



HAL
open science

Ruptures de Versant Rocheux (RVR) à l'échelle des Alpes occidentales : inventaire systématique, analyse spatiale, perspectives patrimoniales

Sylvain Blondeau

► To cite this version:

Sylvain Blondeau. Ruptures de Versant Rocheux (RVR) à l'échelle des Alpes occidentales : inventaire systématique, analyse spatiale, perspectives patrimoniales. Géographie. Université Lyon 2 Lumière, 2018. Français. NNT : . tel-01913532

HAL Id: tel-01913532

<https://hal.science/tel-01913532>

Submitted on 14 Nov 2018

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

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

UNIVERSITÉ
LUMIÈRE
LYON 2



Université de Lyon

UFR de géographie

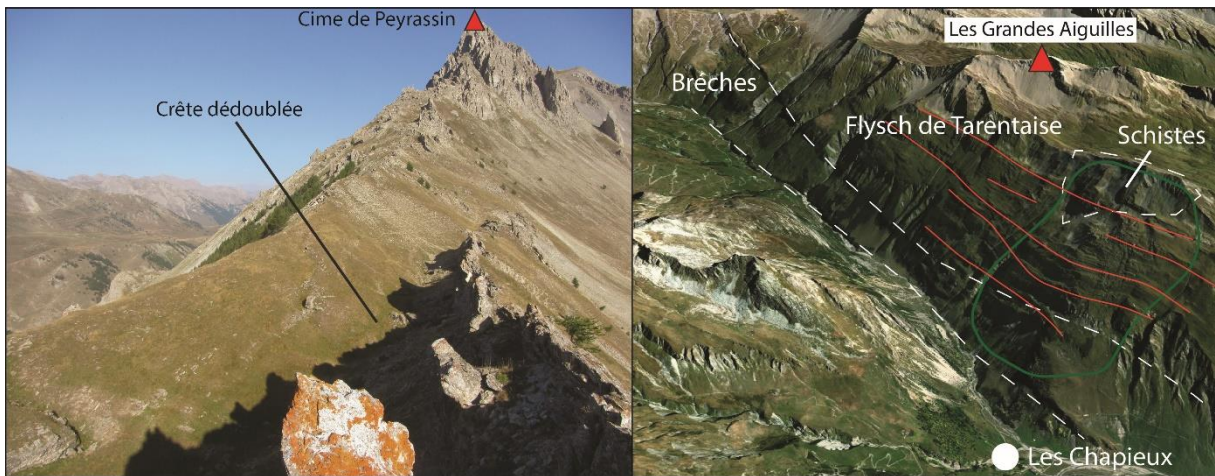
Ecole doctorale 483 « Sciences sociales »

Thèse

Pour obtenir le titre de docteur en géographie de l'université de Lyon

Présentée par **Sylvain Blondeau**

Ruptures de Versant Rocheux (RVR) à l'échelle des Alpes occidentales : inventaire systématique, analyse spatiale, perspectives patrimoniales



Soutenue publiquement le 2 octobre 2018

Jury composé de :

Marc Calvet (Professeur), Université de Perpignan Via-Domitia (Rapporteur)

Armelle Decaulne (Chercheuse), CNRS Nantes (rapporteur)

Yanni Gunnell (Professeur), Université de Lyon (Directeur de thèse)

David Jarman (Chercheur), Mountain Landform Research, Dingwall (Expert invité)

Candide Lissak (Maître de conférences), Université de Caen (Examinatrice)

Philippe Schoeneich (Professeur), Université de Grenoble-Alpes (Président du jury)

Yannick Thiery (Chercheur), BRGM, Orléans (Examineur)

Résumé

L'étude des instabilités gravitaires profondes de versants (nommées ici RVR : Ruptures de Versants Rocheux) s'effectue généralement sous forme d'un suivi instrumenté à l'échelle d'un site jugé dangereux, parfois à l'échelle d'une vallée ou d'un massif. Plus rares sont les études qui apprécient la diversité, la taille et la distribution spatiale des RVR à l'échelle d'une chaîne de montagne. C'est ce que propose cette thèse pour les Alpes occidentales. Il s'agit tout d'abord d'un inventaire construit de manière systématique par imagerie satellite à l'aide d'un outil en accès libre : Google Earth Pro™, et d'une série de méthodes de détection visuelles assorties de vérifications sur le terrain. Une typologie qui s'appuie sur des classifications existantes, mais qui s'adapte au cortège de RVR observées dans l'aire d'étude, a permis de retenir cinq grandes catégories de RVR : les EAR (Eboulements et avalanches rocheuses), GR (Glissements rocheux), GC (Glissements-coulées), DGCVR (Déformations gravitaires profondes de versants rocheux) et DDV (Déformation de versant). Nous élaborons sur cette base une étiologie des RVR en fonction de grands facteurs préparatoires réputés mettre en mouvement les masses rocheuses : lithologie, structure géologique (contacts anormaux), sismicité, pente topographique, relief local, intensité du paléoenclacement würmien, précipitations actuelles, dégradation du pergélisol. Sur un inventaire exhaustif de 1400 RVR, les résultats montrent que la susceptibilité lithologique est le premier facteur qui conditionne l'occurrence des RVR, mais qu'il se cumule avec l'amplitude du relief exacerbée par le paléoenclacement quaternaire. Ce dernier fournit le potentiel gravitationnel localement nécessaire à la mise en mouvement des masses rocheuses. Les autres facteurs examinés présentent des degrés d'importance moindres à l'échelle régionale, avec toutefois des exceptions intéressantes à l'échelle locale et pour des catégories de RVR particulières. Ainsi, on peut noter des RVR en lien avec certaines failles et fronts de chevauchements, ainsi qu'avec la dégradation du pergélisol — mais uniquement dans le cas des éboulements. Parmi l'ensemble des facteurs, le pouvoir explicatif des totaux de précipitations demeure le plus faible. Dans une optique de valorisation scientifique du catalogue des RVR inventoriées, nous proposons des perspectives de mise en valeur géo-patrimoniales de certaines RVR sur la base de leurs caractéristiques morphologiques, ou du risque que certaines masses rocheuses font peser sur les enjeux économiques et humains des populations. Nous présentons ainsi une galerie de RVR remarquables, retenues pour leur caractère singulier, ou dangereux, ou éducatif, ou emblématique à divers titres.

Abstract

The study of rockslope failure (RSF) is usually focused on the instrumental monitoring of hazardous sites, sometimes extended to a population of RSF in a valley or massif. Few studies survey and analyse RSF at the much broader scale of a mountain range. Here we produce a systematic inventory of RSF in the Western Alps based on satellite imagery provided by the open-access platform Google Earth Pro™, and using a series of ground-truth-tested visual detection methods. Based on a categorisation inspired by existing classifications but adapted to the range of RSF observed in the study area, five main RSF types were identified: rockfalls and rock avalanches, rockslides, earthflows, deep-seated gravitational slope deformations (DSGSD), and slope deformations. We analyse the spatial incidence of those five categories in relation to a range of likely cumulative causes. The analysis covers lithology and rock fabric, geological structure (faults, thrust fronts), seismicity, slope angle, local relief, the intensity of Würmian glaciation, modern rainfall patterns, and permafrost degradation. Results from a total population of 1400 RSF occurrences show that RSF incidence and mode are overwhelmingly susceptible to rock type, but that local relief enhanced by past glaciation generates the gravitational potential needed to move the rock masses. Other conditional factors receive lower rankings at the regional scale, but stronger connections appear in local settings. At places, RSF size or density are seen to correlate with faults, thrust fronts, and with permafrost degradation (restricted, however, to the rockfall category). Among all the likely causes of RSF, rainfall totals represent the weakest link. Among the 1400 sites we focus on a subset of flagship RSF occurrences that we consider relevant to either geoheritage or land-use planning concerns. The criteria were selected on the basis of morphological characteristics (uniqueness, educational and scientific value) or from the perspective of the hazards that some of the displaced rock masses may present to human life and infrastructure.

Remerciements

Ecrire les remerciements aux personnes qui m'ont aidé durant ces quatre années traduit la fin d'une histoire, la fin d'une étape et le début d'une nouvelle.

J'aimerais tout d'abord remercier les membres du Jury pour avoir accepté de faire partie de cette aventure : Armelle Decaulne et Marc Calvet en étant rapporteurs, Phillippe Schoeneich, Candide Lissak et Yannick Thiery les examinateurs. J'adresse ici un remerciement tout particulier à mon directeur de thèse, Yanni Gunnell, qui me suit et soutient depuis maintenant 6 ans (2 années de master et 4 de thèse). Recevez mes plus profonds et sincères remerciements pour les apports, aussi bien scientifiques que personnels, qui m'ont permis aujourd'hui de soutenir ma recherche. Je voudrais également remercier David Jarman pour avoir aidé à la compréhension de mon objet d'étude et d'avoir pleinement contribué à l'amélioration de cette thèse.

J'adresse mes remerciements à Hélène Tissoux (BRGM) qui m'a permis de travailler avec les cartes géologiques vectorisées au 1/50 000^e.

Au sein de mon laboratoire, je souhaiterais remercier l'ensemble du personnel enseignant et doctorant (Jérôme, Manuel, Oldrich, Maël, Ninon, Franck, Vincent, Louise, Adrien, Jean-François et j'en oublie sûrement) qui ont pu contribuer de près ou de loin au déroulement de ma thèse en m'offrant notamment la possibilité d'avoir un bureau avec un ordinateur et les logiciels associés à ma recherche, me permettant ainsi de travailler dans de bonnes conditions. Merci également à eux pour les discussions informelles qui permettent de ne pas se sentir totalement seul dans sa recherche.

J'aimerais, également remercier ma famille (ma mère, mes tantes et ma sœur) pour m'avoir aidé et soutenu, depuis maintenant 10 ans, à la reprise et poursuite de mes études. Merci encore à elles qui ont toujours été là dans les moments difficiles et j'espère, un jour, pouvoir leur renvoyer l'ascenseur.

Mes derniers remerciements vont à ma compagne de vie qui m'a permis de finir dans de bonnes conditions ma recherche. Merci à elle pour la patience et la compréhension, surtout à la fin de la rédaction, période généralement la moins agréable pour le doctorant.

Sommaire

Remerciements	1
Introduction générale	5
1^{ère} partie : Cadrage de l'étude, état de l'art	29
Chapitre 1 : Etat des connaissances sur les RVR	32
Chapitre 2 : Les Alpes occidentales : leurs conditions géologiques et contraintes géomorphologiques	97
2^{ème} partie : Méthodologie de travail et présentation de la base de données	140
Chapitre 3 : Outil de travail et construction de la typologie	143
Chapitre 4 : Présentation de la base de données	179
3^{ème} partie : Analyse spatiale des RVR et interprétation multifactorielle de leur occurrence	187
Chapitre 5 : Etude des différents facteurs préparatoires de RVR	192
Chapitre 6 : Hiérarchisation et interprétations multifactorielles et multiscalaires des facteurs préparatoires des RVR	423
4^{ème} partie : Perspective de valorisation des RVR par une promotion au rang de géomorphosites	443
Chapitre 7 : Relais de processus, risque pour les sociétés et RVR singulières : une galerie de géomorphosites remarquables	446
Conclusion générale	507
Bibliographie	519
Table des figures	551
Table des tableaux	571
Table des matières	572
Annexes	582

Introduction générale

Les instabilités de versant rocheux : un phénomène encore mal répertorié

Les instabilités gravitaires rocheuses de versant : généralités

Dans la nuit du 24 au 25 novembre 1248, la ville de Chambéry fut marquée par un évènement spectaculaire mais tragique : l'éboulement brutal du Mont Granier. A la suite d'un automne assez pluvieux, quelques 500 millions de m³ de roches calcaires s'abattent sur la ville et ses environs, conduisant au déclenchement de glissements et coulées de boue dans les strates marneuses sous-jacentes (Pachoud, 1991) (Fig. 1a), à l'ensevelissement instantané de plusieurs villages, et à la mort de 1000 à 2000 personnes. Cet évènement marquant dans l'histoire des Alpes françaises est révélateur du danger important pour les sociétés humaines que représentent les grandes instabilités rocheuses. Inventorier, cartographier, et interpréter pour mieux connaître et comprendre les grandes instabilités de versant de ce type paraît d'autant plus important aujourd'hui que la montagne alpine est actuellement beaucoup plus densément peuplée qu'au Moyen-âge, et que les ruptures de versant rocheux (RVR) — à l'image d'autres très grands objets géomorphologiques comme les méga-chenaux fluviaux de type *scablands* (Bretz, 1923), ou les méga-cônes alluviaux de bassin cratonique et / ou d'avant-pays dont on n'a réellement commencé à prendre la mesure que grâce aux vols de la navette spatiale américaine (Wilkinson, sous presse) — sont longtemps et paradoxalement restées invisibles au diagnostic géomorphologique tellement certaines sont de dimensions invraisemblablement immenses (Jarman, 2006) comparé aux glissements de terrain plus superficiels, plus fréquents, et qui font l'objet d'études plus routinières. Connaître la localisation et les facteurs préparatoires et déclenchants de telles ruptures de versant à des échelles régionales doit pouvoir contribuer à l'établissement de plans de prévention en rapport aux risques liés à ces grandes instabilités et, si nécessaire, à l'alerte des collectivités. Il serait ainsi possible, sinon d'éviter du moins d'anticiper de tels évènements tragiques, d'autant plus que le Granier semble se réactiver, comme le laissent entrevoir plusieurs éboulements, notamment en janvier, avril et mai 2016. Le côté isérois est

à présent source de préoccupations, avec de futurs éboulements à prévoir également (Fig.1b) (Dauphiné libéré, 2017). Si l'exemple du Granier montre un danger certain à travers la possible mise en mouvement de plusieurs milliers de m³ de roches, le spectre de danger n'est pas homogène dans les Alpes car ce genre d'évènement est plutôt rare dans les Alpes. Un grand nombre des grandes instabilités rocheuses évoluent lentement, de l'ordre du mm/an et ceux-ci ne présentent pas de risque immédiat pour les sociétés de montagne. Ceci est notamment le cas pour les versants impactés par de grands contre-escarpements comme pour la station de ski des Arcs (Fig. 2) qui bloquent l'avancée de glaciers rocheux récents. L'exemple du Granier avec des ruptures brutales de masses rocheuses de plusieurs milliers de m³ et celui du versant des arcs, qui évolue lentement avec des contre-escarpements majeurs avec un regard de plusieurs mètres de haut, sont les deux extrémités du spectre. Ils illustrent ainsi les processus différents d'évolution des versants alpins.

Au sein du spectre d'évolution des versants alpins et touchés par les instabilités rocheuses, sont présents des versants soumis à de larges instabilités mais qui ne montrent pas de signe de ruptures brutales et qui sont plutôt soumis à des glissements superficiels, ceux-ci modifiant localement la forme des versants. Ceci est très souvent observable sur les versants alpins sous la forme d'affaissements avec de réactivations localisées, comme cela est le cas dans la vallée de Vars (Hautes-Alpes) et de la Neuvache (Savoie). On peut également observer des instabilités fortement découpées par les fissures mais qui ne montrent pas de risque immédiat de rupture mais qui méritent malgré tout d'être surveillées. Ceci a notamment été observé au-dessus de la station de ski de Tignes Val Claret (Savoie) (code : 60Va, p. 1364 de l'Atlas) et dans la vallée Etroite (Hautes-Alpes) (code : 1Mc, p. 1031 de l'Atlas).

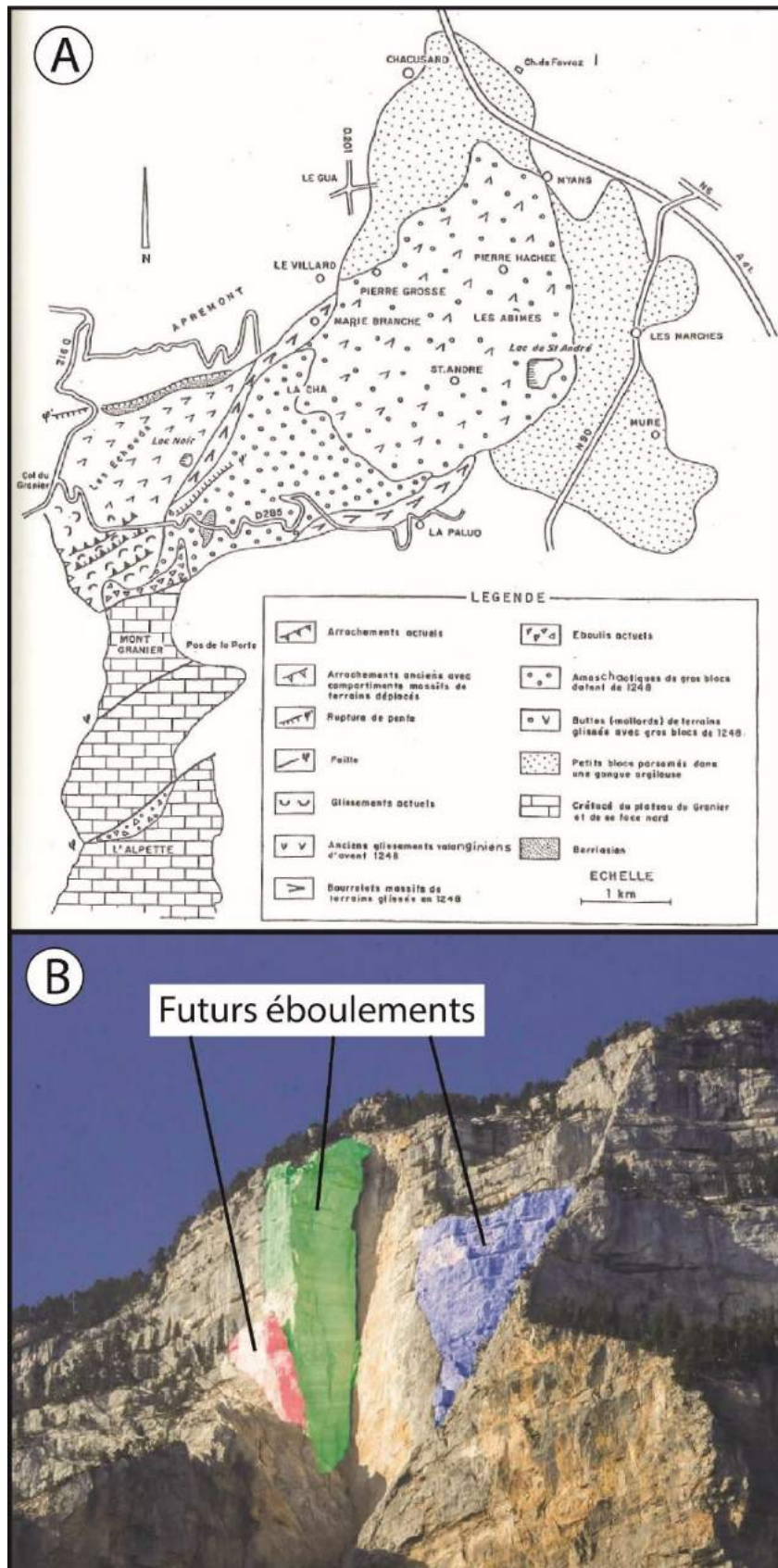


Figure 1 : Le Mont Granier : son éboulement au Moyen-Age et les futurs événements prédits. A : carte géomorphologique de l'éboulement de 1248, extrait de Pachoud, 1990 ; B : photographie des futurs éboulements du côté isérois du Mont Granier, modifié d'après un article du Dauphiné Libéré (2017).

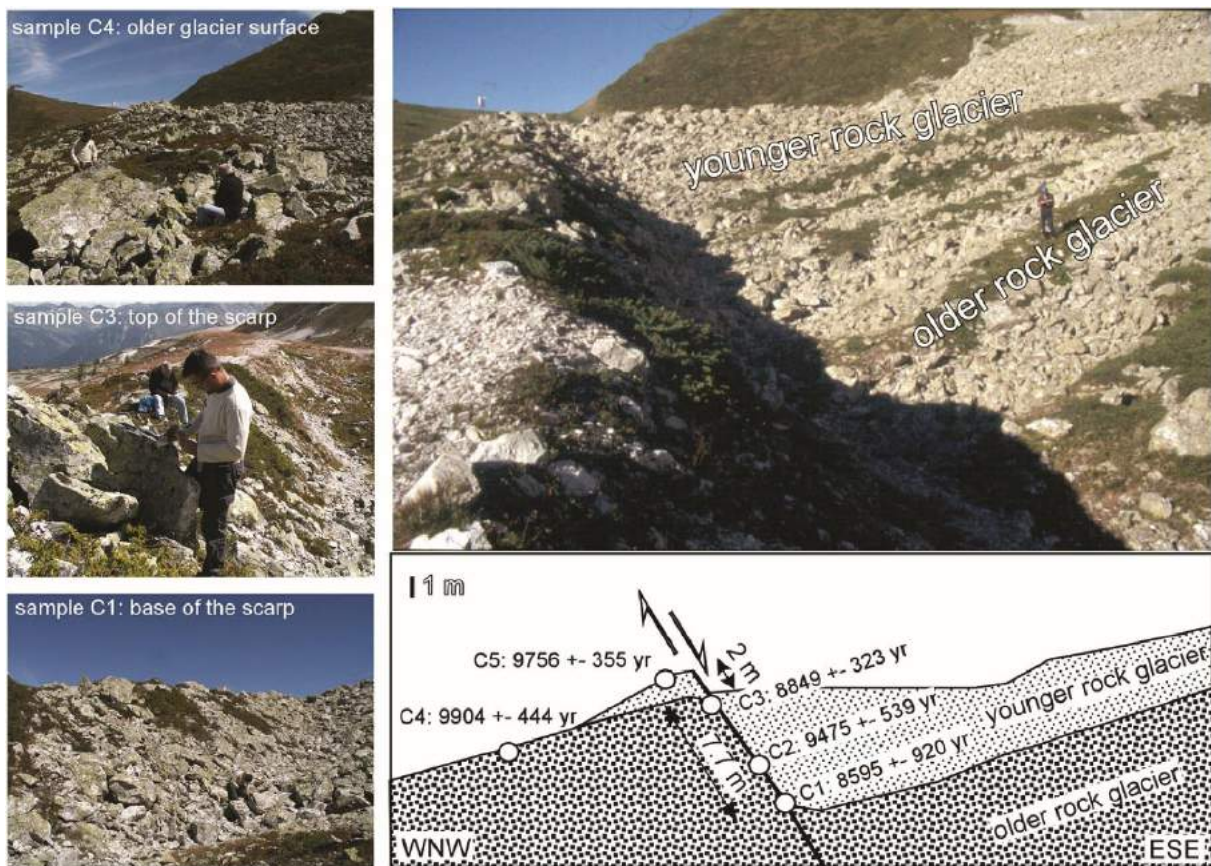


Figure 2 : Contre-escarpements du versant de la station de ski des Arcs dans la vallée de la Tarentaise (Savoie). Extrait de Hippolyte et al. (2009).

Si les instabilités de versant rocheux sont des processus importants dans l'évolution des versants de montagne en matière de grandeur des masses rocheuses mobilisées (Jarman, 2006 ; El Bedoui et al., 2011 ; Akçar et al., 2012), ces processus sont, encore à ce jour, difficiles à quantifier (Korup, 2005 ; Pedrazzini et al., 2015) et encore mal compris (Ballantyne, 2002), malgré un certain consensus sur leur origine gravitaire (e.g. Bachmann, 2006). Ces grandes instabilités de versant, caractérisées par leur grande intensité mais de basse fréquence, contribuent fortement aux taux de dénudation des montagnes sur la longue durée (Hewitt et al., 2008 ; Korup et al., 2007 ; Korup et al., 2010). De récentes études suggèrent que la contribution des larges instabilités gravitaires peut représenter entre 1 et 10% de la dénudation survenue en montagne au cours du Quaternaire (Korup et al., 2007).

Le domaine de la recherche sur les instabilités rocheuses ne demeure pas l'exclusivité des montagnes continentales mais peut s'étendre aux territoires maritimes et désertiques, en raison de la présence de RVR sous-marines (Sultan et al., 2010) ainsi que dans des

endroits aussi insolites que le Sahara central en plein désert (Busche, 2001). Des études ont également porté sur Mars (Mège et Bourgeois, 2011) ou sur la Lune (Brunetti et al., 2015) et ont révélé des similitudes de formes dans les larges déformations de versant. Les études martiennes servent à la théorie de l'existence passée de l'eau sur cette planète. Le domaine de recherche des RVR étend même son expertise jusqu'à localiser le col où l'armée d'Hannibal est passée pour traverser les Alpes en 218 av. J.C. (Mahaney et al., 2010). Les RVR peuvent également apparaître dans des sites vulnérables à l'incision active des vallées par les rivières (Azañón et al. (2005), et le long de falaises maritimes (Maquaire et al., 2013).

Les études à l'échelle d'une chaîne de montagne, d'un bassin versant ou d'un petit massif

Les études à l'échelle d'une chaîne de montagne ou d'une grande aire d'étude sont rares dans la littérature si l'on considère le nombre de chaînes de montagne pouvant être étudiées dans le monde. Cependant, il existe des inventaires concernant l'Himalaya (Hewitt et al., 2008 ; Hewitt, 2009), l'Islande (Whalley et al., 1983 ; Feuillet et al., 2014 ; Peras et al., 2016), la Grande-Bretagne (Jarman, 2006 ; Ballantyne, 2013), les Pyrénées orientales (Jarman et al., 2014), la Nouvelle-Zélande (Korup, 2005 ; Allen et al., 2011), la Scandinavie (Braathen et al., 2004 ; Blikra et al., 2006), les Philippines (Eco et al., 2015), les Alpes européennes (voir ci-après) et dans les Carpathes (Bălteanu et al. 2010-2012 ; Broeckx et al., 2016; Pánek et al., 2017).

Nous avons également identifié des études qui prennent comme échelle scalaire le bassin versant ou des petits massifs. Ceci a notamment été observé au Mexique (Ochoa-Tejeda et Fort, 2013), dans les Apennins (Santangelo et al., 2013), dans les Andes (Audemard et al., 2010), au Canada (Bovis et Evans, 1996), en Islande (Coquin et al., 2015) en Algérie (Hadji et al., 2013) aux Etats-Unis (Radbruch-Hall et al., 1976), en Grande Bretagne (Wilson et Smith, 2006) et en Nouvelle Zélande (Augustinus, 1995).

Les études à l'échelle du site

Ce sont les études à l'échelle d'un ou de plusieurs sites qui sont les plus nombreux dans la littérature et font l'objet d'analyse précise, centrée sur la compréhension des

mouvements. Nous avons pu en identifier en Himalaya (e.g. Mitchell et al., 2007 ; Shroder et al., 2011 ; Fort, 2011), dans les Pyrénées (e.g. Gutiérrez-Santolalla et al., 2005 ; Martins-Campina, 2005 ; Hürlimann et al., 2006 ; Planas et al., 2011 ; Thomas et al., 2013 ; Lebourg et al., 2014), aux Etats-Unis (e.g. McCalpin et Irvine, 1995 ; Kinakin et Stead, 2005 ; McCalpine et al., 2011), au Maroc (e.g. Faleh et Sadiki, 2002), sur l'arc des Carpathes (e.g. Mahr et Němčok , 1977 ; Baron et al., 2011 ; Micu et Bălteanu, 2013 ; Rózycka et al., 2015), au Canada (e.g. Brideau et al., 2005 ; Sakals et al., 2012 ; Barth, 2014), en Scandinavie (e.g. Schleier et al., 2017 ; Oppikofer et al., 2017), en Grande -Bretagne (e.g. Sellier, 2008) et dans le Caucase (e.g. Pánek et al., 2012).

Les études à l'échelle des Alpes européennes

Dans le cadre de cette thèse, nous centrerons l'objet de notre étude sur les Alpes européennes occidentales (sûrement la chaîne la plus étudiée). A cette fin, nous avons identifié l'ensemble des études connues sur cette chaîne de montagne et à plusieurs échelles scalaires :

- à l'échelle de l'arc alpin, seules 3 communications font état d'un inventaire des instabilités gravitaires : Eisbacher et Clague (1984), Crosta et al. (2013) et de Wood et al. (2015). On peut également ajouter les inventaires concernant les Alpes françaises de Monjuvent et Marnézy (1986) et de Fort et al. (2009). Toutefois, ces deux dernières, ainsi que la communication de Eisbacher et Clague (1984) font état d'un inventaire historique. De plus, celle de Wood et al. (2015) se base sur les inventaires nationaux (BDMvt pour la France par exemple).
- à l'échelle d'une région ou d'un bassin versant, nous avons pu identifier un plus grand nombre d'études. Ainsi il existe des inventaires dans les Alpes Maritimes (Zerathe et al., 2014), dans le bassin de la Durance (Cossart et al. 2008), dans la vallée de la Haute-Tinée (El Bedoui et al., 2011), de la Guisane (Lahousse, 1998), d'Aoste (Martinotti et al., 2011), du Haut-Rhône (Pedrazzini et al., 2015), de l'Ubaye (Flageollet et al., 1999).

- à l'échelle du site, nous avons pu identifier de nombreuses études : Zerathe et Lebourg (2012) dans les Alpes Maritimes ; Eberhardt et al. (2004) pour l'éboulement de Randa en Suisse ; Schneider et al. (1999) et Ivy-Ochs et al. (2009) pour l'évènement de Flims ; Hippolyte et al. (2009-2012) pour les instabilités des Aiguilles de Grive et du Mont Rognier en France ; Le Roux et al. (2009) et Schwartz et al. (2017) pour l'instabilité de Séchilienne ; Prager et al. (2009) et Nicolussi et al. (2015) pour l'instabilité de Köfels en Autriche ; Vengeon et al. (1999) pour l'instabilité de la Toura dans le massif des Ecrins ; Heim (1932) pour un évènement en Suisse, Pachoud (1990) pour trois évènements dans les Alpes françaises (le Granier (Savoie) ; la crête des Echines (Giffre) et le versant des Posettes (Mont Blanc)) ; Pollet (2004) pour l'éboulement de la Madeleine dans la vallée de la haute-Maurienne ; Merchel et al. (2013) pour le site du Claps à Luc-en-Diois ; Strozzi et al. (2010) pour un évènement au niveau du glacier d'Aletsch en Suisse ; Burri et Gruner (1976) pour deux sites dans les vallées des Drances (Suisse) ; Pedrazzini et al. (2013) pour l'instabilité de Sierre en Suisse et Oppikofer et al (2008) au pied de l'Eiger en Autriche.

Avec les nouvelles technologies et l'avènement des systèmes d'information géographique (SIG), les inventaires de glissements (superficiels et profonds) sur de plus larges superficies sont de plus en plus répandus. Comme nous venons de le voir, depuis plusieurs décennies, des zones d'étude à l'échelle d'un bassin versant ou d'une grande vallée apparaissent dans la littérature (Pedrazzini et al., 2015), même si de nombreuses études continuent d'être publiées à l'échelle d'un site, en particulier quand celui-ci est actif et particulièrement menaçant pour certaines infrastructures humaines — par exemple les Ruines de Séchilienne (Isère) (Le Roux et al., 2009) et le glissement de La Clapière (Haute-Tinée) (Bois et al., 2008 ; El Bedoui et al., 2011). A ce jour, malgré quelques tentatives d'inventaires régionaux en fonction des grandes instabilités connues et déjà dissipées par un évènement de rupture (Fort et al., 2009), à l'échelle plus vaste des chaînes de montagne, on note un déficit surprenant d'études systématiques sur l'incidence spatiale et la typologie des instabilités (Jarman, 2006).

Dans toutes les études, les facteurs de prédisposition évoqués sont multiples et assez variables en fonction du site ou du bassin versant. Il est donc important de pouvoir réaliser

une analyse spatiale pour comprendre la distribution des instabilités et leur fréquence (Baeza et Corominas, 2001 ; Tonini et al., 2014). Le présent travail de thèse s'attache à inventorier, localiser et comprendre l'évolution géomorphologique des versants sous l'impact des ruptures de versant rocheux dans les Alpes occidentales.

Les facteurs préparatoires : forçages, causes, mécanismes déclenchants

La compréhension des facteurs préparatoires des RVR, et la définition du poids relatif de chacun dans l'occurrence de ces instabilités gravitaires à l'échelle régionale, sont au cœur de ce manuscrit. Nous tenterons également de distinguer et hiérarchiser les causalités des instabilités identifiées. Cette hiérarchisation est typiquement indexée sur la durée relative pendant laquelle s'exerce sur le versant une contrainte susceptible de le faire rompre. Nous consacrerons un travail particulier à la hiérarchisation des prédispositions lithologiques aux ruptures de versant rocheux, mais cette prédisposition (fondamentale) est à nos yeux un facteur passif qui conditionne les possibilités de rupture, mais qui ne les cause pas. Un lexique pour évoquer l'emboîtement des causalités existe en anglais et en français : en anglais on évoque, par ordre décroissant de durée d'effet : *driver*, *cause* et *trigger* ; en français (du moins en France) on évoque les « facteurs de prédisposition », les « facteurs aggravants » et les « facteurs déclenchants » (www.géorisques.gouv.fr). Ces deux trios notionnels ne sont pas pour autant symétriques ou équivalents, car la notion de prédisposition dans le lexique français évoque pour nous une condition plutôt qu'une cause, et n'est par ailleurs pas synonyme de *driver*. En effet, un *driver* (que nous traduisons par forçage) se réfère par exemple aux causalités d'arrière-plan comme l'intensité du soulèvement crustal régional (tectonique ou isostatique) ; une *cause* (ici parité parfaite avec la notion de facteur aggravant) serait une accentuation, plus localisée, du potentiel gravitationnel des masses rocheuses par le surcreusement glaciaire ; enfin une *trigger* (traduction satisfaisante de facteur déclenchant) se réfère à un événement traçable dans le temps qui a provoqué la rupture : séisme, événement hydrométéorologique exceptionnel, etc.

En somme, le concept francophone de facteur de prédisposition a été jugé trop flou et trop englobant pour être retenu. Compte tenu de la perspective qui s'offrira

ultérieurement de publier une partie de ce travail en anglais, une préférence s'est ainsi portée sur le lexique anglophone. La distinction entre forçage et cause utilisée, par exemple, dans l'étude sur la déforestation (e.g. Lim et al., 2017) afin d'identifier les acteurs et systèmes qui ont un rôle permanent ou ponctuel. Dans la thématique des instabilités gravitaires — et bien que nouvelle et pas encore largement établie — cette distinction est notamment utilisée par Jarman et al. (2014) dans les Pyrénées orientales.

Les mécanismes déclenchants, c'est-à-dire les processus (sismiques, climatiques, anthropiques le cas échéant) conduisant une masse rocheuse individuelle à franchir un seuil d'instabilité et à provoquer un événement catastrophique de rupture, ne seront pas facilement identifiables. En effet, d'une part l'échelle d'étude est trop vaste, et d'autre part la dimension et l'antiquité des RVR rend ces dernières — malgré le cas documenté du Mont Granier — presque impossibles à mettre en lien avec des événements sismiques ou hydrométéorologiques précis. C'est pourquoi nous ne parlerons pas de facteurs déclenchants. Les forçages, quant à eux, seront ici entendus au sens du contexte géodynamique ou climatique régional qui définit la tonalité du comportement général ou de la réponse des masses rocheuses aux perturbations crustales, hydrologiques et atmosphériques : soulèvement tectonique rapide (engendrant par exemple une rapide incision fluviale), régime d'extension ou de compression crustale, réponse isostatique aux glaciations pléistocènes, exposition à un régime climatique caractérisé par des événements météorologiques de haute fréquence et de forte intensité (tempêtes, cyclones). La notion de cause, enfin, sera entendue au sens de phénomènes d'un rang scalaire intermédiaire entre événement déclenchant et forçage : à l'échelle du massif ou du grand versant individuel. On y inclura l'intensité de l'érosion glaciaire, l'intensité de la déformation tectonique locale, ou encore la réponse paraglaciale des versants aux stress topographiques occasionnés par une série de changements dans le système de pentes.

Selon le contexte montagneux, les forçages et les causes (voire les facteurs déclenchants) peuvent être différents. Ainsi, dans une chaîne de montagnes où les processus tectoniques sont intenses, les séismes peuvent être considérés comme déclencheurs d'instabilités gravitaires, alors que dans une chaîne où la tectonique est peu active, les séismes ne sont plus déclencheurs mais davantage un forçage contextuel de longue durée (fatigue de la roche par des séismes de magnitude faible à moyenne), ou localement une cause (existence localisée d'une faille particulièrement active). Cette différence de rang

entre forçage et cause peut également être énoncée par rapport à l'échelle d'étude. En effet, à l'échelle d'une chaîne de montagnes, un facteur favorable aux instabilités peut être identifié comme forçage à l'échelle régionale mais comme cause à l'échelle d'un massif.

Définitions et terminologie employée

Les instabilités étudiées dans ce mémoire sont définies comme le mouvement d'une masse rocheuse vers la base d'un versant sous l'influence de la gravité (Cruden et Varnes, 1996) et qui a perdu son intégrité structurelle (Jarman, 2006). Il faut noter toutefois que la gravité seule n'est pas l'unique responsable de la mise en mouvement d'un versant (Jarman et Ballantyne, 2002). En effet, les facteurs préparatoires influent la mise en mouvement des masses rocheuses et comme nous le verrons, une association entre facteurs joue un rôle dans l'occurrence des instabilités rocheuses de versant, la gravité étant un forçage naturel pour tous les processus géomorphologiques terrestres.

Dans la littérature anglophone, la terminologie employée pour nommer les instabilités gravitaires rocheuses est foisonnante et ne semble pas faire l'unanimité (Pollet, 2004). Les termes les plus souvent évoqués sont « Sackung », introduit par Zischinsky (1966) ; « DSGSD » (Deep-Seated Gravitational Slope Deformation), introduit par Dramis et Sorriso-Valvo (1994) ; « RSF » (Rock Slope Failure), utilisé principalement en Grande Bretagne ; et « Landslide », utilisé de manière générique mais très imprécise. Le terme de « DSGSD » est notamment employé par Hürlimann et al. (2006), Audemard et al. (2010), Martinotti et al. (2011), Jomard et al. (2013), Tsou et al. (2015), Coquin et al. (2015), et Crosta et al. (2013). Celui de « Sackung » a été adopté par Radbruch-Hall et al. (1976), McCalpin et Irvin (1995), Schwab et Kirk (2002), Gutiérrez-Santolla et al. (2005), Kinakin et Stead (2005), Hippolyte et al. (2006), Nishii et al. (2013), et Pánek et al. (2015). Le terme de « RSF » a été utilisé par Ballantyne (2002), Wilson (2005), Wilson et Smith (2006), Jarman (2006), Hewitt (2009), McColl (2012), Jarman et al. (2014), et Barth (2014). Le terme de « Landslide » a reçu les préférences de Le Mignon et Cojean (2002), Guzzetti et al. (2005), Sanchez et al (2009), Trigila et al. (2013), Tonini et al. (2014), Chalkias et al. (2014), Pánek (2015), Wood et al. (2016), et Schwartz et al. (2017). Ajoutant à cette relative indistinction terminologique, certains auteurs ont créé plus récemment leurs propres termes : RSD (Rock

Slope Deformation) (Pedrazzini et al., 2015) qui fait référence à la typologie de Zischinski (1966) ; et DSL (Deep-Seated Landslide) (Tric et al., 2012 ; Jomard et al., 2013 ; Lebourg et al., 2014 ; Zerathe et Lebourg, 2012). Ces derniers font référence à des glissements rocheux en pied de versant qui se situent au sein d'un large DSGSD. El Bedoui et al. (2011) parle ainsi de DSL pour définir le glissement de la Clapière. Jaboyedoff et al. (2011) ont créé le terme de « Slope Tectonics », terme toutefois fortement associé au contexte sismo-tectonique et à l'occurrence de ruptures cosismiques de versant rocheux. Pour finir, il existe d'autres termes qui ne reviennent que très rarement mais qui montrent à quel point la terminologie est large lorsque l'on parle d'instabilités gravitaires : *gravity faulting*, *deep-reaching gravitational deformation*, *deep-seated creep deformation*, *gravitational block-type movement*, *gravitational spreading*, et *gravitational creep*.

L'interprétation et l'utilisation de ces termes sont nombreuses, et certains auteurs assimilent les différents termes mentionnés plus haut en évoquant leurs similitudes. Ainsi, pour Dramis et Sorriso-Valvo (1994) et Audemard et al. (2010), les « Sackung » sont une catégorie de DSGSD ; et pour Agliardi et al. (2013), Ambrosi et Crosta (2006), Bachmann (2006) et McColl (2012), les deux termes sont synonymes car étroitement liés.

« Landslide », dans la littérature anglophone, englobe une grande variété de mouvement de versant (Malamud et al., 2004). Ce terme est principalement reconnu sur le plan international, notamment par l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur et par l'UNESCO (Flageollet, 1989). Goudie (2004) admet également que le terme de « landslides » et « mass movement » sont synonymes. Selon Guzzetti et al. (2012), les termes de « landslide », « mass movement » et « slope failure » sont des synonymes. Cependant, pour Wood et al. (2015), les « landslides » sont des glissements rotationnels et translationnels plutôt superficiels, et exclut les déformations rocheuses sans déplacement majeur. Pour conclure, ce terme commun paraît plutôt employé pour les glissements pelliculaires.

« Sackung » est plutôt associé à des déformations profondes sans forcément que ceux-ci aient un lien avec des glissements de quelques natures que ce soit. Audemard et al. (2010) évoquent, par exemple, la présence de larges DSGSD distribués le long d'un « sackung » de 20 km de long. Le problème avec ce terme est que Zischinski (1966) l'a employé pour expliquer des phénomènes de tassement (traduction exacte de l'allemand) : aucun rapport donc avec des déformations profondes.

En ce qui concerne le terme « DSGSD », Agliardi et al. (2001) le définissent comme des déformations de pente (doubles crêtes, contre-escarpements, fissures). Pour d'autres auteurs cela pourrait s'apparenter à des « sackung ». Si cette définition paraît faire consensus dans la littérature, le terme semble en revanche assez flou pour Bachmann (2006). Pour finir, ce terme paraît adapté pour définir des secteurs d'instabilités composites, où l'on peut identifier des déformations profondes mais également voir des glissements rocheux se produire plus localement au sein de la masse rocheuse instable.

Dans la littérature française, les termes employés pour définir les instabilités gravitaires sont rares car un grand nombre d'auteurs français publient en anglais. Néanmoins, nous avons pu en identifier plusieurs : mouvements de terrain (plutôt adapté pour des formations superficielles) (Martin, 1998 ; Flageollet, 1989), mouvements de masse (Bravard et al., 2003), mouvements gravitaires (Martins-Campina, 2005), et accidents cassants (Jaurand et Kaiser, 1999). Ce dernier cas fait référence à des contre-escarpements de versant qui bloquent l'avancée de glaciers rocheux, tout comme Hippolyte et al. (2009) ont pu en observer dans le massif des Aiguilles de Grive (Savoie).

Les différentes terminologies évoquées ici sont généralement complexes et ont pour but de se rapprocher le plus possible de la réalité, en fonction de ce que l'on peut observer sur le terrain. Si ces classifications complexes servent à classer les mécanismes de déformation et des masses rocheuses associées, celles-ci sont plutôt applicables à des analyses locales en fonction d'un contexte géomorphologique et géologique donné. Toutefois, en fonction d'une analyse régionale, à l'échelle des Alpes occidentales, il nous semble plus simple et plus pertinent de prendre quelques clés de détermination globale afin de classer les instabilités. Si on venait à prendre les classifications complexes en fonction d'une aire d'étude aussi large que les Alpes, il y aurait autant de classes que d'instabilités recensées.

Pour synthétiser, la littérature anglophone emploie de multiples termes pour désigner les processus d'instabilité gravitaire, mais le fait de tenir ces différents termes pour synonymes par certains auteurs ou de les utiliser pour désigner des objets différents par d'autres, prête à confusion. Une clarification sémantique s'impose, et de l'ensemble des termes anglophones évoqués, l'expression générique la plus large qui nous semble

regrouper les différents types d'instabilités gravitaires profondes identifiées est Rock Slope Failure (RSF). Ce terme « parapluie » (Jarman, 2006 ; Jarman et al., 2014 ; Coquin et al., 2016) englobe les éboulements, les glissements profonds, les déformations de type contre-escarpements, les fissures et crêtes bifides. L'acronyme « DSGSD » est appliqué aux versants où l'on peut observer ces déformations. Le terme de « Sackung » est aujourd'hui mal employé, à l'origine réservé à des effets de tassements gravitaires. Celui-ci exclurait donc les déformations profondes. Enfin le terme générique de « landslide » reste flou, et selon nous devrait être réservé aux glissements pelliculaires dans les sols et altérites, les formations superficielles, et les roches plastiques dans lesquelles une semelle de glissement (*slide*) est avérée. En ce qui concerne la littérature française, les seuls termes qui peuvent être appliqués aux instabilités gravitaires sont « mouvement de masse » et « mouvements gravitaires ». Toutefois, ils ne font référence qu'à la dynamique de la masse rocheuse et non pas à la forme que celle-ci peut prendre ni aux déformations potentiellement engendrées. Il n'est fait référence ni à la profondeur des glissements, ni au substratum rocheux.

Ce mémoire de thèse étant rédigé en français, nous n'emploierons pas le terme de « RSF » mais proposons un nouveau vocabulaire doté d'un terme « parapluie » capable de regrouper un grand nombre de types de glissements et qui écartera les glissements superficiels, volontairement évités dans cette étude. L'expression de Rupture de Versant Rocheux (RVR) a donc été créée pour l'occasion. Tout comme celui de RSF, elle fait référence à la rupture profonde du substratum rocheux, et ajoute la dimension gravitaire pour la distinguer notamment de ruptures cosismiques. Tout au long de ce manuscrit, nous emploierons donc cet acronyme et avons créé une typologie en 5 catégories : Eboulement et Avalanche Rocheuse (EAR), Glissement Rocheux (GR), Glissement Coulée (GC), Déformation Gravitaire et Complexe de Versant Rocheux (DGCVR) et Déformation De Versant (DDV) (Fig. 3) (cf. 3.3). Cette classification repose en grande partie sur les travaux de Varnes (1978) et améliorés par Hungr et al. (2014). Les catégories mentionnées sont des transcriptions de termes déjà évoqués dans la littérature, sauf celui de DGCVR qui a été créé. Ce dernier permet d'associer la gravité et la complexité des versants où on peut observer à la fois des déformations majeures souvent interprétées comme profondes, des glissements rocheux et parfois quelques éboulements. Ces versants sont généralement difficiles à interpréter car une superposition des formes entre déformations et glissements est souvent observable,

l'un bloquant ou recouvrant l'autre. Nous avons également fondue au sein d'une catégorie unique les éboulements et les avalanches rocheuses. Ce choix est purement pragmatique et se justifie ici pour deux raisons : (i) le travail n'est pas prioritairement une étude de terrain et privilégie les potentialités de détection de l'outil Google Earth ; or, la distinction entre éboulements et avalanches rocheuses est limitée, sachant que ces dernières sont essentiellement une version exacerbée des premières et qui mettent en jeu des volumes de roche en principe plus importants. Par ailleurs, (ii) nous pensons avoir identifié très peu d'avalanches rocheuses sur le terrain étudié (1% du total de l'inventaire) : leur accorder une classe à part entière mènerait à déséquilibrer les grandes lignes de l'analyse, pour un gain mineur. De futures vérités-terrain pourront probablement modifier la perspective, mais nous estimons que cet amalgame circonstanciel n'hypothèque pas l'intérêt de leur consacrer des études détaillées à l'avenir : l'objectif premier est d'avoir inventorié et localisé les avalanches hypothétiques parmi la plus large catégorie régionale des éboulements.

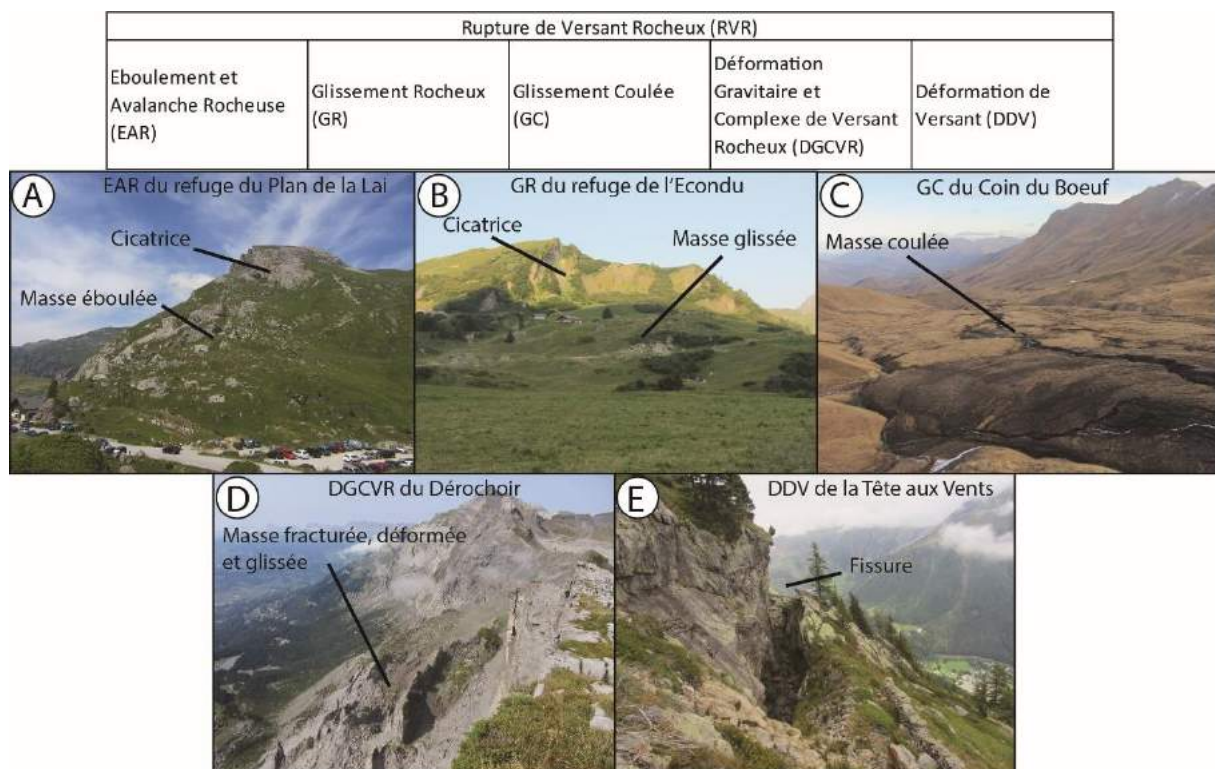


Figure 3 : Typologie et catégories opérées dans le cadre du travail de recherche. A : EAR (code : 23Be, p. 374 de l'atlas) ; B : GR (code : 77Be, p. 428 de l'atlas) ; C : GC (code : 79At, p. 298 de l'atlas) ; D : DGCVR (code : 17Ai, p. 22 de l'atlas) ; E : DDV (code : 2Ai, p. 7 de l'atlas).

