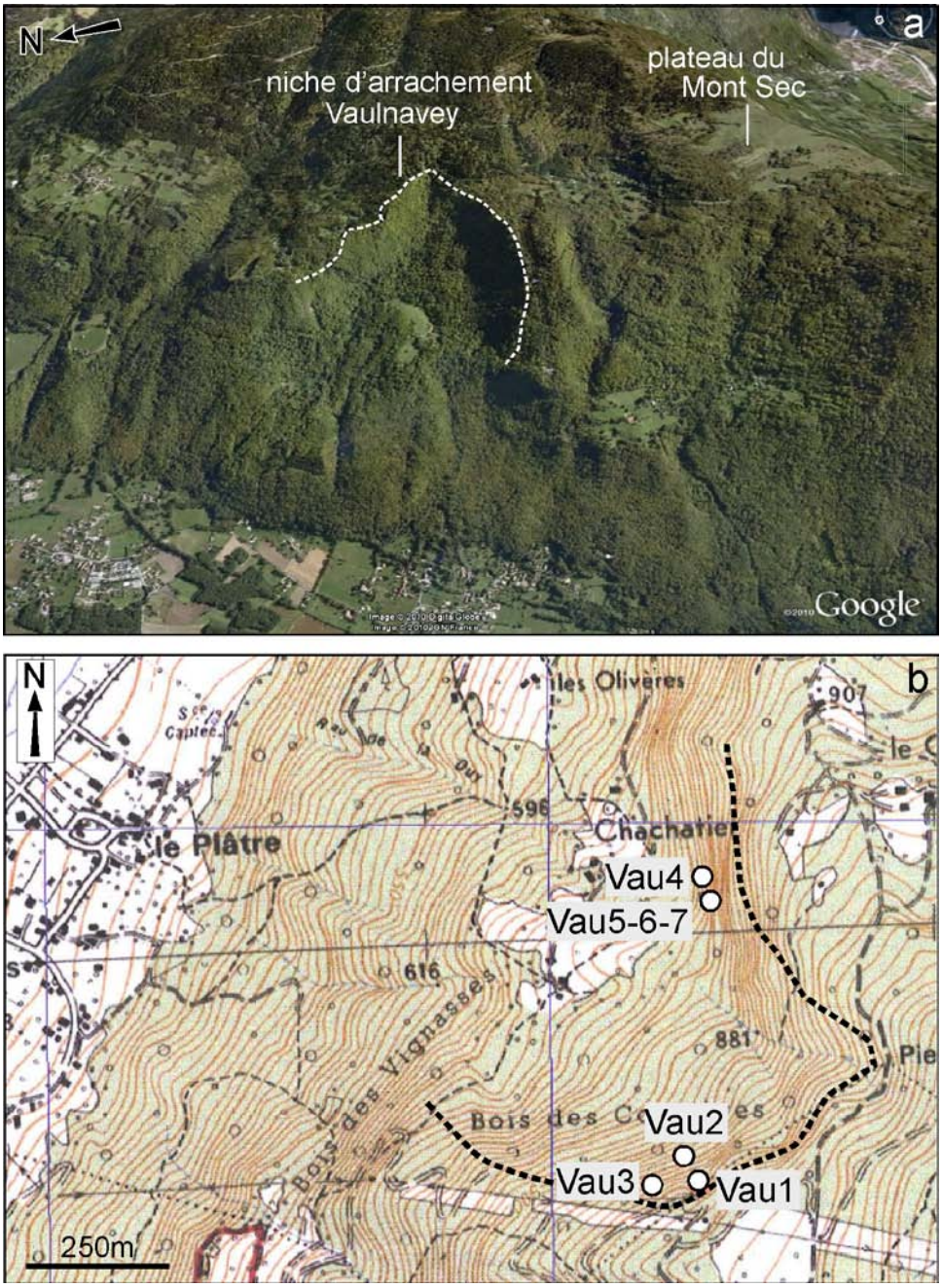

Figure 6: (a) Localisation et morphologie du mouvement de Vaulnavey d'après une vue Google Earth. (b) Carte topographique IGN de la zone du mouvement de Vaulnavey avec la localisation des sites d'échantillonnage. Sur les deux images la limite du mouvement est indiquée en pointillés.