La nouvelle expression de RVR est dans notre lexique la traduction française de Rock Slope Failure (par exemple : Jarman, 2006), terme parapluie qui couvre la gamme la plus large des processus et modèles abordés dans le présent inventaire. Parmi les instabilités de versant, on distingue généralement les types de matériel mobilisé : roche en place (*bedrock*) et formations superficielles (Varnes, 1978 ; Hungr et al., 2014). Dans ce mémoire, on se focalise exclusivement sur les processus qui impactent la roche en place, ou *bedrock* (Fig. 4) : l'étude ignore volontairement les glissements plus pelliculaires qui ne mettraient en mouvement que des formations superficielles ou du régolithe.

Sur la base de la classification de Varnes, les « rock fall » et « rock topple » seront considérés comme les éboulements et les avalanches rocheuses (EAR) de notre étude. En effet, par imagerie satellitale, il est difficile, voire impossible, de différencier le type de dynamique de paroi (basculement ou chute). Les GR de notre étude fusionnent les glissements rotationnels et translationnels pour la même raison que les EAR : difficulté de systématiquement distinguer une rotation par imagerie. Les GC (traduction de *earthflow*) sont à considérés comme des GR, mais nous avons réalisé cette distinction car il apparaît dans certains cas une masse glissée/coulée qui s'allongeait ou s'étalait dans l'axe du talweg, aidée (par hypothèse) par la saturation en eau. La littérature spécifie que cette catégorie est plutôt superficielle (e.g. Malet et al. (2007) pour le GC de La Valette en moyenne Ubaye). Toutefois, au regard des découvertes réalisées par imagerie satellitale dans les Alpes occidentales pour la présente étude, il semble que certaines masses rocheuses instables puissent évoluer par des phénomènes de coulées. Par exemple, la masse glissée/coulée du Coin du Bœuf (Fig. 3C) évolue en fonction de coulées successives qui s'empilent l'une sur l'autre : la masse entière semble active car, si l'on vérifie sur l'outil Remonter le Temps du Géoportail de l'IGN, elle a avancé d'environ 160 m depuis 1952. On distingue en outre, au premier plan de la figure 3C, une coulée récente, plus sombre. Les DGCVR, quant à eux, sont une tentative de transposition au français du terme anglais, certes un peu fourre-tout, de DSGSD : cela correspond aux versants « complexes » où plusieurs processus sont imbriqués ou se relayent : emboîtement de glissements superficiels et profonds, éboulements, et déformation de crête. Pour notre étude, nous avons enfin jugé pertinent de consacrer une place à part aux déformations de versant, ou DDV, qui ont la particularité de bien se distinguer plutôt bien avec l'outil Google Earth. Hungr et al. (2014) évoquent, en effet, la possibilité d'observer des déformations (appelées « slope deformation » et principalement

endémiques aux crêtes) sans lien apparent avec d'autres déformations et d'autres processus de type glissements.

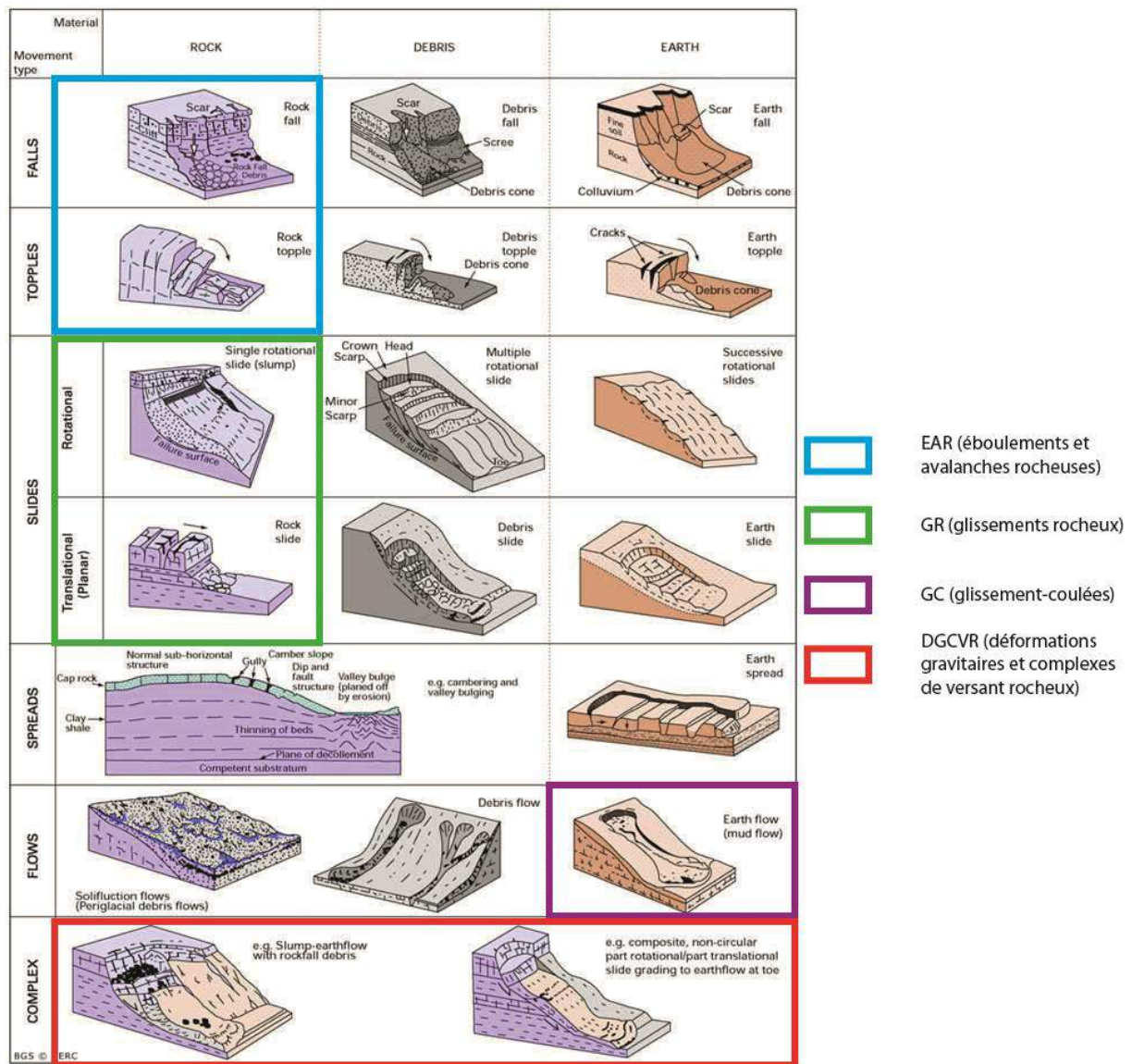


Figure 4 : De quoi parle-t-on lorsqu'on évoque les RVR ? Comparaison avec la typologie de Varnes (1978).

Choix de la zone d'étude : les Alpes occidentales

L'étude des RVR se conçoit à l'échelle d'une chaîne de montagne (Eisbacher et Clague, 1984 ; Crosta et al., 2013 ; Wood et al., 2015), à l'échelle d'un bassin versant ou de quelques massifs (Evin, 1990 ; Flageollet et al., 1999 ; Ambrosi et Crosta, 2006 ; Cossart et al., 2008 ; Allen et al., 2011), ou encore à l'échelle d'un site ou de quelques sites abordés

dans une perspective comparative (Goguel, 1989 ; Azañón et al., 2005 ; Sellier, 2008 ; Pedrazzini et al., 2013). Si le nombre d'études et monographies aux échelles locales et du bassin versant est important, l'approche menée à l'échelle d'une chaîne entière est beaucoup plus ambitieuse, et de ce fait plus rare (Fig. 5).

A l'échelle de l'arc alpin, seule l'étude de Crosta et al. (2013), qui introduit toutefois la répartition spatiale d'une seule catégorie de RVR (les DSGSD) existe actuellement. Cette étude rend compte d'un premier inventaire à l'échelle de l'arc alpin de l'occurrence des RVR. Celle-ci constitue donc une étude de référence pour toute personne voulant étudier les RVR dans les Alpes. Sans pouvoir vérifier systématiquement les raisons des disparités que nous soulignons ici, il se trouve toutefois que l'étude transfrontalière de Crosta et al. (2013) paraît plus richement documentée pour l'Italie, la Suisse et l'Autriche, et beaucoup moins pour la partie française du territoire cartographié. La France apparaît, de ce fait, très peu fournie en RVR, alors que même les deux RVR majeures que sont les sites de Séchilienne, dans la vallée de la Romanche (Le Roux et al., 2009), et de la Clapière, dans la vallée de la Tinée (El Bedoui et al., 2011), ne sont pas cartographiées par les auteurs. Constatant ces disparités inexplicables, la présente thèse prendra donc le parti d'inventorier les RVR dans les Alpes françaises du Nord et leurs massifs frontaliers d'Italie et de Suisse, en totale indépendance de l'étude de Crosta et al. (2013), ceci afin de mieux comprendre les éventuelles disparités d'appréciation qui pourront émerger de l'exercice de recensement.

Hormis Crosta et al. (2013), aucune étude systématique n'a été effectuée à l'échelle des Alpes occidentales, et encore moins à l'échelle des Alpes du Nord. Pour la partie française, depuis l'inventaire de Marnézy (1984) centré sur des glissements, éboulements et événements majeurs déjà produits, peu d'études ont été consacrées aux RVR de toutes catégories : seuls quelques sites majeurs ont bénéficié d'investigations approfondies, comme les sites du mont Rognier dans le massif de Belledonne et des Aiguille de Grives (Hippolyte et al., 2012), ou bien le site de la Toura dans la vallée du Vénéon (Vengeon et al., 1999).

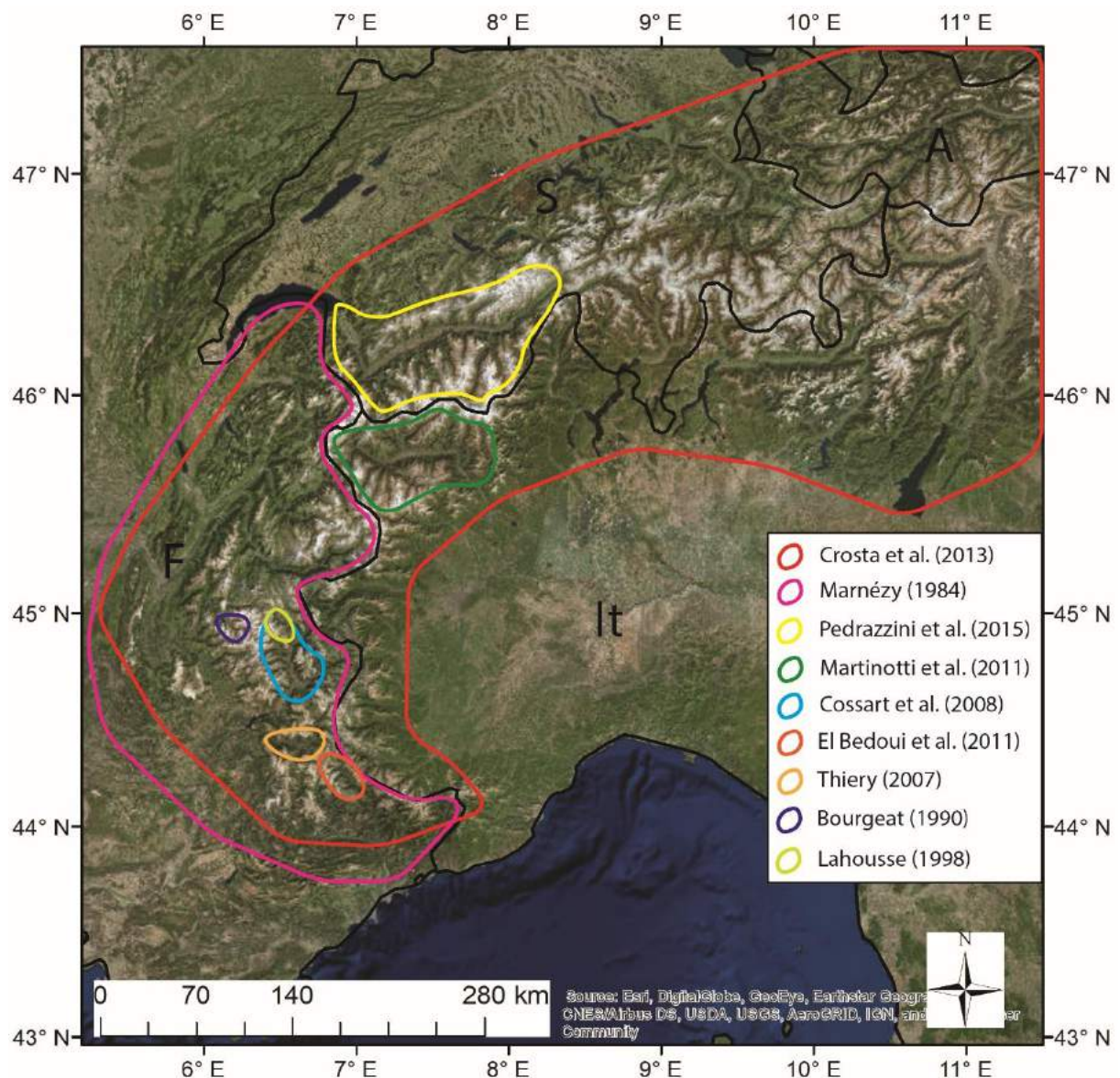


Figure 5 : Inventaires de RVR dans l'arc alpin. Lignes noires : frontières politiques (F : France ; It : Italie ; S : Suisse ; A : Autriche).

Le parti a donc été pris ici de travailler à l'échelle d'un territoire (Fig. 6) choisi (1) pour compléter les inventaires déjà existants, qui semblent déficitaires en raison de l'exclusion (volontaire) de plusieurs catégories de RVR, mais aussi de l'omission (suspecte) de certains DSGSD majeures dans les Alpes françaises ; (2) parce que les Alpes sont la chaîne de montagnes sans doute la mieux documentée au monde pour un ensemble de paramètres (climatiques, sismiques, géologiques, mouvement de terrain, distribution du pergélisol), ce qui permettra de pouvoir confronter l'inventaire de RVR produit ici à cet ensemble de variables spatialisées ; enfin (3) parce que les Alpes sont une chaîne où les densités de population dans les grandes vallées et sur leurs versants augmentent, ce qui rend de

nombreuses installations humaines vulnérables à l'aléa des instabilités de versant en tous genres.

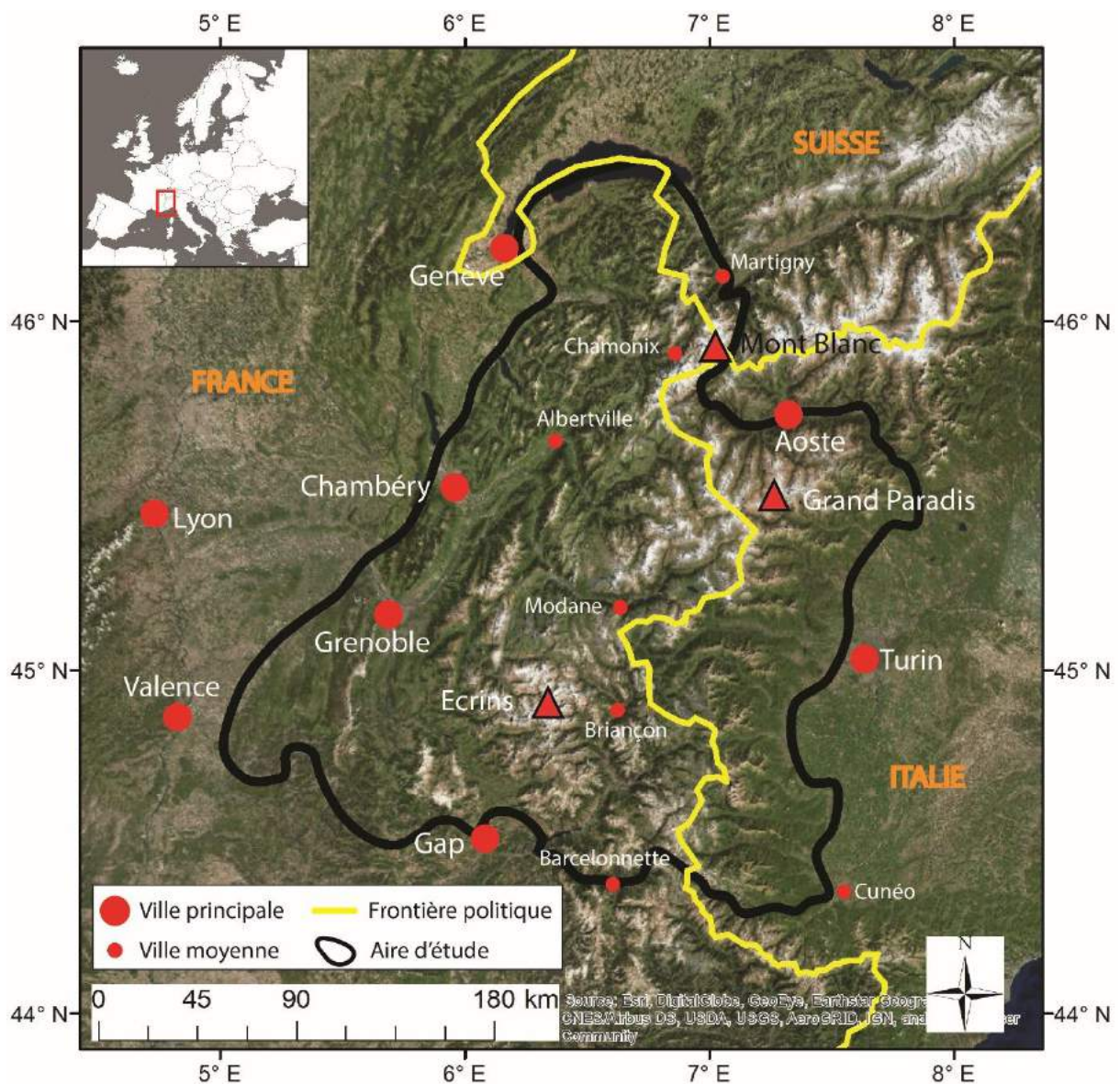


Figure 6 : Localisation de la zone d'étude.

La zone d'étude couvre l'ensemble des Alpes occidentales, à l'exclusion des Alpes dites « du Sud » (Fig. 6). Ses contours sont découpés en fonction des marges naturelles des massifs ou des grandes vallées alpines (Ubaye, Haut-Rhône, vallée d'Aoste), à l'exclusion des Alpes Maritimes (06), et ce pour deux raisons. La première est que la partie sud des Alpes occidentales est essentiellement composée de calcaires, lithologie qui, selon la littérature (et malgré l'événement de 1248 près de Chambéry), demeure très peu susceptible à

l'occurrence de RVR (cf. 1.4.1.1). La seconde est que des équipes de l'Université de la Côte d'Azur travaillent sur cette zone, qui est donc déjà bien instrumentée et documentée (e.g. Bois et al., 2008 ; Zerathe et Lebourg, 2012). Le haut bassin du Rhône est aussi exclu de la zone d'étude car Pedrazzini et al. (2015) y ont déjà fourni un inventaire très complet des RVR. Toutefois, la rive gauche du Haut-Rhône, entre le lac Léman et Martigny, est incluse dans le terrain d'étude, en raison d'une part du fait que c'est une barrière naturelle, idéale pour délimiter la zone d'étude. D'autre part, la perspective de pouvoir faire correspondre notre étude avec celle de Pedrazzini et al. (2015) permettra de croiser nos deux approches et de comparer, dans cette zone de recouvrement, nos résultats et conclusions.

La zone d'étude s'étend selon deux axes principaux : une ligne nord-sud reliant le lac Léman à Barcelonnette (Alpes de Haute-Provence) ; et une seconde est-ouest, qui part de Turin (Italie) et rejoint les marges occidentales du massif du Vercors.

Objectifs et organisation de la thèse

Les objectifs de cette thèse s'adressent à la compréhension de la répartition spatiale des grandes instabilités profondes des Alpes occidentales :

- le premier est de construire un inventaire systématique des RVR sur l'ensemble de la zone d'étude, en vue d'une analyse raisonnée de leur répartition spatiale à l'échelle régionale. La connaissance des RVR dans les Alpes est très incomplète, et donc à ce niveau fondamental la démarche permettra de compléter les travaux de Crosta et al. (2013). Grâce aux images satellites, dorénavant disponibles gratuitement sur Google Earth Pro™, la couverture d'étude peut être ainsi plus étendue que lorsque l'on travaille exclusivement sur le terrain. Notre méthode de recherche systématique a permis d'identifier 1400 RVR sur la zone d'étude ;
- le deuxième consiste à déterminer les forçages responsables des RVR. Le moyen d'y parvenir consistera à analyser la coïncidence spatiale entre l'inventaire construit et une série de grands facteurs préparatoires, ou facteurs de prédisposition, que sont, par exemple, la valeur de la pente, la lithologie, et les précipitations. D'une analyse à l'échelle régionale peuvent se dégager de grandes tendances spatiales de répartition

des RVR en fonction d'une hiérarchie de facteurs, qu'il convenait de tester à partir d'hypothèses de vulnérabilité ou susceptibilité préalablement formulées. Par exemple, si à l'échelle locale un facteur peut s'avérer prédominant dans la déstabilisation des masses rocheuses, celui-ci peut, à l'échelle régionale, s'avérer avoir au contraire un faible impact. Une approche géographique permettra donc d'étudier la répartition des instabilités à plusieurs échelles emboîtées : celle du site, du massif, du bassin versant, de l'unité lithologique, de la région, etc. La compréhension de la coïncidence spatiale entre les facteurs et l'inventaire construit servira à hiérarchiser les grands facteurs de prédisposition à l'échelle régionale et par massifs.

- le troisième objectif concerne les perspectives de valorisation éducative et patrimoniale de l'inventaire exhaustif produit. A travers les formes que l'on peut observer sur les versants, aussi bien sur imagerie satellite que sur le terrain et montrer tout au long de ce manuscrit pour illustrer un phénomène ou une interaction de facteurs, l'objectif est de montrer à quoi ressemble une RVR et les particularités morphologiques des versants soumis aux RVR. A travers cet objectif de valorisation, la thématique du risque sera abordée car de nombreuses localités et villages de montagne sont situés sur, ou à proximité de RVR, certaines montrant un risque réel pour les sociétés de montagne.

En vue de répondre à ces objectifs, le manuscrit sera donc organisé en quatre grandes parties, réparties en sept chapitres (Fig. 7).

La première sera consacrée à l'état de l'art et au cadrage de l'étude. Celle-ci abordera sur une base bibliographique et théorique les grands questionnements qui émanent des inventaires de glissements, les acquis issus des analyses spatiales existantes sur d'autres terrains, et la gamme des facteurs préparatoires (au sens de forçage, de cause, et d'événement déclenchant, selon les cas) qui sont susceptibles de produire les RVR. Nous présenterons également le relief de la zone étudiée : les Alpes occidentales, en soulignant les aspects géologiques, tectoniques et géomorphologiques les plus pertinents à une compréhension de l'incidence spatiale des RVR.

La deuxième partie sera consacrée à la méthodologie employée pour explorer le territoire étudié et aboutir à l’inventaire de 1400 RVR en tous genres. Nous présenterons l’outil de travail, Google Earth Pro™, qui a permis la construction de l’inventaire systématique ; les critères de classification des différentes catégories de RVR, ainsi que les différents attributs morphologiques propres à chaque RVR qui serviront aux analyses statistiques.

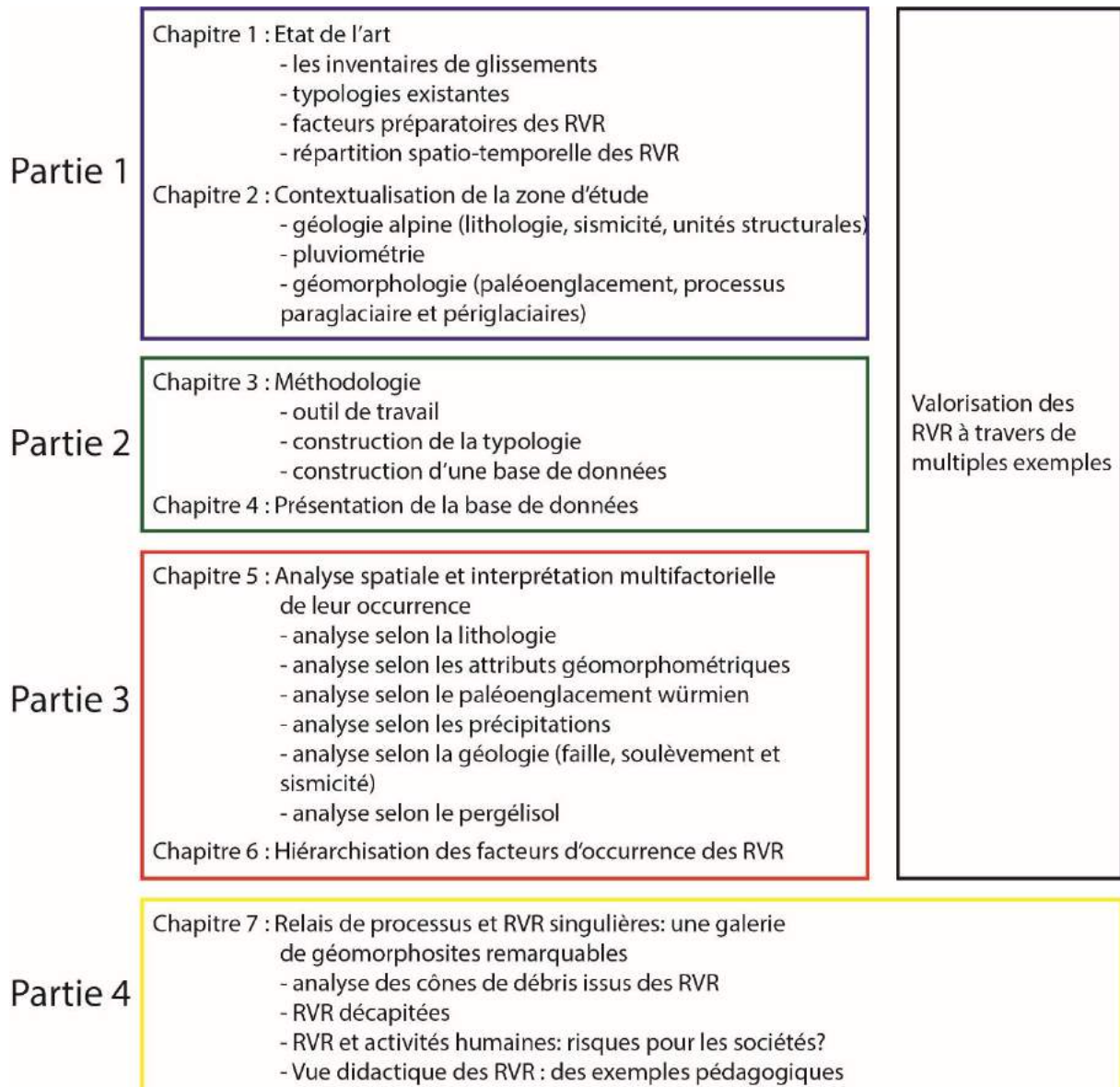


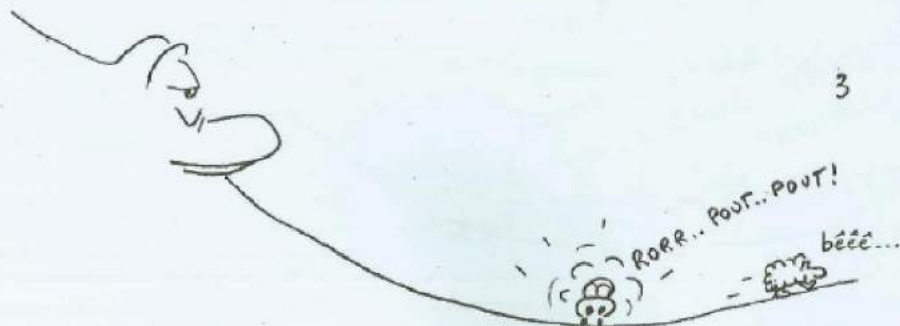
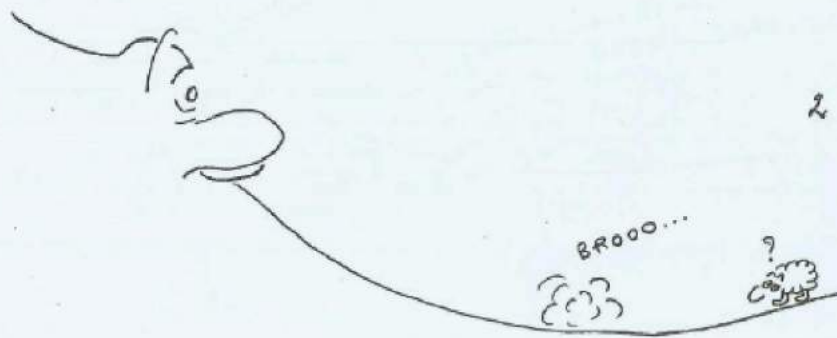
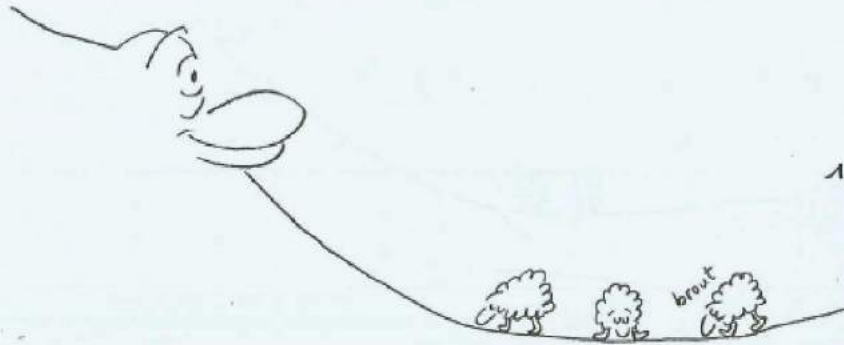
Figure 7 : Architecture de la thèse.

La troisième partie sera consacrée à l’étude des coïncidences spatiales entre RVR et grands facteurs préparatoires inférés de la géomorphométrie (pente, exposition, altitudes,

etc...), la lithologie, le paléoenglacement, les précipitations, la géologie, et la distribution spatiale du pergélisol. Nous terminerons cette partie avec une tentative de hiérarchisation de ces facteurs à l'échelle régionale, mais également à l'échelle des massifs individuels. La dernière partie sera consacrée aux perspectives de valorisation patrimoniale, éducative et touristique, mais aussi de sensibilisation aux risques naturels, d'un échantillon de RVR jugées emblématiques. Leur caractère exceptionnel est argumenté dans l'optique d'une possible labellisation au titre de l'inventaire européen des géomorphosites.

1^{ère} partie : Cadrage de l'étude, état de l'art

LA VIE
EN MONTAGNE !



Malatrait (1975)

Suite p. 141

Chapitre 1 : Etat des connaissances sur les RVR

Introduction

Les mouvements de terrain de type RVR sont une des conséquences géomorphologiques les plus impactantes de la déglaciation des montagnes (Ballantyne, 2002 ; Jarman, 2009), et leur étude devient au fil des décennies d'un enjeu majeur pour l'ensemble des sociétés y vivant.

Cette partie sera consacrée à faire un état des lieux des connaissances sur les RVR. Après une revue des caractéristiques majeures de ces formes, un regard particulier sera posé sur les inventaires de glissements aussi bien dans ce qu'ils apportent à l'analyse des paysages que dans la description des différentes typologies existantes. Ensuite, une revue des différents facteurs préparatoires sera abordée avant d'analyser ce que l'on sait aujourd'hui de l'évolution spatio-temporelle des RVR.

1.1 Mécanismes de mouvement et caractérisation des RVR

Les RVR ne sont pas des glissements de terrain (cf. introduction) mais des masses rocheuses qui sont mises en mouvement par de multiples facteurs. Après une rétrospective sur les débats depuis 50 ans concernant les mécanismes de mouvement des RVR et un examen des modèles existants aujourd'hui, on définira les caractérisations morphologiques principales des RVR.

1.1.1 Description des formes typiques des RVR

Les RVR produisent des formes typiques, pouvant être métriques voire pluri-kilométriques dans certains cas (Patton et Hendron, 1974 ; Mahr et Němčok, 1977 ; Hermann et Becker, 2003). Elles sont visibles sur un ensemble de versants partant de la crête jusqu'au talweg et sont caractéristiques de la présence d'un mouvement rocheux plus ou moins profond avec des signes morphologiques de surface (Agliardi et al., 2001).

1.1.1.1 Les crêtes dédoublées (*double-ridge*) et les contre-escarpements (*antiscarp*), origine gravitaire ou tectonique ?

Les deux formes les plus originales sont les crêtes dédoublées et les contre-escarpements. Les crêtes dédoublées sont causées par une déformation gravitaire que l'on observe dans les aires de haute montagne (Dramis et Sorriso-Valvo, 1994) (Fig. 8A). Ces formes peuvent par endroits être associées à des grabens de crête (Braathen et al., 2004) et peuvent faire plusieurs mètres de long et de large comme sur la figure 8A avec environ 75 m.

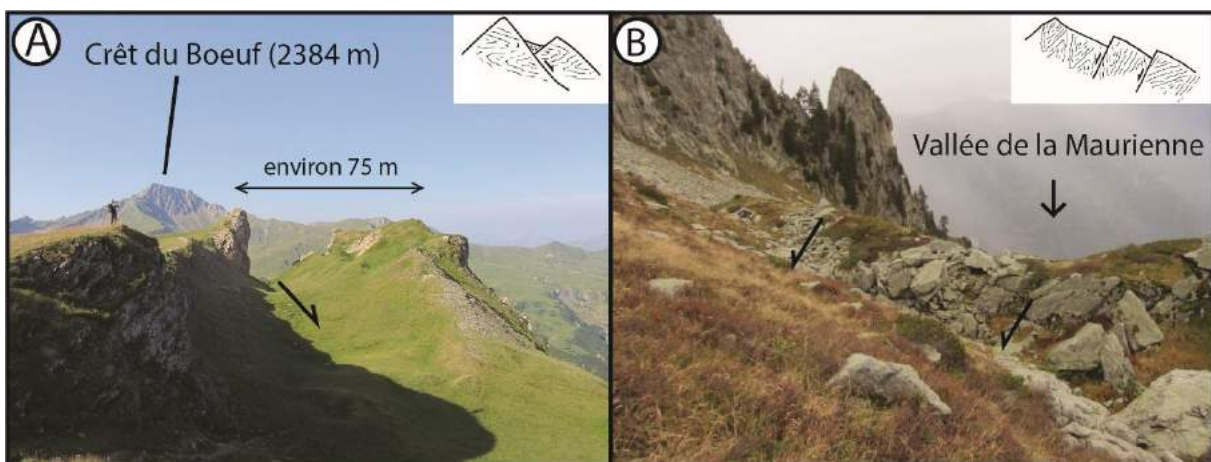


Figure 8 : Exemples de crête dédoublée et de contre-escarpement. A : crête dédoublée au-dessus du lac de barrage de Saint-Guérin, Beaufortin. B : contre-escarpement sur le massif du Rognier (Belledonne) déjà étudié par Hippolyte et al. (2012). Les flèches indiquent le sens de déplacement du bloc subissant un jeu de faille normale. Les encarts structuraux sont tirés de Agliardi et al. (2001).

Les contre-escarpements sont des ressauts structuraux à regard vers l'amont du versant (Fig. 8B). On observe généralement une crête dédoublée associée aux contre-escarpements mais l'inverse n'est pas systématique. Par ailleurs, il est parfois difficile d'établir une différence entre les contre-escarpements d'origine gravitaire et ceux d'origine tectonique (jeu en compression, faille inverse). Les deux facteurs semblent fonctionner de pair, avec une importance plus grande pour l'un ou pour l'autre selon les études. Par exemple, Hippolyte et al. (2012) évoquent que la gravité et la décompression glaciaire sont les facteurs prédominants dans la production des contre-escarpements et de la crête dédoublée du Mont Rognier (Belledonne), et Sauro et Zampieri (2001) parlent de

l'importance des facteurs tectoniques face aux facteurs gravitaires pour des contre-escarpements et des crêtes dédoublées observées en Italie. Il semblerait néanmoins que, lorsqu'on observe une déformation de plusieurs centaines de mètres de long isolée dans le paysage, celle-ci puisse être plutôt d'origine tectonique alors que lorsque qu'il y a plusieurs déformations associées à une crête ou bien sur un même versant avec une géométrie définissable, la déformation gravitationnelle ait davantage d'importance.

Les contre-escarpements ne sont pas à confondre avec des bourrelets de glissements car la ressemblance peut être trompeuse par endroits (cf. 1.1.1.3). Les contre-escarpements sont généralement parfaitement rectilignes et font plusieurs centaines de mètres alors que les bourrelets de glissements associables aux contre-escarpements ont des formes relativement désorganisées, et plusieurs peuvent s'observer sur quelques dizaines de mètres de long (Fig. 10C, cf. 1.1.1.3).

1.1.1.2 Les fissures (*trenches*)

Les fissures se produisent lorsqu'il y a extension dans une masse rocheuse (Fig. 9). La taille des fissures peut varier fortement mais leurs formes tendent à être relativement uniformes dans leur ratio largeur/profondeur et largeur/longueur (Dramis et Sorriso-Valvo, 1994). Généralement, plus la longueur de la fissure est importante, plus la largeur et la profondeur est importante.

Deux grands types de fissures ont été observées sur les massifs alpins. La première correspond à une fissure se situant sur un versant où la partie aval de celui-ci est tirée vers le bas par gravité (Fig. 9A). Une fissure visible sur le versant n'est généralement pas seule, d'autres de même taille peuvent également s'observer mais d'autres fissures de taille inférieures ont tendance à entourer les plus grandes, les plus petites n'étant qu'à un stade précoce de leur développement. Le deuxième type correspond à une ouverture sur un plateau sommital (Fig. 9B) et qui peut également, tout comme les crêtes dédoublées, être interprété comme la formation progressive d'un graben de crête.

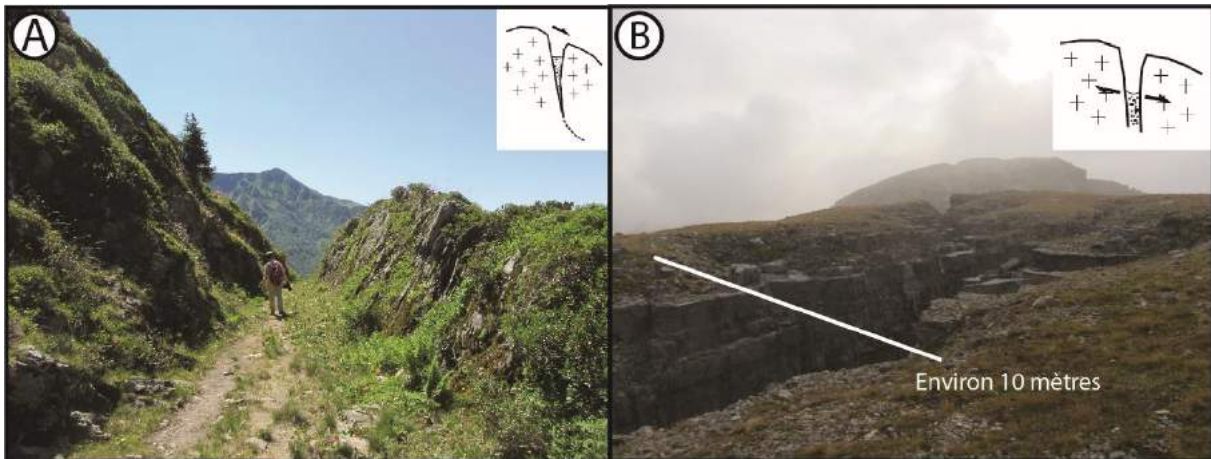


Figure 9 : Exemples de fissures dans les Alpes. A : fissure sur le versant ouest du Mont Mirantin (Beaufortin), photo prise en direction du sud. B : fissure sur le replat sommital au fond de la vallée de Demonte et à l'est du Rocca de la Meja (Italie).

1.1.1.3 Traits caractéristiques des glissements rocheux, les cicatrices d'arrachement (*headscarps*) et les bourrelets de glissement

Les cicatrices d'arrachement et les bourrelets de glissement vont généralement de pair et fonctionnent ensemble car ils concernent la même masse rocheuse. Pour avoir une cicatrice et des bourrelets, il est nécessaire d'avoir une masse rocheuse qui glisse le long d'un versant, avec d'un côté la cicatrice qui est la zone de départ (Fig. 10A), et de l'autre la masse glissée plus ou moins déformée. Si la masse est fortement déformée, des bourrelets de glissement apparaissent en raison des déformations internes de la masse rocheuse (Fig. 10B et C). Les bourrelets peuvent être en compression et en extension. Ce sont les bourrelets en compression qui peuvent se confondre avec les contre-escarpements (Fig. 10C), car les formes sont similaires (dénivellations produites tournées vers l'amont du versant) mais qui est habituellement de moins grande longueur que les vrais contre-escarpements. Les bourrelets en extension produisent des buttes qui se découpent en morceaux sous l'effet de la gravité (Fig. 10B).

Dans presque tous les cas, la masse glissée se trouve déformée, et un œil exercé en déduit rapidement que l'on se trouve en présence d'une morphologie chaotique issue d'une masse rocheuse glissée. Néanmoins, il s'avère parfois difficile d'observer des bourrelets de glissement ou bien des déformations sur la masse glissée, si bien qu'il est difficile sur le terrain d'observer la présence d'une RVR. Par endroits, il est même presque possible de

replacer mentalement la masse glissée dans sa niche d'arrachement tant la masse déplacée est très peu déformée.

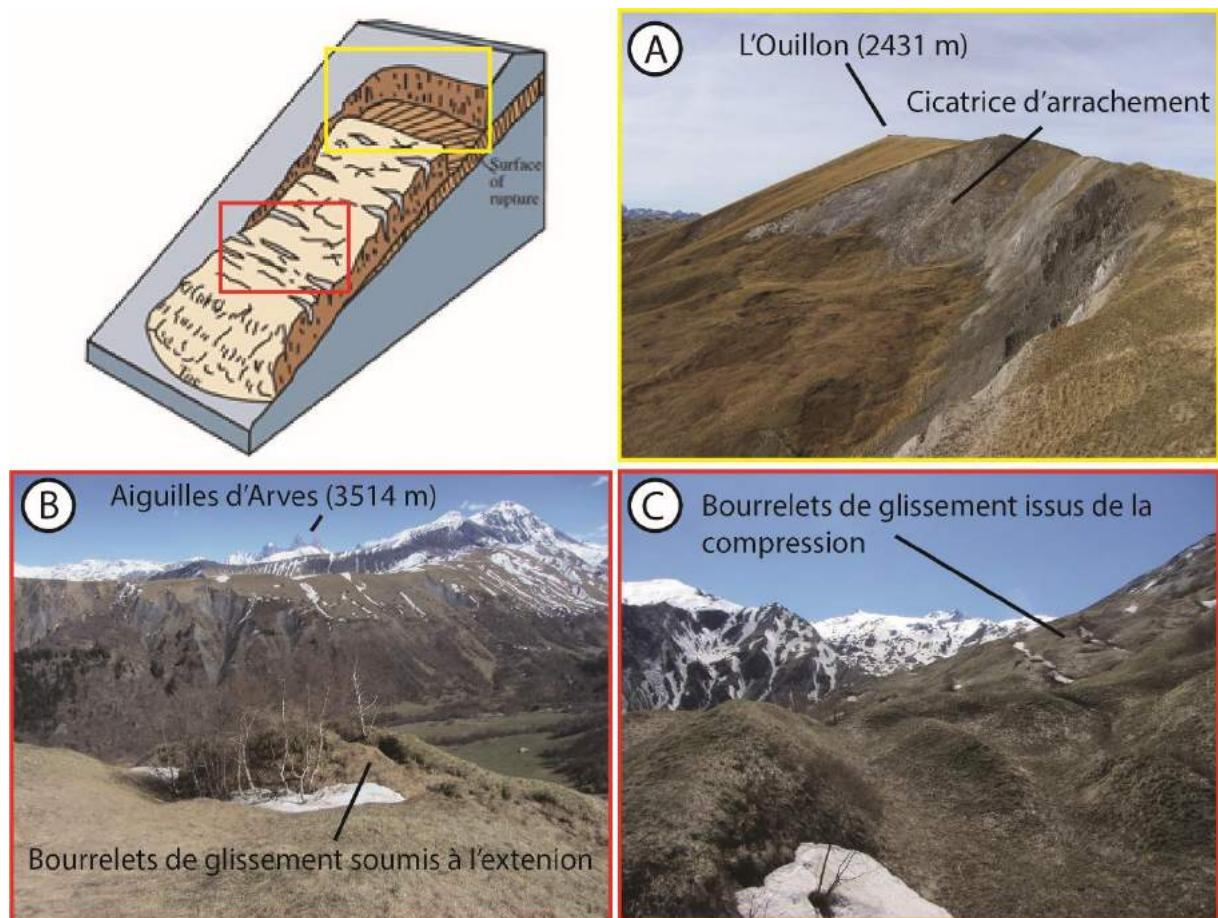


Figure 10 : Traits caractéristiques des glissements rocheux (GR). A : cicatrice d'arrachement d'une RVR sur la rive gauche de l'Arvan (commune de Saint Sorlin d'Arves) (code : 9Gr, p. 976 de l'Atlas). B : bourrelets de glissement soumis à l'extension. C : bourrelets de glissement soumis à la compression. L'encart B et C se localisent sur le versant sud de la Roche Noire (2238 m) dans la vallée de l'Arvan (code : 11Gr, p. 978 de l'Atlas). Le schéma du glissement rocheux est ici emprunté à l'USGS, mais maintes fois reproduit dans la littérature.

1.1.1.4 Les dépôts d'éboulement

Les dépôts rocheux issus d'éboulements sont à différencier des dépôts glaciaires. Si les dépôts glaciaires prennent des formes bien particulières (moraine notamment), les dépôts issus d'éboulements ne produisent pas de forme spécifique. Deux grands types de dépôts peuvent être distingués sur les versants : ceux se produisant sur une pente, et ceux s'étalant sur une surface plane. En fonction de la pente, un granoclassement peut être

visible, avec les blocs les plus gros se disposant au plus bas du dépôt, et les sédiments les plus petits et fins dans les parties amont (Fig. 11A).

Quand la masse rocheuse tombe sur une topographie plane, on ne trouve pas de granoclasement car tous les débris de toutes tailles s'entassent au même endroit. Plus le volume tombé est important, plus le dépôt s'étale, ce qui rend plus facile à repérer (Fig. 11B).

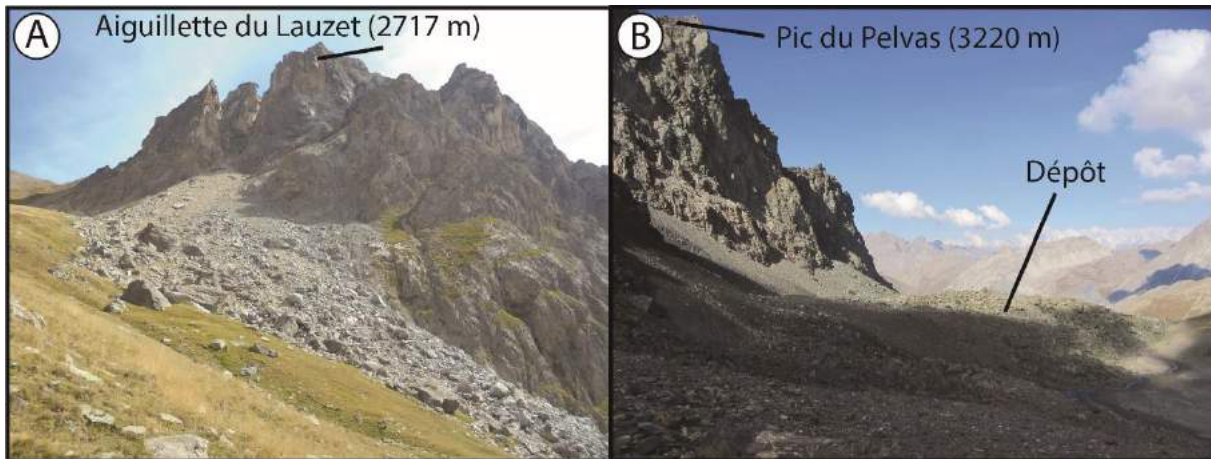


Figure 11 : Dépôts d'éboulement au pied de l'Aiguillette du Lauzet (Vallée de la Guisane).
A : Dépôt avec un grano-classement des sédiments en fonction de la pente au pied de l'Aiguillette du Lauzet, dans la vallée de la Guisane. B : dépôt d'éboulement sur une partie plane au pied du Pic du Pelvas, en Haute-Ubaye.