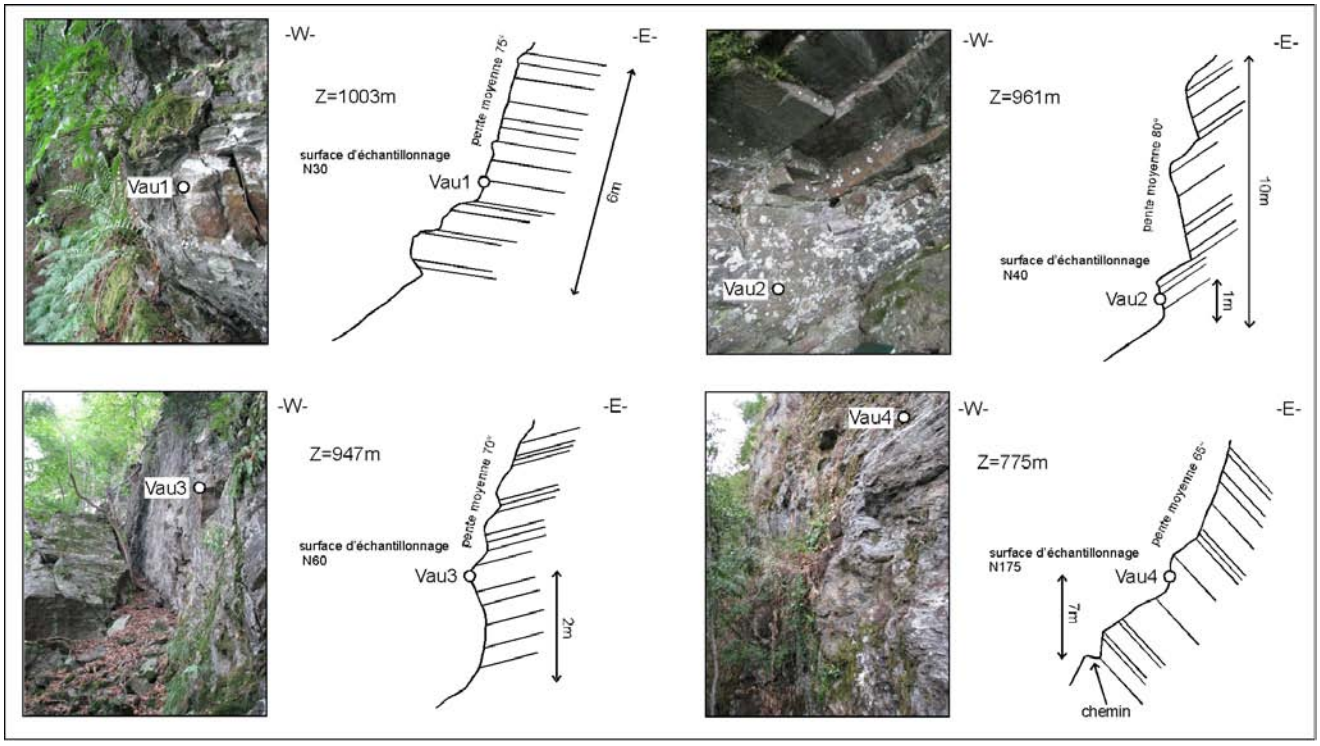

Figure 7: Profils topographiques et photographies d'affleurement correspondant aux échantillons prélevés sur les escarpements de Vaulnavey. Les échantillons Vau5, 6 et 7 ont été prélevés sur la même falaise que Vau4 décalée d'une dizaine de mètres. Les plans découpant les affleurements correspondent à la foliation principale.

L'ensemble des escarpements définissant la niche d'arrachement du mouvement est affecté par un plan composite (transposition de la stratification dans le plan de foliation principal) plus ou moins pénétratif à l'échelle de l'affleurement. Ce plan préférentiel correspond à un plan de foliation principal. L'orientation de ce plan varie localement. Dans la branche sud, la foliation est globalement pentée vers l'ouest (Vau2 et 3 Figure 7). Elle se comporte alors potentiellement comme une surface de glissement ou les blocs peuvent se détacher. Par contre dans la partie nord de l'escarpement cette surface de foliation est pentée vers l'est de plus de 40° vers l'intérieur du massif (Vau4, 5, 6 et 7). Les surfaces échantillonnées présentent des pentes variant de 80 à 65° (Figure 7). De plus de nombreuses fractures et diaclases découpent les affleurements (plusieurs dizaines par m^2). Les orientations mesurées pour la partie sud montrent des directions variant de N75 à N100 avec un pendage sub-vertical localement penté de 70° vers le nord (Vau1 à 3). Dans la branche nord les fractures sont orientées N10 à N20 avec un pendage sub-vertical localement penté de 75° vers l'ouest.

3. Présentation des Résultats

L'ensemble des données analytiques et des ages calculés selon la méthode proposée par Le Roux et al. (2009) est présentée dans la Table 1, en fonction du site d'échantillonnage.

Sample		Location WGS84 UTM 31N X (m)	Y (m)	Z (m)	D (m)	P_0 (at/g/yr)	St	Ss	P(0) (at/g/yr)	N_{10} (at/g)	σN_{10} (at/g)	C_0/N_{10} (%)	C_1/N_{10} (%)	C_2/N_{10} (%)	Tmin (yr)	σTmin (yr)
Glacially polished surfaces																
Séchilienne																
Le Roux, 2009	**Pg2**	720 725	4 994 175	1 121,0		11,44	0,98	0,95	10,67	176 621	6 140				**16 628**	***578***
Fau Laurent landslide																
FLH Profile F1	*0*	*721 420*	*4 994 620*	*1 180,0*	*0,0*	*11,99*	*1,00*	*0,90*	*10,79*							
	1	721 420	4 994 620	1 168,8	11,2	11,88	0,58	1,00	6,85	38 045	3963	1,9	0,5	97,6	**5424**	**565**
	2	721 420	4 994 620	1 159,3	20,7	11,80	0,58	1,00	6,80	37 358	2940	0,9	0,2	98,8	**5431**	**427**
	3	721 420	4 994 620	1 154,0	26,0	11,75	0,70	1,00	8,27	49 453	4045	0,5	0,1	99,4	**5952**	**487**
	4	721 420	4 994 620	1 150,0	30,0	11,71	0,70	1,00	8,25	45 823	3352	0,4	0,1	99,5	**5535**	**405**
	5	721 420	4 994 620	1 148,0	32,0	11,69	0,50	1,00	5,89	27 910	3115	0,7	0,1	98,8	**4684**	**523**
FLH Profile F2	*0*	*721 529*	*4 994 684*	*1 153,0*	*0,0*	*11,74*	*1,00*	*0,90*	*10,56*							
	1	721 529	4 994 684	1 150,6	2,4	11,71	0,95	1,00	11,13	98 085	11878	3,0	1,5	95,5	**8435**	**1021**
	2	721 529	4 994 684	1 147,6	5,4	11,69	0,95	1,00	11,10	61 040	4668	2,2	0,5	97,3	**5357**	**410**
	3	721 529	4 994 684	1 140,9	12,1	11,63	0,58	1,00	6,70	30 972	3990	2,3	0,4	97,6	**4513**	**581**
	4	721 529	4 994 684	1 135,0	18,0	11,57	0,53	1,00	6,15	30 526	3496	1,4	0,3	98,3	**4883**	**559**
	5	721 529	4 994 684	1 132,2	20,8	11,55	0,53	1,00	6,14	27 730	2858	1,3	0,2	98,4	**4451**	**459**
	6	721 529	4 994 684	1 127,4	25,6	11,50	0,53	1,00	6,11	31 048	4209	0,8	0,2	99,0	**5032**	**682**
Vaulnavey landslide																
VH North	*0*	721 500	4 996 920	950,0	0,0	10,0	0,97	0,90	8,74							
	4	721 300	4 996 940	775,0	175,0	8,6	0,90	1,00	7,74	11044	2039	0,0	0,0	100,0	**1427**	**263**
	5	721 285	4 996 900	775,0	175,0	8,6	0,50	1,00	4,31	16899	2291	0,0	0,0	100,0	**3920**	**532**
	6	721 290	4 996 900	780,0	170,0	8,7	0,50	1,00	4,34	38044	5039	0,0	0,0	100,0	**8791**	**1164**
	7	721 285	4 996 890	780,0	170,0	8,7	0,52	1,00	4,54	1919	6503	0,0	0,0	100,0	**422**	**1431**
VH South	*0*	721 350	4 996 200	1130,0	0,0	11,5	0,97	0,90	10,09							
	1	721 280	4 996 305	1003,0	127,0	10,4	0,91	1,00	9,47	29413	3474	0,0	0,0	100,0	**3108**	**367**
	2	721 255	4 996 345	961,0	169,0	10,1	0,91	1,00	9,16	6905	1586	0,0	0,0	100,0	**754**	**173**
	3	721 205	4 996 280	947,0	183,0	10,0	0,91	1,00	9,05	14971	4744	0,0	0,0	100,0	**1654**	**524**