Malgré le fait que les dépôts d'éboulement ne prennent pas de forme spécifique, il peut apparaître, dans certains cas, une surface chaotique en surface avec de nombreux affaissements et buttes. On parle ici de dépôts très volumineux (plusieurs milliers de m³) que l'on nomme « Sturzstrom » (Heim, 1932 ; Schneider et al., 1999).

1.1.2 Rétrospective des débats sur les mécanismes de mouvement depuis 50 ans

Depuis les travaux pionniers de De Martonne (1901) , Heim (1932) et Abele (1974) qui mentionnent la présence de formes particulières sur les versants, les premières hypothèses et controverses des mécanismes de déformation sont apparues dans les années 1960 avec les publications de Jahn (1964), Zischinsky (1966), et Beck (1968) à partir de croquis interprétatifs. Dès 1966, Zischinsky voyait les RVR comme une expression d'un fluage

gravitationnel en surface et comme une déformation dont les matériaux pouvaient être étirés sans se rompre en bas de versant et fragile en haut de versant (Fig. 12C). Le problème avec cette vision est que le bas du versant est souvent recouvert par des éboulis ou bien par du dépôt alluvionnaire. Cette mécanique est irréalisable selon Bachmann (2006) car « le comportement ductile d'une roche massive à faible profondeur est en désaccord avec tous les modèles rhéologiques ».

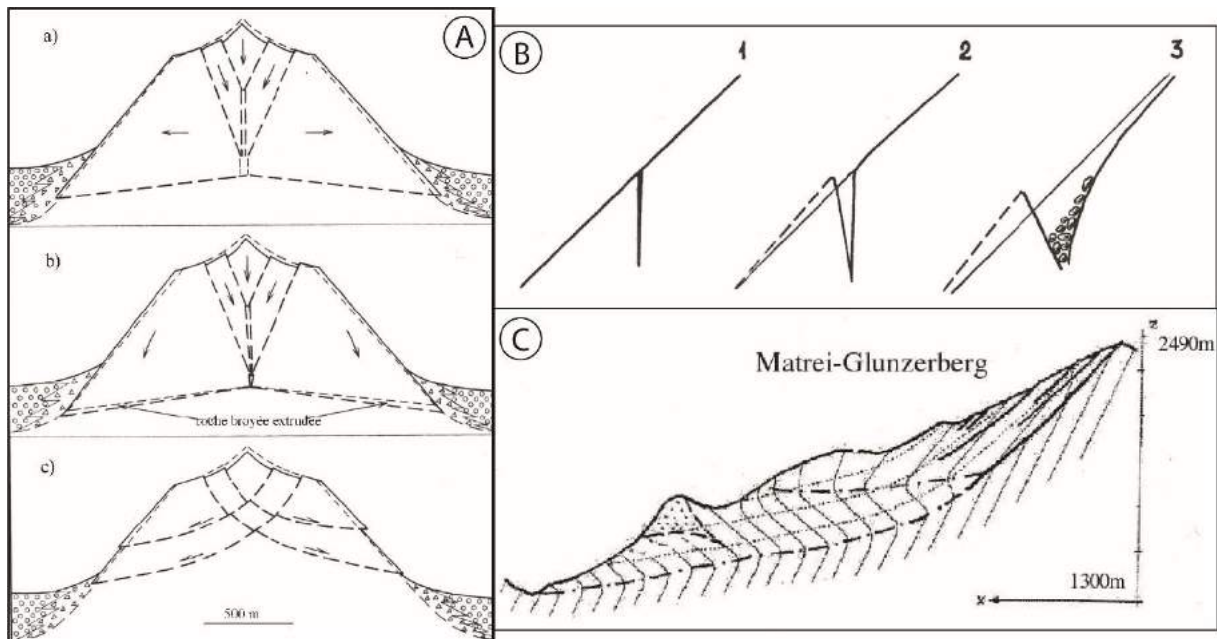


Figure 12 : Rétrospective des différentes hypothèses des mécanismes de mouvements des RVR. A : Beck (1968). B : Jahn (1964). C : Zischinski (1966).

Pour Jahn (1964), les tranchées observées sur les versants des Tatras (Slovaquie et Pologne) sont dues à une ouverture ou à un affaissement lié à l'existence de failles (Fig. 12B). Il semble, selon Bachmann (2006), que ce modèle des mécanismes de déformation ne soit pas à l'origine des RVR mais en interaction avec les discontinuités pré-existantes.

En Nouvelle-Zélande, Beck (1968) voyait une cause d'un déplacement gravitaire dans la roche fragilisée ou endommagée par des séismes et par les glaciations et localisée le long de fractures (Fig. 12A). Ce modèle, sans doute le mieux admis selon Jomard (2006), proposait 3 hypothèses : les deux premières proposaient des fractures rectilignes et la troisième des fractures en arc de cercle. Les deux premières hypothèses sont mécaniquement irréalisables selon Bachmann (2006), car l'orientation des zones de

cisaillement est indépendante de l'état de contrainte. La troisième hypothèse est, toujours selon Bachmann (2006), en accord avec la réalité et avec les recherches sur le sujet.

Beaucoup d'auteurs reprennent encore aujourd'hui ces différentes hypothèses de déformations en profondeur, mais celles-ci alimentent toujours la controverse faute de modèles réussissant à reproduire fidèlement la nature et la géométrie des déformations en profondeur (Bachmann, 2006). Par exemple, la plausibilité des croquis de Beck (1968 ; Fig. 12A) a été mise en doute, car les croquis interprétatifs sont irréalisables. Son troisième croquis est un cas extrême de crête bifide avec la création d'un graben central. Ils peuvent s'expliquer plus simplement par une propagation latérale avec des escarpements à source unique ou multiple, mise en lumière par la crête bifide.

Mécaniquement, en fonction des formes des montagnes et en complète contradiction avec Beck (1968), il semblerait que les pics montagneux de type horns soient plus résistants à la fragmentation que les massifs composés de hauts plateaux (Gerber et Scheidegger, 1969). Ainsi, plusieurs études ont montré que les reliefs paléiques, composés de grandes étendues relativement planes dans les montagnes sont davantage soumises aux instabilités de type RVR que les portions de massifs où les crêtes sont édentées (Calvet et al., 2015). Cela a notamment été montré dans les Carpathes méridionales (Blondeau et al., 2016).

Dans les années 1970, l'explication des déformations se focalise sur les déformations de surface, sans particulièrement pouvoir expliquer ce qu'il se passe réellement en profondeur. Quelques modèles de déformation de la pente montrent simplement des contre-escarpements qui disparaissent en profondeur (Patton et Hendron, 1974 ; Radbruch-Hall et al., 1976 ; Mollard, 1977 ; Muir Wood, 1989 ; Fig. 13). Il est également assumé que la masse glissée est supposée glisser le long d'une zone de cisaillement (Mahr, 1977 ; Mahr et Němčok, 1977 ; Hutchinson, 1988) mais est encore débattue car cela n'existe pas dans tous les cas.

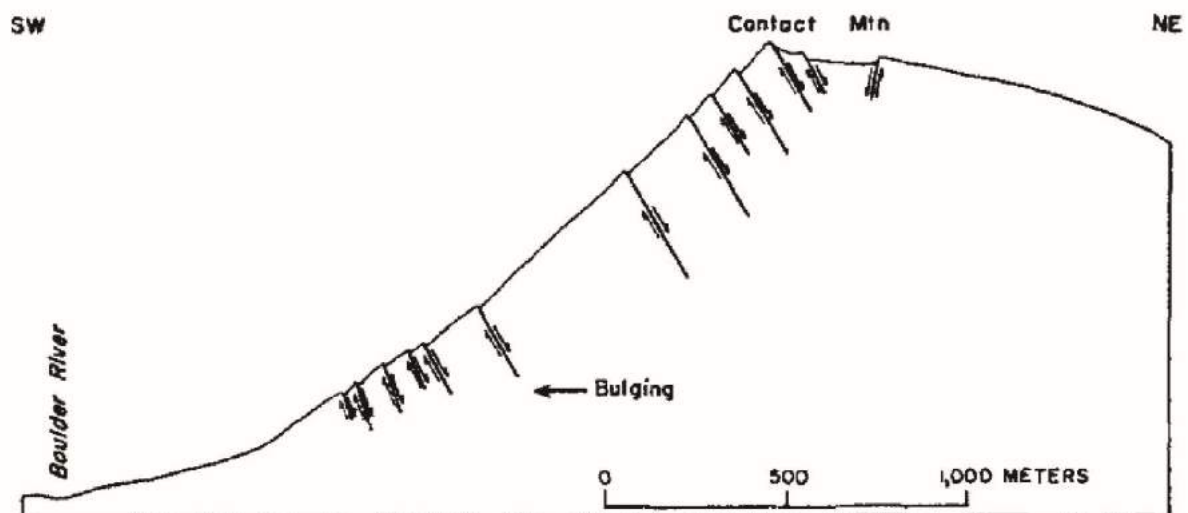


Figure 13 : Déformations de versant montrant les fractures probables et la nature des mouvements subparallèles dans la masse rocheuse. Extrait de Radbruch-Hall et al., 1976.

1.1.3 Connaissance des mécanismes de mouvement grâce aux modèles 2D et 3D

Les mécanismes de mouvement des masses rocheuses sont davantage connus grâce aux nouvelles technologies et aux modèles numériques qui sont apparus depuis plusieurs dizaines d'années. Il est possible en laboratoire de recréer les conditions de la mécanique des roches en confectionnant dans des boîtes rigides la copie d'un versant et en créant artificiellement les failles. Il est ainsi possible de visualiser et de comprendre les mouvements des matériaux et leurs déformations internes (Eberhardt et al., 2004 ; Chemenda et al., 2005 ; Bachmann et al., 2009). L'avantage ici est de comprendre également les mécanismes de mouvement à large échelle. Ce type d'expérience a été faite pour la RVR de la Clapière (Bois et al., 2008) avec 5 cas d'études différentes (cas 1 : modèle homogène ; cas 2 : un versant coupé par six failles avec une inflexion à faible profondeur ; cas 3 : un versant coupé par six failles avec une inflexion en profondeur ; cas 4 : un versant coupé par six failles avec une inflexion à faible profondeur et avec une faille de poussée ; cas 5 : un versant coupé par 6 failles avec une inflexion en profondeur et avec une faille de poussée (Fig. 14).

Les résultats de cette étude indiquent que la présence, l'orientation et la continuité des zones de fractures préexistantes sur un versant contrôlent le style des déformations gravitaires et que la géométrie des failles en profondeur exerce un contrôle fort sur les

déformations de surface. Les déformations en profondeur n'impliquent pas seulement le versant mais le massif entier du Mercantour. Lorsque l'on regarde à l'échelle du massif, ce type de modèle peut sembler en accord avec celui de Beck (1968) car la montagne apparaît comme soumise à de multiples déformations structurales en profondeur, comme Beck (1968) le suggérait. Toutefois, à l'échelle du glissement de La Clapière, il semble que le modèle s'apparente davantage à ceux de Zischinski (1966) et de Mahr et Němčok (1977) : glissant le long d'une zone de cisaillement.

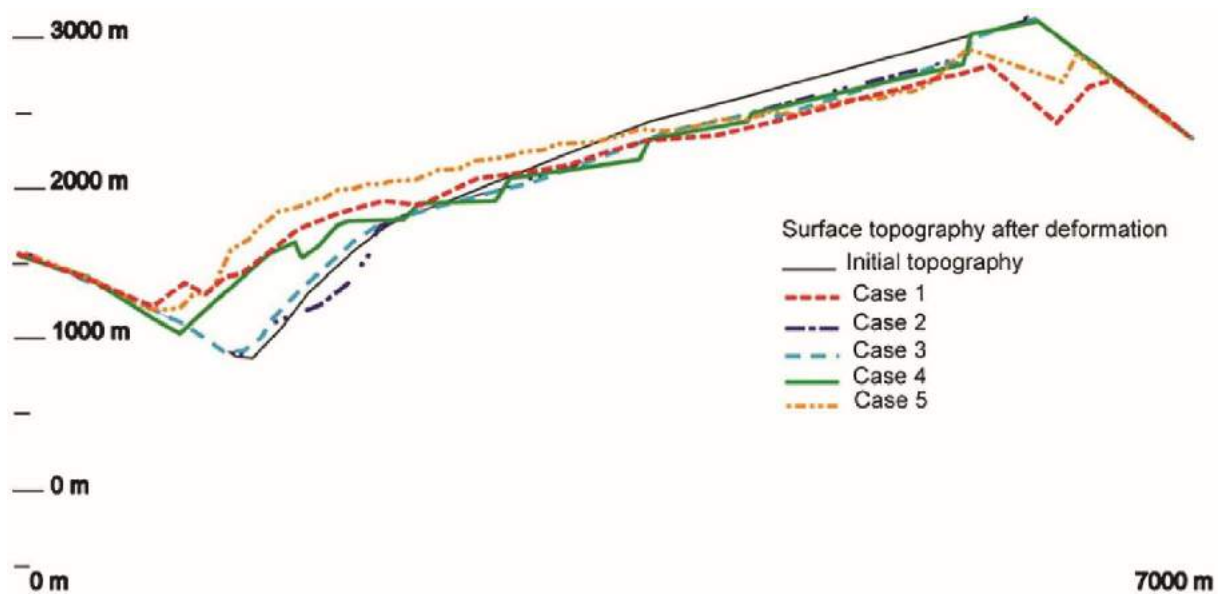


Figure 14 : Déformation du versant pour 5 cas d'étude du versant de la Clapière (Vallée de la Tinée, France). D'après Bois et al. (2008).

1.2 Les inventaires de glissements, ingrédients d'une analyse de l'évolution des paysages

Malgré l'intérêt scientifique et pratique d'une compréhension de la répartition spatiale des RVR, il se trouve paradoxalement que le nombre d'études ayant inventorié des RVR dans un bassin versant ou un massif donné sont relativement rares. Même si depuis 20 ans et à l'échelle globale, les glissements ont été fortement documentés à partir d'inventaires et de bases de données, qui ont servi d'appui à la réalisation d'une première image de la distribution spatiale (Van den Eeckhaut et Hervás, 2012 ; Wood et al., 2015), il reste encore à ce jour beaucoup de massifs ou de bassins versants à étudier pour construire des inventaires systématiques de glissements. Ainsi de 2004 à 2009, seuls 2% des articles

publiés dans la revue « *Landslides* » ont fait l'objet d'inventaires (Sassa et al., 2005). Il est estimé que la cartographie des glissements ne couvre que 1% des versants des masses continentales, et donc qu'il y existe une grande lacune d'informations systématiques sur le type, l'abondance et la distribution spatiale des glissements (Guzzetti et al., 2012).

1.2.1 Objectifs des inventaires de RVR

Quel que soit l'objectif premier de la construction d'un inventaire spatialisé de glissements, qu'il s'agisse d'une mise en perspective chronologique (Guzzetti et al., 2012), d'une comparaison avec la répartition des précipitations (Le Mignon et Cojean, 2002 ; Hong et Adler, 2008) ou des séismes (Keefer, 1984 ; Chen et al., 2005), ou de construire une carte de susceptibilité de l'aléa « glissement » (Guzzetti et al., 2005 ; Hermanns et al., 2013), les inventaires donnent une idée de la distribution spatiale, du type, de la taille et de la morphologie des glissements superficiels et des RVR. Les inventaires donnent aussi, lorsqu'elles sont connues, les dates d'occurrence des glissements superficiels.

La cartographie d'inventaire de glissements est préparée en fonction d'une diversité d'objectifs :

- documenter l'extension des glissements dans une région en analysant les types, la taille (Fig. 15A), ou bien encore la récurrence temporelle des glissements (Guzzetti et al., 2012). Ceci amène à une meilleure compréhension des RVR et ainsi à pouvoir éventuellement prévoir leur apparition.
- la construction d'un inventaire est une étape préliminaire pour la susceptibilité d'occurrence des RVR (Coe et al., 2004) (Fig. 15B).
- comprendre l'évolution des paysages dominés par les processus de masses (Giardino et al., 2004 ; Shroder et al., 2011 ; Oppikofer et al., 2017) (Fig. 15C).
- définir si les paramètres exogènes ou endogènes ont un impact sur les RVR. Par exemple, Sanchez et al. (2009) élaborent un parallèle entre la tectonique, le

changement climatique holocène et la recrudescence des glissements de type RVR dans le massif du Mercantour.

- étudier statistiquement un inventaire de glissements. Par exemple, Tonini et al. (2014) ont analysé un inventaire dans la vallée du haut-Rhône et ont démontré statistiquement que les séismes étaient un facteur de prédisposition des RVR. Il est possible aussi, avec l'aide d'un modèle statistique, de pouvoir prédire l'occurrence des RVR sur une aire d'étude (Guzzetti et al., 2005).

1.2.2 Méthodes d'investigations pour les inventaires de glissements et l'analyse des paysages

Les méthodes d'investigation concernant le repérage des RVR en vue d'un inventaire sont de deux ordres, et s'avèrent récurrentes dans presque toutes les études publiées. Au départ, le repérage se faisait classiquement par stéréoscopie (Parent et al., 2000) (Fig. 16D) et par la prospection de terrain (Goguel, 1989) (Fig. 16A). Un couplage des deux techniques se pratique encore aujourd'hui (Moine et al., 2009) (Fig. 16E). Ces techniques prenaient beaucoup de temps et demandaient de nombreuses ressources car il était nécessaire de pouvoir retourner sur le terrain dans l'espoir d'observer une évolution (Fig. 16B et C).

Une autre méthode d'investigation consiste à travailler avec les cartes topographiques au 1/25 000^e. Noverraz (1990) a ainsi entrepris de construire un inventaire des glissements de terrain et des écroulements rocheux sur le territoire suisse avec cette méthode.

Ce n'est donc qu'avec l'avènement de nouvelles techniques basées sur des images satellites, et plus encore dès lors qu'elles sont devenues gratuites (notamment avec Google Earth Pro™ : Tsou et al., 2015) ainsi qu'avec les relevés LIDAR (Jaboyedoff et al., 2009 ; Tseng et al., 2015), mais qui ne permettent cependant pas de travailler sur une grande aire d'étude (Guzzetti et al., 2012), que la production d'inventaires est devenue plus aisée tout en réduisant le temps d'investigation et les ressources requises. Toutefois, malgré ces nouvelles techniques modernes, il est important de toujours combiner le travail à base d'imagerie et la prospection de terrain (e.g. Jarman et al., 2014).

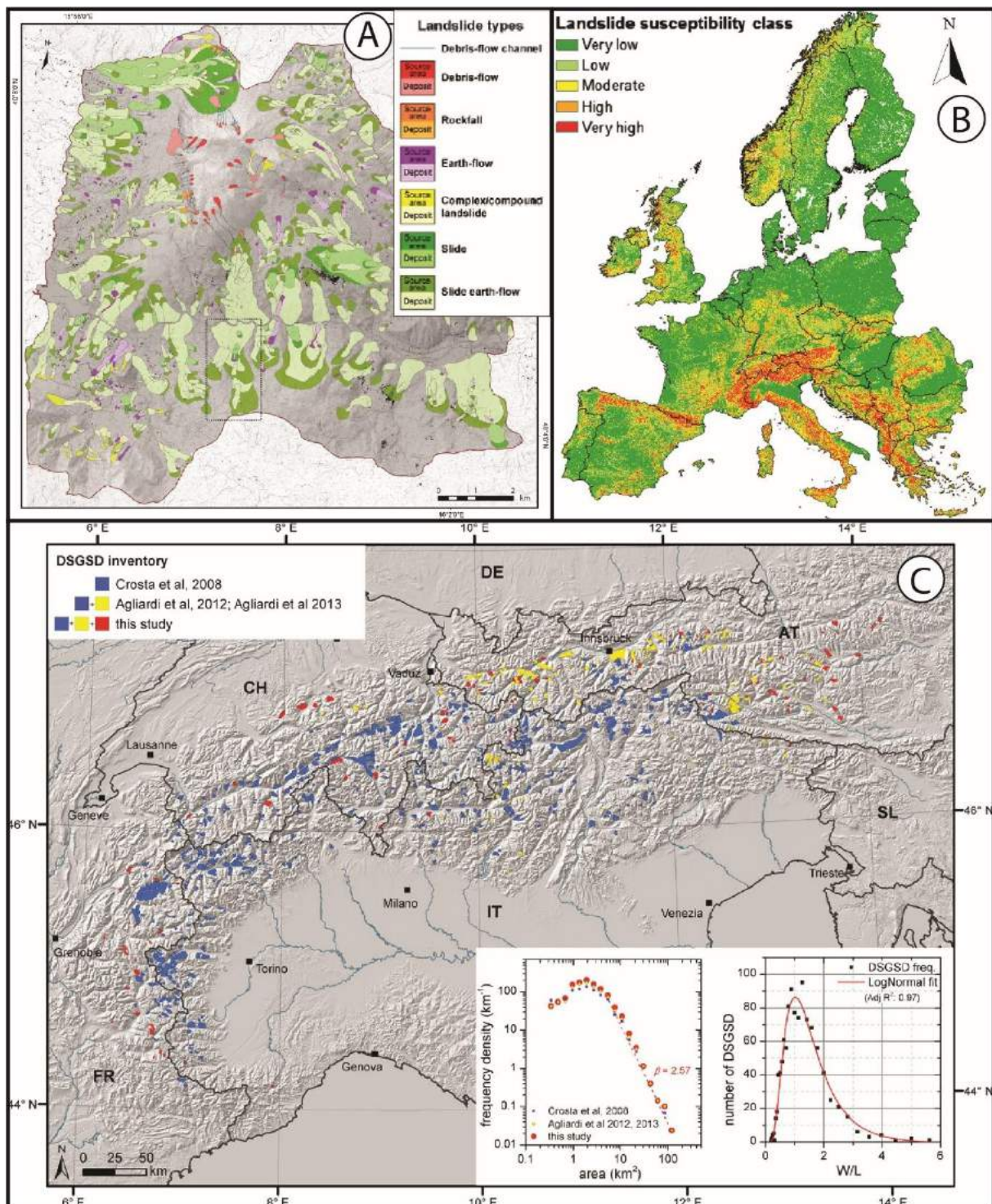


Figure 15 : Exemples d'inventaires de glissement en Europe. A : carte d'inventaire de glissements dans le sud de l'Appennin italien. D'après Santangelo et al. (2013) ; B : carte de susceptibilité de glissement à l'échelle européenne. D'après Günter et al. (2014) ; C : inventaire de Crosta et al. (2013) pour l'arc alpin.

Les analyses spatiales demandent dans un premier temps la construction d'un inventaire. Mais il est également nécessaire, d'avoir un panel très large de données relatives

aux facteurs préparatoires et ce dans une visée comparative de l'ensemble. L'usage du MNT est également important pour confronter la répartition des RVR avec certaines variables du relief (orientation et pente, notamment). C'est un des outils les plus connus et utilisés (e.g. Hadji et al., 2013) pour la compréhension de la répartition des RVR et la production d'une carte de susceptibilité (Fig. 15, cf. 1.2.1).

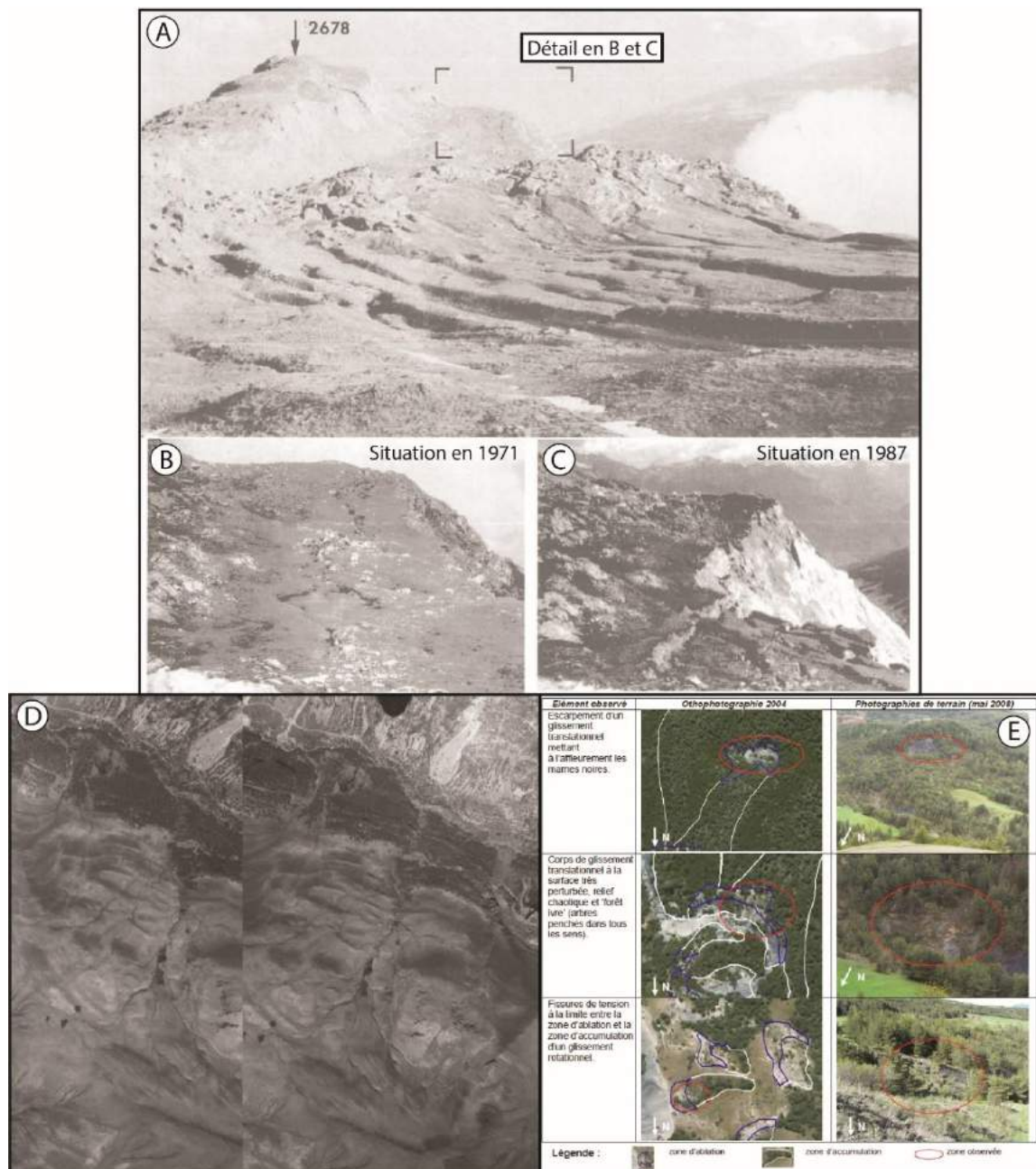


Figure 16 : Repérage de RVR par différentes méthodes. A, B, C : RVR du Friolin (Savoie) et son évolution. Modifié d'après Goguel (1989). D : images stéréoscopiques d'une RVR dans la vallée de Valli de Bierna (Pyrénées centrale, Espagne), d'après Gutiérrez-Santolalla et al. (2005). E : couplage de méthodes stéréoscopiques et de relevés de terrain dans la vallée de l'Ubaye, d'après Moine (2008).

1.2.3 *Les inventaires nationaux existants (France, Italie, Autriche, Suisse)*

La recherche d'inventaire des glissements en Europe a commencé dès les années 1990 avec l'avènement des SIG (Dikau et al., 1996). Depuis plusieurs années, des efforts ont été faits pour construire des inventaires nationaux (Van den Eeckhaut et Hervás, 2012) sous la forme de bases de données vectorisées sur internet. Toutefois, il est difficile de faire une distinction claire entre des inventaires de glissements superficiels et des inventaires de glissements profonds. Le plus souvent, ces deux types d'inventaires sont mêlés au sein des bases de données.

Pour la France, une base de données est développée depuis 1981 (BDMvt) et gérée par le BRGM depuis 1994 avec le soutien du ministère de l'environnement, du laboratoire des Ponts et Chaussées et l'ONF via le RTM. Cet inventaire recense les mouvements de terrain de manière homogène en indiquant les coordonnées géographiques et les dates pour chacun des glissements (Fig. 17A), d'où son utilisation fréquente pour l'étude de la répartition spatiale des glissements (e.g. Tatard et al., 2010 ; Wood et al., 2015). Notons cependant qu'il n'est pas un inventaire et une interprétation des glissements profonds mais seulement un inventaire des glissements superficiels, éboulements, effondrements et coulées survenus depuis 1981. Seuls les glissements de masse déjà connus et étudiés sont cartographiés dans cette base de données comme cela est le cas pour l'éboulement de La Madeleine (Lanslevillard, Savoie) et du Claps de Luc en Diois (Drôme).

La base de données italienne, en ligne depuis 2005 (IFFI project, Trigila et al., 2007 ; Trigila et al., 2010 ; Fig. 17B), est gérée par le gouvernement italien et couvre l'ensemble du territoire italien. Elle ne porte pas exclusivement sur des événements datés mais également sur de la photointerprétation à partir d'images satellites et de documents historiques, au contraire de la base BDMvt en France. Actuellement, elle compte environ 460 000 sites répertoriés et comprend aussi bien des glissements superficiels que des glissements profonds.

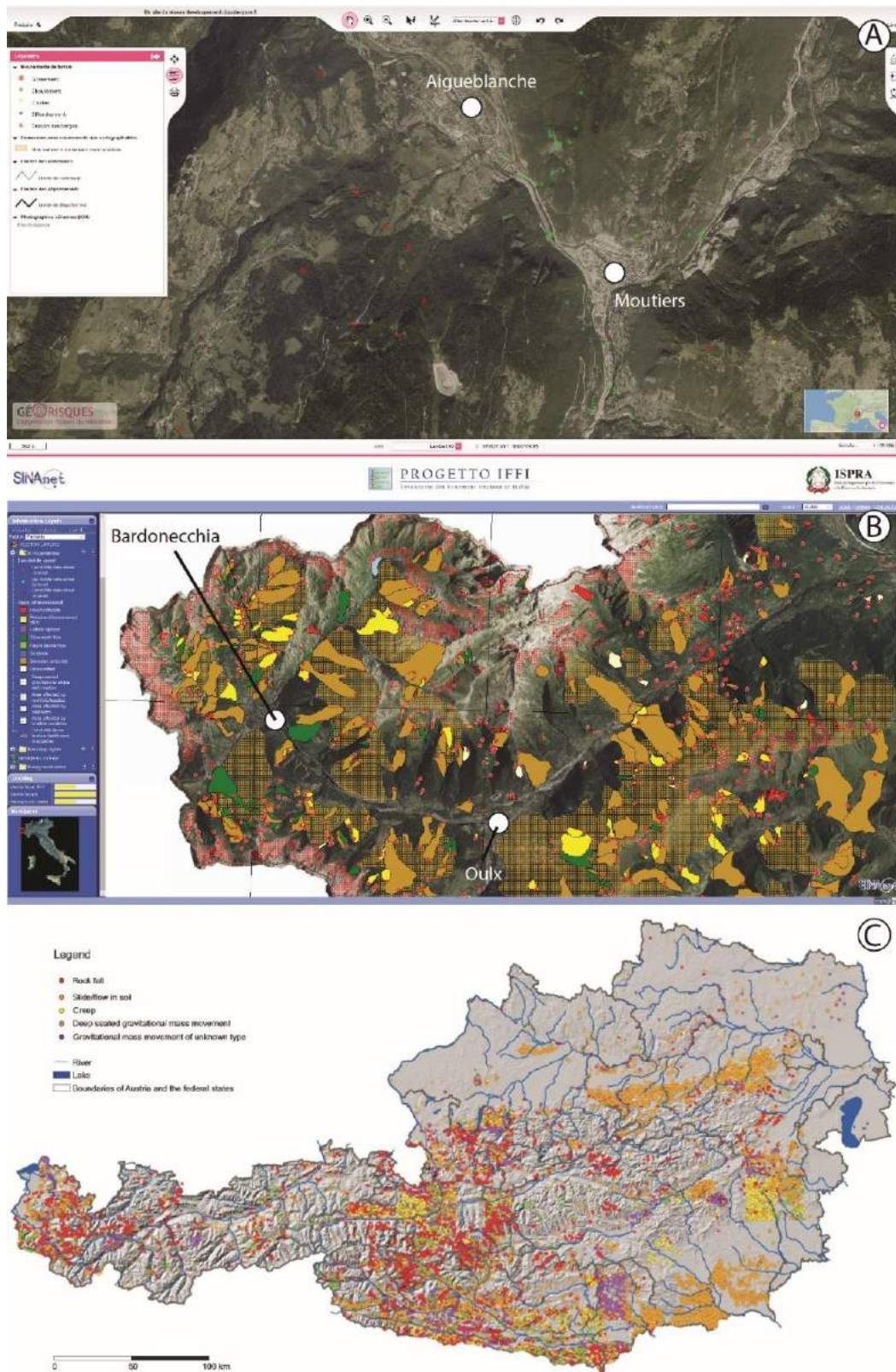


Figure 17 : Inventaires de glissements nationaux. A : BDMvt (base de données pour les mouvements de terrain) géré par le BRGM en France, URL : <http://www.georisques.gouv.fr/dossiers/mouvements-de-terrain/carte#/dpt/73> ; B : Base de données d'inventaires en Italie (IFFI project), URL : <http://193.206.192.136/cartanetiffi/carto3.asp?cat=39&lang=EN> ; C : carte des RVR en Autriche, d'après Tilch et al. (2011).

En Autriche le projet GEORIOS a été entrepris dès 1978 en commençant par collecter et analyser des documents sur les risques naturels. Dès les années 2000, ce travail a été réalisé sous forme digitale sous le sigle « GEORIOS » (Georisiken Österreich) et mis sous SIG (Tilch et al., 2011). La base de données compte aujourd’hui plus de 30000 sites répartis sur toute l’Autriche (Fig. 17C). En raison de son accès restrictif, nous n’avons pas pu la consulter. Il est donc difficile d’établir si cet inventaire contient des glissements superficiels et/ou profonds.

Pour la Suisse, la base de données, nommée « Infoslide », existe depuis 1996 et contient 317 sites les plus pertinents. Cette base de données ne semble pas encore achevée car Van den Eeckhaut et Hervás (2012) estiment qu’elle n’est complétée qu’à moins de 25% comparée à la base de données italienne, qui serait complète entre 75 et 100%. Toutefois, Noverraz (1990) a produit un inventaire des glissements de terrains et écroulements rocheux à partir des cartes topographiques suisses au 1/25 000^e.

Toutes ces bases de données ne sont donc pas homogènes et ne sont pas construites de la même manière (Günter et al., 2014). Il semble néanmoins que les plus abouties soient celles de l’Italie et de la France (Van den Eeckhaut et Hervás, 2012). Notons cependant que la France serait déficitaire en terme de nombre de chercheurs face aux Italiens (Sassa et al., 2009). Elle compterait moins d’une dizaine de chercheurs travaillant sur cette thématique, alors que plus de 80 travailleraient sur cette problématique en Italie.

De par l’hétérogénéité des bases de données, toutes ne s’occupent pas forcément des RVR. Toutes les bases de données, sauf peut-être celle de la Suisse qui référence les sites les plus exceptionnels, référencent les glissements superficiels qui se produisent sur des sédiments d’origine glaciaire ou bien sur des alluvions (Günter et al., 2014). Dans le présent travail, les glissements superficiels ont été volontairement écartés. Les bases de données nationales existantes, bien que consultées attentivement, n’auront été par conséquent que d’un maigre secours dans la mesure où elles ne demeurent que très imparfaitement pertinentes au sujet des RVR.

1.2.4 Limites des inventaires de glissements

L'élaboration et la construction des inventaires de glissements peuvent comporter quelques difficultés et limites (Malamud et al., 2004) :

- les localisations et les caractéristiques des RVR peuvent faire l'objet d'erreurs lors de la retranscription sur papier ou bien lors de la digitalisation directement sous SIG, en particulier pour les RVR dont les indicateurs morphologiques dans le paysage sont discrets et peuvent passer inaperçus.
- les grosses bases de données prennent du temps à cartographier et à coder. En effet, si l'opération de codage est simple sous SIG, c'est un processus long pour un inventaire de plusieurs centaines de RVR.
- dans de nombreux endroits, les glissements se produisent là où des mouvements similaires plus anciens ont eu lieu. Ainsi ils peuvent apparaître en clusters et il devient donc difficile d'établir avec certitude les contours exacts des glissements, car ceux-ci peuvent apparaître fortement imbriqués ou emboîtés. Dans de tels cas, le plus souvent pour des inventaires historiques, cela demande une manipulation manuelle et une part non négligeable d'interprétations pour déduire la géométrie d'un glissement.
- les inventaires ne sont généralement pas complets car de nombreux processus peuvent les dissimuler ou les transformer, comme certains processus d'érosion hydrique, la végétation, ou bien l'urbanisation.

1.3 Les différentes classes de typologies existantes

Les inventaires de glissements sont généralement classés en fonction de typologies déjà construites (Guzzetti et al., 2012). En vue de comprendre et situer la construction de l'inventaire présenté dans ce travail et les choix opérés pour y parvenir (cf. 3.3), il est nécessaire de pouvoir avoir une vue d'ensemble sur les classifications majeures présentes

dans la littérature. Nous présenterons ici les typologies déjà existantes en effectuant une analyse critique des classifications sur lesquelles elles reposent.

1.3.1 Typologie synthétique (Varnes, 1978 ; Hungr et al., 2014)

Avant la typologie de Varnes (1978) (Fig. 18), il y avait autant de classifications qu'il existait de scientifiques travaillant sur les glissements selon Alexander (2008). Cette classification a permis de cadrer à l'échelle mondiale un classement, encore aujourd'hui largement admis et employé (Hungr et al., 2014).

Type of movement	Rock	Soil
Fall	1. <i>Rock/ice</i> fall ^a	2. <i>Boulder/debris/silt</i> fall ^a
Topple	3. <i>Rock block</i> topple ^a	5. <i>Gravel/sand/silt</i> topple ^a
	4. <i>Rock flexural</i> topple	
Slide	6. <i>Rock rotational</i> slide	11. <i>Clay/silt</i> rotational slide
	7. <i>Rock planar</i> slide ^a	12. <i>Clay/silt</i> planar slide
	8. <i>Rock wedge</i> slide ^a	13. <i>Gravel/sand/debris</i> slide ^a
	9. <i>Rock compound</i> slide	14. <i>Clay/silt</i> compound slide
	10. <i>Rock irregular</i> slide ^a	
Spread	15. <i>Rock slope</i> spread	16. <i>Sand/silt</i> liquefaction spread ^a
		17. <i>Sensitive clay</i> spread ^a
Flow	18. <i>Rock/ice</i> avalanche ^a	19. <i>Sand/silt/debris</i> dry flow
		20. <i>Sand/silt/debris</i> flowslide ^a
		21. <i>Sensitive clay</i> flowslide ^a
		22. <i>Debris</i> flow ^a
		23. <i>Mud</i> flow ^a
		24. <i>Debris</i> flood
		25. <i>Debris</i> avalanche ^a
		26. <i>Earth</i> flow
		27. <i>Peat</i> flow
Slope deformation	28. <i>Mountain slope</i> deformation	30. <i>Soil</i> slope deformation
	29. <i>Rock slope</i> deformation	31. <i>Soil</i> creep
		32. <i>Solifluction</i>

Figure 18 : Classification de Hungr et al. (2014). Cette typologie est une amélioration de celle de Varnes (1978).

La typologie de Varnes (1978), améliorée par Hungr et al. (2014), contient deux grandes catégories : le sol et la roche. Le présent travail étant centré sur des mouvements rocheux, les catégories de mouvements plus superficiels ne déplaçant que du sol ou du régolithe seront exclues. Cette typologie couvre globalement un large spectre de l'ensemble des glissements avec des types allant de la chute de blocs jusqu'aux mouvements de

déformations de versant en passant par les écoulements. Si cette typologie est synthétique, elle reste cependant floue en ce qui concerne la taille des RVR. En effet, il n’y a pas de notion d’échelle dans les classifications si bien que l’on ne connaît pas si une classification peut aboutir à de simples éboulis ou bien à un éboulement de masse. On revient donc à se demander quel est le volume de roches qui est mobilisé et quelles sont ses incidences dans le paysage.

1.3.2 Typologie en contexte de parois abruptes, les fjords scandinaves (Braathen et al. 2004)

Dans le contexte des fjords norvégiens et sur des lithologies aussi différentes que des schistes, des gneiss, des phyllites et des marbres, la typologie de Braathen et al. (2004) se base essentiellement sur une classification des différents types d’éboulements (Fig. 19) :

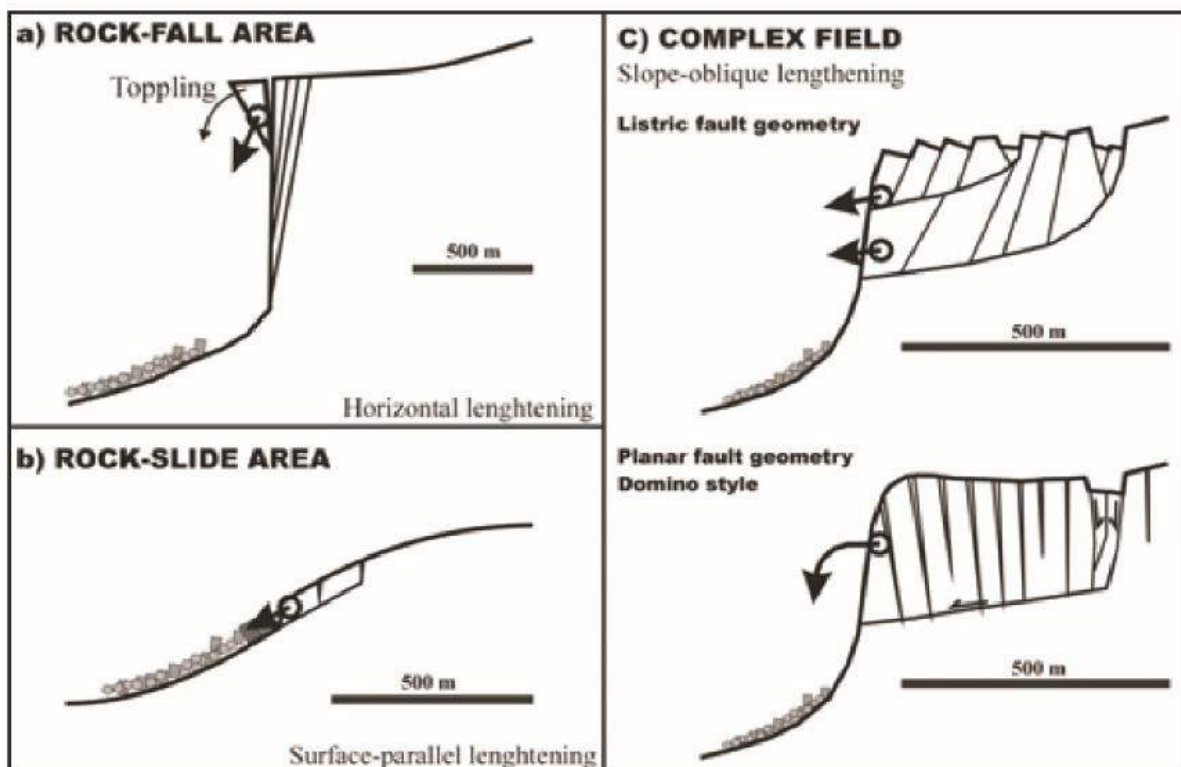


Figure 19 : Classification en contexte de paroi abruptes selon Braathen et al. (2004).

- les zones de chutes de pierres. Celles-ci sont visibles là où les pentes sont les plus fortes (Fig. 19A). Elles sont caractérisées par la séparation de blocs rocheux de la

zone source. Il y a rupture lorsque la force gravitaire surmonte les forces de friction. Les blocs peuvent varier de quelques m³ jusqu'à plusieurs milliers de m³.

- les zones de glissements qui remanient des dépôts d'éboulements. Ceux-ci se rencontrent dans des lieux où les pentes sont comparativement plus faibles (< à 45°) et où les zones de faiblesse sont orientées subparallèlement à la pente (Fig. 19B). Le glissement se produit sur des plans de cisaillement sous-jacents réactivés.
- les domaines complexes (Fig. 19C) font le plus souvent plus de 1 km² et peuvent varier entre 20 et 100 mètres de profondeur. Ce domaine consiste en plusieurs blocs découpés par des failles ou cassures, et peut être caractérisé par une morphologie de surface chaotique, avec présence de déformations secondaires internes du type décrit par Agliardi et al. (2001).

1.3.3 Typologie basée sur la distance parcourue par la masse glissée (Jarman, 2006)

La typologie de Jarman (2006) a été construite en fonction de la variété des RVR se localisant dans les Highlands écossaises (Fig. 20) et met l'accent sur la distance parcourue par la masse glissée. Les 5 catégories proposées dans cette typologie sont des variantes de la typologie de Hutchinson (1988) et mettent l'accent sur la morphologie plutôt que sur les processus, étant donné, selon l'auteur, le manque de données et d'analyses pour reconstituer les processus de déformation.

Le mode « cataclasmic » (Fig. 20A) et le mode « subcataclasmic » (Fig. 20B) sont des RVR qui ont atteint le pied du versant ou se sont propagées au-delà. Le mode « coherent / arrested » (Fig. 20C) correspond à une RVR semi-intacte en phase de mouvement très lent. Compte tenu de ses caractéristiques morphologiques, on peut confondre ce mode avec les RVR en compression et les RVR en extension (Fig. 10, cf. 1.1.1.3) mais que l'on peut néanmoins différencier. Les RVR en extension ont des escarpements de niches d'arrachements distinctes, tandis que les déformations de compression présentent peu ou pas d'escarpements de cette nature. Les RVR en extension ont souvent des fissures ou des petits grabens dans la partie supérieure. Pour finir, les masses en extension ont un caractère

irrégulier d'affaissement tandis que les zones en compression apparaissent pour se mouvoir de manière régulière.

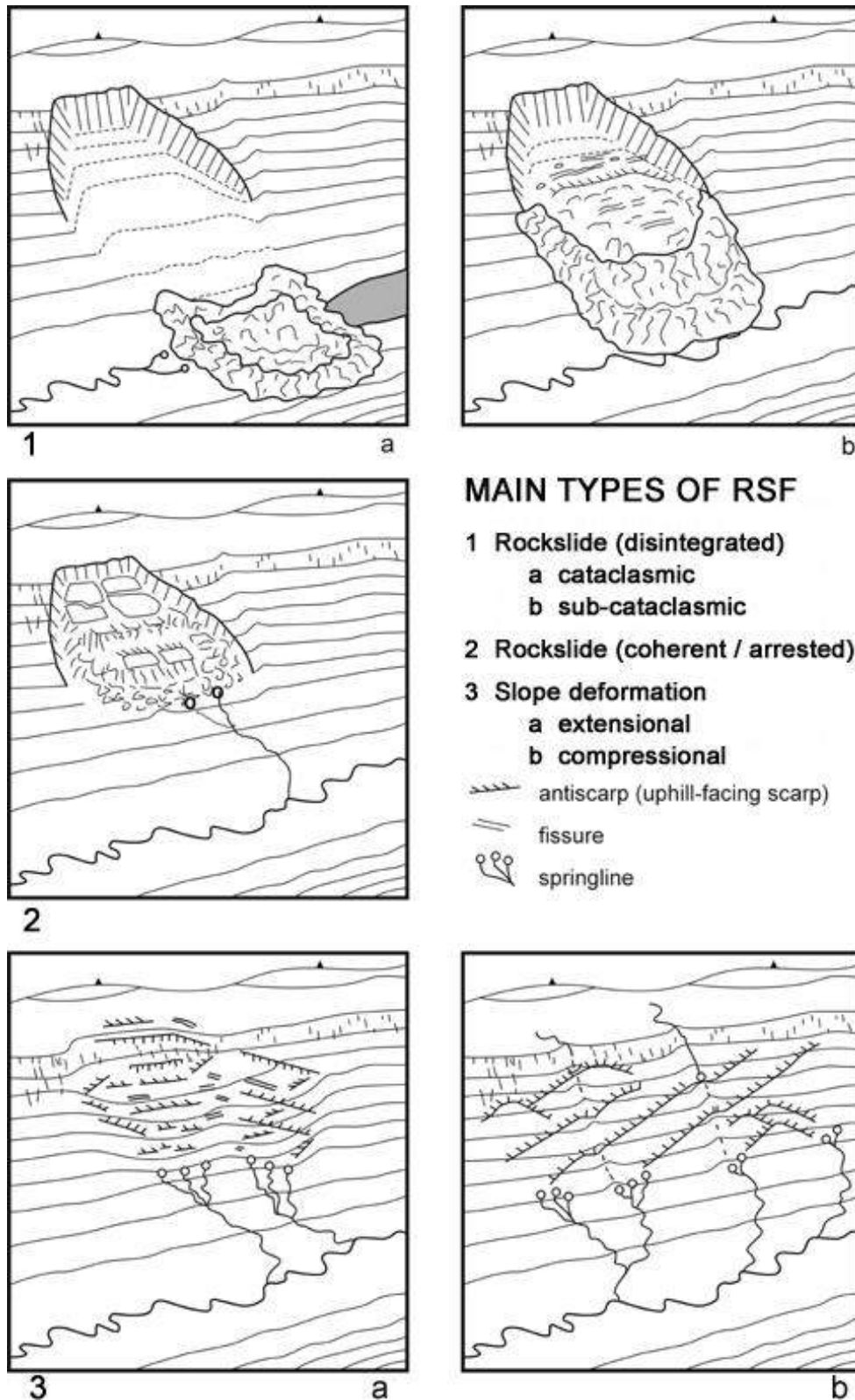


Figure 20 : Classification de Jarman (2006) reposant sur des critères de distance de déplacement de la masse glissée.

1.3.4 Typologie basée sur les facteurs préparatoires (Martinotti et al. 2011)

Cette classification se focalise sur la liste des différents facteurs susceptibles de favoriser les RVR (Fig. 21) :

- le premier cas (a) est une RVR qui évolue en fonction de mouvements le long de plans de cisaillements préexistants, principalement parallèles au versant ou bien en fonction de tout autre plan tectonique.

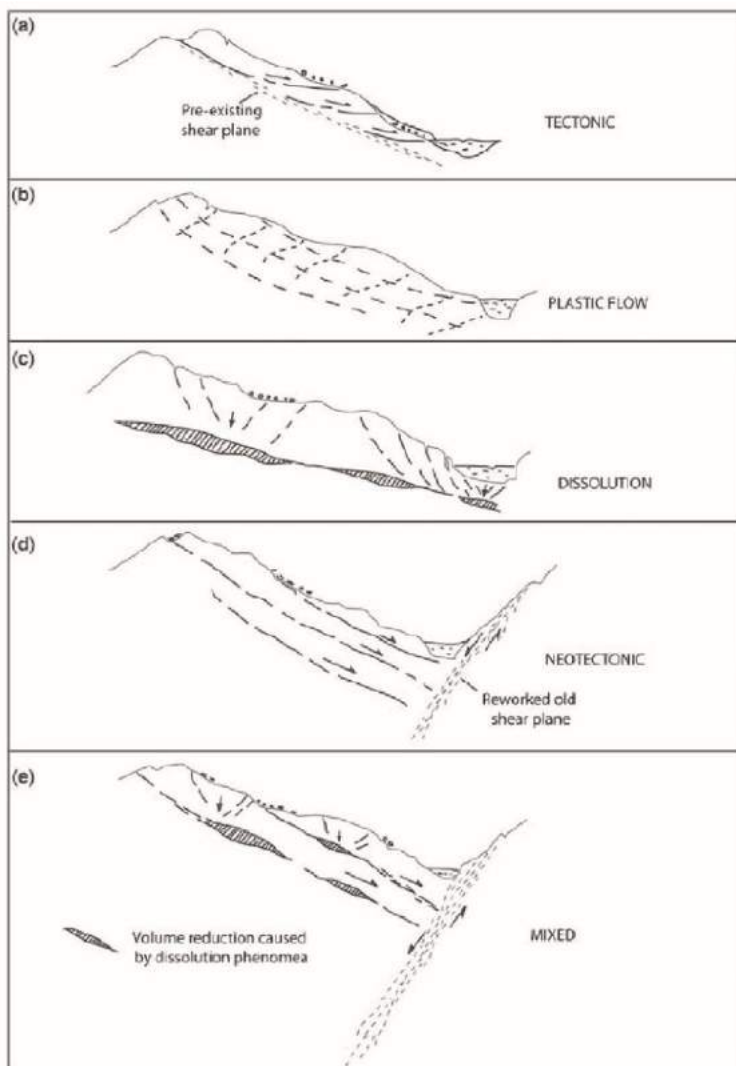


Figure 21 : Classification de Martinotti et al. (2011) basée sur les facteurs préparatoires.

- le deuxième cas (b) implique un écoulement plastique où les déformations de versant sont contrôlées par une masse rocheuse relativement homogène sous l'influence de la gravité. Des lithologies spécifiques, comme les phyllites, et l'absence de plan de cisaillement sont des traits distinctifs de cette classe.
- le troisième cas implique une dissolution profonde et est en lien avec les ruptures de surface.
- le quatrième cas (d) est similaire au premier mais est également partiellement dirigé par l'activité néotectonique
- le dernier cas (e) implique une combinaison de deux ou plusieurs des mécanismes mentionnés précédemment. Cette classe est commune dans les environnements alpins en

raison de l'interaction des évolutions structurales, de l'activité néotectonique et des processus géomorphologiques.

Cette classification ne répertorie toutefois que les RVR de type DSGSD (Dramis et Sorriso-Valvo, 1994). Elle a également été élaborée à partir d'observations et inventaires effectués dans la vallée d'Aoste, et la réflexion sur les facteurs préparatoires a pour objectif de transposer cette typologie à d'autres vallées et d'autres contextes montagneux.

1.3.5 Synthèse : typologie construite en fonction de l'objet d'étude et de la zone d'étude

D'après les différentes typologies présentées, il semble que les classifications sont adaptées à des contextes géomorphologiques bien distincts et peut-être dans une certaine mesure à une valeur régionale. Cette autochtonie des classifications, et donc souvent aussi des théories concernant les causes et les mécanismes des RVR, est généralement admise par leurs auteurs, comme par exemple déjà précisé par Milliès-Lacroix (1981) qui reprend les typologies existantes de l'époque. Néanmoins la classification de Varnes (1978) paraît être la plus consensuelle pour une typologie classique sur les différents types de RVR. Il n'en apparaît cependant pas moins fécond de pouvoir combiner plusieurs classifications pour caractériser une RVR donnée afin de pouvoir élaborer une analyse spatiale s'appuyant sur le plus large spectre possible de caractérisations.

1.4 Facteurs d'occurrence des RVR selon les facteurs endogènes et exogènes

Les facteurs préparatoires et déclenchants peuvent être très nombreux, comme le soulignent Jaboyedoff et al. (2011). La différence entre facteurs préparatoires et facteurs de déclenchement n'est pas faite ici car, si à l'échelle locale, il est relativement facile de pouvoir mettre en lumière l'importance d'un facteur dans le déclenchement d'une RVR (dégradation du pergélisol ou séisme, par exemple), cela est nettement moins aisé à l'échelle régionale et en particulier dans les Alpes. En effet, à cette échelle, analyser une répartition spatiale des RVR fait appel à une approche multifactorielle. Les facteurs comme la dégradation du pergélisol, les évènements climatiques violents, ou bien le facteur sismique sont souvent

présentés comme déclenchants dans la littérature, mais il faut faire l'hypothèse qu'aucun de ces facteurs ne présente à priori une importance plus grande qu'un autre dans le contexte de la chaîne des Alpes. En effet, ce n'est pas une chaîne de montagnes frappée par de fréquents et puissants séismes ou de violents typhons, et où donc les causalités et l'intensité de leur signal seraient sans équivoque. Si la littérature admet que certains paramètres sont déclenchants, notamment la pluviométrie (Guzzetti et al., 2004), il est difficile de prouver à l'échelle régionale — et sans étudier un facteur unique — que les RVR ont été déclenchées par un seul processus. Des facteurs déclenchants, comme les séismes, peuvent être préparatoires et constituer une cause directe ou un forçage à l'échelle régionale. Si des séismes de forte magnitude peuvent provoquer quelques milliers de glissements cosismiques dans certains contextes (Hovius et al., 2011), ils peuvent aussi préparer le versant à la rupture dans des contextes de plus faible sismicité. Une série des séismes pourra ainsi fragiliser les masses rocheuses, mais des fortes pluies ultérieures et sans aucun lien causal seront responsables du déclenchement proprement dit des RVR. Pour toutes ces raisons et caractéristiques de la chaîne alpine, il n'est pas possible de différencier aisément les facteurs déclenchants avec les facteurs préparatoires. Il sera toutefois énoncé si les facteurs sont considérés comme une cause ou un forçage.

Pour plus de simplicité pour le lecteur, il sera néanmoins différencié les facteurs endogènes de ceux exogènes dans l'occurrence des RVR.

1.4.1 Les facteurs endogènes

1.4.1.1 La lithologie : susceptibilité des masses rocheuses à la rupture

Il est reconnu que la lithologie joue un rôle important dans la formation des paysages (Stutenbecker et al., 2016) mais influe également sur l'occurrence et la répartition des RVR (Xu et Xu, 2014 ; Henriques et al., 2015 ; Blondeau et al., 2016). Néanmoins, en fonction de l'objet d'étude et quand on s'intéresse à la susceptibilité lithologique, les résultats peuvent varier entre glissements de type RVR et glissements superficiels. En utilisant les bases de données nationales européennes (Fig. 17, cf. 1.2.3), Günter et al. (2014) ont observé que la grande majorité des glissements superficiels se produisaient sur des marnes, des schistes ou

bien sur des sédiments fluviatiles, fluvioglaciacaires, ou glaciaires. La littérature s'intéressant aux glissements de type RVR donne un constat quelque peu différent. Tout d'abord, les RVR ont déjà été observées dans toutes les variétés existantes de lithologies, donc les roches métamorphiques, sédimentaires, plutoniques et volcaniques (McCalpin et Irvine, 1995). De très grands glissements peuvent se produire dans des roches sédimentaires (e.g. Pedersen et al., 2002 ; Baron et al., 2004 ; Delgado et al., 2011 ; Pánek et al., 2012 ; Zerathe et Lebourg, 2012 ; Micu et Bălteanu, 2013 ; Chalkias et al., 2014 ; Zerathe et al., 2014) ou bien dans des roches métamorphiques (e.g. Braathen et al., 2004, Gutiérrez-Santolla et al., 2005 ; Evans et al., 2006 ; Strozzi et al., 2010 ; Le Roux, 2011 ; Jomard et al., 2013 ; Agliardi et al., 2013). Malgré la profusion des RVR dans les aires de montagne et les proportions différentes de différentes lithologies formant des affleurements, il existe une certaine unanimité dans l'idée que ce sont les roches métamorphiques (principalement les métasédiments avec les schistes et micaschistes, rarement les orthogneiss) qui sont les plus vulnérables aux RVR (e.g. Vengeon et al., 1999 ; Hewitt, 2009 ; Tsou et al., 2015 ; Blondeau et al., 2016). Concernant les roches granitiques, les auteurs s'accordent sur la rareté des RVR sur ces roches (Jarman, 2006 ; Blondeau et al., 2016).

La pétrographie des roches n'est malgré tout pas un critère suffisant en soi pour expliquer la répartition des RVR : l'état d'altération (hydrothermale ou météorique) et l'intensité de la fracturation des matériaux dans toutes les directions de l'espace est un paramètre majeur qui détermine le style de déformation.

De manière générale, le facteur lithologique peut être considéré comme un forçage à l'échelle d'une chaîne de montagne. Il peut être difficile de le définir comme une cause car ce paramètre est intrinsèque aux reliefs. Il est nécessaire d'avoir un autre facteur qui modifie le relief d'une lithologie donnée.

1.4.1.2 La structure géologique

1.4.1.2.1 Joints de stratification et rugosité

L'alternance entre couches lithologiques peut également avoir un effet sur l'apparition de RVR. En effet, l'alternance de couches différentes, à travers les joints de

stratification, peut jouer un rôle dans la mise en mouvement d'une masse rocheuse dont la cicatrice d'arrachement se situe au niveau d'un contact lithologique. Par exemple, Bourgeat (1990) a noté que les éboulements se produisaient au niveau de contacts géologiques là où les roches sont fissurées, diaclasées ou traversées par des failles. Dans des roches sédimentaires, la plupart des RVR sont causées par l'alternance de lits ayant des propriétés différentes.

La présence de joints de stratification entre les roches est le défaut de rupture rocheuse le plus souvent rencontré (Kliche, 1999). Ils contribuent également, lorsque ceux-ci sont ouverts, à la libre circulation des eaux, favorisant le taux de décomposition des masses rocheuses et augmentant ainsi le potentiel de rupture.

La présence de joints de stratification et plus globalement lorsque le pendage est fort peuvent favoriser la rupture brutale, comme ceci a été le cas pour la RVR du Vaiont (Fig. 22). Toutefois, le paramètre de la rugosité du joint de stratification peut également jouer un rôle dans la rupture (Holmes, 1984). En effet, si la surface du joint est rugueuse, la résistance à la rupture sera plus forte et des taux de tension supérieurs à ce que l'on pourrait trouver dans un contexte de non-rugosité sera nécessaire pour déclencher une rupture rocheuse. La rupture rocheuse selon les joints de stratification est également sensible à l'angle de frottement de ce joint. En effet, la rugosité accentue la résistance à la rupture mais plus l'angle de frottement est fort, plus la force de rupture sera importante face aux forces de rugosité des joints de stratification.

1.4.1.2.2 Pendage local et plan de glissement

Si le pendage des couches est fort, et notamment parallèle ou de même sens que le versant lui-même (*daylighting beds*), l'alternance de lits aux propriétés pétrographiques différentes peut jouer un rôle déterminant car certains lits situés en profondeur peuvent, par exemple, s'avérer être favorables à la dissolution (Martinotti et al., 2011) : les dépôts de matière en profondeur par dissolution provoquent des hétérogénéités internes à la masse rocheuse, ce qui peut aboutir à déstabiliser le versant.

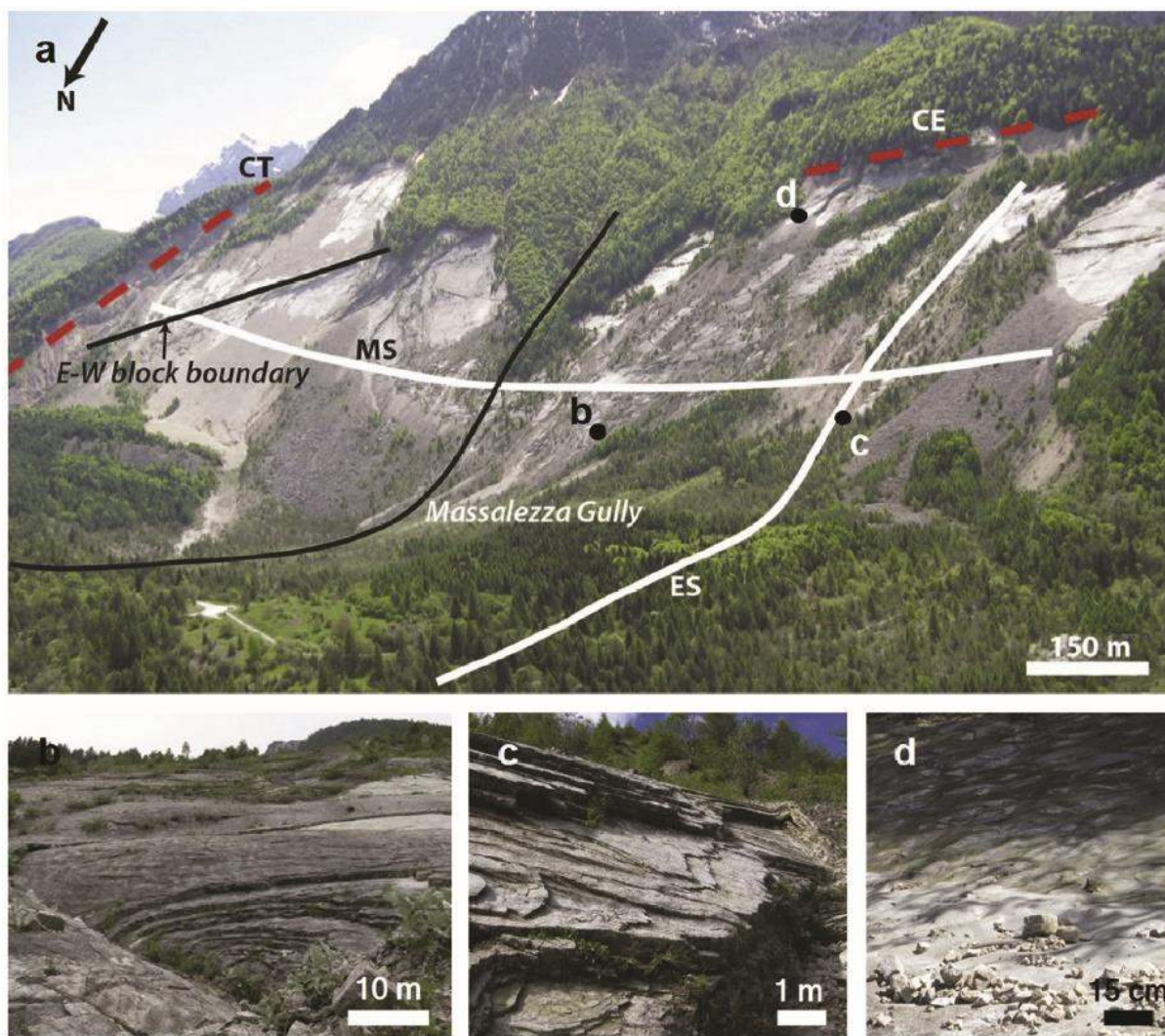


Figure 22 : RVR du Vaiont en lien avec la structure géologique et l'échelle de rugosité. a : échelle macro, vue du synclinal à échelle globale (MS : synclinal de Massalezza ; ES : synclinal de Erto) ; b : échelle méso, modèle à échelle moyenne ; c : plis parasites ; d : échelle micro avec présence de petites concrétions. CT : Faille du col de Tramontin ; CE : faille du col delle Erghene. D'après Stead et Wolter (2015).

Le pendage que l'on peut observer sur les flancs des vallées peut diriger le mode de rupture des masses rocheuses. En effet, selon Kliche (1999), quatre modes de ruptures peuvent être observés : rupture planaire (*planar failure*), rotationnelle (*rotational failure*), en coin (*wedge failure*) et le basculement (*toppling failure*) (Fig. 23).

Dans le cas d'une rupture en coin (*wedge failure*) (Fig. 23A), la possibilité d'une rupture existe lorsque deux discontinuités sont obliques sur la face du versant et que la ligne des intersections apparaît sur la surface. Il y aura ainsi rupture que dans les cas où

l'inclinaison de la ligne d'intersection soit significativement supérieure à l'angle de frottement.

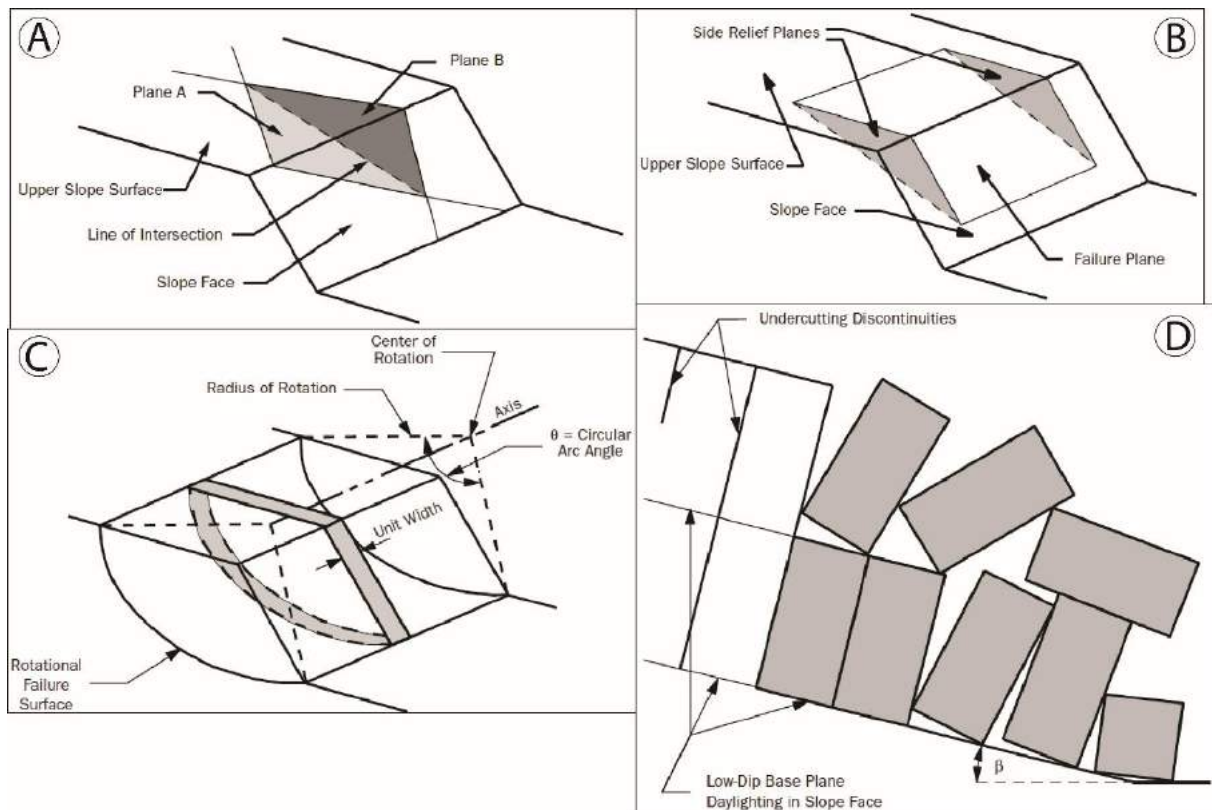


Figure 23 : Principaux modes de rupture rocheuse en relation avec la structure. A : rupture en coin (wedge failure); B : rupture planaire (planar failure); C : rupture rotationnelle (rotational failure); D : rupture en basculement (toppling failure). Modifié d'après Kliche (1999).

Dans le cas d'une rupture planaire (*planar failure*) (Fig. 23B), le mouvement est généralement contrôlé structurellement par la faiblesse de la surface rocheuse comme les failles, les joints, les plans de stratification et les variations à la résistance au cisaillement entre les couches de dépôts stratifiés ou par le contact entre le substratum rocheux et des roches altérées sous-jacentes.

Une rupture rotationnelle suggère une rotation autour d'un axe parallèle à la pente (Fig. 23C). Cependant, une surface de rupture strictement circulaire est assez rare car, fréquemment, la forme de la surface est contrôlée par la présence de discontinuités préexistantes telles que des failles, joints et d'autres zones de cisaillement. Les ruptures rotationnelles se produisent le plus fréquemment dans des matériaux homogènes ou des

roches argileuses, tels que les remblais et les masses rocheuses fortement fracturées ou composées de multiples joints de stratification.

La rupture en basculement (*toppling failure*) (Fig. 23D) se produit lorsqu'un bloc, porté par son poids et reposant sur un plan incliné, tombe vers la base du versant. Ce type de rupture peut survenir dans des contextes rocheux lités.

Localement, le potentiel au glissement par plan (*daylighting beds*), peut favoriser la production de déstabilisation de type RVR. En effet, lorsque les roches d'un versant d'une vallée ont un fort pendage, cela peut se transformer en rupture brutale. Lorsque nous sommes en présence de roches sédimentaires, les joints de stratification peuvent favoriser la rupture. Un exemple de ce type se trouve au Claps de Luc-en-Diois où le fort pendage (28° dans la partie basse) est considéré comme un facteur déterminant dans la préparation de l'éboulement (Couture et al., 1997).

Il est cependant important de mentionner qu'un plan de glissement ne devrait pas être considéré comme standard. De nombreux cas, et en particulier les déformations, ont plusieurs surfaces de ruptures. Certaines sont simples et d'autres complexes. L'éboulement de Randa (Eberhardt et al., 2004) qui est tombé en deux épisodes et en relation avec deux grands plans de glissement (Fig. 24) mais qui ne correspondent pas à la structure rocheuse du versant en est un exemple.

1.4.1.2.3 Failles majeures (vision régionale)

La structure géologique d'un massif est importante dans la possible apparition d'une RVR (Chen et al., 2005 ; Stead et Wolter, 2015). La présence de déformations profondes peut favoriser le glissement. Par exemple, la rive gauche de la Tinée (France) est caractérisée par un glissement actif depuis les années 1950, et des études ont montré que les déformations gravitaires sont distribuées le long d'axes structuraux hérités des déformations tectoniques géologiquement anciennes (Bois et al., 2008 ; Tric et al., 2012). Partout où des RVR sont observées, on note des structures géologiques qui ont une importance capitale dans la compréhension structurale du massif. Ainsi, dans l'ouest du Venezuela, sur la faille active de Boconó, Audemard et al. (2010) montrent l'importance de la structure et la présence de

failles dans l'apparition de RVR. Le constat est le même dans les fjords norvégiens (Blikra et al., 2006) ou bien le long d'une faille active en Italie centrale (Gori et al., 2014).

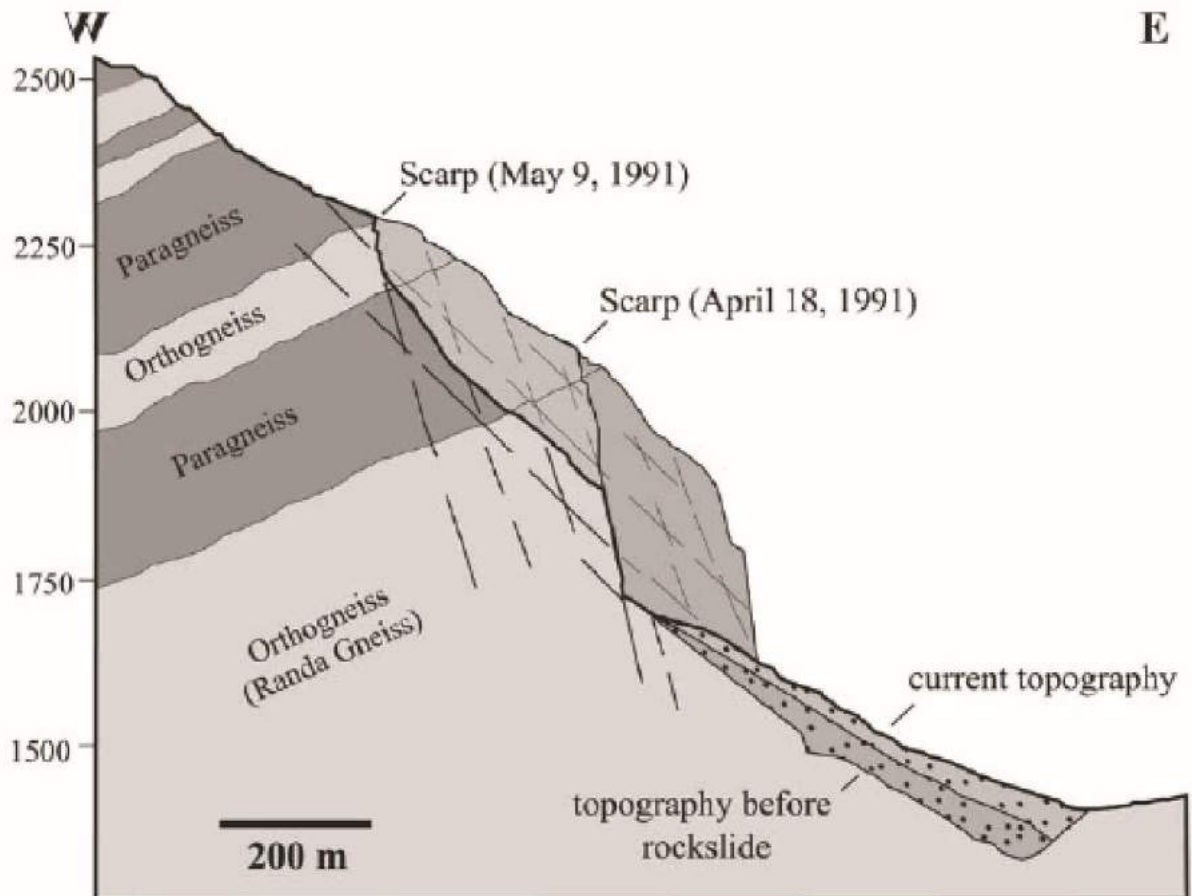


Figure 24 : Schéma de l'éboulement de Randa montrant les plans de glissement et les deux éboulements qui sont survenus en avril et mai 1991. Extrait de Eberhardt et al. (2004).

La structure géologique est donc importante, et particulièrement pour les couches sédimentaires qui sont capitales pour l'occurrence des RVR en domaine sédimentaire (Stead et Wolter, 2015) car les plis, les synclinaux et les failles passant au travers des versants peuvent déclencher des RVR parfois catastrophiques. Ceci a notamment été le cas pour le glissement de Vaiont en Italie en 1963 (Fig. 22) où le plan de glissement n'a pas seulement été affecté par deux générations de plis régionaux mais également par des ripple marks d'ordre centimétriques. Stead et Wolter (2005) suggèrent que les structures sédimentaires telles que les concrétions et les ripple marks peuvent également avoir une influence sur la rugosité locale ou à micro échelle, et donc affecter le comportement global de la pente de la roche.

Tout comme la lithologie, le facteur structural peut être considéré comme étant un forçage des RVR car il est intrinsèque au relief. Toutefois, à l'échelle d'un site, il peut être considéré comme une cause majeure comme cela a été le cas pour la RVR du Vaiont.

1.4.1.3 Les séismes

Une des réponses les plus violentes en lien avec la structure géologique sont les séismes. Ce paramètre peut ainsi être considéré comme un déclenchant majeur. Ils sont l'un des principaux agents de la génération de glissements et la cause de plusieurs milliers lors d'un seul évènement (e.g. Keefer, 1984 ; Keefer, 2000 ; Hovius et al., 2011 ; Sun et al., 2012 ; Tatard et Grasso, 2013 ; Xu et Xu, 2014 ; Xu et al., 2015) (Fig. 25). Si ce n'est Sun et al. (2012), l'ensemble des travaux cités utilise des magnitudes en moment sismique (M_w) et non en fonction de l'échelle de Richter (M_L). D'après Evans et al. (2006) les plus grosses RVR ont été provoquées par des secousses sismiques. Par exemple, la RVR de Usoi, produite en 1911 dans le Tadjikistan et qui fait suite à un séisme de $M_L = 7,4$, a entraîné la chute d'environ 2,2 millions de m^3 de roches. Cependant, plusieurs nuances peuvent être apportées. Tout d'abord, cette relation est basée sur des évènements sismiques récents et historiques, ce qui se trouve être un arrêt sur image court dans le temps et peuvent ainsi ne pas être applicable aux Alpes, dans la mesure où il n'y a pas eu d'évènements majeurs ($> M_L : 5$) dans les Alpes occidentales. Une autre nuance qui peut être apportée consiste à dire que les RVR provoquées par la forte sismicité peuvent être en lien avec la tectonique et des forts taux de soulèvements mais également induites pas les fortes amplitudes de relief. Ainsi, Chen et al. (2017) ont montré que la distribution des glissements qui sont en relation avec le séisme de Ludian (Yunnan, Chine) ($M_L = 6,5$) est corrélée avec les plus fortes amplitudes du relief (> 400 m). Avec l'accroissement de l'amplitude du relief, le possible volume mobilisé du glissement s'accroît. Enfin, il est important de noter que l'agent sismique n'explique pas la totalité des RVR mondiales car certaines se sont produites en dehors de tout contexte sismique. Cela a notamment été le cas pour le « Hope Slide » au Canada (Brideau et al., 2005), survenu en 1965 ou en Norvège (Redfield et Hermanns, 2016).

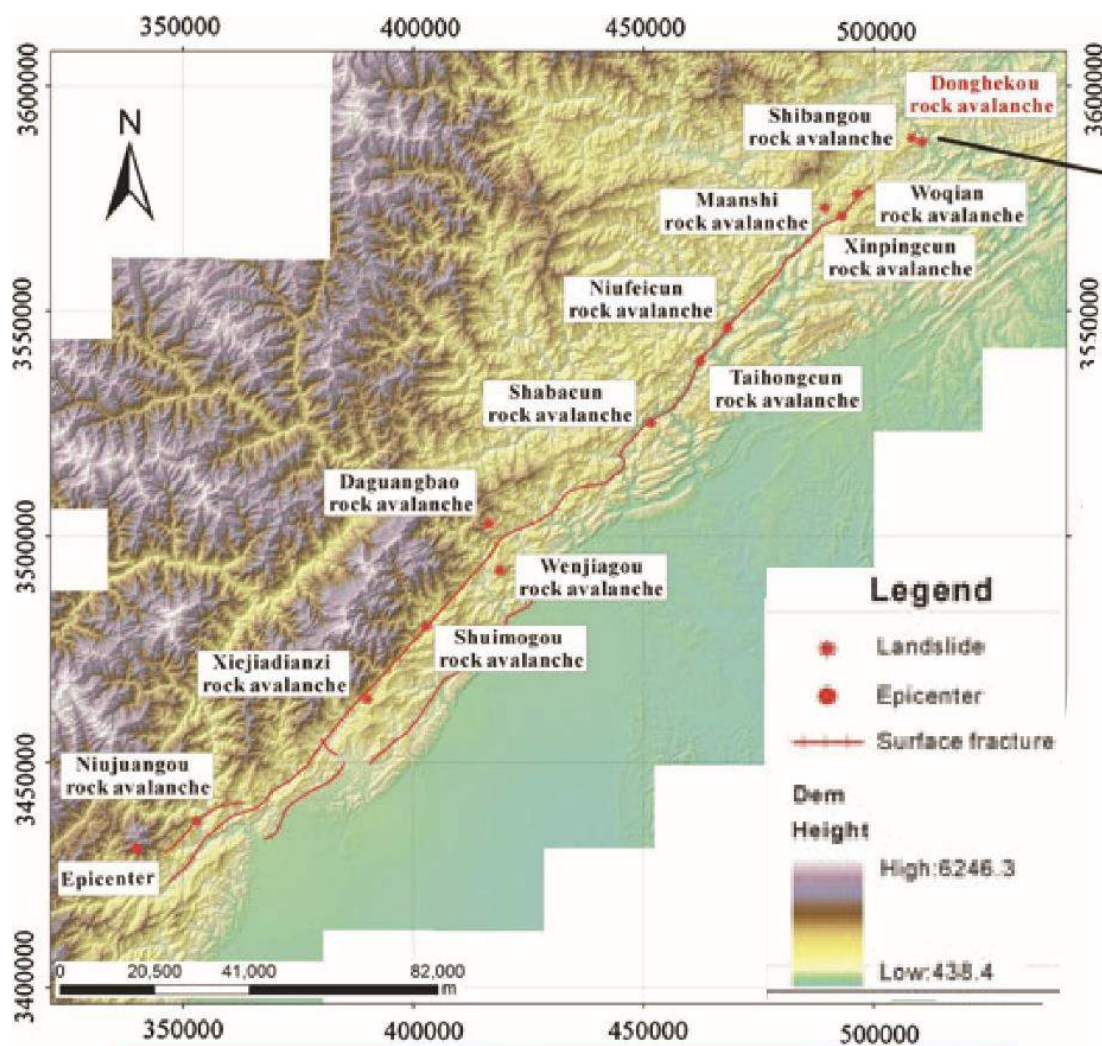


Figure 25 : Les avalanches rocheuses les plus importantes déclenchées par le séisme de Wenchuan en mai 2008. D'après Sun et al. (2012).

Plus l'intensité sismique est élevée, plus la masse rocheuse tombée ou glissée semble importante, comme cela a été le cas en Alaska en 2002 (Jibson et al., 2006) avec un séisme de $M_w = 7.9$ de magnitude, qui a provoqué plusieurs milliers d'avalanches rocheuses jusqu'à atteindre un volume total de près de 20 km^3 . Le séisme de Chi-Chien en 1999 à Taiwan ($M_w = 7.6$) (Chen et al., 2005) a provoqué une RVR de $0,125 \text{ km}^3$ et un séisme préhistorique évalué à plus de $M = 8$ en l'Himalaya (Mitchell et al., 2007) a déclenché l'avalanche rocheuse de Keylong Serai de 0.9 km^3 en Inde. Suite à des recueils de données sismiques à travers le monde, Keefer (1984) a évalué à $M = 4$ le minimum pour le déclenchement de RVR.

Le lien entre processus tectoniques et RVR a déjà été mis en évidence dans plusieurs portions de chaînes de montagne du monde, que ce soit dans les Alpes néo-zélandaises (Allen et al., 2011), l'Himalaya (Fort, 2011), la chaîne andine (Hermanns et al., 2006 ; Audemard et al., 2010) ou bien les Alpes européennes (Tonini et al., 2014 ; Pedrazzini et al., 2015 ; Gosar, 2017). Néanmoins, sur l'arc alpin, le lien entre les séismes et les RVR n'est pas clairement démontré (e.g. Deparis et al., 2008) car la sismicité reste faible (cf. 2.2.3). Par exemple, selon Tataru et al. (2010), il n'y a pas d'augmentation significative des glissements superficiels mais également de type RVR pour la zone de Grenoble et du Val d'Arly en lien avec les séismes locaux. Pour Frayssines et Hantz (2006), il n'existe pas de corrélation entre RVR et séismes pour le déclenchement d'éboulements dans les parois rocheuses calcaires des Préalpes françaises. Toutefois, il semble que certains lieux, comme les ruines de Séchilienne, soient à mettre en partie au compte de l'activité sismique (Pothérat et Effendiantz, 2009) ou bien de l'association de deux facteurs : précipitations et séismes (Helmstetter et Garambois, 2010).

Les Alpes sont donc connues pour avoir une sismicité relativement faible. Néanmoins, des études récentes sur les sédiments de certains lacs suisses (Kremer et al., 2017) montreraient la possibilité qu'il y ait pu se produire des séismes supérieurs à $M_w : 6,5$ durant les 10 000 dernières années. Ils notent également que cela pourrait être en lien avec le rebond glacio-isostatique. De plus, Ivy-Ochs et al. (2017) suggèrent un lien entre une avalanche rocheuse survenue dans des calcaires il y a 950 ± 270 ans et des séismes d'intensité de 9 dans la région de Trentino (Italie). La relation entre RVR et sismicité pourrait donc apparaître dans les Alpes et être considérée comme un déclencheur localement et comme une cause à l'échelle d'un massif.

1.4.1.4 Les taux de soulèvements crustals et la contribution du rebond glacio-isostatique

Les modèles de soulèvements crustals dans les Alpes ont été l'objet de plusieurs études. Par exemple, Nocquet et al. (2016) montrent un modèle de soulèvement enregistrant environ 2,5 mm/an dans le NO des Alpes occidentales. Dans cette perspective

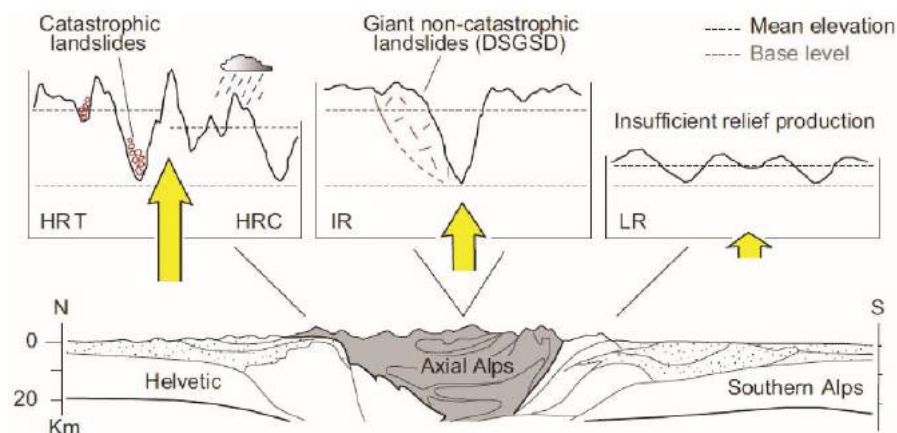


Figure 26 : Modèle montrant la relation entre exhumation et occurrence des DSGSD dans les Alpes. HRT : taux haut d'exhumation ; HRC : exhumation rapide incluant un contrôle climatique fort ; IR : sous-région donnant des âges de traces de fission entre 10 et 40 Ma ; LR : sous-régions donnant des âges de traces de fission excédant 40 Ma. D'après Agliardi et al. (2013).

de soulèvements régionaux qui s'avère ne pas être identique à l'échelle de l'arc alpin, Agliardi et al. (2013) ont proposé un modèle spatio-temporel interprétatif de la relation entre RVR et les taux de soulèvements (Fig. 26). Les éboulements

les plus catastrophiques (au sens de cataclasmic (Jarman, 2006, cf. 1.3.3)) ont plutôt eu lieu dans les parties où les taux d'exhumation ont été les plus forts, contrairement aux zones où l'exhumation a été faible où les DSGSD sont très rares. Les endroits où les DSGSD sont les plus fréquentes sont là où les taux d'exhumation sont intermédiaires et où les DSGSD ont, en déduit-on, le temps de se développer progressivement.

En ce qui concerne le rebond glacio-isostatique, il est maintenant largement considéré comme un mécanisme potentiel de déformation crustale (Korup et Schlunegger, 2009 ; Nocquet et al., 2016) là où sont situées les calottes glaciaires ou bien les vallées anciennement englacées. La réponse crustale est retardée par rapport à la déglaciation car si la réponse élastique du chargement et délestage glaciaire est instantanée, la réponse visco-élastique du manteau est retardée (Stewart et al., 2000). Ceci explique pourquoi, encore aujourd'hui, l'effet du rebond glacio-isostatique se fait ressentir dans les contraintes mécaniques de la croûte terrestre (Fig. 27C), et pourquoi cela pourrait avoir son importance dans la déstabilisation des versants alpins et donc dans l'apparition de RVR.

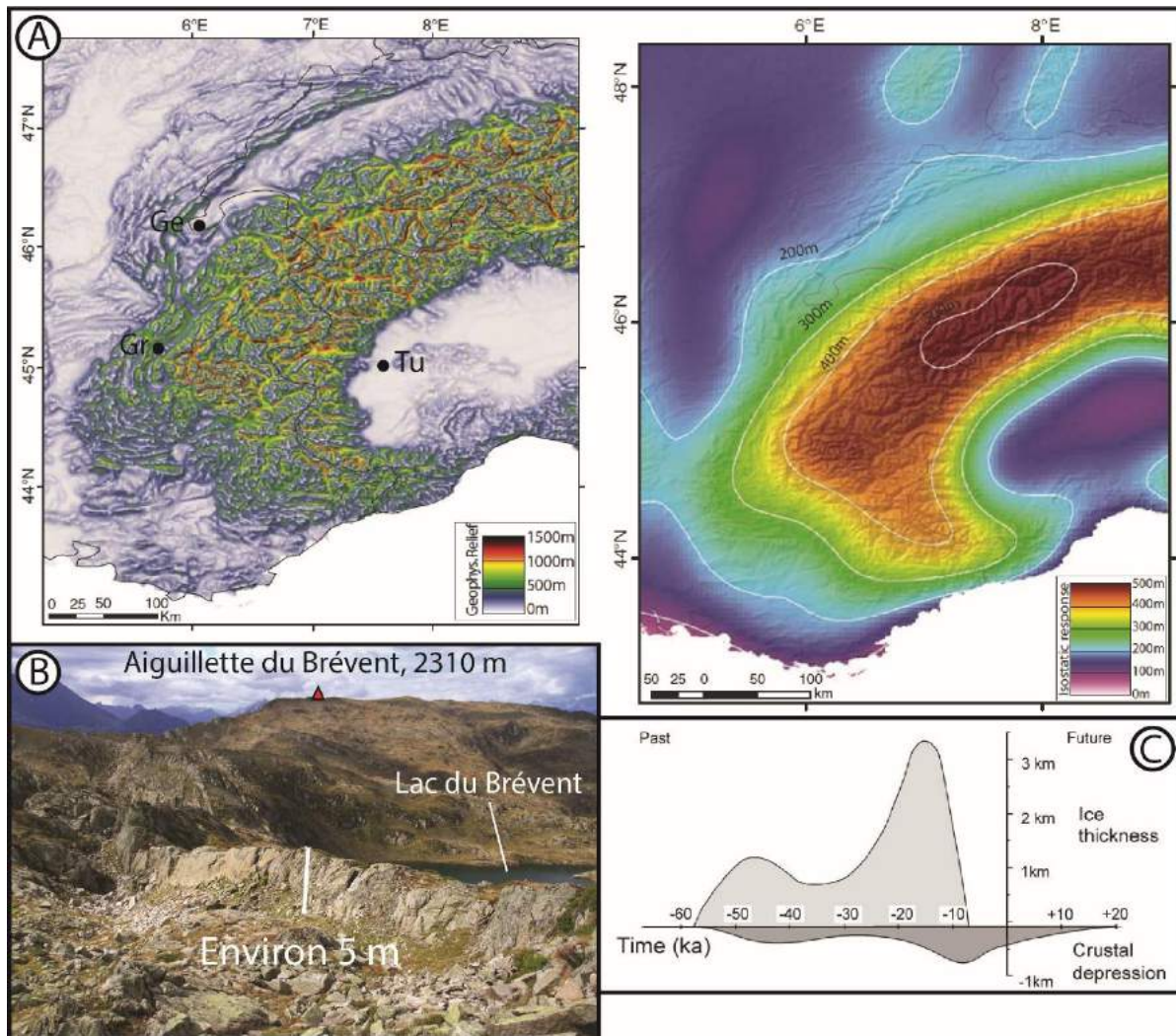


Figure 27 : Les conséquences et réponses du rebond glacio-isostatique sur le relief. A : cartes de l'érosion induit par le rebond glacio-isostatique depuis 1 million d'années (modifié d'après Champagnac et al., 2007). La deuxième carte représente le rebond isostatique induit de l'érosion, calculé en fonction de la masse glaciaire manquante de la figure de gauche (avec un taux d'érosion de 150 m/m.a) ; Ge : Genève ; Gr Grenoble ; Tu : Turin. B : faille post-glaciaire dans le massif des Aiguilles Rouges (Géologie-montblanc.fr/sackung.htm) ; C : histoire simplifiée de la déglaciation scandinave en lien avec le rebond glacio-isostatique (d'après Talbot, 1999).

Dans les régions modelées par la glace, certains escarpements post-glaciaires ont été interprétés comme résultant du rebond isostatique en Suède (Muir-Wood, 1989 ; Lagerbäck et Sundh, 2008 ; Smith et al., 2014), au Canada (Mollard (1977), en Irlande (Mohr, 1986), dans les Highlands d'Ecosse (Stewart et al., 2000 ; Stewart et al., 2001) et dans les Alpes (Hippolyte et al., 2006 ; Ustaszewski et al., 2008 ; Fig. 27B). Toutefois, un papier récent qui concerne la Norvège (Redfield et Hermanns, 2016), attribue les traits structuraux du

Nordmannvikdalen à des déformations d'origine gravitaire et non neotectonique, donc non issues du rebond glacio-isostatique.

Dans le contexte alpin, on estime que la fonte des glaciers würmiens a causé un rebond considérable, qui pourrait avoisiner les 167 mètres dans le cœur de la chaîne depuis la fin de la glaciation (Persaud et Pfiffner, 2004) (calcul effectué avec la fonte des glaciers würmiens), et environ 500 mètres dans ce même cœur depuis 1 million d'années (Champagnac et al., 2007 ; Fig. 27A) (calcul effectué avec l'érosion glaciaire). Dans le massif des Ecrins, Van der Beek et Bourbon (2008) estiment que le rebond glacio-isostatique peut contribuer d'environ 10% à l'élévation totale des massifs.

Pour conclure cette partie sur les facteurs endogènes, on peut considérer que ceux-ci sont davantage à interpréter comme un forçage majeur dans l'occurrence des RVR comme ceci peut être le cas le soulèvement crustal et la lithologie. Ils peuvent toutefois être interprétés comme déclenchants pour les séismes lors de fortes magnitudes et de cause majeure à l'échelle d'un site ou d'un massif lorsque qu'on évoque la structure géologique.

1.4.2 Les facteurs exogènes

1.4.2.1 Le système de pente et l'orientation

Les indices géomorphométriques pour mesurer les formes de terrain sont nombreux (e.g. Rózycka et al., 2015), et certaines études sur les RVR font référence à la dénivelée, l'altitude, la longueur, la largeur, la pente, l'orientation et l'aire impactée par ces formes. Tous ces paramètres sont potentiellement utiles pour comprendre la répartition spatiale des RVR (Fig. 28). Face aux autres facteurs préparatoires dominants que sont la géologie, les séismes ou bien les précipitations, le nombre de publications évoquant les facteurs géomorphométriques des RVR demeure néanmoins faible. Par exemple, Agliardi et al. (2013) ont mis en évidence que tous les DSGSD de leurs inventaires se produisaient dans des aires où le relief local (ou dénivellation topographique) était supérieur à 1000 mètres. Les trois paramètres les plus importants pour ce travail sont la pente, l'orientation et le relief local.

Si, de manière générale, les pentes les plus raides se trouvent plus impactées par des RVR que les versants moins raides (Peras et al., 2016), les angles de pente associés aux RVR

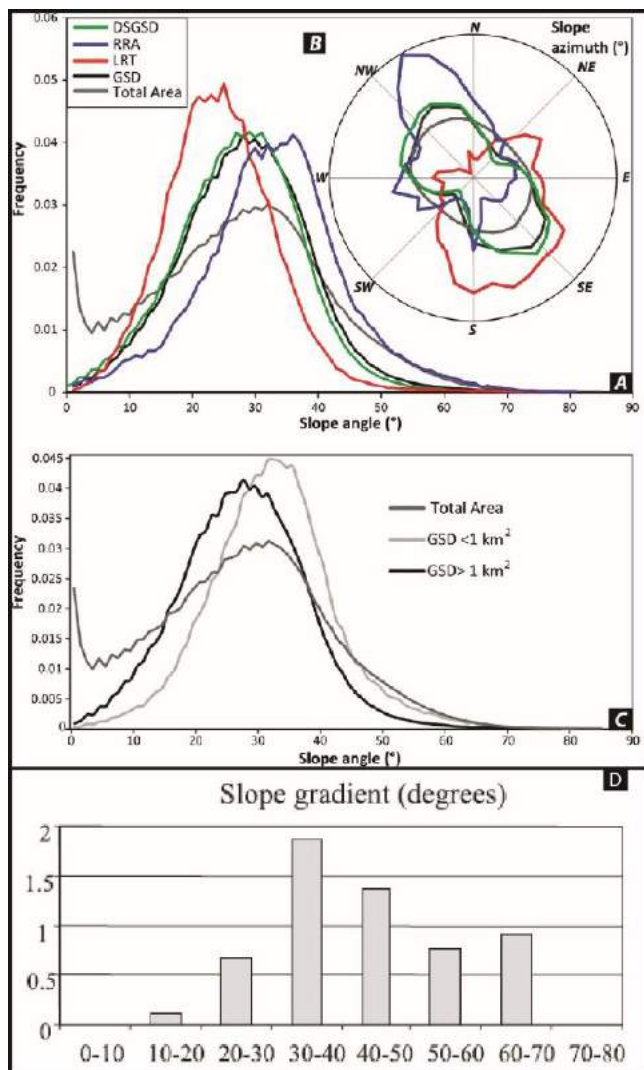


Figure 28 : Gradient de pente pour les RVR identifiées par Pedrazzini et al. (2015) dans le bassin du Haut-Rhône. A, B, C : gradient de pente et orientation des RVR dans le bassin du Haut-Rhône. D'après Pedrazzini et al. (2015). D : gradient de pente pour les RVR dans un bassin versant récemment déglacé, post-PAG. D'après Holm et al. (2004).

l'angle des pentes des mêmes DSGSD de l'arc alpin est de 24°, comparé au 26° pour les aires non affectées par les DSGSD. Les éboulements et avalanches rocheuses se produisent sur des pentes plus raides que les autres types de RVR. Ainsi, dans la vallée du Vénéon, les éboulements se produisent sur des pentes supérieures à 35°, voire à 50° (Bourgeat, 1990).