Table 1: Données analytiques cosmonucléïdes ^{10}Be. X: latitude. Y: longitude. Z: altitude. Di: distance entre la partie supérieure de l'escarpement et la position de l'échantillon le long de l'escarpement. P_0: taux de production. St: facteur d'écrantage topographique. Ss: facteur d'écrantage lié à la neige. P: taux de production normalisé. N_{10}: cocentration de ^{10}Be dans l'échantillon. C_0: concentration en ^{10}Be dans l'échantillon entre Tg et Td pour une profondeur Di depuis la surface horizontale. C_1: concentration de ^{10}Bedans l'échantillon accumulée entre Td et l'actuel à une profondeur Di provenant de la moitié de la surface horizontale. C_2: concentration en ^{10}Be dans l'échantillon accumulée entre Td et l'actuel à la surface de la falaise.

3.1. Profils verticaux le long de l'escarpement de Fau Laurent

Deux profils de 30 m de hauteur verticale ont été échantillonnés le long de l'escarpement sommital de Fau Laurent (Figure 4 et Figure 5). Cinq échantillons ont été prélevés pour le profil vertical F1 et six échantillons pour le profil F2. La surface de prélèvement est régulière. Les âges d'exposition ^{10}Be avec leur barre d'erreur à 1σ sont donnés dans la Table 1. Pour les deux profils les âges d'exposition ^{10}Be décroissent du sommet vers la base de l'escarpement (Table 1 et Figure 8). Pour le profil F1 les âges au sommet sont de 5,4 ^{10}Be ka et de 4,7 ^{10}Be à la base (Figure 8). Pour le profil F2 l'âge au sommet est de 8,4 ^{10}Be ka et 5,0 ^{10}Be ka à la base (Figure 8). Cette répartition des âges pour les deux profils traduit un déplacement vertical le long de l'escarpement correspondant à un affaissement du compartiment localisé en aval.

Si l'on reporte l'ensemble des âges d'exposition ^{10}Be sur un même graphique pour les deux profils (F1 et F2) en fonction de la profondeur d'échantillonnage (Figure 9a), on observe une répartition des âges similaire à la tendance observée pour les profils pris de façon isolée. A savoir une diminution des âges d'exposition du sommet vers la base de l'escarpement. Il ne semble pas y avoir de variations latérales entre les deux profils, séparés d'une trentaine de mètres. Cela suggère une dynamique de tassement synchrone entre F1 et F2. De plus, le fait de regrouper l'ensemble des

âges obtenus pour les profils F1 et F2 permet d'obtenir un nombre de points suffisant pour estimer les vitesses de dénudation verticale pour l'escarpement de Fau Laurent.