Si les études évoquent souvent les valeurs de pentes comme facteur préparatoires, celles évoquant une orientation préférentielle sont plus rares. L'orientation peut, selon Tricart et Lemoine (2003), favoriser la dissymétrie des vallées par l'apparition de

peuvent varier en fonction de leurs types et du contexte morphologique du versant. Tout comme Allen et al. (2011), Chigira et al. (2013) estiment que 32° serait une estimation approximative de la stabilité des pentes. Holm et al. (2004) ont trouvé que les RVR se localisaient sur des pentes entre 30 et 70° en terrain récemment déglacé post-PAG (Fig. 28D). Dans le bassin du haut-Rhône, Pedrazzini et al. (2015) ont indiqué que les RVR se localisaient principalement sur des pentes d'environ 30° (Fig. 28A) mais que les RVR de plus petites tailles (inférieure à 1 km²) peuvent se produire sur des pentes légèrement plus douces que les RVR de plus d'1 km² (Fig. 28C).

En ce qui concerne les types de RVR, Tsou et al. (2015) ont montré dans un bassin versant de Taiwan que les DSGSD avaient un angle de pente moins important que les autres types. Dans le contexte alpin, Agliardi et al. (2013) ont défini pour leur base de données que

nombreuses instabilités de toutes sortes sur les versants. L'orientation des RVR peut différer d'une chaîne de montagne à une autre mais également en fonction de la géométrie de l'aire d'étude. Allen et al (2011) ont trouvé que les RVR du sud des Alpes centrales néo-zélandaises étaient orientées majoritairement au O-NO quand la chaîne possède un axe NE-SO (Fig. 29B, B'). Korup (2005) a trouvé que les RVR de l'ouest des Alpes néo-zélandaise du sud (partie du massif avec le relief le plus prononcé) présentaient une dominante d'exposition au SO (Fig. 29A, A'). La comparaison entre ces deux études montre à quel point, lors d'investigations sur une même chaîne de montagnes mais avec une aire d'étude différente (et des caractéristiques de relief différentes), les résultats peuvent varier. Pedrazzini et al. (2015) ont trouvé une certaine perpendicularité des RVR en fonction de l'axe du haut bassin du Rhône (Suisse) (Fig. 28B) tout comme Blondeau et al. (2016) dans les Carpathes méridionales ou bien Allen et al. (2011), dans une moindre mesure, dans les Alpes centrales néo-zélandaises. Par exemple, dans le bassin du Haut-Rhône, orienté NE-SO, les RVR sont majoritairement orientées NO-SE.

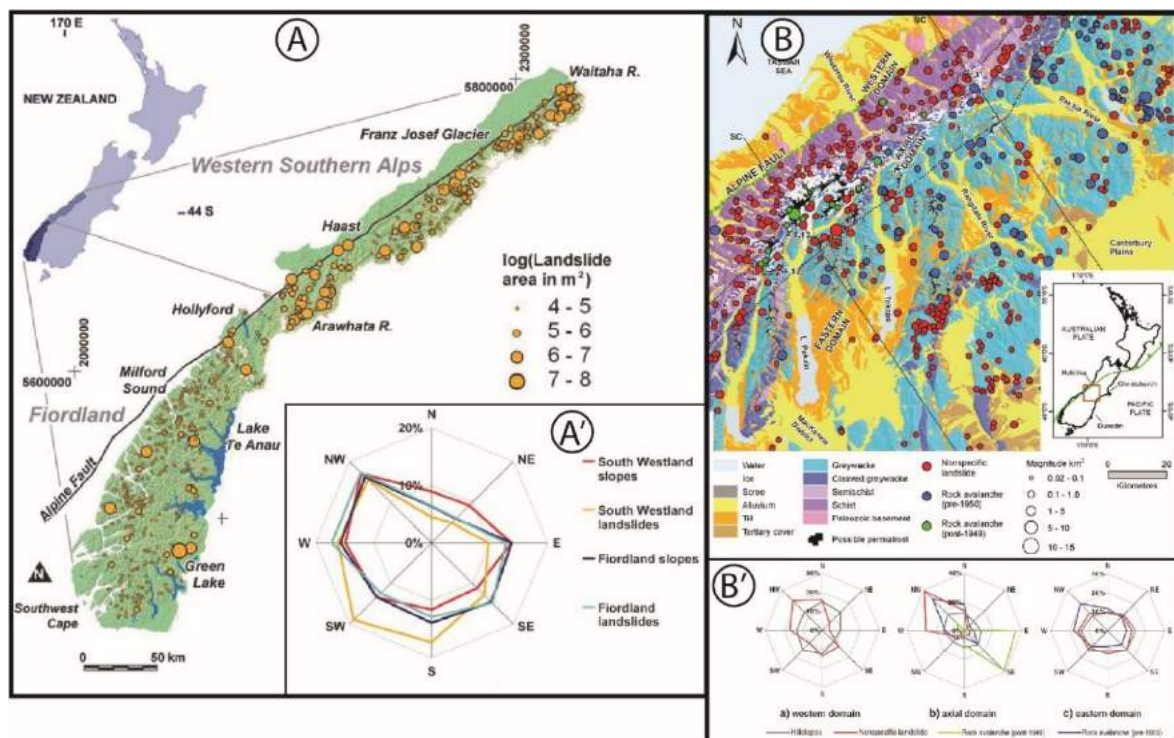


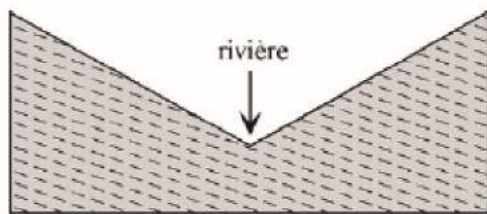
Figure 29 : Orientation des RVR dans les Alpes Néo-zélandaises. A, A' : Orientation des RVR dans l'ouest du sud des Alpes néozélandaises, modifié d'après Korup (2005). B, B' : orientation des RVR dans le centre des Alpes néozélandaise du sud. Modifié d'après Allen et al. (2011). Noter que les résultats diffèrent en fonction du territoire étudié. Korup (2005) n'étudie que la chaîne montagneuse alors que Allen et al. (2011) analysent également les piémonts.

Les facteurs géomorphométriques sont à interpréter comme étant une cause majeure mais ne fonctionnant pas seuls. En effet, dans les chaînes qui ont été largement englacées, le facteur du paléoenglacement a creusé les vallées et amplifié les pentes et le relief local. Pour cette raison, dans les Alpes, les facteurs géomorphométriques sont associés au paléoenglacement würmien.

1.4.2.2 La décompression post-glaciaire

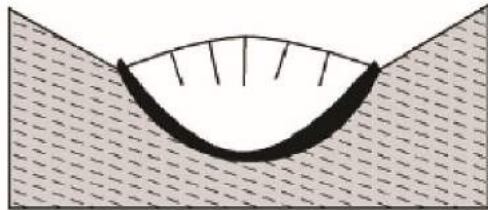
Tant qu'ils étaient présents, les glaciers quaternaires avaient la capacité de maintenir en compression les versants. Avec la disparition de ceux-ci, le maintien n'est plus assuré (Augustinus, 1995, Holm et al., 2004 ; Wilson, 2005 ; McColl et al., 2010 ; Shroder et al., 2011 ; Ravanel et al., 2015 ; Fig. 30). La réponse des versants rocheux au recul des glaciers a pour résultats de larges avalanches rocheuses, des déformations lentes, et des chutes de pierres fréquentes (Ballantyne, 2002). Ce sont ces déstabilisations que l'on peut appeler « paraglaciaires » (cf. 2.4.2).

La nature, la temporalité et l'échelle des RVR attribuables à la décompression post-glaciaire sont conditionnées par la géologie, en particulier par la lithologie et la structure (Stoffel et Huggel, 2012). Leurs ruptures peuvent se produire dans un délai de 10^1 à 10^4 années (Ballantyne et al., 2014), dépendant de l'histoire de la glaciation, de la topographie et de la géologie. La réponse des versants peut apparaître sous la forme de déformations lentes de type contre-escarpements ou crêtes dédoublées (Fig. 8, cf. 1.1.1.1) comme ceci est le cas dans le massif des Aiguilles de Grive (Hippolyte et al., 2009) ou bien de larges glissements (Fig. 10, cf. 1.1.1.3) et certains peuvent s'avérer catastrophiques de par le volume de roches engagées (Holm et al., 2004 ; Pedrazzini et al., 2013 ; Oppikofer et al., 2017). D'après Agliardi et al. (2001), les forces de décompression post-glaciaire ne sont actuellement responsables que d'un faible taux de déplacement.



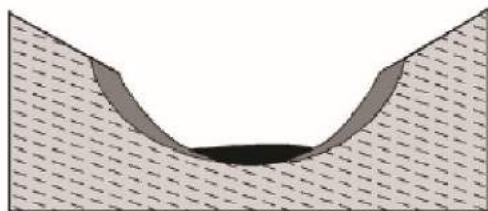
Pré-Riss
-300 000 ans

Aucune trace géomorphologique ou sédimentaire des glaciations antérieures au Riss ne subsiste aujourd'hui.



Riss
-300 000 à -120 000 ans

Les glaciers du Riss empreintent les tracés des rivières, creusant de profondes vallées en auge, à l'origine de la géomorphologie actuelle des Alpes.



Interglaciaire
-120 000 à -80 000 ans

Le retrait des glaciers du Riss entraînent une décompression des versants, avec des mouvements lents ou rapides des parties fragilisées.



Würm
-80 000 à -10 000 ans

Les glaciers du Würm empreintent les grandes vallées du Riss, en comprimant à nouveau les versants. Ces glaciers entraînent tous les dépôts paraglaciers du dernier interglaciaire.



Actuel

Le retrait des glaciers du Würm entraînent à nouveau une décompression des versants, avec une fatigue importante de la roche. Suivant la structuration des pentes rocheuses, la rupture est rapide (glissement-avalanche de roches, éboulements) ou lente (fauchage, glissement).

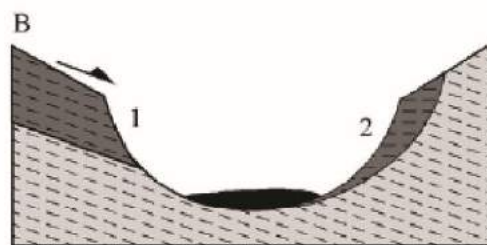
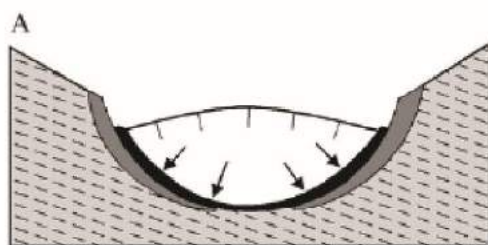


Figure 30 : Evolution quaternaire des vallées alpines depuis le Riss. Extrait de Pollet (2004) ; A : creusement du glacier par avancée du glacier ; B : déstabilisations des versants après la remontée des glaciers vers les sommets durant la déglaciation.

A l'échelle d'un bassin versant ou bien d'un massif, les forces de décompression varient en fonction de la puissance des langues glaciaires würmiennes (Fig. 31). Ainsi, à l'échelle du bassin de la Haute-Durance, les forces de décompression sont différentes d'une vallée à l'autre mais les vallées où les glaciers ont été les plus puissants sont celles de Vallouise et de Doire-Ripaire (Fig. 31). Toutefois la confection de ces modèles numériques de décompression glaciaire ne prouve pas sans équivoque les processus qui lient les processus glaciaires et les RVR (McColl, 2012 ; Pánek et al., 2015). Les forces de décompression

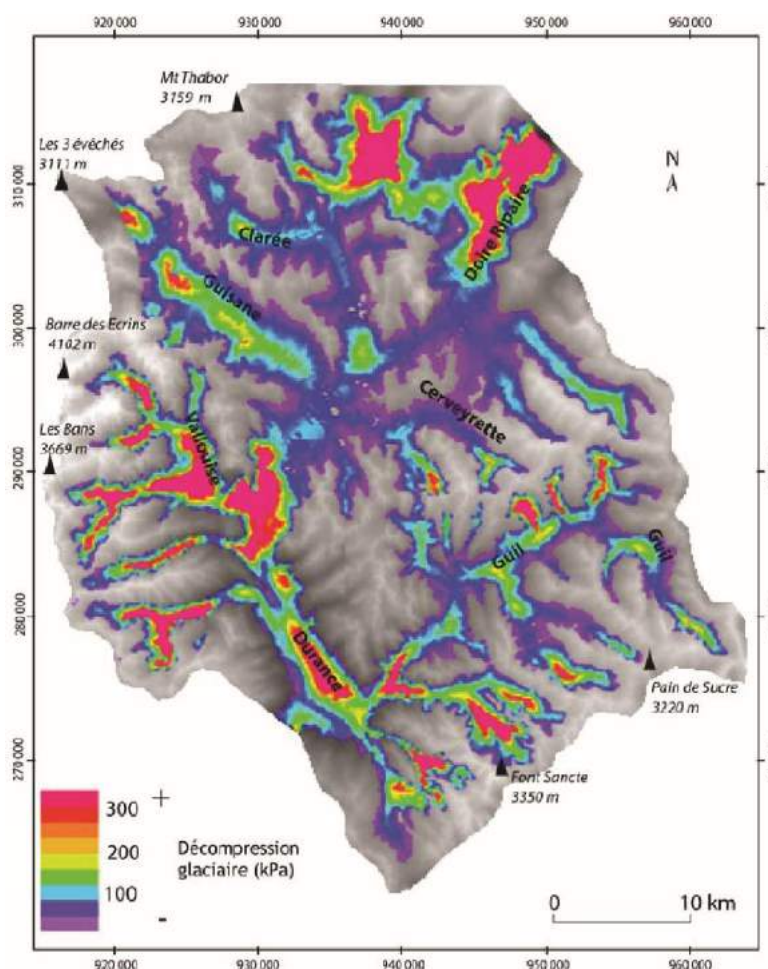


Figure 31 : Estimation des forces de décompression glaciaire dans la haute Durance (France). D'après Cossart (2005).

engendrées par le retrait des glaces würmiennes peuvent être modélisées et spatialisées (Fig. 31) et ceci aussi bien pour le retrait glaciaire würmien que pour le PAG. En effet, grâce aux nombreux documents historiques existant sur les Alpes, il est possible d'établir une relation entre les RVR et le retrait des glaciers du PAG (Stoffel et al., 2014). Les instabilités rocheuses se produisent actuellement partout où les glaciers du PAG se sont retirés dans les hauteurs (Haeberli et al., 1997). La comparaison est également facilitée par les formes « fraîches » qui datent

d'au maximum 150 ans et qui montrent les avancées et reculs des glaciers du PAG. Deux exemples peuvent être cités pour montrer des instabilités en lien direct avec la décompression post-glaciaire :

- le premier se trouve en Suisse au pied de l'Eiger, où un pan de paroi se détache et se fracture en éboulement dans une profonde gorge occupée par la glace du PAG (Fig. 32).
- le deuxième se trouve en rive gauche du glacier d'Aletsch en Suisse. Il est sous observation depuis 1976 (Strozzi et al., 2010) et mobilise environ 15 millions de m³ de roches. Il est équipé de GPS différentiels afin de mesurer son déplacement (Fig. 33A). Depuis octobre 2016, il s'est brusquement accéléré avec des taux de déplacement atteignant près de 80 cm par jour (Montagne magazine, 2016 ; Fig. 33B). Ce glissement fait partie d'un ensemble plus vaste comportant de larges contre-escarpements des deux côtés de la crête surplombant la RVR active, ce qui peut amener à penser qu'il puisse y avoir d'autres glissements de type RVR sur ces versants.

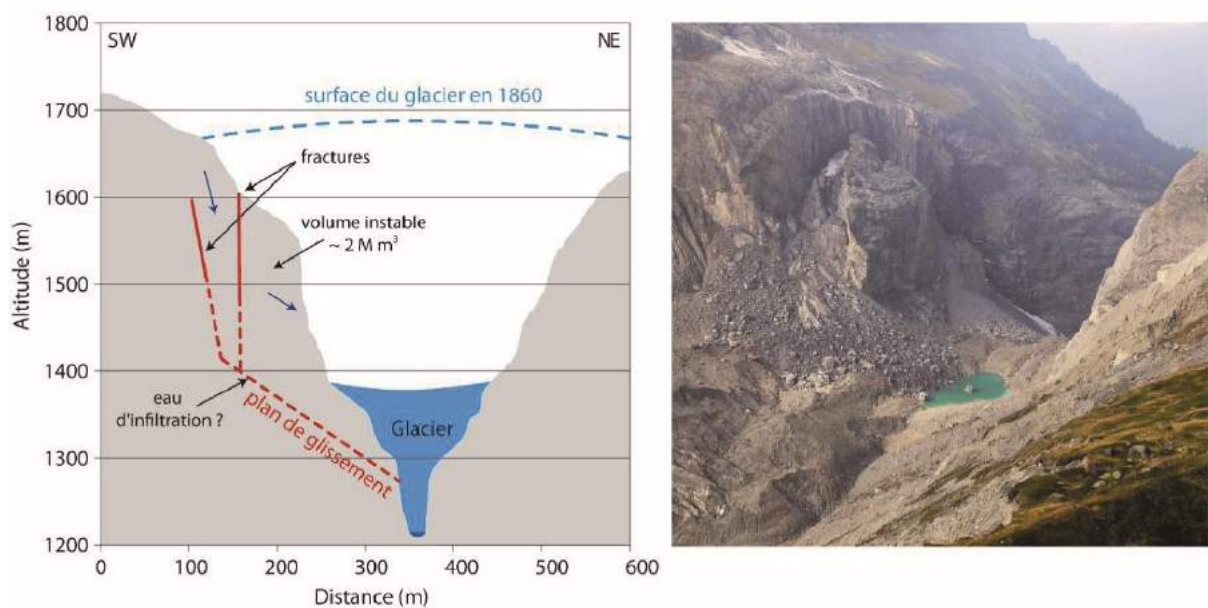


Figure 32 : Instabilité rocheuse due au retrait des glaces du PAG au pied de l'Eiger (Suisse). D'après Ravanel (2010) et Oppikofer et al. (2008). La photographie correspond à la localisation du schéma à gauche.

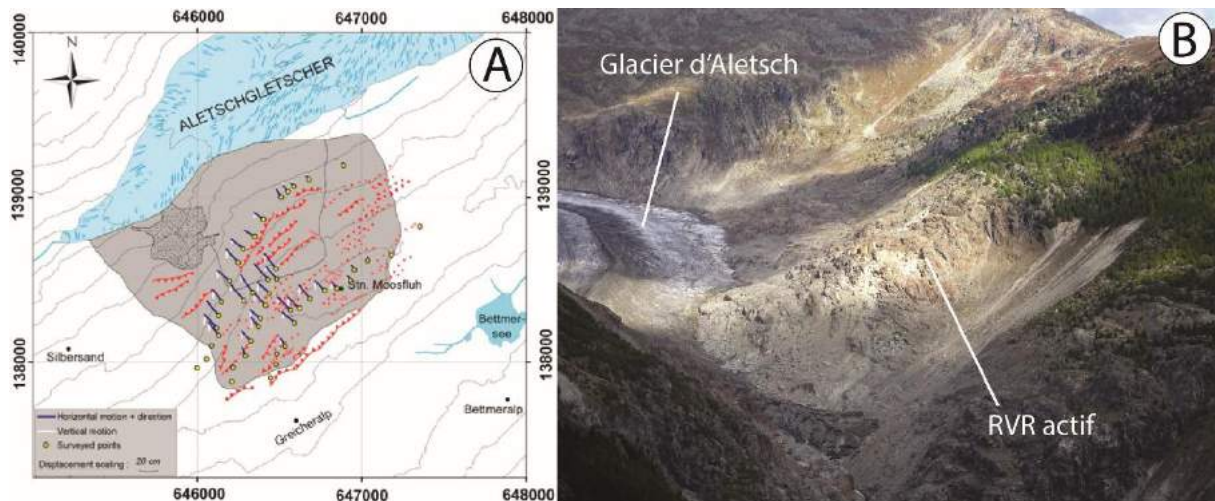


Figure 33 : RVR sur le versant gauche du glacier d'Aletsch (Suisse). A : mesure au GPS différentiel, avec les flèches indiquant la direction et la magnitude des déplacements, d'après Strozzi et al. (2010) ; B : Photo montrant la RVR en octobre 2016 lors des fortes avancées, © Collection Raphaël Mayoraz, Montagne magazine, 2016.

Malgré le grand nombre de publications sur la relation entre les glissements de type RVR et la décompression glaciaire, il est toutefois difficile de prouver avec certitude cette relation, à partir d'une coïncidence spatiale entre RVR et hauteur de glace passée. D'ailleurs Pánek et al. (2015) ont montré que les RVR ne se produisaient pas exclusivement en zone anciennement englacée et que la décompression n'était pas le facteur principal de l'occurrence des RVR.

Ce facteur de la décompression est fortement associé à la géomorphométrie, et en particulier avec les pentes et l'amplitude du relief et peut donc être considéré comme une cause majeure dans l'occurrence des RVR dans les chaînes anciennement englacées et, ce, à toutes les échelles spatiales.

1.4.2.3 RVR et précipitations

De par le monde, les mouvements de terrain sont étroitement liés aux manifestations hydro-climatiques (e.g. Flageollet et al., 1999 ; Ochoa-Tejeda et Fort, 2011). Ainsi, la contribution de la géomorphologie aux reconstitutions paléoclimatiques est certainement significative (Borgatti et Soldati, 2010). Le lien entre glissements et forte pluviométrie a déjà été montré à l'échelle nationale, notamment pour la Nouvelle-Zélande (Glade, 1998) mais également à l'échelle mondiale (Guzzetti et al., 2008). Il existe depuis peu un modèle

prédictif en temps réel des glissements de terrain en fonction du facteur pluviométrique (Hong et Adler, 2008).

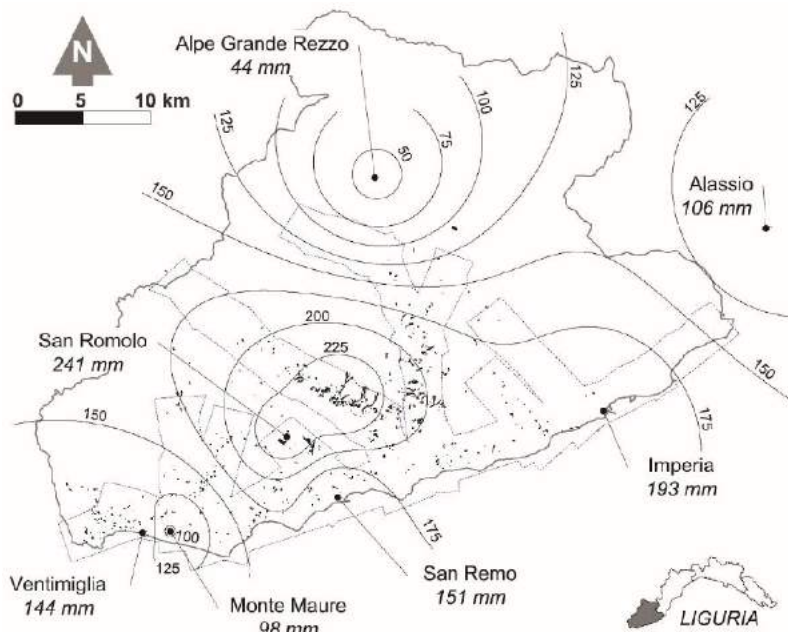


Figure 34 : Distribution spatiale des précipitations du 23 novembre 2000 dans la province d'Imperia (Italie) et localisation des glissements déclenchés par l'évènement hydroclimatique. D'après Guzzetti et al. (2004). Noter que les zones où le nombre de glissements est le plus important sont les zones où les précipitations ont été les plus fortes.

Les exemples qui font le lien entre occurrence de glissements superficiels et pluies sont nombreux dans la littérature, que ce soit sous l'effet du passage d'un typhon (Coe et al., 2004 ; Eco et al., 2015) ou bien de fortes pluies continues sur plusieurs jours (Guzzetti et al., 2004 ; Baron et al., 2011 ; Fig. 34).

Les glissements apparus lors d'évènements intenses se produisent le plus souvent sur d'anciens glissements (Cardinali et al., 2000) ou bien sur des versants comportant des déformations de versant préalables (Baron et al., 2004). Le passage d'un typhon en août 2009 à Taiwan avec un cumul de 2884 mm sur 3 jours a déclenché plusieurs milliers de glissements (Tseng et al., 2015), tout comme l'a fait le passage, en Californie, d'une forte tempête en février 1986 avec près de 800 mm en quelques jours (Keefer et al., 1987). Pour Glade (1998), il faut un seuil de minimum 120 mm de pluie continue pour déclencher un glissement.

Si les liens semblent presque évidents lors d'une étude régionale avec de forts cumuls de précipitations, cette corrélation est plus difficile à prouver quand on étudie une RVR avec des pluies régulières même s'il semble que les précipitations soient un facteur de déclenchement à prendre en compte, notamment dans l'évolution des ruines de Séchilienne (Le Roux et al., 2009 ; Pothérat et Effendianz, 2009 ; Fig. 35) et lors de l'évènement catastrophique de Val Pola en 1983 (Azzoni et al., 1992).

Les plus forts taux de déplacements de masses rocheuses peuvent se produire durant les mois où les précipitations ne sont pas maximales (Matsuura et al., 2003). Le changement

de déplacement correspond à un changement de la pression de l'eau interstitielle, ce qui montre que ce n'est pas tant les précipitations qui sont importantes mais la saturation de la roche en eau car la stabilité des pentes est principalement contrôlée par les eaux souterraines et les fluctuations de la pression interstitielle des eaux (Dehn et al., 2000, McColl, 2012). La saturation de la roche en eau peut également s'effectuer lors de la fonte de neige (Cardinali et al., 2000 ; Nishii et al., 2013). Lors d'épisodes de fontes massives, des glissements peuvent se produire sous l'effet de l'énorme quantité d'eau libérée. Par exemple, durant le nouvel an 1996-1997 en Italie centrale, les températures se sont subitement réchauffées, passant de -10° à $+12^{\circ}$. L'afflux d'eau a déclenché de nombreux glissements localisés sur des zones où ils étaient déjà préexistants (Cardinali et al., 2000).

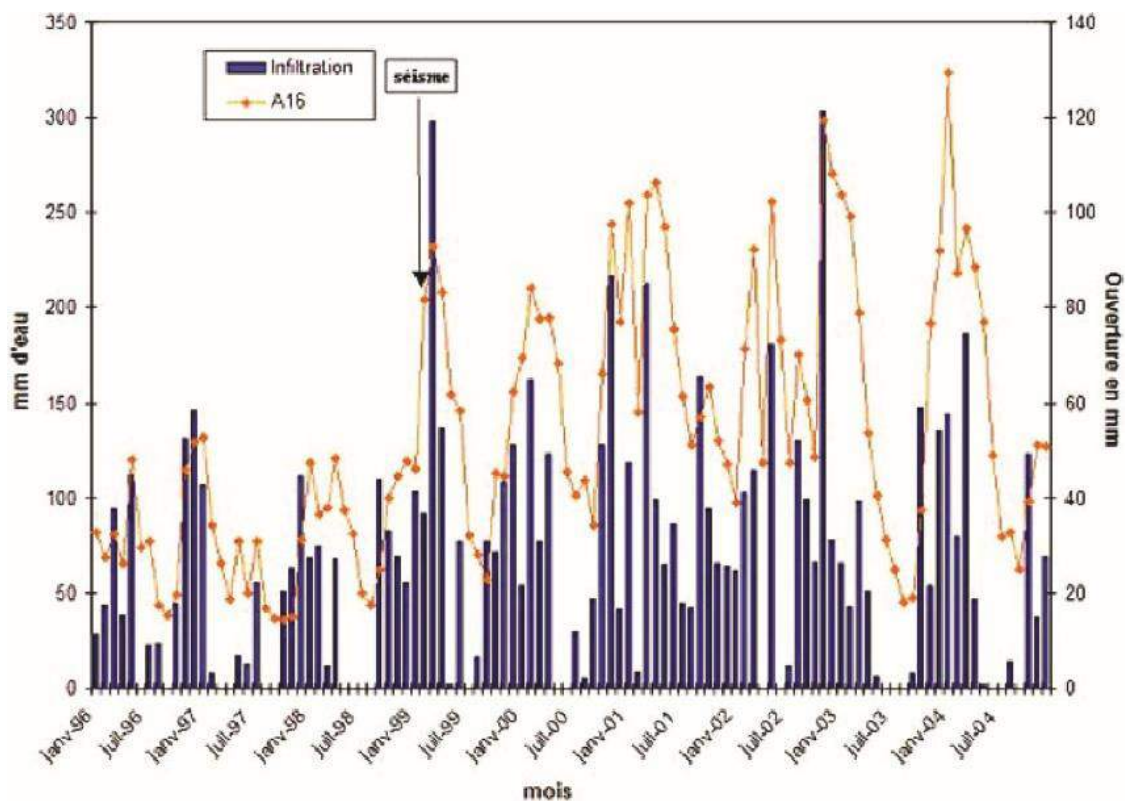


Figure 35 : Corrélation entre les apports d'eau mensuels (fonte de neige comprise) et l'ouverture d'un extensomètre (nommé A16) de janvier 1996 à février 2005 sur l'instabilité de Séchilienne. D'après Pothérat et Effendianz (2009).

La particularité de ce genre d'études est qu'elles sont, pour la plupart, liées à un évènement hydro-climatique extrême, que ce soit de fortes et longues pluies ou bien d'une soudaine fonte de la neige. Il manque des études précises montrant la corrélation entre RVR

et pluviométrie moyenne sur le long terme. Faute de moyens financiers et de temps, les seules études montrant un lien fort entre pluie/infiltration et la mise en déplacement d'une masse rocheuse de type RVR existent pour des glissements connus et actifs qui peuvent être dangereux pour les sociétés, comme pour les ruines de Séchilienne (Pothérat et Effendianz, 2009 ; Fig. 35).

Malgré le grand nombre d'études qui montrent un lien fort entre les glissements et les précipitations, plusieurs nuances peuvent être formulées ici. Tout d'abord, les instabilités survenues avec de fortes pluies ne sont généralement que des glissements superficiels. Ceci est notamment le cas pour les vallées peu profondes au Népal à la suite d'un épisode majeur en juillet 1993 avec 700 mm sur 4 jours (Fort, 2012). Ensuite, les relations entre pluies, hydrologie et glissements sont souvent difficiles à établir selon Malet et al. (2005), si bien que Frayssines et Hantz (2006) ne trouvent qu'une corrélation faible entre pluie et éboulements au sein des massifs calcaires français. Pedrazzini et al. (2015), de même, n'ont pas trouvé de corrélation entre pluies et RVR dans le bassin du Haut-Rhône, ce qui permet d'affirmer qu'il est plus difficile d'établir un lien entre RVR et climat dans des contextes où, contrairement aux pays de mousson (Taiwan, Népal) les événements hydro-climatiques extrêmes sont rares. Pour finir, l'eau semble plutôt jouer un rôle de catalyseur dans le déclenchement de RVR et de glissements superficiels, mais avec des facteurs préparatoires multiples qui préconditionnent et facilitent le déclenchement (Faleh et Sadiki, 2002 ; Micu et Bălteanu, 2013).

Pour toutes ces raisons, il est raisonnable de mentionner que les précipitations peuvent être déclencheur de glissements. Toutefois, à l'échelle d'un massif, voire à l'échelle des Alpes, ce facteur peut être considéré plutôt comme une cause.

1.4.2.4 Le paramètre fluvial et le contexte « parafluvial »

Le terme « parafluvial » a été pour la première fois évoqué par Jarman et al., (2014) pour décrire les RVR qui ne sont pas directement provoquées par ou en lien avec l'érosion fluviale. En effet, il a été observé de nombreuses RVR sur les versants qui sont une conséquence indirecte de l'incision, celles-ci approfondissant la vallée et sapant les parties aval des versants. L'incision peut en effet favoriser la fragilisation des bases de versant entraînant par la suite la déstabilisation d'une partie de la pente en amont (Jarman et al.,

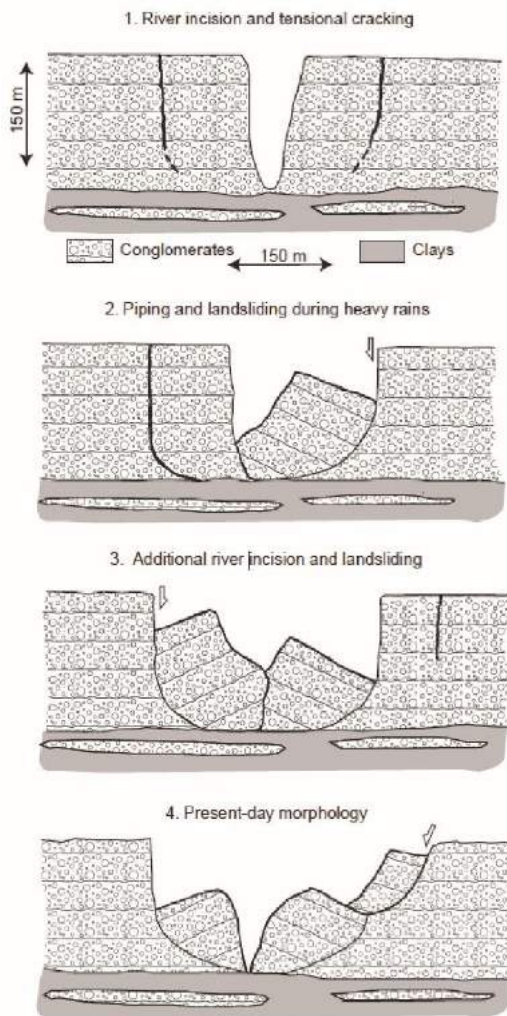


Figure 36 : Modèle d'évolution de RVR dû à l'incision fluviale dans la cordillère Bétiques dans le sud-est de l'Espagne. D'après Azañón et al. (2005).

2014) et peut être un agent majeur de la déstabilisation (Yenes et al., 2015 ; Tsou et al., 2015). Par exemple, Azañón et al. (2005) ont montré que des RVR rotationnelles se produisaient dans le bassin de Guadix (SE de l'Espagne) en conséquence de l'incision fluviale (Fig. 36). Des fractures apparaissent en réponse à l'incision, puis une succession entre glissement et incision se met en place. Si les premiers glissements sont dus à l'incision, les deuxièmes ne sont pas en contact avec la rivière principale et peuvent donc être identifiés comme « parafluvial ». Il peut donc exister des RVR en contact direct avec l'incision, mais on peut également observer des RVR qui ne sont pas en contact direct avec celle-ci et qui sont à l'écart de toute empreise glaciaire quaternaire.

Au sein des montagnes anciennement englacées, une transition spatiale entre RVR d'origine paraglaciale et parafluvial peut être observée. Ceci est notamment le cas pour la chaîne des Pyrénées orientales (Jarman et al., 2014) mais également pour les Carpathes méridionales en Roumanie (Blondeau et al., 2016) (Fig. 37). Ces auteurs ont en effet pu observer de larges instabilités en dehors de toute empreise glaciaire würmienne et où l'incision fluviale peut être en grande partie responsable des nombreuses déformations sur le versant.

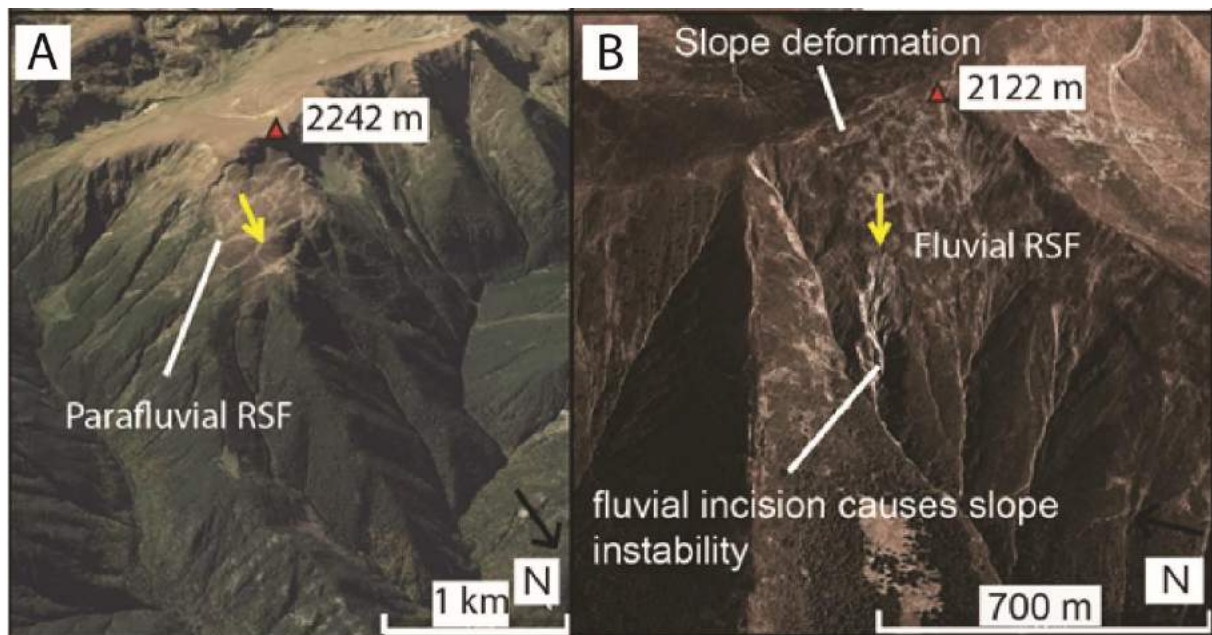


Figure 37 : RVR fluvial et parafluvial dans les Carpathes méridionale. A : RVR comportant de nombreuses déformations se situant dans le massif des Fagaras ; B : RVR comportant des déformations à proximité de la crête et avec une déstabilisation qui a pour cause l'incision.

1.4.2.5 Réponses géomorphologiques des versants à l'évolution du pergélisol

Dans le grand domaine des facteurs climatiques, la dégradation du pergélisol continu entraîne des conséquences non négligeables sur la stabilité des versants, particulièrement à haute altitude. Si cette mise en correspondance des RVR et de la dégradation du pergélisol est une piste relativement récente (Matsuoka et al., 1998 ; Stoffel et Huggel, 2012), des études ont démontré, en modélisant les températures et les distributions du pergélisol en 3D topographique, que le pergélisol actuel en profondeur est influencé significativement par le climat du dernier millénaire (Noetzli et al., 2007). Durant le dernier siècle, Harris et al. (2003) ont mesuré que le pergélisol alpin s'était réchauffé de 0,5 à 1 °C.

La dégradation du pergélisol continu a pour principale conséquence la mise en mouvement de masses rocheuses qui ne sont plus retenues par la glace qui cimente aussi bien les parois rocheuses (Ravel et al., 2010 ; Ravel et Deline, 2011 ; Fig. 38) que les formations superficielles (Krysiecki et al., 2008). Ceci peut également avoir pour conséquence des événements hydrogéomorphologiques qui fonctionnent en chaîne (Bodin

et al., 2015), et la dégradation du pergélisol continu actuel paraît être un bon indicateur du changement climatique (Fort, 2015).

Les processus associés aux étages du pergélisol, comme la cryoclastie, peuvent également avoir aussi un impact sur la stabilité des parois rocheuses (Pedersen et al., 2002) car c'est un facteur reconnu par certains auteurs comme important dans la déstabilisation, et spécialement dans la mobilisation d'éboulements (Frayssines et Hantz, 2006 ; McColl, 2012).

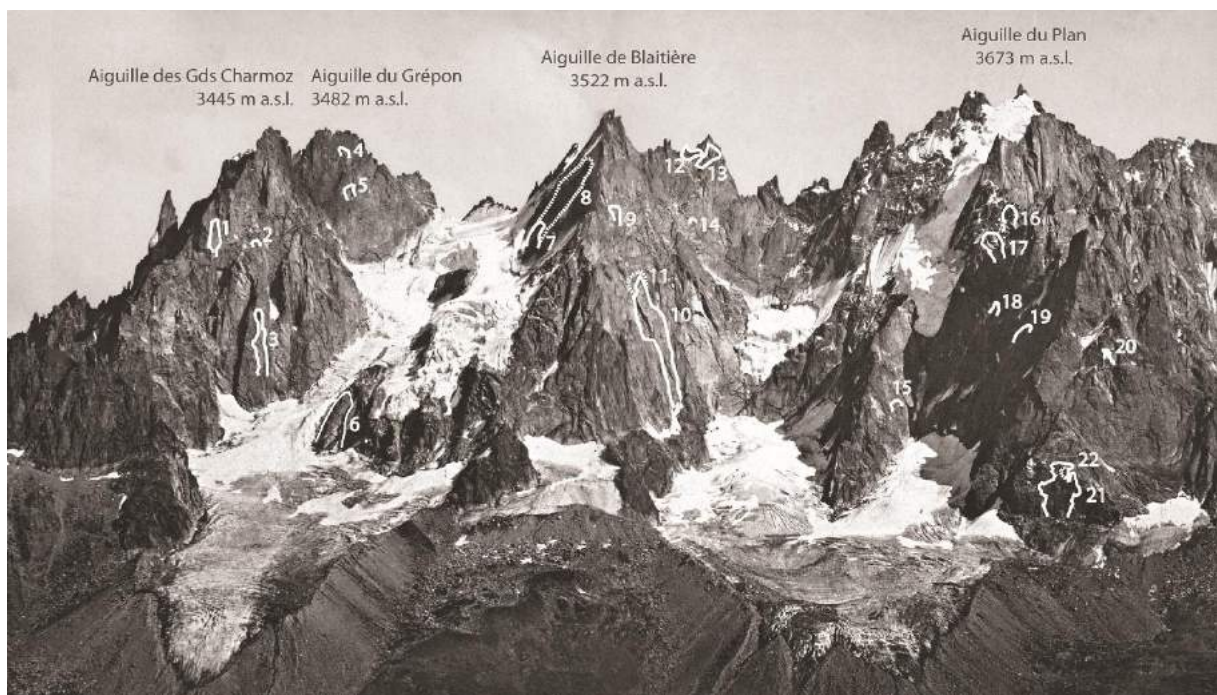


Figure 38 : Secteur des faces nord des Grands Charmoz, du Grépon et de l'aiguille du Plan à la fin du PAG et les éboulements recensés. Les principales cicatrices d'éboulements sont délimitées par des nombres et des tirets blancs. D'après Ravanel et Deline (2011).

Les exemples sont nombreux dans la littérature, mais les études les plus significatives concernent le massif du Mont Blanc, où le pergélisol de paroi est présent toute l'année. Sur le versant nord des Aiguilles de Chamonix et dans la face ouest des Drus, aucun éboulement n'a été recensé entre la fin du PAG et la fin des années 1940 (Ravanel et Deline, 2011). Depuis deux décennies, les éboulements ne font qu'augmenter. Trois écroulements de grande ampleur se sont produits dans ce massif, avec pour cause possible la dégradation du pergélisol continu : écroulement de la Brenva en 1997 (Deline, 2009), écroulement du Crammont (Deline et al., 2011) et du pilier Bonatti (Ravanel et Deline, 2008). Mercier (2013)

estime que 85% du volume des matériaux tombés depuis un siècle ont été mobilisés depuis 1997, signe potentiel du réchauffement climatique actuel. C'est ainsi que, durant l'été 2003, période de forte canicule, l'activité d'éboulement a été particulièrement intense (Gruber et al., 2004).

La dégradation du pergélisol continu actuel est à considérer comme déclencheur pour les phénomènes d'éboulements et d'avalanches rocheuses. Mais à l'échelle régionale et en fonction de plusieurs types de RVR, la dégradation du pergélisol peut être interprétée comme une cause, suggérant que la fonte du pergélisol peut favoriser à une échelle temporelle courte l'apparition de RVR, et en particulier les éboulements.

1.4.2.6 Les facteurs anthropiques et le changement climatique

Les cas où l'homme provoque de larges RVR ne sont pas fréquents sans être pourtant rares (Eisbacher et Clague, 1984), sauf dans les cas où l'énergie est suffisamment importante comme cela est le cas par exemple sous l'impact d'explosions nucléaires souterraines

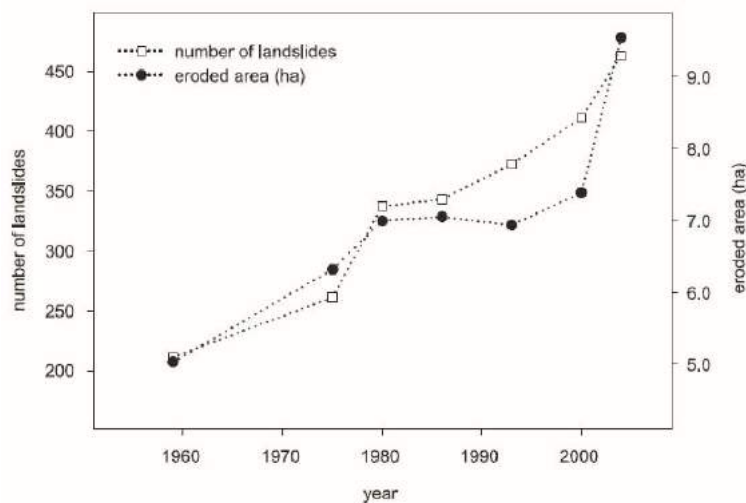


Figure 39 : Progression du nombre de glissements et des zones d'érosion par glissements dans la vallée de Urseren (Suisse) depuis 1959. D'après Meusburger et Alewell (2008).

abandonnant les zones d'alpages en raison de la déprise agricole, l'eau s'infiltré davantage, ce qui engendre une augmentation des instabilités de terrain (Martin, 1998). Ce phénomène est également observable suite à un changement d'utilisation du sol (Meusburger et Alewell, 2008 ; Fig. 39, Fig. 40). La déforestation a tout autant une conséquence sur l'apparition de glissements car la forêt permet de stabiliser les pentes et d'absorber une partie des précipitations (Montgomery et al., 2000).

(Adushkin, 2006). L'action anthropique n'engendre généralement donc que des glissements superficiels qui ne se développent ni sur de grandes étendues, ni sur de grandes profondeurs. Les versants peuvent se voir impactés par des glissements suite à l'abandon, ou au contraire en occupant trop densément, un paysage de montagne (Pachoud, 1981). En

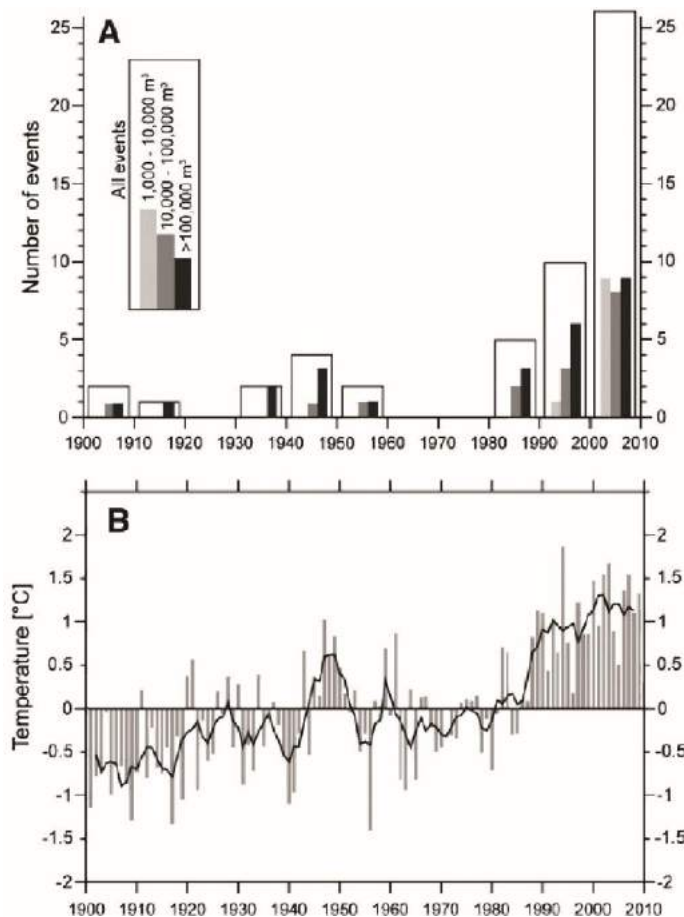


Figure 40 : Augmentation des RVR entre 1900 et 2010 dans les Alpes. D'après Stoffel et al. (2014). A : nombre de glissements avec leurs volumes dans les Alpes centrales. B : compilation des records de température en Suisse. Noter le lien entre augmentation des températures et augmentation des RVR.