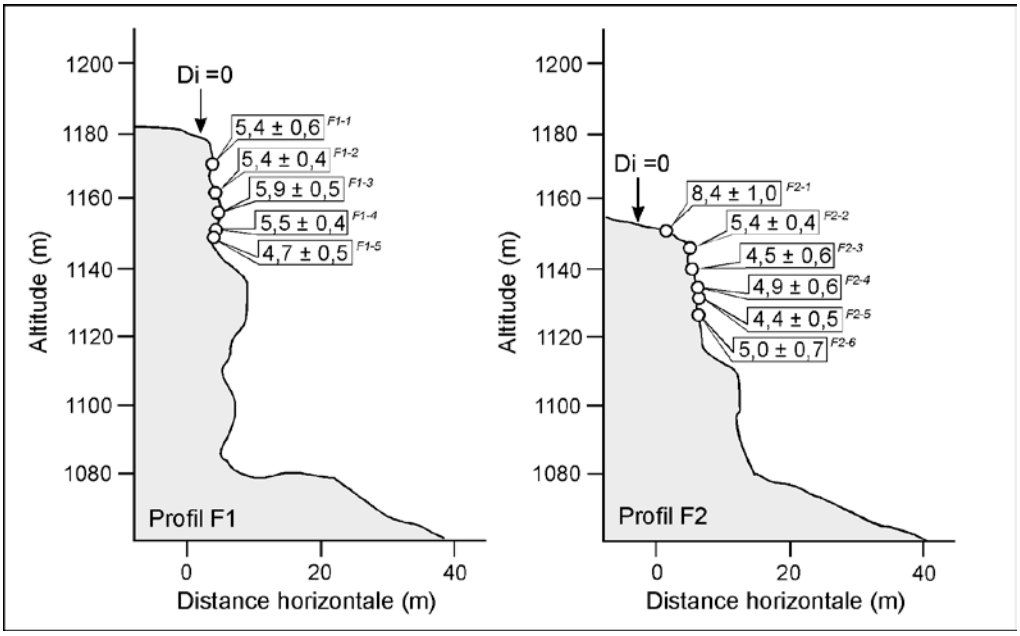

Figure 8: Coupes topographiques des profils d'échantillonnage F1 et F2 du mouvement de Fau Laurent avec les ages d'exposition ^{10}Be en fonction de Di (surface horizontale) à ± 1s d'incertitudes analytiques.

Pour cela, nous avons dessiné l'enveloppe contenant l'ensemble des âges ^{10}Be pour les deux profils (Figure 9b). Les contours de l'enveloppe dans la partie supérieure de l'escarpement (10 m) sont contrôlés par les âges obtenus pour le profil F2, tandis que dans la partie inférieure se sont les âges du profil F1 qui contrôlent la pente de l'enveloppe.

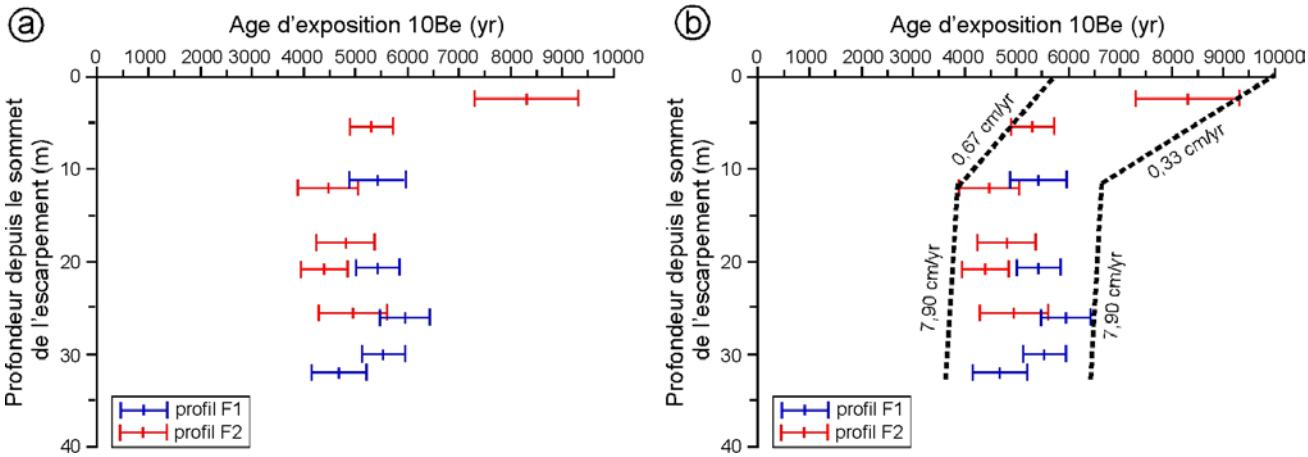

Figure 9: (a) Graphique présentant les ages d'exposition ^{10}Be en fonction de Di (sommet de l'escarpement) à ± 1σ d'incertitudes analytiques pour les profils F1 et F2 réalisés le long de la niche d'arrachement sommitale du mouvement de Fau Laurent. (b) Ages d'exposition ^{10}Be en fonction de Di à ± 1σ d'incertitudes analytiques pour les profils F1 et F2 avec l'enveloppe du taux de dénudation de l'escarpement et les vitesses de dénudation associées.

Ces pentes correspondent à des vitesses de dénudation verticale le long de l'escarpement de Fau Laurent. Les vitesses ainsi déduites varient de 0,33 cm/an à 7,90 cm/an (Figure 9b). Dans la partie supérieure de l'escarpement (de 0 à 10 m) les vitesses de dénudation sont faibles de 0,33 à 0,67 cm/an (Figure 9b). Les données montrent une augmentation drastique des vitesses de dénudation pour la partie inférieure de l'escarpement (de 10 à 35 m) avec une vitesse de 7,90 cm/a (Figure 9b).

L'initiation de l'instabilité peut être définie graphiquement, elle correspond à l'intersection des enveloppes de dénudation avec la surface topographique. Cet âge d'initiation est ainsi de 7,9 ± 2,1 ^{10}Be ka (Figure 9b). Le changement de cinétique est estimé graphiquement entre 6500 et 4000 ans (Figure 9b). Le fait de ne pas avoir de données temporelles pour une profondeur supérieure à 30 m le long de l'escarpement de nous permet pas d'avoir les vitesses de dénudation pour la période allant de 3000 ans à l'actuelle. Cependant si l'on prend comme hypothèse une vitesse constante de 7,90 cm/an, l'escarpement atteint une hauteur verticale de 100 m pour un âge de 3200 ans (prolongement de la droite jusqu'à 100 m). Cet âge signe l'arrêt du tassement au pied de l'escarpement de Fau Laurent.

3.2. Les données ponctuelles sur l'escarpement de Vaulnavey.

Sept échantillons ont été prélevés sur différents escarpements localisés le long de la niche d'arrachement sommitale du mouvement de Vaulnavey (Table 1).

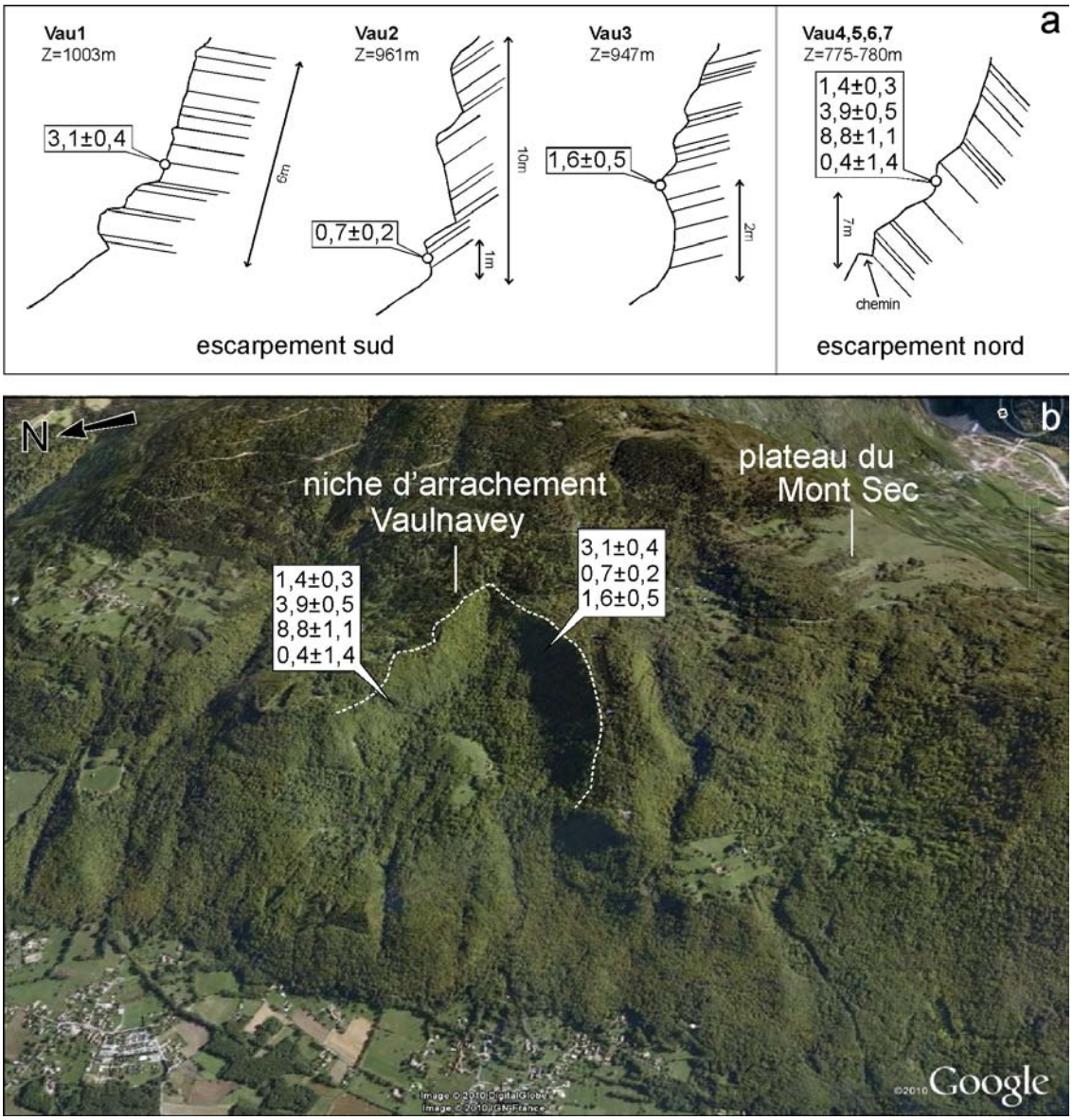

Figure 10: (a) Profils topographiques et ages d'exposition ^{10}Be à ± 1s d'incertitudes analytiques pour les échantillons prélevés le long des escarpements du mouvement de Vaulnavey. (b) Localisation géographique des différents ages d'exposition ^{10}Be le long de la niche d'arrachement sommitale.

Trois ont été effectués sur la branche sud de l'escarpement et quatre sur la branche nord. Les âges ^{10}Be présentent une forte variabilité. Pour la branche sud les âges vont de 3,1 à 0,7 ^{10}Be ka et de 8,8 à 0,4 ^{10}Be ka pour la branche nord (Figure 10a et b). L'âge le plus ancien à 8,8 ^{10}Be ka peut correspondre à l'initiation de l'instabilité. Les âges récents inférieurs à 1000 ans enregistrés, aussi bien sur les branches nord et sud, peuvent être interprétés comme liés à une activité récente de l'instabilité sous la forme de chute de blocs. Cela est confirmé par le caractère très irrégulier des falaises où ont été prélevés les échantillons (Figure 10a). En effet la présence de vires et de surplombs témoigne d'évènements sous la forme de chute de blocs postérieurement à la formation et à l'exposition de la niche sommitale.

Le fait de ne pas avoir de profils continus ne nous permet pas d'obtenir des vitesses de dénudation comme pour l'escarpement de Fau Laurent. Cependant cette gamme d'âge ^{10}Be est compatible avec les données obtenues pour le mouvement de Séchilienne (Le Roux et al., 2009) ou pour le mouvement de Fau Laurent.

3.3. Discussion

L'ensemble de ces 18 nouvelles datations ^{10}Be réalisé sur les escarpements de Fau Laurent et de Vaulnavey indique une gamme d'âge entre 5,8 et 10 ^{10}Be ka soit 7,5 ± 2,5 ^{10}Be ka (Td^i sur la Figure 11a) pour l'initiation des mouvements avec un maintient de l'activité instable pendant plusieurs milliers d'années voire encore active actuellement sous la forme de chutes de blocs ponctuelles dans le cas du mouvement de Vaulnavey.