Le sommet de la piste de ski de la Fournache (Aussois, France) (Marnézy, 1990) est un exemple d'impact anthropique sur une instabilité puisqu'en effet, suite à un aménagement de la partie haute de la piste, un glissement, favorisé par le ruissellement, est apparu. Un autre exemple se trouve dans la vallée de la Chagne (commune de Vars, Hautes-Alpes), où les versants composés essentiellement de schistes révèlent de nombreux glissements qui perturbent les activités touristiques (Martin et Weber, 1996). En 1984, un télésiège a dû être démonté car les travaux d'entretien étaient trop importants suite à l'instabilité constante du versant. Les pylônes devaient être amarrés par des câbles en acier et redressés avant chaque

nouvelle mise en service. Les vitesses de déplacement pouvaient aller jusqu'à 85 cm/an (Martin et Weber, 1996). La vallée de la Chagne, et particulièrement le versant où les pistes de ski sont présentes, on peut observer que les glissements cités ici ne sont pas des glissements sporadiques mais sont emboîtés dans des RVR de plus grandes tailles.

Nous pouvons également noter le rôle de l'Homme dans les éboulements qui se déclenchent dans les carrières comme cela a été notamment le cas dans celle du Salève (Haute-Savoie) dans la nuit du 10 au 11 novembre 2017. L'Homme a également sa responsabilité dans les variations des niveaux d'eau des lacs artificiels, celles-ci pouvant mettre en mouvement des masses rocheuses. Un exemple de ce type a été étudié et surveillé au niveau du Barrage de Grand-Maison (Isère) (Besson, 1996).

L'impact de l'Homme peut être également indirect sur les catastrophes. L'exemple du glissement du Vaiont peut être mentionné, car ce n'est pas le glissement en lui-même qui a été une catastrophe mais la vague créée par la masse glissée dans un lac de barrage artificiel.

Depuis plusieurs décennies, l'homme est désigné comme responsable du réchauffement climatique qui se déroule depuis la fin du PAG en émettant dans l'atmosphère des gaz qui réchauffent les couches inférieures de l'atmosphère. Depuis la déglaciation würmienne, le climat ne cesserait en moyenne de se réchauffer, et il n'aurait jamais été aussi chaud depuis 1700 ans selon Mann et al. (2008). Ceci engendre de rapides changements dans toutes les composantes de la biosphère et pourrait favoriser également les phénomènes de type RVR (Malet et al., 2007 ; Stoffel et Huggel, 2012 ; Fort, 2015) (Fig. 40). Il semblerait d'ailleurs que les instabilités rocheuses augmenteront au cours du XXI^{ème} siècle en raison du réchauffement du climat (Huggel, 2009 ; Stoffel et al., 2014). Pour autant, d'autres études indiquent qu'à faible altitude, la fréquence et la magnitude des glissements sont en baisse, phénomène interprété, lui aussi, comme un résultat du changement climatique. L'augmentation des pluies et des températures engendreraient une augmentation de l'évapotranspiration, ce qui produirait une baisse du nombre de glissements (Collison et al., 2000 ; Dehn et al., 2000).

La relation entre réchauffement climatique et distribution des RVR semble aujourd'hui démontrée, si bien que d'après Borgatti et Soldati (2010) et Schmidt et Dikau (2004), les processus de versant peuvent être considérés comme des *proxies* nous fournissant des indications sur les changements climatiques. En effet, pour les Dolomites (Italie), les plus fortes activités de glissements sont à mettre en relation avec les changements climatiques et notamment l'augmentation des températures, les précipitations intenses et la disparition de la végétation (Borgatti et Soldati, 2010).

1.4.3 Combinaison des facteurs

Malgré l'intérêt de définir chacun des facteurs préparatoires et déclenchants isolément et également de les répartir entre cause et forçage, il est devenu aujourd'hui clair que la stabilité des versants et les mouvements de masse dans les régions de montagne sont complexes, souvent cumulatifs (Flageollet, 1989 ; Braathen et al., 2004 ; Stoffel et Huggel,

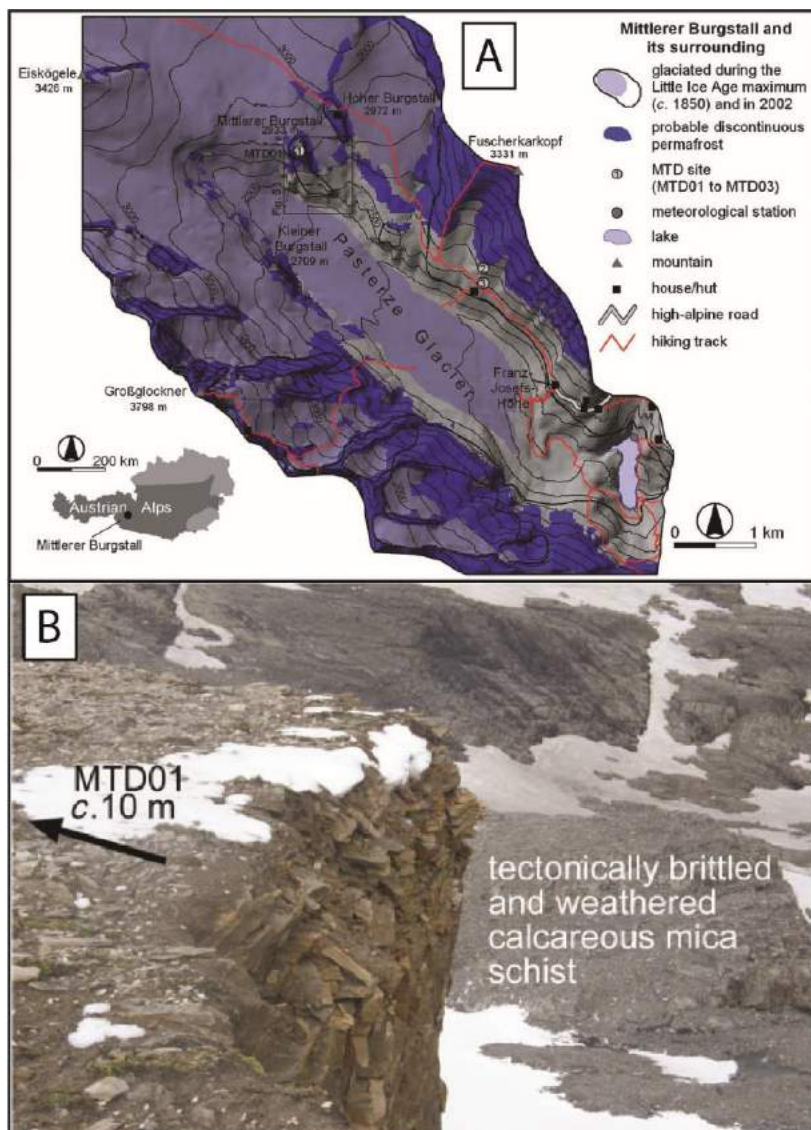


Figure 41 : Interaction de processus pour le déclenchement d'une RVR sur les marges PAG du MittlererBurgstall (Autriche centrale). A : carte de l'englacement actuel, du PAG et des zones de pergélisol supposée. B : niche d'arrachement de la RVR, notez la désagrégation de la roche au niveau de la cicatrice. Extrait de Kellerer-Pirklbauer et al. (2012).

2012 ; Fig. 41). Il en est de même pour les laves torrentielles par exemple (Sandersen et al., 1996 ; Pavlova et al., 2014 ; Bertrand, 2014). Il est donc difficile d'attribuer l'existence d'une RVR à un facteur unique. Malgré les avancées et les nombreuses recherches dans le domaine des instabilités de versant, les causes et les mécanismes de pareil phénomène ne sont pas encore résolus (Hürlimann et al., 2006), même si des hypothèses peuvent être formulées en l'absence de

confirmation sur le terrain (Pánek et al., 2012).

Les nombreux exemples qui présentent des liens entre RVR,

glissements superficiels et précipitations (cf. 1.4.2.3) ne sont pas à mettre exclusivement à l'actif des phénomènes hydroclimatiques. En premier lieu, sauf peut-être pour les glissements provoqués par les évènements climatiques extrêmes, les travaux existants mettent l'accent sur la complexité du déclenchement des RVR par la pluie (Tatard et al., 2010). Ensuite, le nombre de publications concernant ce lien est important car 57% des articles publiés dans la revue « *Landslides* » entre 2004 et 2009 ont pour facteur déclencheur l'agent hydroclimatique (Sassa et al., 2009). Les précipitations semblent donc avoir un réel

impact sur les RVR et les glissements superficiels, mais il y a matière à supposer aussi que ce lien est sur-représenté dans la littérature, peut-être en partie en raison de sa limpidité, et donc de la simplicité du message en matière de communication scientifique.

La littérature a mis durant plusieurs décennies l'accent sur l'étroite relation entre décompression glaciaire et RVR dans les chaînes de montagnes (e.g. Augustinus, 1995), et tout semble à croire que les RVR se sont mises en mouvement suite à l'activité post-glaciaire (Hippolyte et al., 2006) (cf. 1.5.2). Néanmoins le passage, puis le recul, de la glace n'est pas le seul processus responsable de l'activité des RVR car on peut trouver des formes similaires où l'englacement n'a jamais existé – par exemple dans les Carpathes en République Tchèque (Pánek et al., 2015) ou bien dans les Carpathes du sud (glaciation de cirque, Blondeau et al., 2016), où la glaciation n'a laissé qu'une empreinte légère. Même si la décompression comporte une grande importance dans la déstabilisation des zones de montagne anciennement englacée (Cossart et al., 2013), cette étroite relation s'avère donc plus nuancée que dans les travaux plus anciens sur les RVR. On met actuellement davantage l'accent sur l'interaction entre différentes variables : par exemple, Kellerer-Pirklbauer et al. (2012) indiquent que trois facteurs sont à l'origine de larges avalanches rocheuses (56 000 m³) sur les marges de l'englacement PAG au pied du Mittlerer Burgstall (Autriche centrale). Ces facteurs sont (i) la situation à proximité de la zone basse du pergélisol, (ii) le caractère métamorphique de la roche, et (iii) la haute fracturation (Fig. 41). Le recul des glaciers vers la zone des cirques veut donc également dire que les zones de pergélisol remontent en altitude. Ainsi, le couplage entre ces deux facteurs, dont le moteur est climatique, joue de concert pour la déstabilisation (Haeberli et al., 1997). Néanmoins, il est important de mentionner que l'inventaire construit dans le cadre de ce travail se base sur des événements qui se produisent et évoluent sur le temps long. A travers cet inventaire, le signal climatique est donc flou.

Lors d'une étude à l'échelle d'un massif dans les Alpes italiennes centrales, Agliardi et al. (2009) estiment que les grandes densités de DSGSD identifiées sont plus fréquentes quand il y a une combinaison de facteurs locaux, incluant la forte anisotropie des masses rocheuses, du relief local supérieur à 1000 m et les taux de soulèvement supérieurs à 1mm/an. A l'échelle du bassin du Haut-Rhône, Pedrazzini et al (2015) estiment, pour leurs parts, que les grandes densités de GSD (Gravitational Slope Deformation) sont caractérisées par la coexistence entre les processus tectoniques actifs (incluant les forts taux de

soulèvement et l'énergie sismique), les roches fragilisées par les traits tectoniques à large échelle et les plus forts taux de relief local. Statistiquement, et en comparant les GSD et les séismes sur le même bassin versant que Pedrazzini et al. (2015), Tonini et al. (2014) ont trouvé une corrélation statistique entre les deux paramètres.

Les deux études mentionnées mettent en avant l'aspect de l'énergie du relief et le potentiel gravitationnel du relief pour l'apparition des glissements de type RVR.

1.5 Répartition spatiale, évolution spatio-temporelle des RVR

La répartition spatiale des RVR se situe au cœur de ce travail de thèse. Leurs évolutions spatio-temporelles seront également évoquées ici car les formes et la taille des RVR peuvent aussi fournir des indices concernant leur chronologie relative de formation. Certains auteurs évoquent un lien entre l'incidence d'évènements climatiques ou de transitions climatiques et l'occurrence des RVR (McColl, 2012).

1.5.1 Les RVR en montagne sont-ils rares, ou souffrent-ils d'un déficit de documentation ?

La tendance dominante, dans la littérature, consiste à présenter des monographies focalisées sur l'observation et le suivi d'une RVR particulièrement grande, mobile, ou menaçante pour des installations humaines (Schwartz et al., 2017 ; Bois et al., 2008). Ce biais tend à donner l'impression que les RVR sont rares puisque grosses, localisées et analysées à la loupe plutôt qu'à la louche. Avec le nombre grandissant d'études sur le sujet, on réalise néanmoins que ce type d'objet est plus répandu que précédemment envisagé (Hewitt et al., 2008).

Montrant que les « sackung » (terme utilisé) n'étaient pas endémiques aux zones anciennement englacées, et afin d'indiquer que la décompression glaciaire n'était pas le facteur principal dans l'occurrence des RVR, Pánek et al. (2015) ont également montré que les RVR n'étaient pas des processus rares, notamment en zones de moyenne montagne (Alpes notamment) (Fig. 42). Bien que la figure 42 écarte les glissements rocheux et avalanches rocheuses, qui font partie intégrante des phénomènes de type RVR, une pareille

carte montre tout de même que des déformations de versant sont présentes sur l'ensemble des continents.

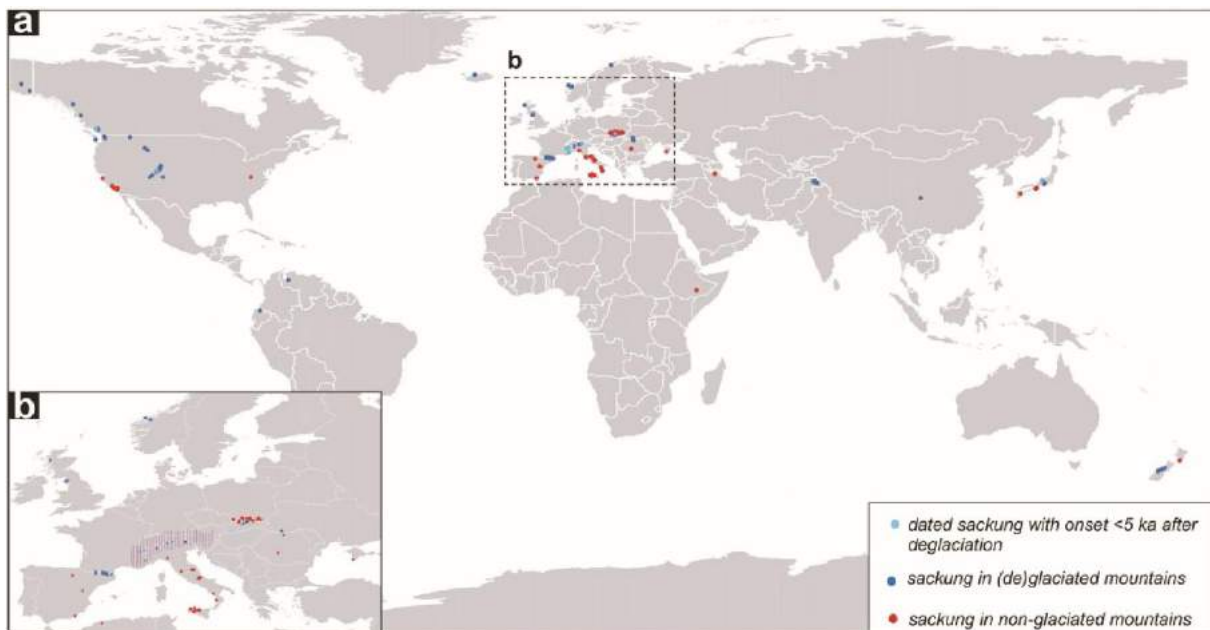


Figure 42 : Distribution spatiale des « sackungen » liés aux DSGSD et mentionnés dans la littérature depuis les années 1990. D'après Pánek et al. (2015), seules les études les plus significatives avec des datations et formes typiques de « sackung » sont cartographiées ici.

Les inventaires de glissements sont assez rares dans la littérature (voir 1.2), mais il en existe cependant quelques-uns qui montrent une présence significative des RVR dans les aires de montagne. En fonction des méthodes employées et de l'échelle d'étude, les pourcentages d'incidence spatiale des RVR varient. Les aires dotées d'une forte densité de pentes raides sont les plus fortement susceptibles d'en contenir, et donc la définition d'une aire d'étude repose nécessairement sur un critère arbitraire de cet ordre. De manière générale, plus les aires d'études sont grandes, plus le taux trouvé est petit car les aires prennent en compte des étendues de vallées, de plateaux ou de piémonts dans lesquelles la probabilité d'incidence d'une RVR reste très faible. On peut donner comme exemple les 2% dans les Alpes néo-zélandaises (Fig. 29, cf. 1.4.2.1) (Allen et al., 2011), les 1,5-1,8 % dans les Pyrénées orientales (Jarman et al., 2014) ou bien les 5,6 % dans les Alpes (Crosta et al., 2013). Ce n'est que lors d'investigations à l'échelle plus restreinte des bassins versants que les taux deviennent supérieurs à 10%. Pedrazzini et al. (2015) ont donné le chiffre de 11% pour le bassin versant du haut-Rhône impacté par les RVR, et Martinotti et al. (2011) ont

trouvé que 13,5% de la vallée d'Aoste étaient touchés par des RVR de type DSGSD. C'est Lahousse (1998) qui a trouvé le taux le plus élevé avec 15% dans la vallée de la Guisane (Haute-Durance), mais cette étude a été effectuée exclusivement suite à du repérage de terrain, ce qui peut expliquer ce taux élevé car les repérages par imagerie exclusivement, certes plus rapides et plus synoptiques, ont tendance à sous-estimer certains indices visibles sur le terrain.

Lorsque l'on regarde les répartitions des instabilités à l'échelle de l'arc alpin, Agliardi et al. (2013) ont montré qu'il apparaît des zones particulièrement susceptibles à l'apparition de DSDSD avec une prédisposition des événements catastrophiques dans des secteurs où les taux d'exhumation sont les plus forts et que les DSGSD non catastrophiques se localisent dans des secteurs où les taux sont intermédiaires.

Il semble donc que les RVR ne sont pas rares, et en particulier dans les zones de montagne. Elles peuvent ainsi se développer dans des zones où la glace a été absente. De part cette observation, il semble donc qu'il y ait un manque de documentation sur ces grandes instabilités gravitaires, et ce, pour de nombreuses chaînes de montagnes du monde.

1.5.2 Modèle temporel d'évolution des RVR

L'évolution des RVR est très fortement corrélée dans le temps (Ballantyne, 2002 ; Ballantyne et al., 2014 ; Bertolini et al., 2004 ; Tatard et al., 2010) et tout particulièrement avec le réchauffement climatique qui s'opère depuis la fin de la dernière glaciation (Dehn et al., 2000 ; Hermanns et al., 2017 ; Schleier et al., 2017) (Fig. 43) et en lien avec des signaux climatiques précis (Soldati et al., 2004). Cependant, à l'échelle d'un site donné, certaines RVR peuvent être actives durant une longue période, produisant alors des déplacements cumulatifs (Bonzanigo et al., 2007 ; Frattini et al., 2013), et se réactiver après une période d'inactivité.

Les efforts récents de datation ont permis de mieux comprendre cette évolution temporelle des RVR (Ballantyne et al., 2014 ; Pánek, 2015). Plusieurs méthodes ont été testées pour contraindre les mouvements des masses glissées au cours du temps : les datations au radiocarbone (^{14}C) (Bertolini et al., 2004 ; Nicolussi et al., 2015), les cosmonucléides produits in situ comme le ^{10}Be (Mitchell et al., 2007 ; Hormes et al., 2008 ; Ivy-Ochs et al., 2009 ; Schwartz et al., 2010 ; Le Roux, 2011 ; Hippolyte et al., 2012 ; Lebourg

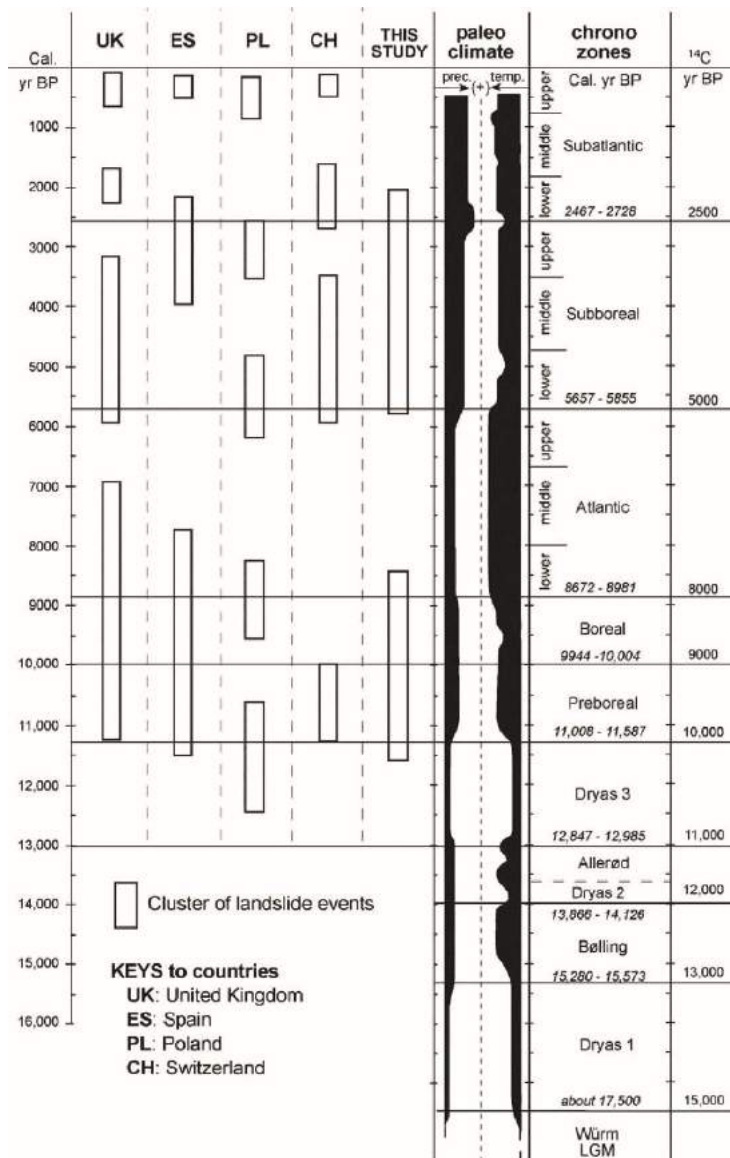


Figure 43 : Distribution temporelle de l'activité des RVR depuis le dernier maximum glaciaire dans différentes parties de l'Europe avec les comparaisons paléoclimatiques. D'après Soldati et al. (2004).

et al., 2014), et la dendrogéomorphologie pour des réactivations récentes (e.g. Perret et al., 2006 ; Lopez-Saez et al., 2012 ; Schneuwly et Stoffel, 2008). Les datations de RVR renforcent l'hypothèse qu'elles se sont mises en mouvement à la fin de la glaciation würmienne, et clairement en lien avec la décompression post-glaciaire dès lors que les secteurs échantillonnés ont été étudiés dans cette optique (Agliardi et al., 2001 ; Ballantyne et al., 2014). En Ecosse et dans le nord-ouest de l'Irlande, les RVR enregistrent une bande d'activation environ 5400 ans après la déglaciation, avec un

pic d'activité à environ 1600-1700 ans après la déglaciation d'une vallée donnée (Ballantyne et al., 2014). Coquin et al. (2015), quant

à eux, mettent en évidence une réponse rapide de la décompression paraglaciale en Islande, qui s'est déroulée en synchronisation avec la déglaciation post-LGM. Ce résultat suggère qu'un amincissement vertical des langues glaciaires de quelques centaines de mètres de glaciers peut amener l'apparition des processus de type RVR. Ce résultat est en accord avec les déstabilisations post-PAG (cf. 1.4.2.2). D'autres travaux corroborent ces études, avec une activité des RVR qui aurait commencé plus de 5000 ans après la déglaciation (Gutiérrez-Santolalla et al., 2005 ; Hormes et al., 2008, McColl, 2012). La RVR de Séchillienne se serait déclenchée 5400 ans après la déglaciation de la vallée (Le Roux,

2011, Schwartz et al., 2017) et une fois que le pergélisol ait complètement disparu (Lebrouc et al., 2013). C'est durant ces périodes que les RVR les plus catastrophiques se seraient déclenchées (Ivy-Ochs et al., 2009 ; Nicolussi et al., 2015) : celui de Flims (Grisons, Suisse) avec un âge de ^{10}Be 8900 ± 700 ans ou bien celui de Köfels (Tirol, Autriche) avec des datations aux radiocarbones de 9800 ± 100 ans. Globalement, les résultats montrent une première phase d'instabilité durant le Préboréal et le Boréal (11,5-8,5 cal BP) et une seconde concentration de glissements est identifiée au cours du Subboréal (5,8-2 cal BP) (Soldati et al., 2004) (Fig. 43).

A l'échelle d'un site, les phases d'activité peuvent être multiples et peuvent également se succéder en fonction du contexte géologique et topographique. Certaines formes peuvent en annoncer d'autres (Tric et al., 2012), favorisées par la déformation du versant et l'augmentation des valeurs de pente. Ceci serait notamment le cas pour la RVR de la Clapière, qui montrent trois phases d'instabilités gravitationnelles successives (Bigot-Cormier et al., 2005 ; Sanchez et al., 2009) avant d'arriver au stade de glissement rocheux actif. Une première phase est observée tout de suite après la déglaciation (13-12 ka BP ^{10}Be). Une seconde est vue entre 9 et 7 ka BP ^{10}Be , et enfin une dernière est observée entre 5.5 et 2.2 ka BP ^{10}Be (Fig. 44).

Malgré la quasi généralité des activations durant les différentes phases plus chaudes de l'Holocène, certaines RVR ne présentent pas les mêmes caractéristiques et apparaissent durant des périodes où le climat peut être plus froid ou bien dans des encarts temporels où il n'y aurait pas de réel cluster de RVR. Ceci est notamment le cas pour la RVR de la Cristallère, au-dessus d'Urdo dans les Pyrénées centrales françaises avec une possible activation (réactivation ?) des déformations il y a environ 1300 ans (Lebourg et al., 2014), interprétées avec des datations ^{10}Be . Ces dernières peuvent ainsi être mises en relation avec le séisme de Bordeaux (séisme du Lavedan), survenu durant cette période.

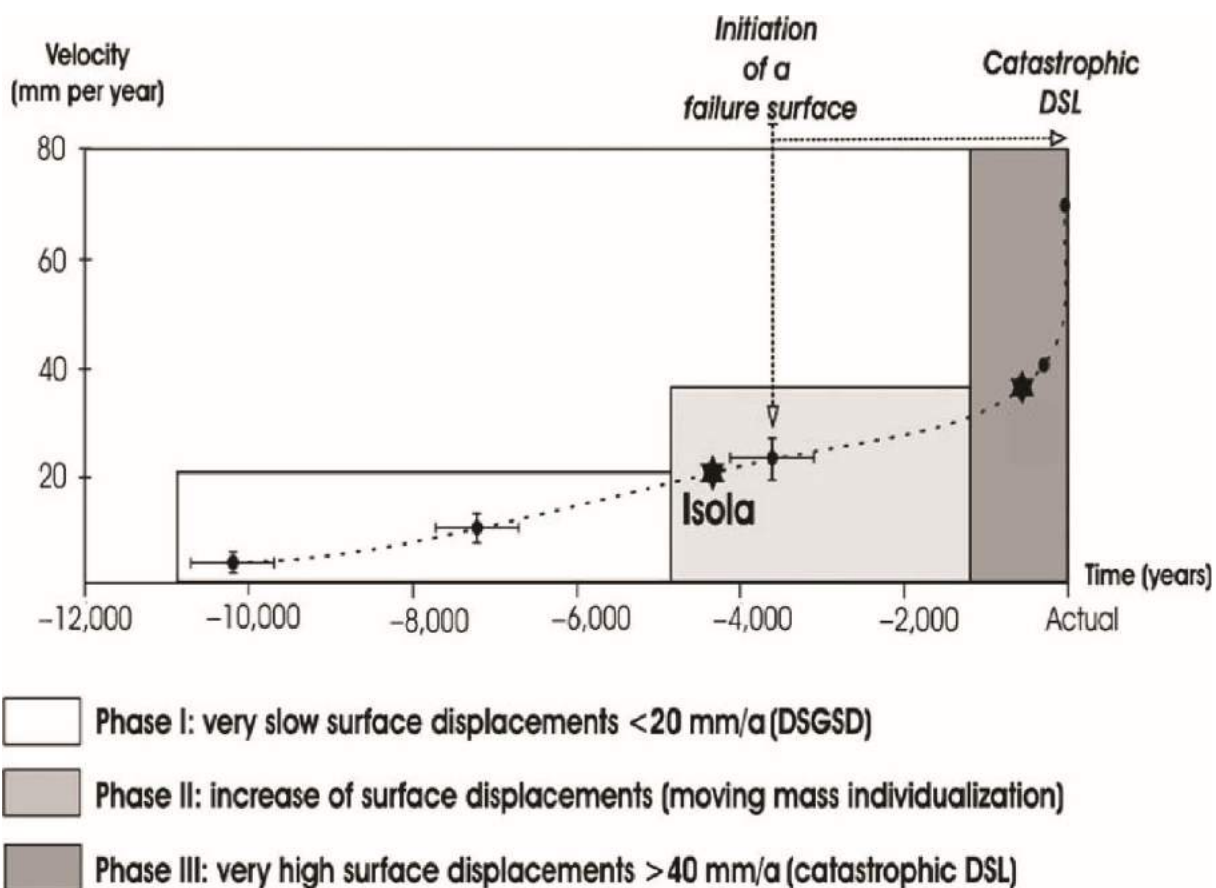


Figure 44 : *Courbe de dépendance temporelle progressive de la RVR de la Clapière. D'après El Bedoui et al. (2011). Les Points et leurs erreurs correspondent aux datations réalisées pour l'étude.*

1.6 Conclusion

L'état des connaissances sur les RVR présenté ici montre que la recherche sur cette thématique a pris de l'ampleur depuis plusieurs décennies grâce à l'éveil des consciences face aux risques naturels, et grâce à la lente multiplication des études dans une diversité de chaînes de montagnes à travers le monde — même si de très nombreux terrains restent encore aujourd'hui inexplorés. Toutefois, cela montre aussi les nombreuses incertitudes et questionnements qui demeurent encore aujourd'hui.

Les outils de visualisation de la surface terrestre en vue aérienne ont également évolué depuis une dizaine d'années, et la clé de cette évolution des utilisations de l'imagerie aérienne et satellite à haute résolution tient aussi aux nouvelles possibilités de diagnostiquer le terrain grâce à des navigateurs qui permettent de zoomer, dézoomer, et changer les angles de vue. Les inventaires de glissements grâce aux atouts synoptiques de l'imagerie

semblent ainsi être un outil favorable aux possibilités d'analyse spatiale pour comprendre non pas le fonctionnement dans le temps de glissements individuels, mais pour chercher un sens à la répartition des RVR en fonction des multiples variables qui ont été répertoriées plus haut, et qui sont évoquées diversement dans la littérature.

Dans la perspective d'enrichir l'état de l'art qui vient d'être présenté, plusieurs points vont être étudiés par la suite :

- la création d'un inventaire construit de manière systématique qui servira pour l'ensemble de l'analyse avec également la construction d'une base de données (altitude, pente, lithologies, orientations et superficies) pour chaque RVR ;
- l'inventaire construit permettra tout d'abord d'enrichir la documentation des instabilités profondes dans les Alpes, qui pourront permettre de futures investigations lorsqu'un site n'est encore pas connu. A travers l'analyse de la troisième et quatrième partie, il sera montré et valorisé de nombreux exemples tirés de cet inventaire, permettant au lecteur de comprendre l'importance des phénomènes de type RVR sur le terrain d'étude ;
- la typologie mise en place participe à la tentative d'une typologie « parapluie » qui permette d'englober l'ensemble des types d'instabilités profondes ou peu profondes, dans la mesure où les ruptures concernent le substratum et non exclusivement le régolithe ;
- à travers l'analyse, de nombreux résultats permettront d'avancer dans la compréhension de ces processus de versant et des modes de mise en mouvement des masses rocheuses. L'étude et l'analyse spatiale (coïncidence spatiale, densités, statistique en relation avec les superficies) permettront tout d'abord d'évaluer le poids relatif, facteurs par facteurs, pouvant contribuer à l'occurrence des RVR. Ensuite, cela permettra de hiérarchiser les facteurs préparatoires et de définir des causes et des forçages à l'échelle régional et de chaque massif ;

- l'ensemble de l'analyse effectuée permettra de rendre une idée générale de l'incidence spatiale des RVR dans une chaîne de montagnes où les processus tectoniques ne sont pas aussi importants que dans d'autres chaînes de montagnes actives (Himalaya, Alpes Néo-zélandaises notamment). Cela permettra aussi de cartographier d'éventuels « points chauds », c'est-à-dire des aires géographiques où les instabilités de versant observées, profondes ou superficielles, sont exceptionnellement nombreuses, et seraient de ce fait susceptibles d'avoir un impact fort sur les infrastructures et les installations humaines.

Chapitre 2 : Les Alpes occidentales : leurs conditions géologiques et contraintes géomorphologiques

Introduction

Un relief montagneux résulte d'un cumul de contraintes et de déformations issues de processus endogènes ou exogènes qui produisent des structures crustales et déplacent des masses rocheuses. Par exemple, Röbl et al. (2015) ont notamment montré comment le relief des massifs alpins était étroitement contrôlé par la tectonique et les glaciations. Kühni et Pfiffner (2001) ont estimé, eux, que le relief est contrôlé par la lithologie et la structure géologique. La susceptibilité d'une chaîne de montagnes aux RVR est étroitement liée à cette histoire de la construction de l'orogène, de sa biographie en quelque sorte, et qui produit une répartition géographique de volumes montagneux et d'affleurements rocheux de natures diverses qui est à chaque fois en grande partie unique. On présentera donc sous cet angle le dispositif du terrain d'étude, objet du présent travail. Dans un second temps, on étudiera les conséquences des facteurs exogènes qui ont contribué à entailler ou remodeler les grands volumes de relief à l'échelle des versants.

2.1 Rappel sur l'orogénèse alpine

La chaîne des Alpes fait environ 1000 km de long et environ 200 de large et dessine un arc qui s'étend de la Méditerranée à l'Autriche et à la Slovénie. Plusieurs de ses sommets dépassent les 4000 m d'altitude (Ecrins, Jungfrau, Cervin, etc...), avec un point culminant à 4807 m au Mont Blanc (France). La chaîne alpine fait partie d'un plus vaste ensemble, les chaînes périméditerranéennes qui s'étendent de Gibraltar jusqu'à l'Asie Mineure (Lemoine et al., 2000) (Fig. 45), les Alpes n'étant qu'un segment de cet ensemble beaucoup plus vaste.

Les Alpes occidentales ne sont que la partie ouest de la chaîne et partent du massif de la Dent Blanche-Cervin en direction des Alpes au bord de la Méditerranée.

Les Alpes sont une chaîne de collision (Fig. 46). Deux continents, l'Europe et une partie du continent africain (l'Apulie), sont rentrés en collision il y a environ 60 millions d'années, avec un phénomène d'obduction initial au préalable qui est prouvé par la présence d'ophiolites non métamorphisées sur le massif du Chenaillet (Lemoine et al., 2014).

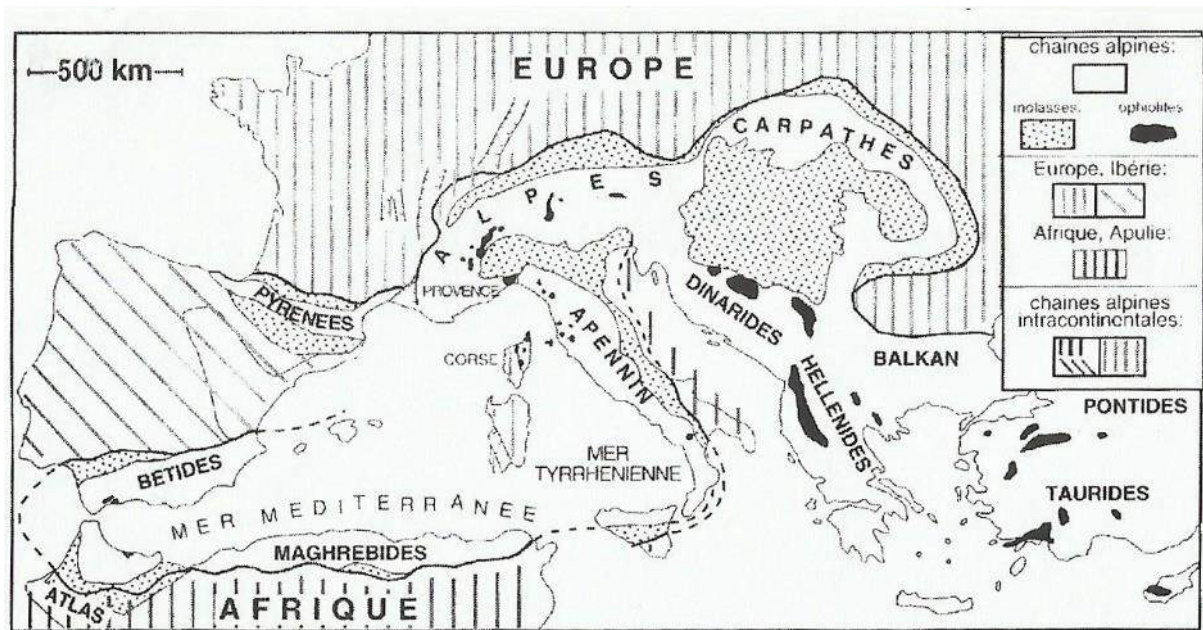


Figure 45 : Localisation des Alpes dans les chaînes périméditerranéennes. Extrait de Lemoine et al. (2000).

La formation des Alpes s’est faite en plusieurs étapes, résumées ici parce qu’elles ont une incidence sur l’architecture des Alpes occidentales et sur l’incidence des RVR par le biais de la lithologie et de la structure :

- fracturation de la Pangée au Trias (245-205 millions d’années) (Fig. 46A) ce qui va engendrer la formation de l’océan Téthys, où des séries sédimentaires vont se déposer.
- entre 205 et 135 millions d’années, l’océan continue de s’agrandir (Fig. 46B). En fonction des compartiments plus ou moins affaissés, des sédiments aux caractéristiques différentes se déposent.
- la subduction du continent européen sous l’Apulie s’opère entre 120 et 60 millions d’années (Crétacé). L’Ibérie devient une petite plaque (Fig. 46C). L’Apulie, quant à elle, est poussée vers le nord-ouest par la rotation de l’Afrique, ce qui va amorcer la fermeture de la Téthys. C’est à ce moment-là que commence la subduction sous l’Apulie vers le sud-est qui va engendrer la création d’un prisme d’accrétion. Les deux océans dont on retrouve aujourd’hui des lambeaux sur les sommets alpins sont en

place : l'océan Valaisan entre l'Europe et l'Ibérie, et l'océan piémontais entre l'Ibérie et l'Apulie. La sédimentation est intense dans l'océan alpin, et c'est à cette époque que se déposent les sédiments qui formeront les massifs du Vercors et de la Chartreuse (Michel, 2010).

- la collision commence dès 60 millions d'années, et se poursuit jusque vers 20 millions d'années. La subduction continue et c'est au tour de l'Europe de s'enfoncer dans la subduction (Fig. 46D). Les deux océans (Valaisan et Piémontais) se referment et entrent à leur tour en subduction. Quelques lambeaux de l'océan alpin sont pris en tenaille par la collision et sont propulsés en altitude par obduction. Le massif du Chenaillet et le Mont Viso, sur lesquels nous reviendrons au sujet des RVR, en sont des exemples.
- Il y a 20 millions d'années, les sommets sont en majorité africains, et donc le Mont Blanc sommeille en profondeur (Marthaler, 2014). C'est au tour de l'érosion continentale de faire son œuvre, de disséquer les grandes masses et ainsi de faire apparaître les montagnes que nous connaissons, constituée de grandes unités structurales charriées les unes sur les autres (Fig. 46E). C'est au Néogène et au début du Quaternaire que la chaîne acquiert les reliefs que l'on connaît.

Cette histoire de la formation des Alpes permet de comprendre les grandes unités géologiques qui sont en place actuellement dans les Alpes occidentales, réparties entre unités d'origine océanique et unités d'origine continentale. Le rappel de cette paléogéographie, même sommaire, est important car elle permet tout d'abord de comprendre la construction et les différents processus qui ont engendré les Alpes, mais également de comprendre d'où les roches actuelles proviennent, si elles sont d'origine océaniques ou continentales. Cette différenciation est capitale car la lithologie, qu'en première approximation on peut subdiviser en roches plastiques et roches massives est potentiellement pertinente dans la production et la répartition géographique des RVR (cf. 5.1).

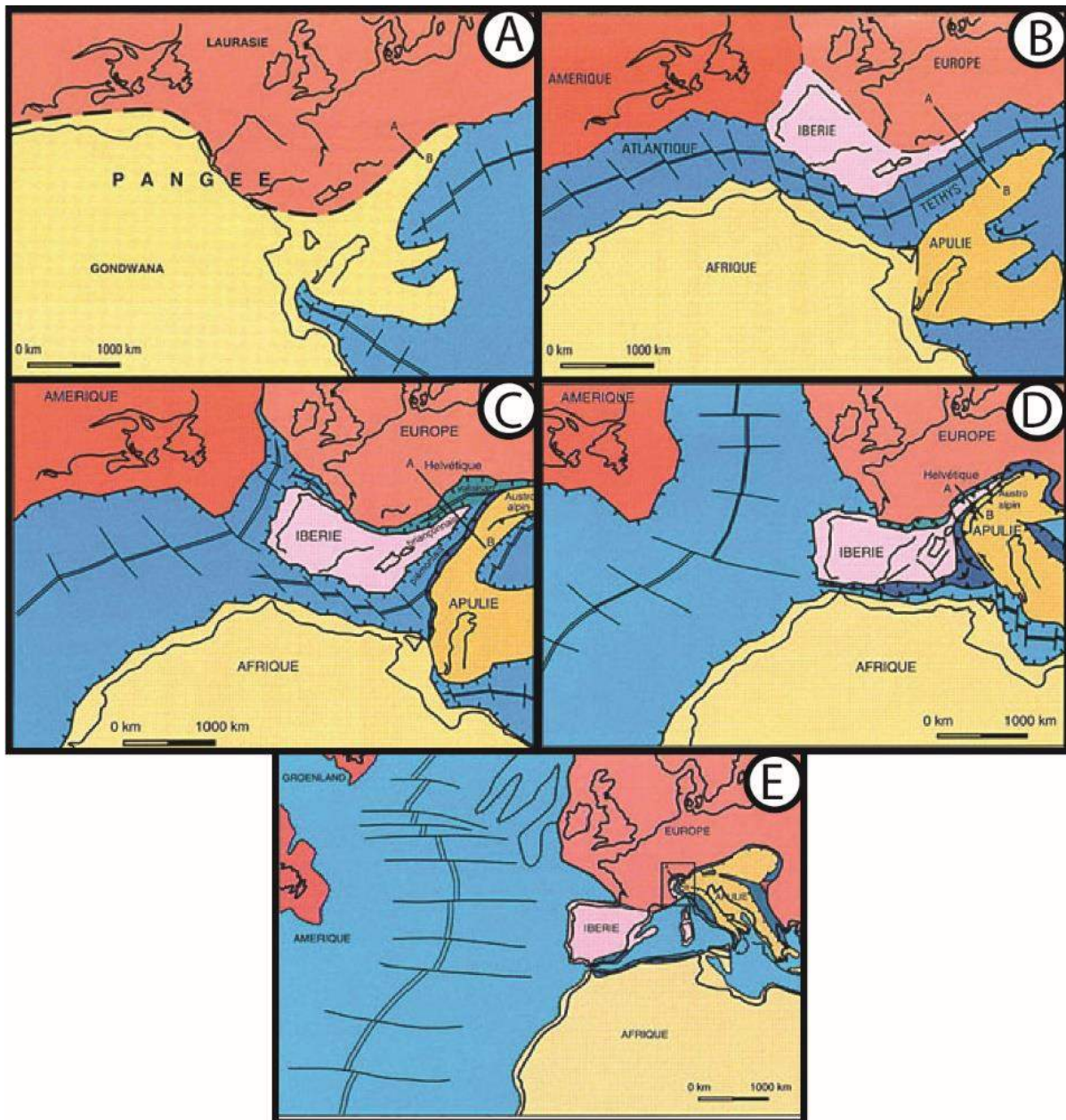


Figure 46 : Scénario de la formation des Alpes. Modifié d'après Marthaler (2014).

2.2 Géologie des Alpes

L'histoire géologique des Alpes est une histoire continue de recouvrement progressif de l'Apulie sur l'Europe en fonction d'un front pennique situé au cœur de la chaîne. La nappe de la Dent Blanche, par exemple, est le témoin du socle de la marge africaine reposant en klippe sur les unités océaniques, elles-mêmes charriées sur la marge de l'Europe métamorphisée (Mont Rose, Grand Paradis) (Pomerol et al., 2011). Cette complexité se

retrouve dans des proportions variables sur l'ensemble de l'arc alpin, dont on rappellera ici la division en grandes unités géologiques.

2.2.1 Grandes subdivisions structurales des Alpes

Les Alpes sont divisées en grandes régions structurales d'origine continentale ou océanique, dont la plupart se constituent de nombreuses nappes de charriage superposées les unes aux autres. Les Alpes orientales et méridionales constituent la moitié de la chaîne et

sont composées des unités d'origine apulo-africaine. (Fig. 47). Viennent ensuite, plus à l'ouest, les Alpes centrales puis les Alpes occidentales, qui prennent la forme d'un arc. Dans les Alpes orientales et méridionales, on peut observer des blocs structuraux d'origine européenne ou océanique qui affleurent dans une étroite bande sur le front nord de la chaîne mais également au cœur de grandes fenêtres tectoniques creusées par l'érosion au travers des nappes austro-alpines.

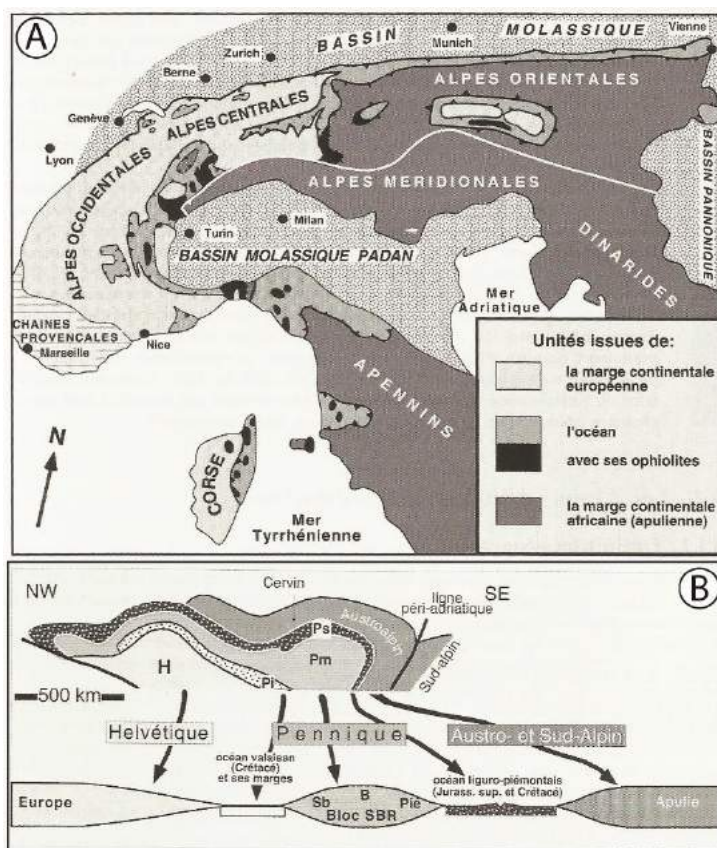


Figure 47 : Schéma structural simplifié des Alpes. A : Répartition des unités d'origine européenne, océanique et apulo-africaine. **B :** schéma de subdivisions majeures. La coupe supérieure représente la superposition actuelle des unités tectoniques et la coupe inférieure représente la reconstitution au Jurassique ; H : zone externe dauphinoise et helvétique ; P : nappes penniques ; Pi : pennique inférieur ou valaisan ; Pm : pennique moyen sub-briançonnais, briançonnais et piémontais (Bloc SBR) ; Ps : pennique supérieur ou liguro-piémontais. Extrait de Lemoine et al. (2000).

Ces grandes divisions sont elles-mêmes subdivisées en domaines lithologiques et structuraux appelés unités (Lemoine et al., 2000 ; Lemoine, 2003).

Schématiquement, celles-ci peuvent être reconstituées durant

la période où la collision continentale n'avait pas encore commencé (Fig. 47) pour l'essentiel en « dépliant » la chaîne afin de reconstituer la paléogéographie et les grands domaines tectonosédimentaires de marge passive et de subduction qui ont précédé la collision continentale. Les trois blocs continentaux que sont l'Europe (nord-pennique, unités issues de la marge continentale européenne), l'Apulie (sud-pennique, ophiolites liguro-piémontaises et leur couverture sédimentaire faite de schistes lustrés), et le bloc Briançonnais pennique moyen, bloc continental situé entre les deux domaines océaniques valaisan et liguro-piémontais) sont séparés par deux océans, l'océan valaisan et l'océan liguro-piémontais — dont on retrouve aujourd'hui des vestiges portés en altitude par la tectonique sur certains sommets alpins. Ces grands blocs aujourd'hui plissés et charriés les uns sur les autres se retrouvent au sein de l'arc des Alpes occidentales.