De plus, les récents travaux de Le Roux et al. (2009) montrent que l'initiation du glissement de Séchilienne est estimée à 6,4 ± 1,4 ^{10}Be ka (Figure 11a). Ainsi, les âges d'initiation entre les trois mouvements qui déstabilisent le plateau du Mont Sec se font donc dans la même gamme temporelle estimée à 7,5 ± 2,5 ^{10}Be ka (Td^i sur la Figure 11a).

Les récentes données sur l'âge du retrait glaciaire (Le Roux et al., 2009) montrent qu'à 1100 m d'altitude au niveau du plateau du Mont Sec le glacier de la Romanche s'est retiré à 16,6 ± 0,6 ^{10}Be ka. La différence aux barres d'erreur près entre le retrait du glacier et l'initiation des instabilités à 1100 m d'altitude implique un délai minimal entre les deux évènements de 6000 ans. Cependant cette contrainte temporelle est restreinte à 1100 m d'altitude et n'est pas suffisante pour comprendre les relations entre la cinématique de fonte du glacier et l'initiation des instabilités affectant l'ensemble du versant. Le Roux et al. (2009) estime que la glace à disparue totalement en fond de vallée (400m) il y a 13,3 ± 0,1 ka. Dans ce cas l'intervalle de temps minimal entre le désenglacement de la vallée de la Romanche à 400m et l'initiation des instabilités le long des escarpements sommitaux est de 3000 ans (Figure 11a et b).

Ce délai peut être considéré comme une endurance du massif avant la rupture (Ballantyne, 2002). Il s'agit de l'intervalle de temps durant lequel le versant endure un nouvel état de contrainte avant l'initiation de la rupture depuis la disparition de la glace dans la vallée. Ce délai correspond à un ajustement dynamique du versant rocheux suite à des interactions entre le rebond isostatique, lié à la

disparition de la glace, et les forces de cohésion interne au massif et à ses pentes rocheuses.