Ces grandes subdivisions, pour ce qui concerne la répartition spatiale des RVR, ne sont pas assez précises pour comprendre réellement l'organisation géologique et lithologique des Alpes occidentales, il est nécessaire de regarder la zone d'étude à l'échelle des unités géologiques qui traversent la zone d'étude.

2.2.2 Les différentes unités géologiques des Alpes occidentales

L'organisation spatiale des unités géologiques des Alpes occidentales est complexe dans le détail mais deux grands ensembles peuvent être distingués : les massifs cristallins (internes et externes) constitués d'affleurements de socle ; et les massifs constitués de sédiments de couverture plus ou moins intensément déformés et métamorphisés (Debelmas, 1974). Les massifs cristallins sont pour la plupart issus de la chaîne hercynienne et ont été repris par l'orogène alpine.

D'ouest en est, parmi les unités tectono-structurales on peut trouver le domaine dauphinois, le domaine Briançonnais, et enfin le domaine piémontais.

2.2.2.1 Le domaine dauphinois

Plusieurs unités géologiques composent les grands domaines identifiables dans les Alpes franco-italiennes (GEOL-ALP) (Fig. 48) :

- la zone valaisane qui correspond à l'ancien océan valaisan (Fig. 47) et qui disparaît progressivement vers le sud pour s'enfoncer au niveau de Moûtiers en Savoie. Cette zone correspond à des dépôts rythmiques de type flysch, plus riches en calcaires. Par endroits il présente des niveaux grossiers, riches en conglomérats.
- la zone ultra-dauphinoise se situe essentiellement au niveau du massif des Aiguilles d'Arves et au sud du massif des Ecrins. Une courte bande longitudinale apparaît également au sud du massif du Mont Blanc mais aussi autour du massif du Chablais. Cette zone se distingue par des dépôts détritiques avec des argiles, des grès et des conglomérats mais également dans beaucoup de cas de schistes gréseux tendres. Cette zone correspondrait aux premiers produits de l'érosion de la chaîne alpine naissante.
- le socle du craton européen apparaît surtout au sein des massifs cristallins externes et porte les plus hauts sommets alpins (Mont Blanc, Ecrins, Mercantour) (Fig. 48). Le socle est constitué de roches intrusives tels des granites, ou des roches volcaniques comme dans le massif de la Croix de Belledonne (Pomerol et al., 2011).
- les massifs subalpins, ou Préalpes, représentent le domaine le plus externe des Alpes et sont la continuation des grandes nappes helvétiques. Ils couvrent plus du tiers de l'ensemble des Alpes occidentales (Debelmas, 1974). Ils reposent sur un soubassement métamorphique surmonté par une série marno-calcaire de grande épaisseur. On peut distinguer deux ensembles : les massifs du nord commandé par les calcaires à faciès urgoniens (Vercors, Chartreuse, Bauges) et la chaîne du sud où l'armature urgonienne a disparu (Diois, Dévoluy). Ces massifs se trouvent immédiatement à l'ouest des massifs cristallins externes et présentent une structure plutôt tabulaire pour certains massifs (Vercors), ou bien déformée en plis à petits rayons de courbure et éventrés par l'érosion pour former des inversions de relief par rapport à la structure (Chartreuse : vals perchés, crêts externes, etc...).

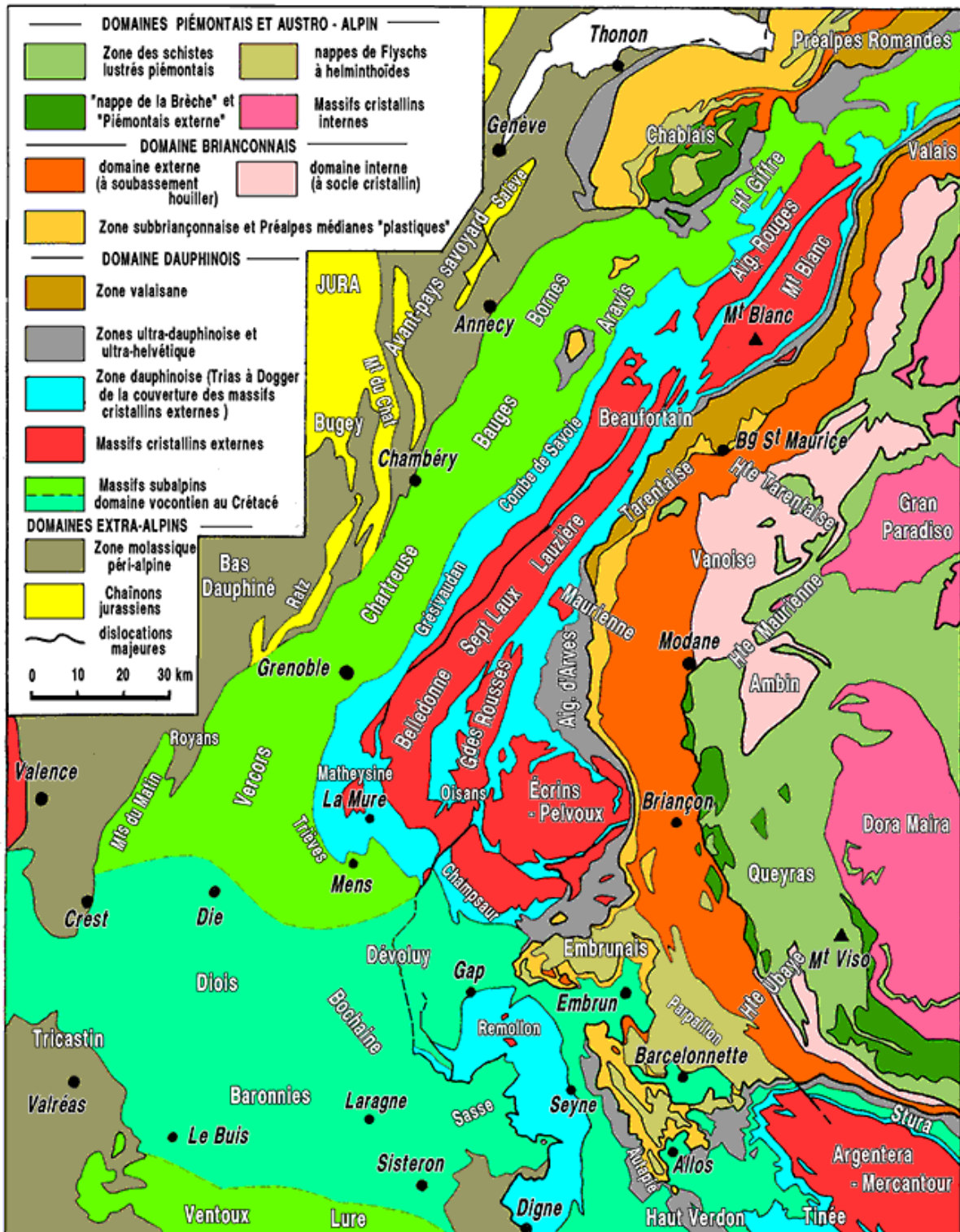


Figure 48 : Carte des unités géologiques des Alpes occidentales. Extrait de "GEOL-ALP", Maurice Gidon.

2.3.2.2 Le domaine briançonnais

Le domaine briançonnais correspond aux zones internes des Alpes et comprend :

- la zone externe, soubassement schisto-gréseux datant du Carbonifère, suit parfaitement l'arc des Alpes occidentales et se trouve coincée entre la zone sub-briançonnaise et les Alpes piémontaises. On rattache à cette unité la partie orientale du Chablais. Ce domaine correspond aux grès, schistes et conglomérats d'âge carbonifère accumulés lors de la destruction de la chaîne hercynienne. Un deuxième domaine peut être rattaché à celui-ci : le domaine externe où le socle hercynien apparaît plus fréquemment et qui correspond aux massifs de la Vanoise, d'Ambin, de la Grande Sassièrre en haute-Tarentaise, et du Grand Saint-Bernard.
- La zone sub-briançonnaise qui s'étend en une fine bande de Bourg Saint-Maurice jusqu'à Allos, dans les Alpes Maritimes. Cette zone est essentiellement constituée de calcschistes et des schistes argilo-gréseux. On rattache habituellement à cette zone la partie occidentale du Chablais.

2.2.2.2 Le domaine piémontais

Le domaine piémontais se distingue clairement des autres de par la nature de ses roches et des paysages qui en résultent. Elle comprend plusieurs unités géologiques :

- la zone des schistes lustrés représente presque l'ensemble des roches de cette zone et correspond à un large charriage venant de l'est. Les schistes lustrés sont présents sur de grandes épaisseurs et se forment de calcschistes plus ou moins détritiques et métamorphisés. On peut également trouver des bancs de marbres issus du métamorphisme alpin. Le pendage de ces couches donne un relief aux pentes relativement douces vers l'ouest et raides vers l'est. Cette zone correspond également aux nombreuses intrusions d'ophiolites qui représentent les roches

volcaniques sous-marines du fond de la Théthys, métamorphisées ou non (cas exceptionnel du Mont Chenaillet).

- la zone de la brèche et « piémontais externe » est considérée comme étant intermédiaire entre les zones Briançonnaise et piémontaise, auxquelles on rattache aujourd'hui la nappe de la Brèche du Chablais, qui repose en klippe sur l'autochtone et provient des zones les plus internes (Steffen et al., 1993). Cette zone correspond à des calcaires argileux noirs et des schistes plus récents qui peuvent s'apparenter à des schistes lustrés.
- la zone des flyschs à Helminthoïdes est une nappe de charriage transportée depuis les zones internes et isolée de sa « partie » géologique par l'érosion. La plus grosse partie se trouve dans l'embrunois et le massif du Parpaillon, et se trouve constituée de flyschs à prédominance de bancs calcaires. On trouve également une nappe de flyschs à helminthoïdes dans la partie nord, au niveau des Gets dans le Chablais, sous forme de klippe.
- la zone cristalline interne correspond aux massifs du Grand Paradis et de Dora Maira et témoigne de la subduction de la marge continentale européenne (Pomerol et al., 2011). Cette zone comprend un socle hercynien très peu métamorphisé lors de l'orogénèse alpine et comporte essentiellement des affleurements de granites.

2.2.3 La sismicité dans les Alpes

2.2.3.1 La sismicité à l'échelle de l'arc alpin, révélatrice de l'activité tectonique de la chaîne

L'enregistrement des ondes sismiques via un réseau mondial de suivi donne très rapidement des informations précises sur les caractéristiques des séismes (localisation, géométrie de la faille, orientation, longueur). Le lieu de rupture, ou foyer, se situe le plus souvent dans les vingt premiers kilomètres de la croûte terrestre, et l'épicentre est le point en surface, à l'aplomb du foyer. La rupture se propage le long d'une faille. Bien connaître les failles, c'est tenter de prédire les futurs séismes, même si dans l'état actuel de nos

connaissances, il est impossible de prévoir leur date d'occurrence : on ne peut qu'évaluer le risque sismique. En France, on connaît plutôt bien les failles anciennes qui sont source de séismes dans les massifs montagneux.

Dans les Alpes, de nombreuses études sismologiques ont été effectuées et nous font connaître la sismologie alpine avec précision (e.g. Solarino et al., 1997). Ainsi l'image générale des déformations sismiques à l'échelle des Alpes montre une rotation antihoraire de la plaque de l'Apulie qui induit une rotation horaire le long du système de failles qui épouse l'arc des Alpes occidentales (Delacou et al., 2008). La sismicité montre qu'une extension prévaut dans le cœur de la chaîne (Sue et al., 2007a et b) ; seuls les domaines externes et dauphinois restent en compression (Fig. 49). Cette extension au cœur du massif alpin pourrait s'expliquer par un effondrement gravitaire de la chaîne (Sue et al., 2007b ; Delacou et al., 2004), associé à un déplacement de la racine lithosphérique profonde. L'activité tectonique et les vitesses sismiques sont assez lentes voire très lentes, de l'ordre de 3 à 5 mm/an (Calais et al., 2000), avec des différences en fonction des massifs : des séismes en extension de 2 à 4 mm/an dans l'aire briançonnaise (Sue et al., 2002), des déformations compressives dans la chaîne de Belledonne de l'ordre de 3 à 5 mm/an (Martinod et al., 1996). Les séismes dans les Alpes se produisent majoritairement à faible profondeur, avec un pic entre 5 et 10 km (Delacou et al., 2004).

2.2.3.2 Description de la sismologie dans les Alpes occidentales

Le développement de la cartographie associé aux progrès liés aux nouvelles technologies ont rendu possible une meilleure compréhension des mécanismes et de la distribution spatiale des séismes (Guyoton, 1991).

L'instrumentation alpine pour le suivi des séismes a commencé dans les années 1920. Dès 1987, un réseau de surveillance des séismes a été mis en place nommé « SISMALP » avec 44 stations (Thouvenot et al., 1990 ; Thouvenot et Fréchet, 2006) suivies quotidiennement. Au fil des années, le nombre de stations a augmenté pour atteindre 74 aujourd'hui, en allant du Massif central à la bordure italienne. Le réseau SISMALP poursuit quatre buts distincts (Thouvenot, 2002) :

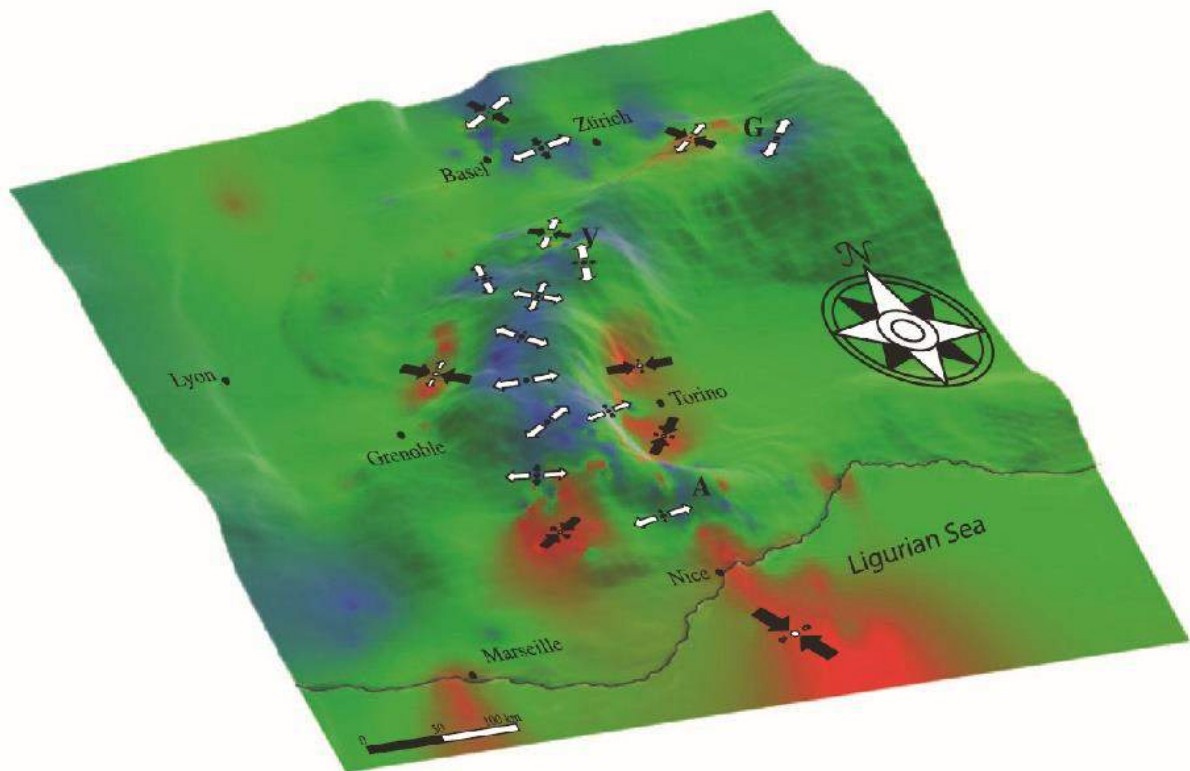


Figure 49 : Carte 3D de la compression/extension des Alpes occidentales. Source : Sue et al., 2007a. Les zones en bleu correspondent aux zones en extension qui se développent de l'Argentera (A) jusqu'en Valais (V), et dans une moindre mesure jusqu'au Grisons (G). Les zones en rouge correspondent aux zones en compression.

- localiser les séismes afin de pouvoir cartographier le plus précisément possible les zones sensibles de façon à pouvoir adapter les réglementations parasismiques ;
- comprendre la dynamique des Alpes, déterminer l'orientation et les grandes structures qui ont été impactées ;
- mieux connaître la structure profonde des Alpes (le réseau observe les anomalies de propagation des ondes) ;
- construire une base de données qui peut servir pour d'autres études.

En se basant sur les résultats des suivis, il s'avère que la sismicité est modérée si on la compare aux autres chaînes de montagne (Sue et al., 1999), avec des tremblements de terre de $M_L = 3$ à $M_L = 5$ majoritairement dans le sud du Valais, le Briançonnais et l'arc piémontais

(Delacou et al., 2004). En moyenne, un séisme de magnitude supérieure à 3,5 survient tous les ans, et un supérieur à 4,5 tous les 10 ans (Thouvenot, 2002). Le plus fort séisme a été recensé à Corrençon-en-Vercors le 25 avril 1962, avec une magnitude de 5,3 (Martinod et al., 1996).

Toujours d'après ces suivis, on peut distinguer plusieurs zones sismiques d'importances (Fig. 50) :

- la zone du Valais avec une concentration de séismes au niveau de la ville de Sion (Suisse) ;
- l'arc briançonnais (Sue et al., 1999), qui s'étend de la vallée de l'Ubaye jusqu'au cœur du massif de la Vanoise au niveau des vallées des Dorons de Belleville et des Alluès (Savoie), en passant par Guillestre, Briançon et Saint-Michel de Maurienne. Il suit la principale poussée oligocène de la zone interne sur la zone externe des alpes occidentales, et correspond au front pennique ;
- l'arc piémontais (Sue et al., 1999) est localisé à l'extrême ouest de l'indentation du manteau et de la croûte inférieure et suit le piedmont alpin du côté italien en partant des environs de Cuneo pour aller vers l'aval de la vallée de Suse, à proximité de Turin ;
- l'avant pays NO de Belledonne à partir de la vallée du Drac, au sud de Grenoble, en direction de Sixt-Fer-à-Cheval en passant par Uriage, Allevard, St Pierre d'Albigny, Faverges, le Grand Bornand et Samöens. Une partie de cet arc sismique a été baptisée « faille bordière de Belledonne » (Thouvenot et al., 2002) car elle s'appuie sur le flanc ouest de ce massif.

A l'intérieur de ces zones sismiques d'importances, certaines sous-zones ont enregistré des évènements multiples. Ceci a notamment été le cas dans la vallée de l'Ubaye avec un essaim de plus de 16000 séismes entre 2003 et 2004 (Jenatton et al., 2007) — la nappe de l'embrunois-Ubaye étant caractéristique de séismes se provoquant en essaim

(Guyoton et al.,1991), mais également dans les nappes cristallines au niveau de Sampeyre au pied du Viso (Italie) (Godano et al., 2013).

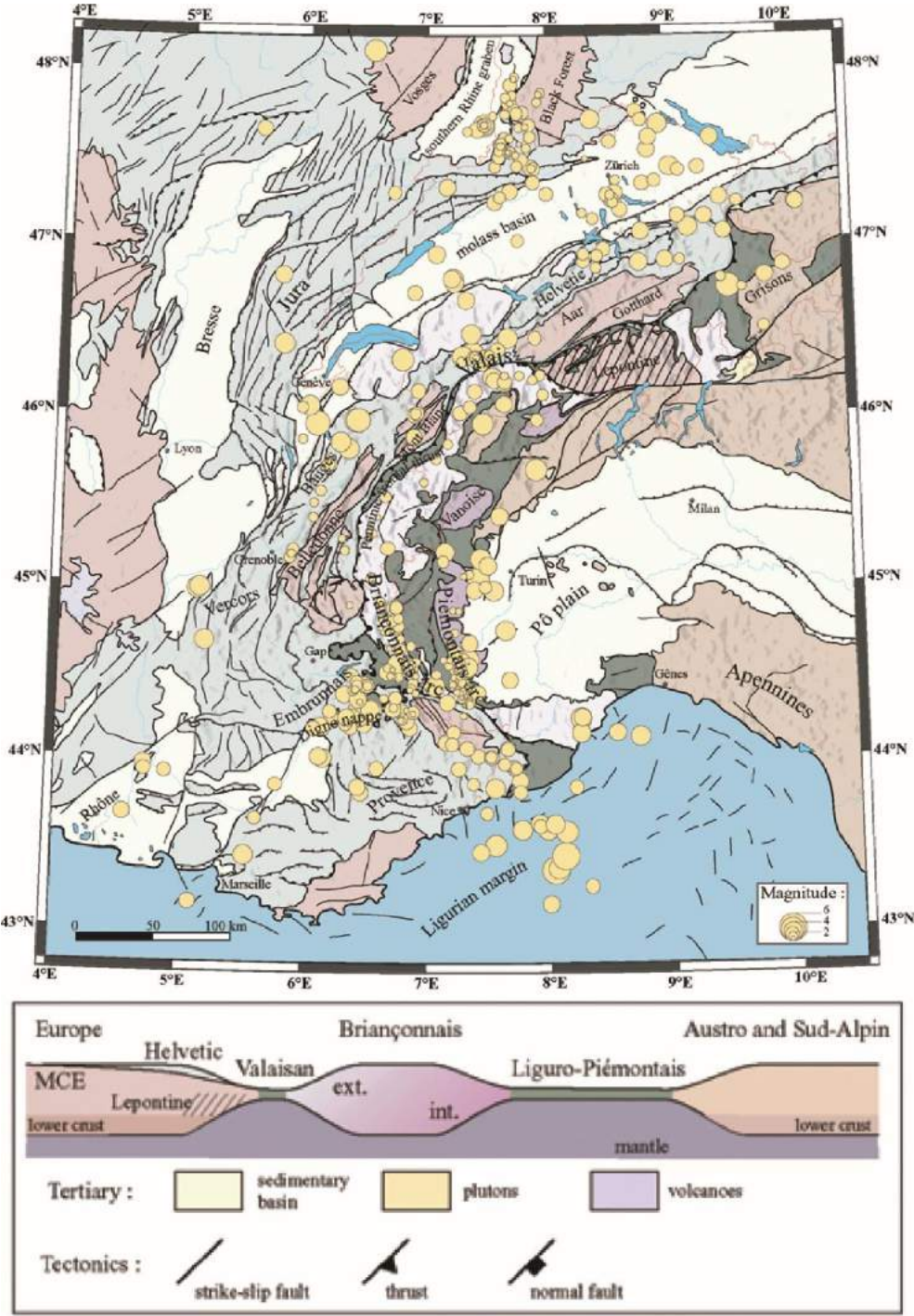


Figure 50 : Carte sismo-tectonique des Alpes occidentales. Extrait de Delacou et al. (2004).

Bien que certaines zones soient particulièrement affectées par des séismes, certaines ne le sont pas au contraire et peuvent être considérées comme asismiques, comme c'est le

cas pour les massifs du Vercors et de la Chartreuse (Sue et al., 2007b), même s'il y a eu le séisme de Corrençon-en-Vercors ($M_L = 5,3$).

2.2.4 Modèle des taux de soulèvement alpin et implication du rebond glacio-isostatique

Avec des données GPS et des données de nivellement verticaux, en accord avec les contributions de processus de surface (érosion et rebond glacio-isostatique : Champagnac et al., 2007), des modèles du soulèvement des Alpes occidentales et centrales ont pu être proposés (Barletta et al., 2006 ; Baran et al., 2014 ; Nocquet et al., 2016). Ainsi on peut observer que les zones où les taux sont les plus forts se situent dans les massifs de la Vanoise et du Beaufortin, englobant les vallées de la Tarentaise et de la Maurienne (Fig. 51). On observe également que les zones d'extension sismotectonique sont corrélées avec les taux de soulèvement les plus rapides. Pedrazzini et al. (2015) ont montré, dans le bassin du Haut-Rhône, que les RVR étaient corrélées aux taux de soulèvement les plus importants.

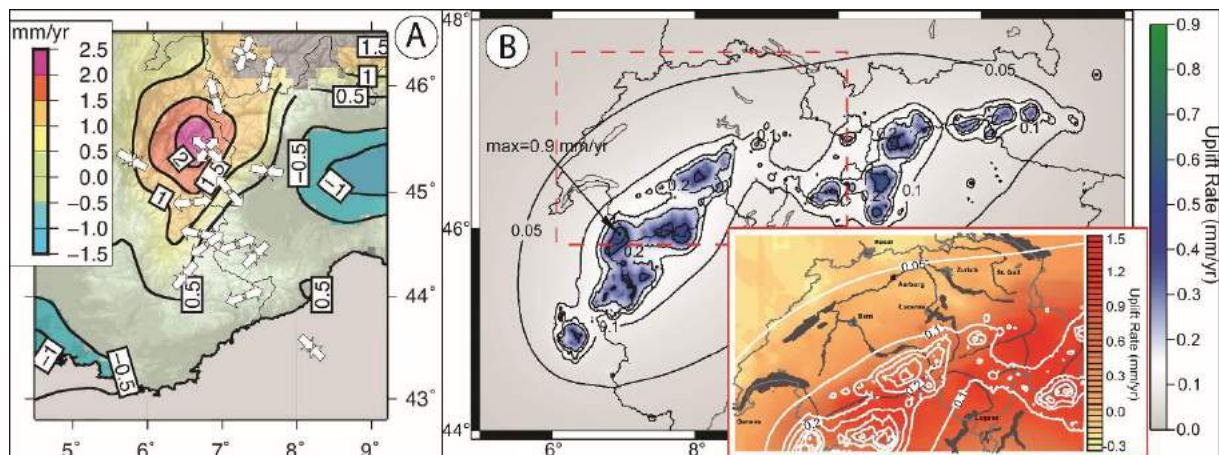


Figure 51 : Taux de soulèvement verticaux et rebond glacio-isostatique dans les Alpes occidentales. A : taux de soulèvement verticaux (en mm/an) combinant les données GPS et de nivellement. Les contraintes sismotectoniques sont également représentées. D'après Nocquet et al. (2016). B : taux verticaux de la réponse élastique due à la fonte des glaciers würmiens. D'après Barletta et al. (2006).

Les effets du rebond glacio-isostatique sur le soulèvement actuel varient d'une étude à l'autre : ce dernier serait d'environ 1 mm/an pour Nocquet et al. (2016), et de 0.2 mm/an pour Stocchi et al., (2005). Les taux maximums sont observés dans le massif du Mont Blanc, avec une valeur de 0.9 mm/an (Barletta et al., 2006).

2.3 La pluviométrie dans les Alpes

A une échelle de temps courte, le climat est le facteur le plus important qui gouverne l'environnement naturel des montagnes. Les climats de montagne sont déterminés par 4 principaux facteurs (Beniston, 2005) : la continentalité, la latitude, l'altitude et les facteurs topographiques (topoclimat). Ces facteurs contribuent à la distribution des précipitations sur l'arc alpin, si bien que celui-ci est couramment appelé le « château d'eau » de l'Europe (Fort, 2015) car la chaîne alimente en eau douce une bonne partie du continent. De nombreuses études climatiques ont été menées sur l'arc alpin aussi bien à l'échelle de la chaîne (Vivian, 1976 ; Beniston, 2005 ; Isotta et al., 2014) qu'à l'échelle nationale française (Moisselin et al., 2002).

Sur l'ensemble de la chaîne on trouve des climats très différents. A moins de 100 km de distance on trouve des différences de précipitations aussi grandes qu'entre la Crête et la côte ouest de l'Ecosse (Schwarb et al., 2001). Ainsi, ces auteurs ont calculé des précipitations moyennes dans la vallée d'Aoste d'environ 500 mm/an et dans le massif du Ticinesi (à environ 120 km à l'est) des précipitations pouvant atteindre les 2500 mm/an.

2.3.1 Inventaires pluviométriques disponibles

Il a fallu attendre le milieu du XIX^{ème} siècle pour avoir un réseau de mesures pluviométriques relativement fiable, c'est-à-dire avec des mesures régulières dans l'espace et dans le temps. Même si les précipitations sont relevées à une échelle plus fine que dans n'importe quelle autre chaîne de montagne du monde (Schwarb et al., 2001), cette région est toujours handicapée par l'hétérogénéité des mesures disponibles (Isotta et al., 2014).

Les inventaires disponibles travaillent avec les pluies et les précipitations neigeuses (e.g. Frei et Schär, 1998), ce qui explique notre volonté de traiter sous un même chapitre les pluies et la neige. De plus, la répartition des précipitations neigeuses est à peu près identique à la distribution spatiale des pluies (Boisvert, 1955 ; Martin et al., 1994).

A l'échelle de la chaîne, il existe plusieurs inventaires pluviométriques, certains avec plus de 200 ans de mesures avec 242 stations actuellement réparties sur l'ensemble du territoire alpin (base données HISTALP ; Auer et al., 2007), et d'autres sous la forme de données suivant un maillage continu pouvant aller jusqu'à 5x5 km de résolution, avec plus

de 6000 stations (Frei et Schär, 1998 ; Schwarb et al., 2001 ; Isotta et al., 2014) (Fig. 52A et C).

A l'échelle des Alpes françaises, et depuis les années 1990, le modèle SAFRAN a été créé (Durand et al., 2009) (Fig. 52B). Ce modèle produit des moyennes de précipitations par massifs. Le modèle CROCUS, basé sur le modèle SAFRAN, concerne quant à lui les précipitations neigeuses (Durand et al., 1993 ; Martin et al., 1997). Grâce à ce modèle et au réseau de pluviomètres, certains massifs ont pu être étudiés de manière précise, comme le Chablais (Bravard et al., 1991).

2.3.2 La pluviométrie sur l'arc alpin

Comme évoqué brièvement plus haut, les différences pluviométriques sont grandes lorsque l'on regarde l'arc alpin (Fig. 52A et C). De manière générale, c'est l'Est de la chaîne (Croatie, Slovénie) qui cumule les plus fortes hauteurs de précipitations, avec le massif du Mangart à la frontière entre l'Italie et la Slovénie, ou bien le massif du Gorski Kotar au nord de la Croatie. En Suisse c'est le massif du glacier d'Aletsch qui cumule les plus fortes précipitations. Dans l'ensemble, les zones à fort cumul de précipitations se divisent en deux bandes bien individualisées : la bordure nord partant du massif du Vercors et allant jusqu'aux Alpes de Salzburg en Autriche et la bordure sud partant des Alpes de Ticinesi (Italie) pour finir en Croatie et en Slovénie. Les valeurs pluviométriques maximales se trouvent le long du front externe de la chaîne, pénétrant par le sud (Frei et Schär, 1998). Les deux bandes se réunissent près du col du St-Gothard. Ailleurs, elles sont séparées par des zones plus sèches, notamment dans le Tyrol autrichien ou dans une moindre mesure dans le bassin du Haut-Rhône. Les bandes à fortes précipitations sont concentrées sur l'étage situé autour de 1000 mètres d'altitude (Vivian, 1976). A l'intérieur de la chaîne, la hauteur annuelle moyenne de précipitations diminue malgré les altitudes plus élevées. Il y a donc une hétérogénéité des altitudes auxquelles se produisent les précipitations maximales. Si le Mont Blanc est une zone avec de fortes précipitations, le Jura (un peu plus au nord) n'en est pas moins encore plus arrosé. Ainsi, la corrélation systématique entre altitude et précipitations est faible (Vivian, 1976).

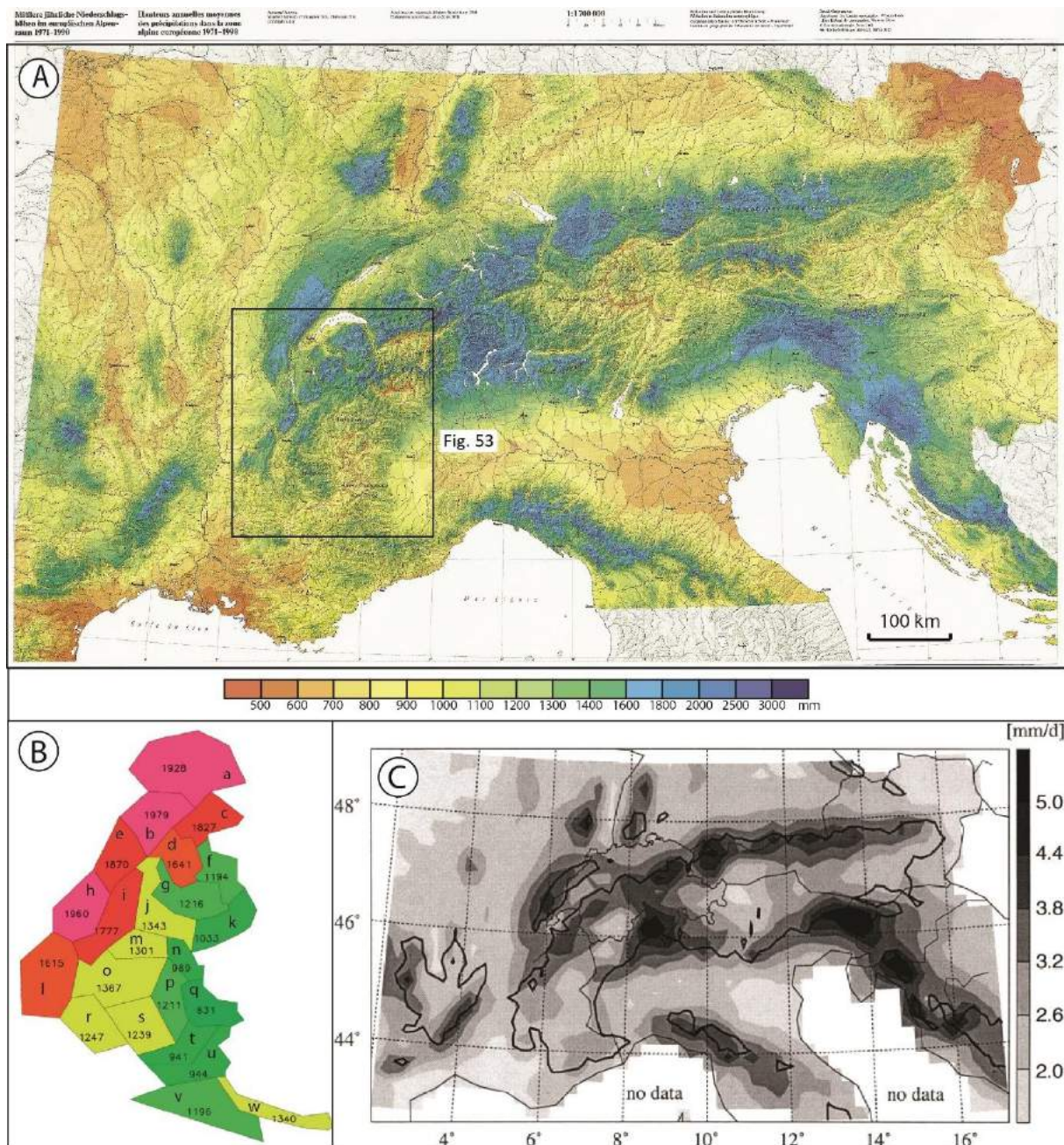


Figure 52 : Exemples d'inventaires pluviométriques sur les Alpes. A : inventaires sur l'arc alpin de Schwarb et al. (2014). Données basées sur 5831 stations pluviométriques (stations de vallées et situées sur les versants). **B :** inventaire sur les Alpes françaises (Durand et al., 2009), a : Chablais, b : Aravis, c : Mont Blanc, d : Beaufortin, e : Bauges, f : Haute-Tarentaise, g : Vanoise, h : Chartreuse, i : Belledonne, j : Maurienne, k : Haute-Maurienne, l : Vercors, m : Grandes Rousses, n : Thabor, o : Oisans, p : Pelvoux, q : Queyras ; r : Devoluy, s : Champsaur, t : Parpaillon, u : Ubaye, v : Alpes azuréennes, w : Mercantour. Les valeurs sont les moyennes pluviométriques. **C :** inventaire à l'échelle de l'arc alpin de Frei et Schär (1998).

Certains auteurs estiment que, malgré les variations des glaciations pléistocènes, la répartition régionale des pluies peut être considérée comme étant stable depuis le début du

soulèvement, donc probablement depuis le Néogène (Agliardi et al., 2013). Toutefois, d'autres études montreraient le contraire. Par exemple, Monegato et al., (2017), indiquent que l'époque du Würm était caractérisée par un front polaire plus au sud qu'actuellement et que les influences méditerranéennes ont peut-être eu une influence forte sur l'enneigement et la géographie des précipitations alpines.

2.3.3 Particularité des Alpes occidentales

En ce qui concerne les Alpes occidentales, les totaux pluviométriques annuels semblent globalement plus faibles que sur les autres parties de la chaîne (orientales et centrales) (Fig. 52 ; Fig. 53). La faible corrélation entre les précipitations et les altitudes se confirme car, malgré les fortes précipitations sur le Mont Blanc, les massifs qui reçoivent le plus de pluie sont les massifs préalpins (Bauges, Chartreuse, Bornes, Aravis, Chablais) avec des taux pouvant dépasser 2000 mm/an à des altitudes d'environ 1000 m. Les massifs de Belledonne, des Ecrins et du Dévoluy reçoivent des totaux d'environ 1400-1600 mm/an au maximum. Les parties centrales comme le Queyras, les Alpes cottiennes ou bien les Alpes Grées reçoivent, quant à elle, des précipitations atteignant les 900 mm/an au maximum. Globalement, les parties externes de la zone d'étude sont bien plus arrosées et le gradient pluviométrique vers l'Est et vers la plaine du Pô est très net, même si le piedmont italien reçoit plus de pluie que le cœur de la chaîne grâce à l'influence des courants venant du sud.

2.4 Caractérisation physique des versants alpins

Les Alpes sont caractérisées par un relief important parce que les glaces quaternaires ont élargi et approfondi de nombreuses vallées. Suite à la glaciation würmienne puis à la déglaciation qui a suivi, les processus liés au contexte para et postglaciaires se sont conjugués pour produire les modelés que l'on connaît aujourd'hui. Nous faisons l'hypothèse que l'ensemble de ces processus a pu préparer de manière non négligeable la production des RVR.

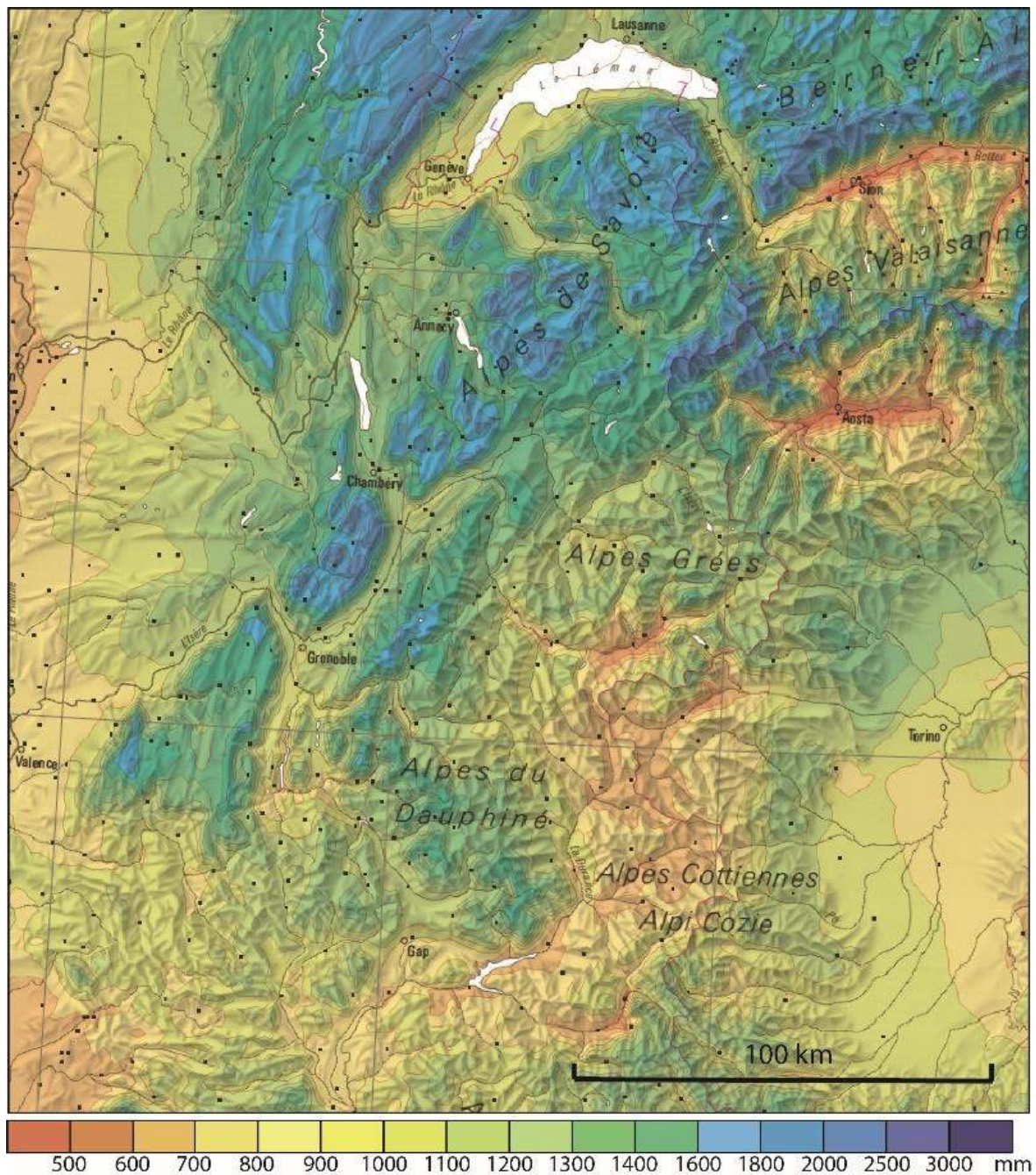


Figure 53 : Précipitations des Alpes occidentales. D'après Schwarb et al. (2014).

2.4.1 Paléogéographie de l'englacement quaternaire

La glaciation alpine est bien connue grâce à un grand stock de données géomorphologiques et sédimentologiques (Vivian, 1975 ; Ivy-Ochs et al., 2008 ; Norton et Hampel, 2010), et aussi parce qu'elle a commencé il y a plus d'un siècle avec les travaux d'Agassiz (1840). Le début de l'englacement majeur, interprété à partir de la stratigraphie,

serait daté du MIS 22 (870 ka BP) (Scardia et al., 2012). Les reconstitutions paléogéographiques de l'emprise glaciaire ont été nombreuses au cours des dernières décennies (e.g. Monjuvent, 1973 ; Jorda, 1988 ; Beaudevin, 2000 ; Kelly et al., 2004 ; Coutterand et Buoncristiani, 2006 ; Van Der Beek et Bourbon, 2008 ; Ravanel et al., 2009 ; Delunel, 2010 ; Cossart et al., 2011), même si, selon Beaudevin (2000), les tracés des langues glaciaires dans les vallées mériteraient une étude plus approfondie car certains points restent encore en discussion, notamment en ce qui concerne la glaciation du Röss. Ces nombreuses études ont néanmoins permis des reconstitutions de l'emprise de l'englacement à l'échelle des Alpes occidentales (Coutterand, 2010 ; Buoncristiani et Campy, 2011) mais également de montrer qu'il existerait un fort contrôle topographique sur les récentes glaciations du Quaternaire (Pedersen et Egholm, 2013).

La paléogéographie de l'emprise glaciaire requiert la recherche de marqueurs morphologiques caractéristiques du passage de la glace tels que des roches moutonnées, les *trimlines*, des épaulements d'auges glaciaire, des blocs erratiques, et bien sûr des dépôts morainiques.

2.4.1.1 Description de la paléogéographie würmienne

La dernière glaciation qui occupait les Alpes, le Würm, date de 110 à 10-15 ka BP (Giles, 2012). Cette glaciation était suffisamment développée pour s'étendre sur le piémont. La principale langue glaciaire, le glacier rhodanien, atteignait presque Lyon et faisait environ 300 km (Coutterand, 2010). La reconstitution des flux permet d'identifier deux langues glaciaires principales (Fig. 54). La première partait du sud du massif du Mont Blanc et de la Tarentaise (et une partie de la Maurienne) et alimentait le lobe lyonnais, lui-même alimenté par le glacier du Rhône venant de Suisse. Ces langues glaciaires étaient chenalisées par les grandes vallées alpines (Arve, Annecy, ou bien Chambéry). La deuxième langue principale s'étendait du couple Belledonne-Grandes Rousses au flanc occidental du massif des Ecrins. Les grandes vallées du Drac et de la Romanche ont collecté ces flux de glace et les ont déversés sur le piémont en aval de Grenoble.

Au sud des Alpes, le glacier de la Durance s'étendait jusqu'à Sisteron et était alimenté par les glaciers du Guil, de Névache, des nombreuses vallées du massif des Ecrins mais

également par le glacier de l'Ubaye mais était visiblement moins puissant que le lobe lyonnais.

La zone du Trièves était occupée par de vastes lacs proglaciaires qui étaient alimentée par le glacier de la Bonne, de la Séveraise, des eaux descendant du Dévoluy, mais également par les puissants glaciers de la Romanche, de l'Isère, du Drac, et de la Durance. Le glacier du Drac était poussé vers le nord par le glacier de la Durance qui passait en diffluence par le col Bayard et qui mourrait au niveau de St Eusèbe pour former un petit lac proglaciaire coincé entre ces glaciers et celui de la Séveraise.

De minces glaciers ou calottes apparaissaient sur les massifs du Vercors, de la Chartreuse ou bien du Dévoluy. Par endroits les glaciers présents n'étaient que des digitations de langues glaciaires de glaciers plus importants. Cela est visible au niveau de la petite vallée d'Engins (Vercors), que le glacier de l'Isère remontait pour atteindre l'aval de Lans-en-Vercors.

Des langues glaciaires de moindre importance que les grands lobes français parcouraient le côté italien. Si ce n'est deux langues majeures qui arrivaient à s'épandre sur la plaine du Pô (les glaciers de la Ripaire et de la Baltea avec l'immense amphithéâtre morainique d'Ivrea (Gianotti et al., 2008)), les fronts des autres glaciers se situaient dans les parties basses des vallées italiennes. La grosseur des glaciers de la Ripaire et de la Baltea s'explique par l'apport des glaces du massif du Mont Blanc et des hauts sommets suisses (le Cervin par exemple) pour le glacier de la Baltea, et par l'apport via la diffluence du col du Mont Cenis du glacier de la Maurienne ; et par l'apport de glace du massif du Mont Thabor en passant par la Vallée Etroite et le col de Montgenèvre en ce qui concerne le glacier de la Ripaire.

Les épaisseurs de glace pouvaient varier en fonction des massifs mais pouvaient atteindre plus de 1000 mètres dans certains endroits. Par exemple, le glacier de la Durance atteignait plus de 2000 m d'épaisseur à l'emplacement actuel de Briançon, ce qui a favorisé la production de nombreuses langues de diffluence et de transfluence vers les vallées adjacentes.

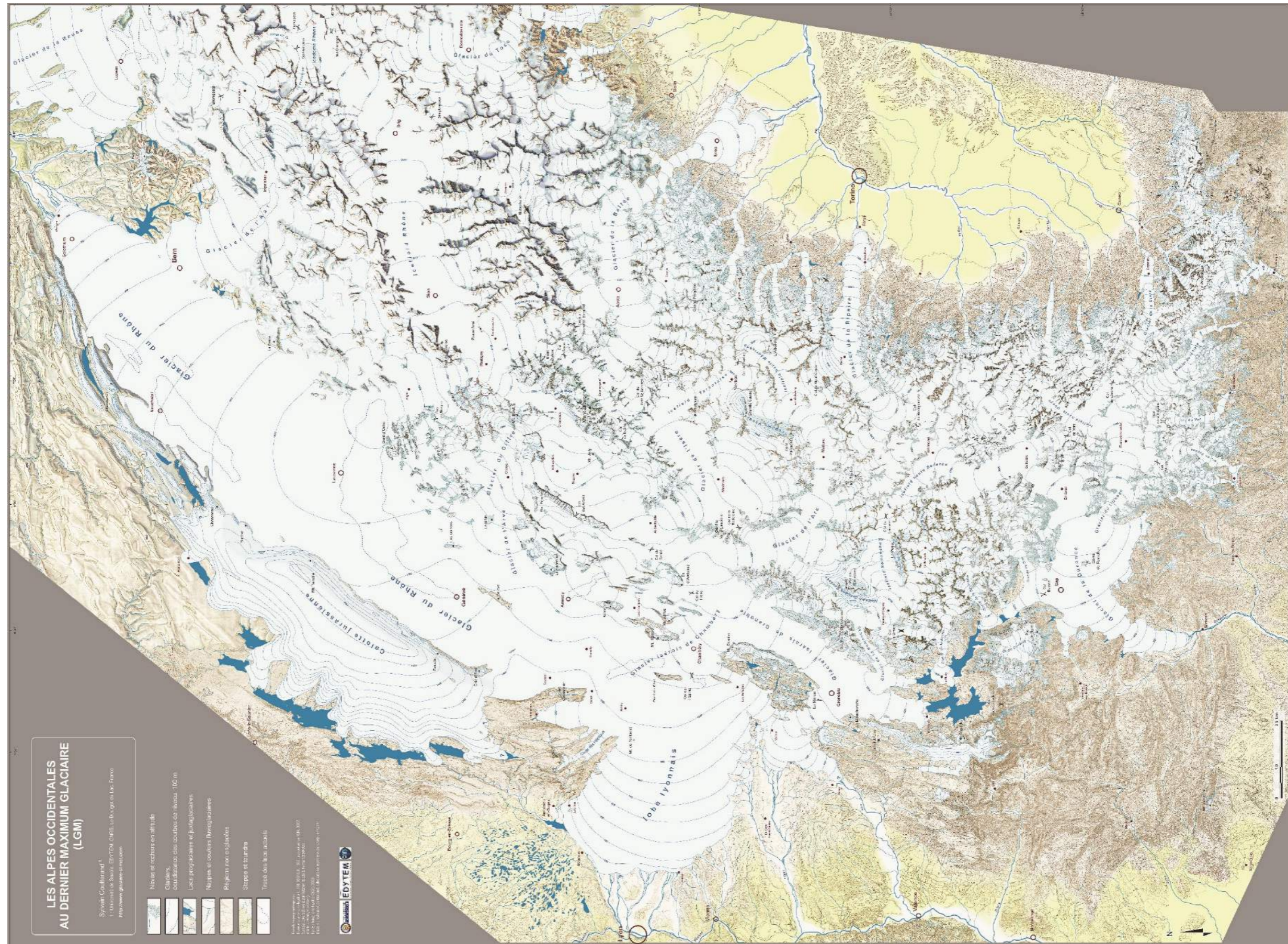


Figure 54 : Carte du paléoenglacement würmien des Alpes occidentales. D'après de Coulterand (2010).