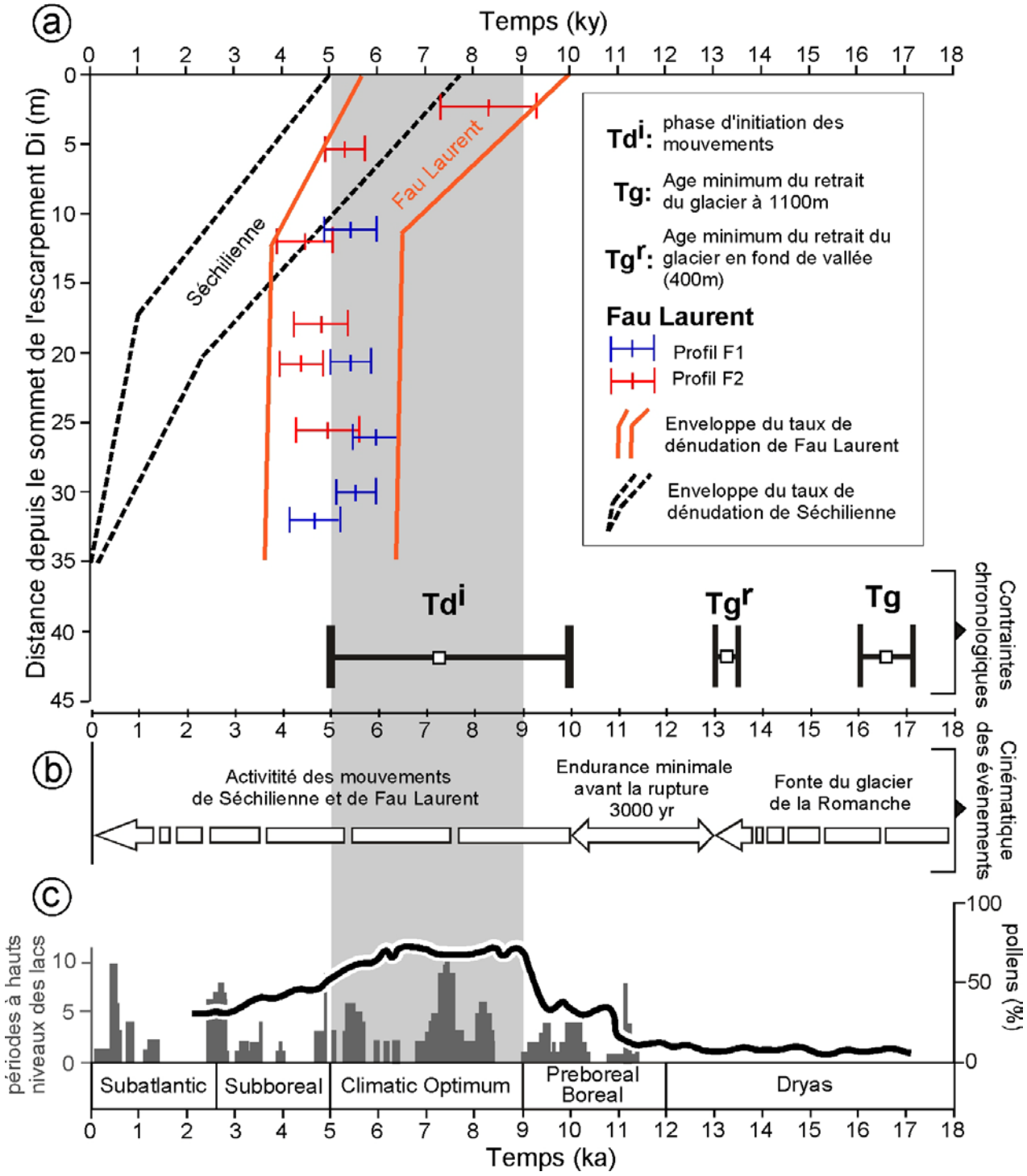

Figure 11: (a) Enveloppes du taux de dénudation du mouvement de Séchilienne et de Fau Laurent comparées aux contraintes chronologiques (Tg, Tg^r et Td^i) indiquent une relation entre l'initiation des deux instabilités et l'Optimum climatique Holocène. (b) La cinématique des évènements déduite des données chronologiques sur la fonte du glacier et sur l'initiation des instabilités donne endurance minimale avant la rupture de 3000 ans. (c) Distribution des périodes à hauts niveaux des lacs reconstruit pour les massifs du Jura, des Pré-Alpes et du plateau suisse durant l'Holocène (histogrammes, Magny, 2004, 2007) et la courbe d'évolution des pollens pour l'Holocène (de Beaulieu, 1977).

A l'échelle de la terminaison sud du massif de Belledonne, nos âges ^{10}Be montrent que l'initiation des instabilités obtenue pour le mouvement Fau Laurent, de Vaulnavey et de Séchilienne s'est produite entre 5 et 9 ka durant la période de l'Optimum Climatique Holocène. Dans les Alpes occidentales cette période climatique se caractérise par une augmentation des températures de 1 à 2°C (Davis et al., 2003), par une augmentation de la densité de couverture végétale (de Beaulieu, 1977) et par une

augmentation du niveaux des lacs liée à un accroissement des précipitations annuelles (Magny, 2004; 2007) (Figure 11c). La combinaison de ces différentes caractéristiques climatiques indique que l'Optimum climatique était une période chaude et humide. Nous suggérons que le déclenchement de l'activité instable dans la partie sud du massif de Belledonne est contrôlé par ce changement climatique important qui a modifié le régime des précipitations. Nous proposons donc que l'augmentation des précipitations entre 5 et 9 ka permet de diminuer la résistance des propriétés mécaniques de la masse rocheuse et d'initier ainsi les grands mouvements observés. Par contre les vitesses de déstabilisation enregistrées ne sont pas constantes au cours du temps au sein d'un même mouvement et ne sont pas homogènes entre les mouvements de Séchilienne et de Fau Laurent. Dans le cas de ce dernier la déstabilisation est rapide avec une phase d'accélération brusque entre 4 et 7 ka. Cependant les caractéristiques mécaniques du massif peuvent être également affaiblies par des évènements sismiques. En effet la terminaison sud de Belledonne est le siège d'une activité sismique récurrente. La magnitude maximale potentielle estimée par la sismique instrumentale est de M_L=3,5 (Thouvenot et al., 2003). On ne peut donc pas exclure un lien entre sismicité régionale et déclenchement des instabilités des versants. A ce jour ce lien n'a pas été démontré.

4. Conclusion

Dix huit nouvelles datations cosmogéniques ^{10}Be ont été réalisées sur deux escarpements majeurs limitant les mouvements de terrain de Fau Laurent et de Vaulnavey localisés dans la partie sud de Belledonne. Ces datations réalisées le long de profils verticaux ou de façon ponctuelle permettent de contraindre l'initiation mais également la vitesse de dénudation verticale. Les âges ^{10}Be obtenus indiquent une phase d'initiation à 7,9 ± 2,1 ^{10}Be ka compatible entre les deux mouvements. Dans le cas du mouvement de Fau Laurent les vitesses de dénudation déduites indiquent un déplacement vertical précoce lent suivi d'une phase rapide de dénudation entre 6,5 et 4,0 ka.

Les données ponctuelles ^{10}Be obtenues pour le mouvement de Vaulnavey montrent une grande variabilité des âges témoignant de l'activité récente de l'instabilité (<1000 ans) associée à la chute de blocs.

La comparaison de ces nouvelles contraintes chronologiques avec celles disponibles pour le mouvement de Séchilienne montrent que ces trois zones instables se sont initiées pour une même gamme temporelle estimée à 7,5 ± 2,5 ^{10}Be ka.

La comparaison des âges d'initiation de la rupture et de l'âge de désenglacement du fond de la vallée implique une endurance du massif de 3000 ans minimum avant la rupture. Ainsi déstabilisation des versants n'apparait pas comme une conséquence immédiate du phénomène de rebond isostatique lié à la disparition de la glace dans la vallée de la Romanche.

La phase d'initiation des mouvements se produit durant la période chaude et humide de l'Optimun climatique Holocène. Ce résultat suggère que les changements de températures ainsi que le régime des précipitations durant cet intervalle de temps à un effet significatif sur le déclenchement et l'affaiblissement des versants rocheux glaciaires.

5. Bibliographie

Augustinus, P.C., 1995. Rock mass strength and stability of some glacial valley slopes. Zeitsschrift für Geomorphologie, vol. 39, pp. 55-68.

Ballantyne, C.K., Stone, J.O., 2004. The Beinn Alligin rock avalanche, NW Scotland: cosmogenic Be-10 dating, interpretation and significiance. Holocene, vol. 14, pp. 461-466.

Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. Quaternary Science Reviews, vol. 21, pp. 1935-2017.

Bigot-Cormier, F., Braucher, R., Bourlès, D., Guglielmi, Y., Dubar, M., Stéphan, J.F., 2005. Chronological constraints on processes leading to large active landslides. Earth and Planetary Science Letters, vol. 235, pp. 141-150.

Blair, R.W., 1994. Moraine and valley wall collapse due to rapid deglaciation in Mount Cook National Park, New Zealand. Mountain Res. Dev. 14, pp. 347-358.

Braucher, R., Brown, E.T., Bourlès, D., Colin, F., 2003. In situ-produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. Earth and Planetary Science Letters, vol. 211, pp. 251-258.

Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., Brook, E.J. 1991. Examination of surface exposure ages of moraines in Arena Valley, Antartica, using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al. Geochimica and Cosmochimica Acta, vol. 55, pp. 2269-2283.

Brown, E.T., Bourlès, D., Burchfield, B., Deng, Q., Li, J., Molnar, P., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 1998. Estimation of slip rates in the southern Then Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans. Geological Society of America Bulletin, vol. 110, pp. 377-386.

Carlson, A.E., Clark, P.U., Raisbeck, G.M., and Brook, E.J., 2007. Rapid Holocene Deglaciation of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet. Journal of Climate, vol. 20, pp. 5126-5133.

Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D.L., Carcaillet, J., 2008. Slope instability in relation to glacial debutressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ^{10}Be cosmic ray exposure ages. Geomorpholgy, vol. 95, pp. 3-26.

Cruden, D.M., Hu, X.Q., 1993. Exhaustion and steady states models for predicting landslides hazards in the Canadian Rocky Mountains. Geomorpholgy, vol. 8, pp. 279-285.

Davis, B.A.S., Brewer, S., Stevenson, A.C., Guiot, J., 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. Quaternary Science Review. vol. 22, pp. 1701-1716.

de Beaulieu, J.L., 1977. Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises. PhD thesis, Université Aix-Marseille III, Marseille, 391 pp.

Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M., Bourlès, D., 2008. Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. Quaternary Research, vol. 69, pp. 231-241.

Deplazes, G., Anselmetti, F.S., Hajdas, I., 2007. Lake sediments deposited on the Flims rockslide mass: the key to date the largest mass movement of the Alps. Terra Nova, vol. 19, pp. 252-258.

Erismann T.H., Abele G., 2001. Dynamics of Rockslides and Rockfalls, Springer-Verlag, Berlin, 316 pp.

Evans S.G., Clague J.J., 1994. Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in. mountain environments. Geomorphology, vol. 10, pp. 107-128.

Gardner, J.S., 1980. Frequency, magnitude, and spatial distribution in the Highwood Pass area, Alberta, Canada. In: Coates, D.R., Vitek, J.D. (Eds.), Thresholds in Geomorphology. Allen and Unwin, Boston, pp. 171-192.

Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nucleides: theory and application. Quaternary Science Reviews, vol. 20, pp. 1475-1560.

Gosse, J.C., Klein, J., Evenson, E.B., Lawn, B., Middleton, R., 1995. Beryllium-10 dating of the duration and retreat of the last Pinedale glacial sequence. Science, vol. 268, pp. 1329-1333.

Holm, K., Bovis, M.J., Jakob, M., 2004. The landslide response of alpine basins to post-Little Ice Age glacial thinning and retreat in southwestern British Columbia. Geomorphology, vol. 57, pp. 201-216.

Hormes, A., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Ferreli, L., Michetti, A.M., 2008. ^{10}Be exposure ages of rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps. Quaternary International, vol. 190, pp. 136-145.

Hippolyte, J.C., Brocard, G., Tardy, M., Nicoud, G., Bourlès, D., Braucher, R., Ménard, G., Souffaché, B., 2006. The recent fault scarps of the Western Alps (France): Tectonic surface ruptures or gravitational sacking scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ^{10}Be dating approach. Tectonophysics, vol. 418, pp. 255-276.

Ivy-Ochs, S., Poschinger, A.V., Synal, H.A., Maisch, M., 2009. Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland. Geomorphology, vol. 103, pp. 104-112.

Korup, O., Clague, J.J., Hermanns, R.L., Hewitt, K., Strom, A.L., Weidinger, J.T., 2007. Giant landslides, topography, and erosion. Earth and Planetary Science Letters, vol. 261, pp. 578-589.

Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J.F., Jongmans, D., Bourlès, D., Braucher, R., Mahaney, W., Carcaillet, J., Léanni, L., 2009. CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. Earth and Planetary Science Letters, vol. 280, pp. 236-245, doi:10.1016/j.epsl.2009.01.034

Magny, M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. Quaternary International, vol. 113 (1), pp. 65-79.

Magny, M., 2007. Climate oscillations and hydrological variations in Europe over the last 15,000 years. Lettre pigb-pmrc-France, vol. 20, pp. 72-76.

Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C., McAninch, J., 2007. Absolute calibration of ^{10}Be standards. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B, vol. 258, pp. 403-413.

Owen, L.A., Gualtieri, L., Finkel, R.C., Caffee, M.W., Benn, D.I., Sharma, M.C., 2001. Cosmogenic radionuclide dating of glacial landforms in the Lahul Himalaya: defining the timing of Late Quaternary glaciation. Journal of Quaternary Science, vol. 16 (6), pp. 555–563.

Prager, C., Ivy-Ochs, S., Ostermann, M., Synal, H.A., Patzelt, G. 2009. Geology and radiometric 14C-, 36Cl- and Th-/U-datind of the Fernpass rockslide (Tyrol, Austria). Geomorphology, vol. 103, pp. 93-103.

Seijmonsbergen, A. C., Woning, M. P., Verhoef, P. N. W., de Graaff, L. W. S., 2005, The failure mechanism of a Late Glacial Sturzstrom in the Subalpine Molasse (Leckner Valley, Vorarlberg, Austria), Geomorphology, vol. 66, pp. 277-286.

Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. Journal of Geophysical Research, vol. 105, pp. 23753-23759.

Thouvenot, F., Frechet, J., Jenatton, L., Gamond, J.F., 2003. The Belledonne Border Fault:dentification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. Geophysical Journal International, vol. 155, pp. 174-192.