2.4.1.2 Brève histoire de la déglaciation

Le maximum würmien semble antérieur à 40 ka BP (Triganon et al., 2005), les fronts reculant progressivement par la suite. La chronologie de la déglaciation reste encore actuellement débattue, et de nombreuses interrogations et questionnements restent encore à résoudre.

Durant cette déglaciation progressive, on peut noter des phases de progression intercalaires. La première a eu lieu un peu avant 20000 BP, bien enregistrée par les terrasses de kame du lac Léman (Dray, 1993), qui montrent un front glaciaire aux environs du Léman. Après cette réavancée, le retrait a été très rapide (Fig. 55) car dès 15 000 BP (Dryas ancien), les basses vallées et les piémonts sont libres de glace (Jorda et al., 2000 ; Rosique, 2004). Dans les Alpes du Sud, la déglaciation est plus marquée car seuls les glaciers de cirques subsistaient encore au Dryas ancien (Jorda et Rosique, 1994). Ce dernier reste néanmoins unanimement reconnu comme une phase où les glaciers se sont développés car les températures étaient suffisamment froides pour favoriser les réavancées glaciaires (Fig. 55).

Autour de 13 000-12 000 BP, la période du Bölling-Allerød, est une phase de réchauffement très net du climat qui a favorisé la retraite généralisée des glaciers alpins. Autour de 11 000 BP, le Dryas récent est caractérisé par un refroidissement majeur et donc une réavancée glaciaire dont les moraines marquent encore aujourd'hui les paysages par ses moraines volumineuses. Ce stade du Dryas récent a été suivi très rapidement par une autre phase de progression (le Préboréal), qui a construit des édifices morainiques se situant juste en aval des constructions du PAG. Tout comme la phase du petit optimum climatique de 9000 à 5000 BP, le Boréal (10 200-9000 BP) apparaît comme une phase trop chaude pour pouvoir observer une avancée significative des glaciers de montagne. Lors de l'Holocène, le PAG est la seule phase de réavancée suffisamment majeure pour avoir laissé des traces et des archives sédimentaires dans les paysages. Depuis la fin du PAG, les glaciers ne cessent de se retirer dans la zone de cirques, seules les années 1920 et 1980 ont enregistré une petite réavancée, due en grande partie aux fortes précipitations de ces décennies (Deroin et Condom, 2007). Cette chronologie de la déglaciation semble en adéquation avec les nombreuses activations des RVR enregistrées en Europe durant les phases chaudes de l'Holocène (cf. 1.5.2).

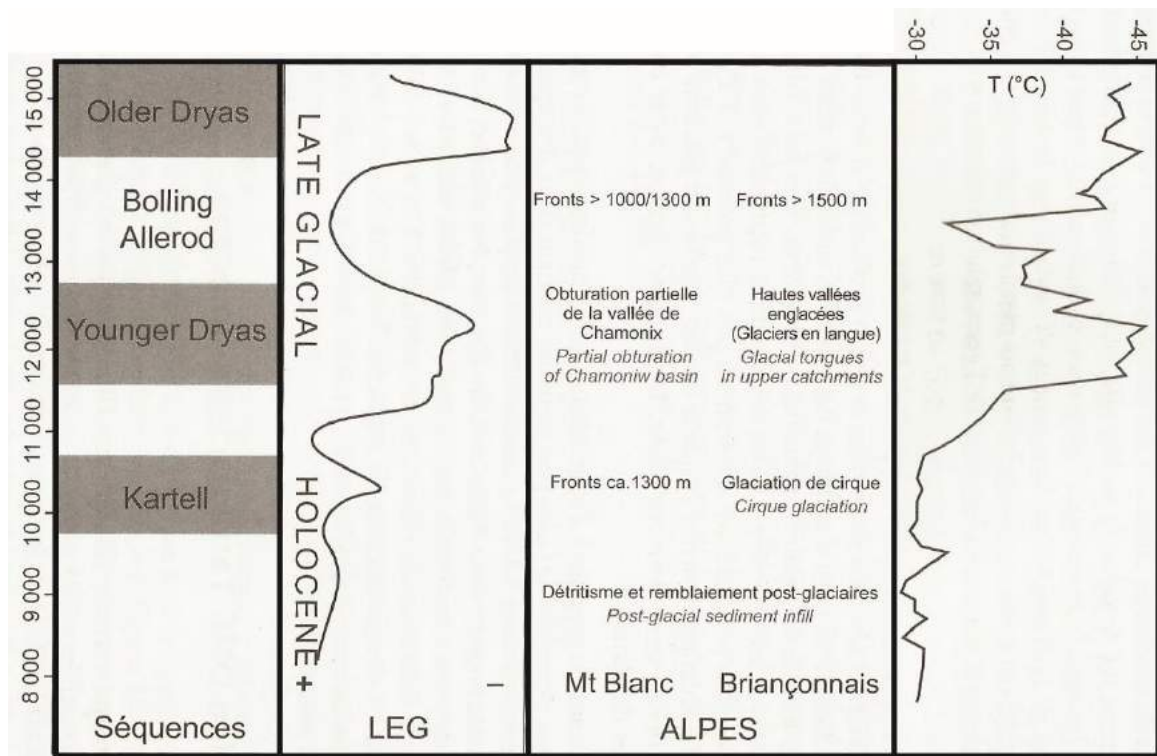


Figure 55 : Chronologie de la déglaciation würmienne dans les Alpes. Modifié d'après Mercier (2013).

2.4.2 Phénomènes paraglaciaires et formes d'érosion glaciaire

2.4.2.1 Concept d'une phase paraglaciaire

Durant le Quaternaire, les glaciers ont progressivement approfondi les vallées des montagnes. Dans ces bassins versant périodiquement englacés, toute phase de déglaciation engendre un déséquilibre géomorphologique majeur des versants, dont le comportement peut s'assimiler à la recherche perpétuelle d'un état d'équilibre (Ballantyne, 2002 ; Cossart et al., 2013). Cette « recherche » d'une pente critique d'équilibre se manifeste par des redistributions de masse en vue d'atteindre l'angle de repos idéal, et peut durer plusieurs milliers d'années (Fig. 56). Il en résulte que, dans les anciennes zones englacées, les phénomènes paraglaciaires (essentiellement des mouvements gravitaires) sont plus importants que, par exemple, la cryoclastie (André, 1997). L'un des principaux moteurs des phénomènes paraglaciaires est la décompression (Allen et al., 2011). Les glaciers en mouvement exercent une pression contre les flancs de vallée, produisant ainsi un effet de

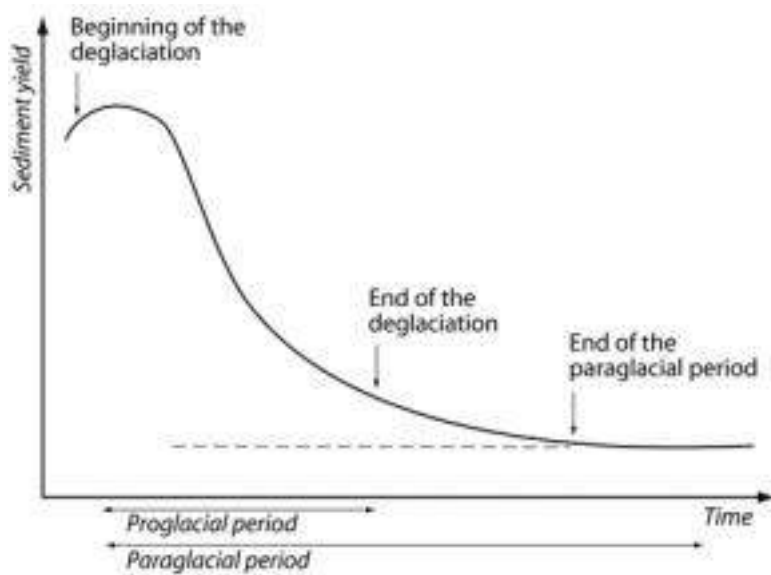


Figure 56 : Modèle d'une phase paraglaciale. D'après Church et Ryder (1972).

soutènement qui permet de contrecarrer l'éventuelle tendance des versants à délester des masses rocheuses en direction de la vallée. Quand cette force de soutènement vient à disparaître, cela peut alors donner lieu, avec un temps de réponse variable, à des processus

géomorphologiques de

déstabilisation des versants. Le rôle de la décompression glaciaire est donné aujourd'hui comme un des principaux facteurs de déstabilisation des versants (cf. 1.4.2.2), et s'associe à d'autres facteurs préparatoires. Toutefois, la relation entre RVR et décompression est difficilement vérifiable dans la mesure où nous ne connaissons pas les modelés qui existaient après la déglaciation. Comme un déclencheur, la décompression peut causer une rupture rapide d'une masse rocheuse dans la mesure où la stabilité du versant est critique (McColl, 2012). Cependant, cela ne serait pas toujours le cas. McColl et al. (2010) énoncerait l'hypothèse que parce que la glace est moins dense que le substratum et que les rivières sous-glaciaires impliquent du stress sur les versants, et parce qu'une partie de la charge de glace est supportée par les pressions d'eau, les glaciers peuvent ne pas compresser les versants, ou du moins seulement lorsque les pressions d'eau basales sont importantes. Ainsi, ces auteurs penseraient que les versants commencent à se déformer avant la retraite glaciaire. Néanmoins, cette dernière hâterait probablement la rupture.

Certains auteurs ont observé que les grands volumes de débris présents à la base des parois sont incompatibles avec les taux d'accumulation d'éboulis rocheux issus de la cryoclastie. On en déduit une activité accélérée dans le passé et, que les fréquences d'éboulements rocheux étaient bien plus grandes après la déglaciation, avec de fortes activités durant les périodes chaudes (Préboréal (11,5-8,5 cal BP) et Subboréal (5,8-2 cal BP))

(Ballantyne, 2002). Ces dépôts sont des réservoirs de sédiments dont l'évacuation ne peut être réalisée que lors des phases glaciaires ultérieures (Mercier, 2013).

2.4.2.2 Confusion faite entre phénomènes glaciaires et phénomènes de type RVR

La paraglaciation est donc une période de dénudation des versants majeurs, dominée par des mouvements de masse et de resédimentation des vallées. Il ne faut cependant pas confondre les formes issues des glaciers avec celles qui sont issues d'une période paraglaciale. En effet, de telles confusions ont déjà été faites en confondant des dépôts issus de larges éboulements avec des moraines (Jarman, 2007 ; Hewitt, 2009) (Fig. 57). On assiste ainsi à un processus de requalification en RVR de formes autrefois attribuées à des dépôts glaciaires (Jarman, 2007), signal d'un changement culturel en géomorphologie, où en définitive un certain aveuglement face à l'énormité des RVR (par rapport aux glissements de terrain superficiels, mieux répertoriés), a conduit une génération de géomorphologues spécialistes des terrains de montagne à ne simplement pas voir ou détecter ces formes et leurs indices — certes souvent équivoques.

En Ecosse, Jarman (2007) a, par exemple, montré que Godard (1965) avait interprété par erreur une masse rocheuse comme une moraine perchée à 800 m d'altitude (Fig. 57) alors que l'on peut aisément interpréter cette forme comme étant une RVR. Il s'agit ici d'une des plus grandes RVR d'Ecosse qui se produit à l'intérieur d'un cirque glaciaire qui affecte une superficie de 0,4 km².

2.4.2.3 Les formes d'érosion glaciaire

Les formes d'érosion glaciaire sont nombreuses, et certaines peuvent faire l'objet de source de RVR de tous types.



Figure 57 : Glissement paraglaciale du versant rocheux de Ben Hee (Jarman, 2007) qui avait été interprété comme une moraine perchée par Godard (1965).

2.4.2.3.1 Auges glaciaires et vallées suspendues

Les auges glaciaires sont une des principales formes qui peuvent contribuer à l'apparition des RVR (Jarman, 2009). Ces instabilités contribuent à la resédimentation des fonds de vallées (Arsenault et Meigs, 2005) et des formes des auges glaciaires. Ainsi, on peut identifier deux formes principales d'auges glaciaires. La forme la plus caractéristique synonyme du passage de la glace est la vallée « U », en raison de ses rebords raides et de son fond plat (Fig. 58). Les auges et leurs versants abrupts sont le résultat des contraintes exercées par le glacier sur les versants. Ces formes peuvent s'observer partout où la glace est passée, mais les vallées glaciaires n'ont pas toutes nécessairement cette forme en « U » car l'épaisseur de la glace, la puissance du flux de glace, et la pente sont également des facteurs majeurs : une vallée fluviale préglaciaire peut avoir tout simplement accueilli un glacier de vallée mince et peu mobile, sans effet morphologique majeur sur le profil en travers de la vallée. Si la forme en U est bien observable en générale sur des roches dures (Fig. 58A), cela est moins le cas sur des roches plus tendres (Fig. 58B). Il n'est pas rare également que ces vallées soient dissymétriques car, et particulièrement dans les Alpes,

certaines grandes vallées sont aussi des contacts structuraux, avec une dissymétrie des affleurements rocheux de part et d'autre de la vallée. Un flanc de la vallée sera donc davantage soumis aux instabilités gravitaires de toutes sortes en raison de la susceptibilité lithologique des affleurements. Ceci peut s'observer dans la vallée de la Guisane (Fig. 58B), par exemple, où le flanc droit fait partie du massif des Ecrins et essentiellement composé d'affleurements de gneiss et de granite, alors que le flanc gauche est constitué de roches schisteuses et sédimentaires.

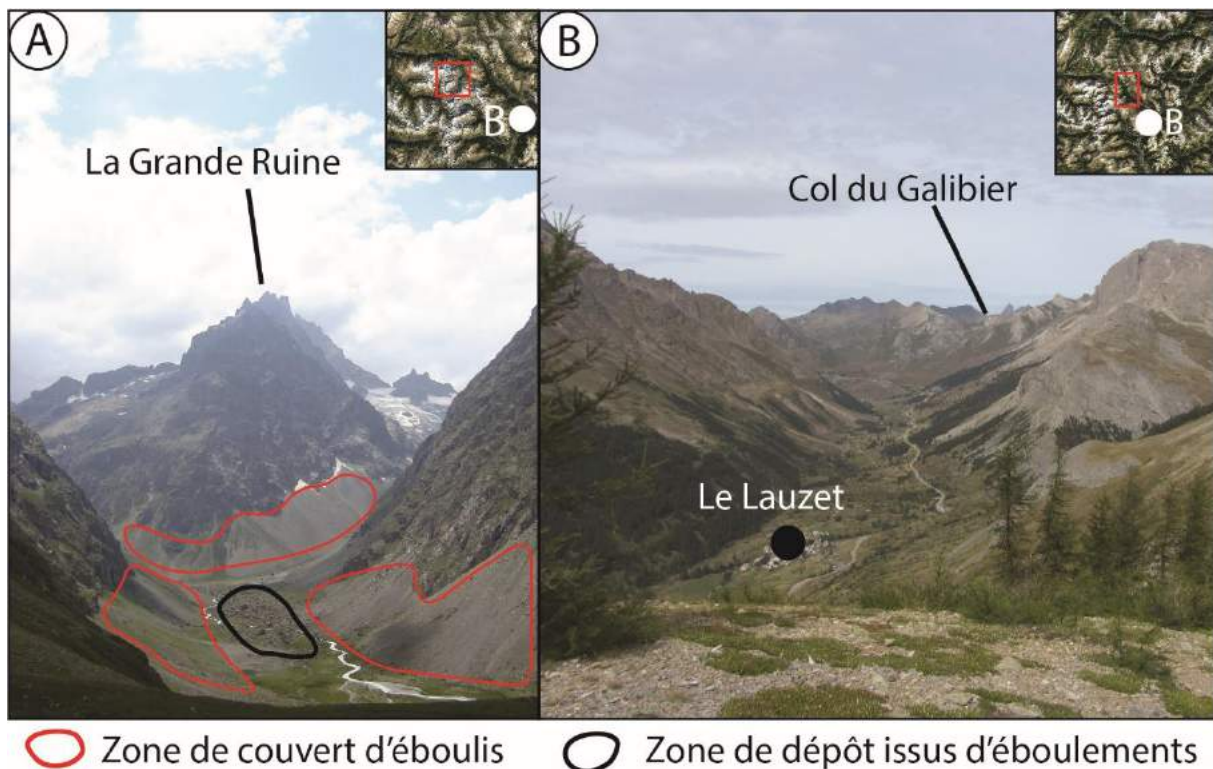


Figure 58 : Auges glaciaires dans le massif des Ecrins et dans la vallée de la Guisane. A : auge glaciaire dans le massif des Ecrins (vallée de Villars d'Arène), notez le dépôt d'éboulement en fond de vallée (code : 137Ec, p. 880 de l'Atlas). B : auge glaciaire de la vallée de la Guisane, notez ici la dissymétrie de la vallée entre les gneiss et granites sur la gauche et les schistes et roches sédimentaires à droite ; B : Briançon.

On peut donc dire qu'en fonction de la lithologie, les auges glaciaires deviennent plus ou moins rapidement des auges en « V » car, suite à la déglaciation, les processus de météorisation, de décompression et d'érosion hydrique atténuent la pente des flancs, et leurs produits comblent progressivement les fonds de vallées. Le linéaire de ces auges glaciaires permet ainsi d'observer des RVR en tous genres, dont l'inventaire est l'un des objectifs de ce travail.

Les vallées suspendues peuvent également être des formes favorables à l'apparition des RVR car le potentiel gravitationnel est également fort. Ainsi, Jarman (2006) a déjà montré que les vallées suspendues dans les Highlands écossaises sont des localisations favorables aux RVR.

2.4.2.3.2 Les cirques glaciaires

Les cirques glaciaires sont générés par la glace et se localisent en tête de bassin, là où l'accumulation neigeuse est la plus importante. Il s'agit d'un large enfoncement à fond plat et aux rebords abrupts, parfois proches de la verticale.

Les parois de cirques, anciennement englacées peuvent faire l'objet d'instabilités (Wilson et Smith, 2006) mais également de petits éboulements (Kellerer-Pirklbauer et Kaufmann, 2007), soit par effondrement progressif, soit par des phénomènes de glissements ou d'éboulements de parois rocheuses qui constituent les flancs des cirques (Fig. 59). Ce type de phénomène se voit encore aujourd'hui dans des vallées encore englacées (Arsenault et Meigs, 2005). Ce lien a déjà été observé et illustré dans les Carpathes méridionales (Blondeau et al, 2016) (Fig. 59B). En effet, que ce soit parmi les cirques glaciaire des Alpes ou bien des Carpathes méridionales (Roumanie), même si la glaciation des Carpathes a été moins importante que celle des Alpes, les cirques glaciaires sont fréquents et il peut apparaître des éboulements que l'on peut interpréter comme un ajustement des parois qui composent le cirque.

2.4.2.3.3 Les dépôts glaciaires

Les dépôts glaciaires prennent le plus souvent la forme de constructions morainiques frontales ou latérales, mais ces dépôts peuvent également simplement recouvrir le versant. Les dépôts glaciaires et morainiques sont nombreux dans les Alpes et se concentrent dans l'ensemble des vallées alpines, si bien que certains versants se trouvant en-dessous des trimlines se trouvent presque entièrement recouverts par ce type de dépôt. Ceci est notamment observable sur les versants de la station d'Arâches et Morillon en Haute-Savoie (Fig. 60).

Ces dépôts meubles peuvent se déplacer sous l'effet de déformations en profondeur qui ne concernent que la roche-mère et non pas la seule couverture morainique. Il ne faut donc pas confondre les glissements superficiels, généralement de petite taille et qui mobilisent exclusivement des couvertures morainiques (Gidon et al., 1968), avec des glissements rocheux de type RVR, qui peuvent emporter avec eux des revêtements superficiels de moraine.

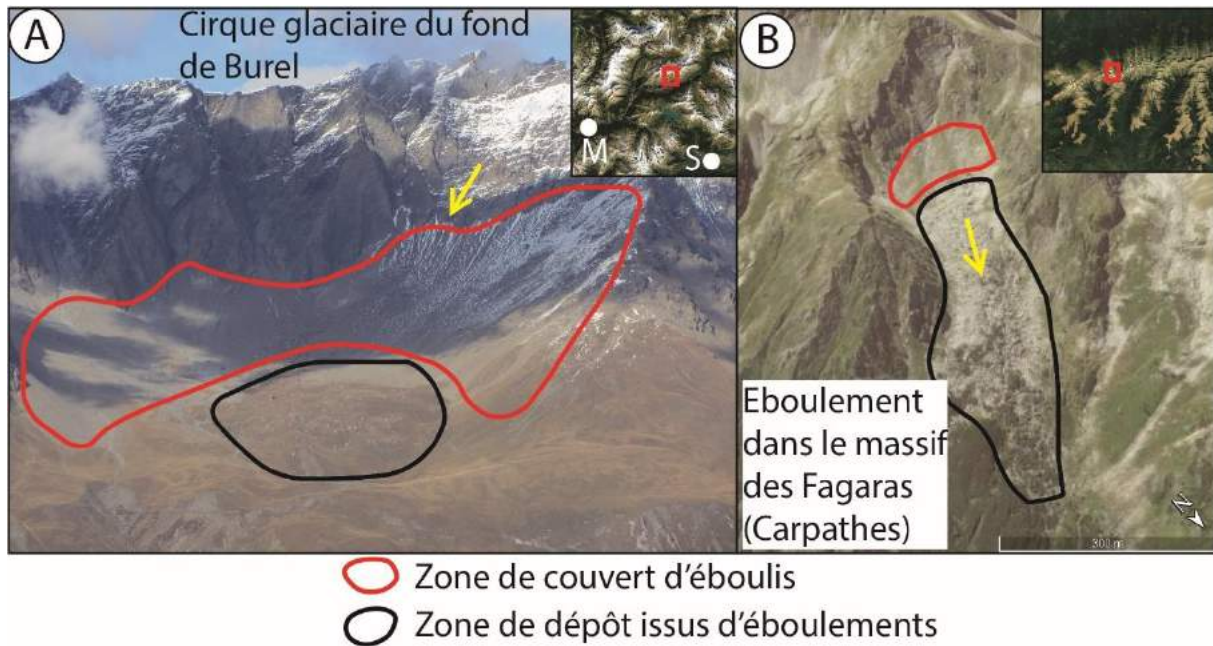


Figure 59 : Masse éboulée se situant dans les cirques glaciaires. A : éboulement situé dans le cirque glaciaire du Fond de Burel en Haute-Maurienne (code : 134Va, p. 1438 de l'Atlas) ; B : éboulement situé dans le massif des Fagaras dans les Carpathes méridionales, d'après Blondeau et al. (2016). M : Modane ; S : Suse.

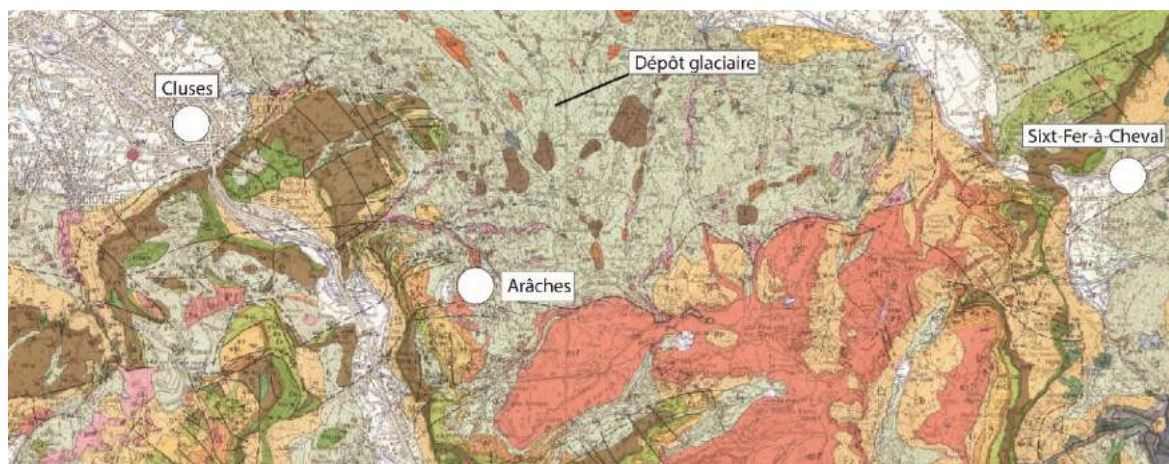


Figure 60 : Dépôts glaciaires qui peuvent se positionner sur l'ensemble du versant. Extrait de la carte géologique de Cluses (1/50 000^e) (Pairis et al., 1992).

2.4.3 Les phénomènes périglaciaires

Etymologiquement, le mot périglaciaire signifie « autour des glaciers ». A l'origine il était spécifique aux régions où les glaciers étaient omniprésents et où le climat favorisait l'expansion de la glace et sa dégradation durant la période estivale. La notion a été élargie ultérieurement pour désigner aujourd'hui tous les processus cryogéniques associés à l'association gel/dégel dans les formations superficielles, le régolithe, les sols, mais aussi dans le substratum rocheux. D'autres manifestations du domaine périglaciaire peuvent s'observer, y compris aux marges de la cryosphère : la cryodessication, la cryoexpulsion, le gonflement cryogénique, et la cryoreptation. Ceux-ci font partie des processus périglaciaires dont le gel saisonnier est un moteur essentiel (Mercier, 2013), mais qui ne seront pas abordés ici car ce sont des processus de faible énergie, jamais moteurs ou initiateurs de glissement de type RVR. Nous nous limiterons donc dans cette partie aux seuls phénomènes de pergélisol en contexte de paroi rocheuse ainsi qu'aux glaciers rocheux, dont le phénomène périglaciaire peut faire évoluer les dépôts d'éboulements en des formes associables à des glaciers rocheux.

2.4.3.1 Le pergélisol

Le pergélisol est un élément majeur de la cryosphère de montagne (Bodin et al., 2015) car la présence de glaciers suspendus et de glaciers rocheux l'atteste. La distribution spatiale du pergélisol fait l'objet de nombreuses études dans les Alpes (e.g. Bodin, 2007 ; Cremonese et al., 2011 ; Schrott et al., 2012 ; Perrier et al., 2016) mais également dans les Pyrénées (Serrano et al., 2009), dans les Carpathes (Necsoiu et al., 2016), et en Himalaya (Schmid et al., 2015). L'étude du pergélisol fait l'objet d'un intérêt grandissant car, avec le réchauffement climatique de l'Anthropocène, on craint des catastrophes liées à sa dégradation.

2.4.3.1.1 Aspects fondamentaux

Le pergélisol est considéré comme un état thermique du sol où la température se trouve en dessous de 0 °C en permanence, et où la glace assure un rôle stabilisateur en

augmentant la résistance au cisaillement et à la tension. Dans certains cas, le pergélisol de surface en paroi est suffisamment dégradé pour qu'une masse rocheuse puisse se détacher (Fig. 61). Les phénomènes périglaciaires résultent de plusieurs paramètres : la latitude, l'altitude, mais également la configuration du relief et la topographie. Dans les Alpes, on peut trouver du gel permanent en haute altitude et du gel saisonnier à des altitudes plus basses. Le pergélisol apparaît continu au-dessus de 3300 mètres d'altitude, et discontinu vers 2300-2400 mètres (Mercier, 2013). Dans les Alpes du sud, cette altitude du pergélisol discontinu s'élève aux alentours de 2500-2700 mètres.

On peut noter également que les variations de températures que l'on mesure en surface peuvent énormément varier selon la saison et selon les décennies. Toutefois, les températures mesurées en profondeur subissent moins de variations. Elles ne changent d'ailleurs que de très peu (Magnin et al., 2017).

Au cours de l'Holocène, le pergélisol du PAG est considéré comme étant le refroidissement maximum (Harris et al., 2009), ce qui fait baisser de quelques centaines de mètres au maximum la limite basse d'occurrence du pergélisol (Haeberli et al., 1997).

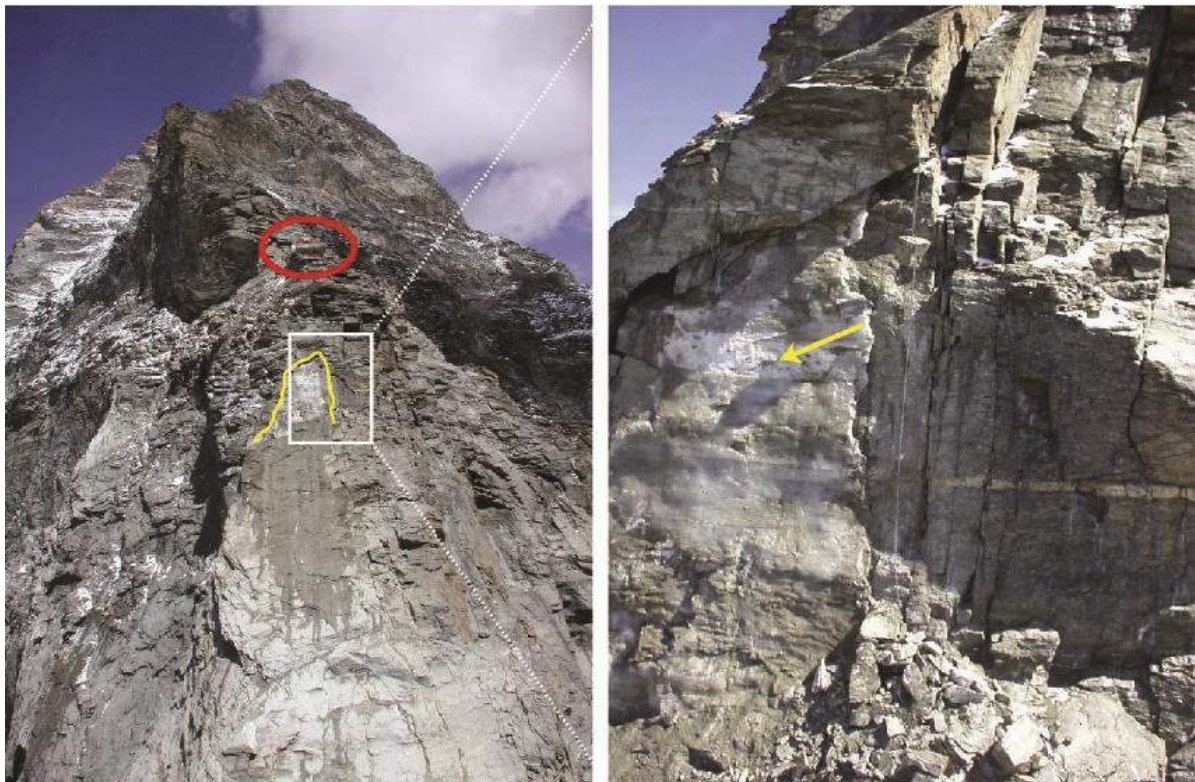


Figure 61 : Cicatrice de l'éroulement de l'arête du Lion au Cervin, 15 juillet 2003. Cliché : L. Trucco. Extrait de Ravel (2010). En rouge : refuge Carrel (3830 m), contour jaune : cicatrice de l'éroulement ; la flèche jaune indique la présence de glace massive.

2.4.3.1.2 Les réseaux de suivi du pergélisol en France et en Europe

Afin de suivre et de comprendre la distribution du pergélisol dans les environnements de montagne, des forages instrumentés, des mesures thermiques en sub-surface, et un suivi de la morphodynamique associée au comportement du pergélisol ont été mis en place en Europe (Harris et al., 2003), et plus précisément dans l'arc alpin afin de comprendre le pergélisol de montagne :

- en Suisse, le réseau PERMOS a été installé depuis les années 1990 et comporte environ 250 sites (Permos, 2015), avec 14 sites où des mesures de température de sub-surface sont effectuées par forage (Fig. 62) et 10 sites de mesures géo-électriques. Les températures de surface sont effectuées sur l'ensemble des sites et plusieurs sont suivis par photogrammétrie chaque année afin de suivre l'évolution morphodynamique des glaciers rocheux (Delaloye et al., 2010).

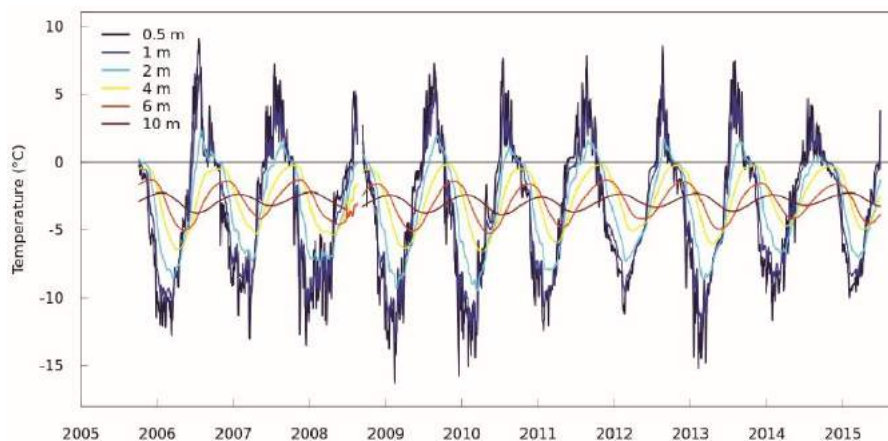


Figure 62 : Relevé de température du pergélisol sur le forage du Cervin entre 2005 et 2015. Source : PERMOS.

- en France, les premières études reconnaissant la présence de pergélisol et son rôle sur les environnements

alpins, datent des années 1980 (e.g. Jorda, 1983). Le

réseau d'observation et de suivi « PermaFrance » recueille l'ensemble des relevés de sites répartis dans l'ensemble des Alpes françaises avec des sites d'observation des formations superficielles (glacier rocheux de Laurichard par exemple) ou bien de sites de forages profonds — comme pour le forage de plus de 100 mètres qui a été entrepris aux Deux-Alpes à 3065 mètres d'altitude (Bodin et al., 2015). Le site de l'Aiguille du Midi, dans le massif du Mont Blanc, est devenu un site de référence car

des stations mesurent quotidiennement le pergélisol de parois rocheuses (Ravanel et al., 2010 ; Magnin et al., 2015) et permettent de comprendre sa distribution en contexte de haute altitude et ses liens avec les écroulements rocheux.

- le versant italien est également étudié, mais il n'existe pas à notre connaissance de réseau national. Des investigations ont eu lieu dans plusieurs régions italiennes et proposent des modèles. Par exemple, Guglielmin et al. (2003) ont étudié le massif du Mont Corno (2986 m) dans les Alpes centrales italiennes et proposent un modèle reposant sur une base de données climatique et sur un MNT. Harris et al. (2003) ont également foré un puits au-dessus du col du Stelvio (Lombardie, Italie) pour mesurer les températures du pergélisol en profondeur.
- l'Autriche n'a pas de réseau de suivi de pergélisol mais comporte plusieurs études sur le pergélisol (e.g. Otto et al., 2012 ; Schrott et al., 2012), certaines en lien avec les écroulements de paroi (e.g. Kellerer-Pirklbauer et al., 2012).

La Suisse est pionnière dans l'étude du pergélisol. Après 20 ans de mesure, on y propose les premières approches modélisatrices sur l'arc alpin qui lient les variables topographiques et climatiques pour en déduire l'existence du pergélisol : « PERMAKART » (Keller, 1992), et « PERMAMAP » (Hoelzle 1992). Pour les vallées de la Clarée (Hautes-Alpes) et de l'Ubaye (Alpes de Hautes-Provence), le modèle de Perrier et al. (2016) estime qu'entre 1,6 et 10% d'une vallée est concernée par la présence de pergélisol.

Un modèle statistique à l'échelle de l'arc alpin a été créé par Boeckli et al. (2012) basé sur la présence potentielle du pergélisol (Fig. 63), en combinant plusieurs paramètres : le type de surface, la végétation, la roche-mère ou la couverture de débris, et enfin la présence de glaciers. Cette étude estime à 3% la surface du pergélisol sur l'ensemble des Alpes. Un autre modèle statistique a été plus récemment établi par Marcer et al. (2017) et couvre les Alpes occidentales.

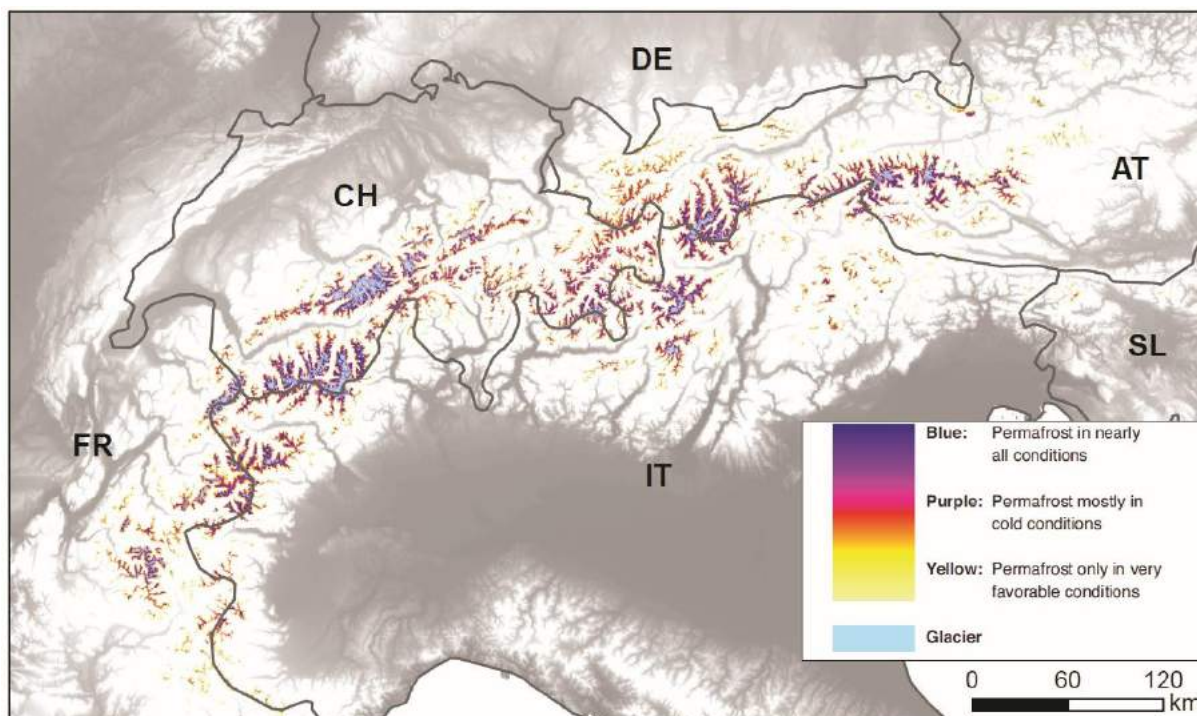


Figure 63 : Carte du pergélisol alpin (APIM pour Alpine Pergélisol Index Map). AT : Autriche, CH : Suisse, DE : Allemagne, FR : France, IT : Italie, SI : Slovénie. D'après Boeckli et al. (2012).

2.4.3.2 Les glaciers rocheux

2.4.3.2.1 Aspects fondamentaux

Les glaciers rocheux sont la manifestation morphologique la plus emblématique de la présence de pergélisol en montagne (Barsch, 1996 ; Monnier, 2004 ; Serrano et al., 2006). Ce sont des accumulations rocheuses dans lesquelles la glace interstitielle (occupant les vides entre les débris et en général plus épaisse à la base du dépôt) déplace progressivement la masse vers l'aval. La masse de débris initiale prend ainsi la forme de langue plus ou moins allongée (Fig. 64). La particularité morphologique est que la surface est constituée de bourrelets longitudinaux ou transversaux plus ou moins bien organisés, qui reflètent les déformations internes subies par la masse de débris. Une classification simple distingue les glaciers rocheux inactifs, fossiles, et actifs, ces derniers ayant un front raide et mobile d'où tombent épisodiquement des blocs sous la pression de la masse en amont qui se déplace. Les spécimens fossiles sont des glaciers rocheux où toute activité semble définitivement révolue et où la végétation commence à coloniser la surface. Les glaciers rocheux inactifs ne



Figure 64 : Glacier rocheux de Laurichard (Massif des Ecrins). Source : Parc national des Ecrins.

sont pas en mouvement mais n'augurent pas nécessairement une fossilisation ; ils peuvent se réactiver par moments et par endroits.

Certains glaciers rocheux semblent assis sur des reliques d'anciens glaciers en place durant le PAG (Monnier et al., 2011) et peuvent donc être vus comme un indicateur de la limite basse du pergélisol discontinu (Scapozza et al., 2011). En cela ils permettent de dresser des schémas de l'évolution temporelle de la répartition du pergélisol et ainsi donner des indices sur les climats du passé. Les études montrent que les glaciers rocheux actifs sont caractéristiques de régions aux climats assez secs, souvent ensoleillés et affectés par de forts contrastes thermiques quotidiens et saisonniers (Jorda, 1983). Ceci est une des raisons de la

prolifération des glaciers rocheux dans les Alpes du Sud comparé aux Alpes du Nord.

Pour résumer, la répartition spatiale des glaciers rocheux peut servir, aussi bien à l'échelle régionale qu'à l'échelle locale, d'indicateur de la répartition spatiale du pergélisol.

2.4.3.2.2 Distribution spatiale des glaciers rocheux

A l'échelle des Alpes, aucun inventaire des glaciers rocheux n'existe à ce jour. Il en existe néanmoins pour la partie italienne des Alpes (Hors Apennin), avec 1594 sites référencés (Guglielmin et Smiraglia, 1998), mais également du côté français avec 152 glaciers rocheux identifiés sur les Alpes françaises par interférométrie radar différentielle (D-InSAR) (Echelard et al., 2013). Un inventaire plus complet avec une reconnaissance systématique est en cours sous la direction du RTM (Restauration des Terrains en Montagne) et utilisé par Marcer et al. (2017) pour modéliser le pergélisol continu. Un inventaire a déjà été réalisé dans la haute vallée de l'Arc en Maurienne (Monnier, 2004), qui a référencé 74 glaciers rocheux (Fig. 65). Cette étude précise que les glaciers rocheux ont une orientation

préférentielle au nord et que l'altitude de base se situe majoritairement entre 2300 et 2800 mètres d'altitude. Ceci corrobore à l'échelle européenne les travaux effectués dans les Carpathes méridionales (Onaca et al., 2016). Il a été également observé un agrégat de glaciers rocheux autour du Mont Thabor (Fig. 65), qui est expliqué par la fracturation importante du volume rocheux. Le Mont Thabor est décomposé en petites unités topographiques de cirques et d'amphithéâtres mais également caractérisé par la faible pluviométrie (environ 1000 mm/an). On connaît, en effet, la forte prédisposition des glaciers rocheux à se produire sous climats plutôt secs (Jorda, 1983).

Toutefois, il est utile de préciser qu'au sein de ces inventaires de glaciers rocheux, des formes interprétées comme telles peuvent avoir été confondues avec des dépôts issus de RVR et remaniés par les processus périglaciaires.

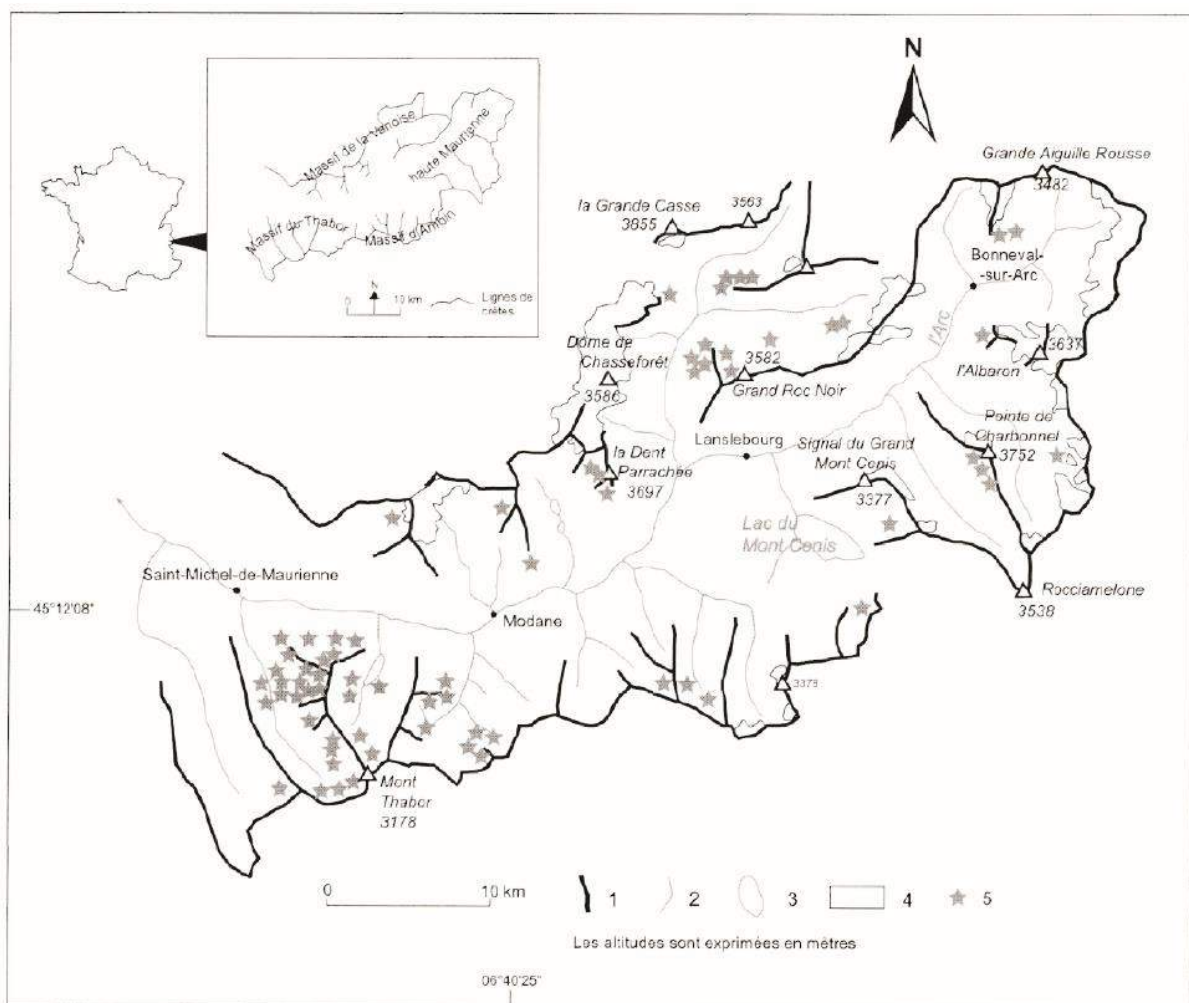


Figure 65 : Inventaire des glaciers rocheux dans le haut bassin de l'Arc. D'après Monnier (2004). 1 : ligne de crête ; 2 : cours d'eau ; 3 : lacs ; 4 : principales surfaces englacées ; 5 : emplacement des glaciers rocheux identifiés

2.5 Conclusion : Les Alpes occidentales : une aire d'étude favorable à la recherche sur les RVR

Le terrain d'étude apparaît pour être un segment de chaîne de montagne pouvant être favorable à l'apparition des RVR. En effet, avec les aspects géologiques (lithologie notamment), et en relation avec la littérature qui spécifie que les roches métamorphiques sont particulièrement touchées par les RVR, la potentialité de pouvoir trouver de nombreuses instabilités est grande. Etant donné que l'arc alpin constitue l'une des chaînes de montagne les plus étudiées, et ce sous plusieurs thématiques (climatologie, géomorphologie, glaciaire/périglaciaire, géologie), de nombreuses sources existent afin de comprendre la répartition spatiale des RVR.

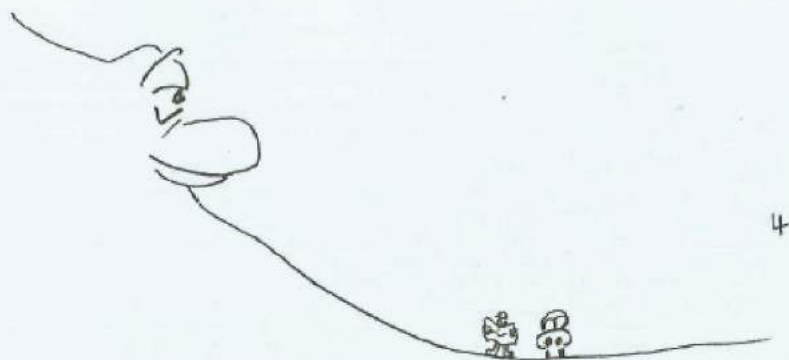
De l'ensemble des grands facteurs principaux pouvant rentrer dans l'explication de la répartition des RVR, il semble que, dans le contexte alpin, plusieurs d'entre eux puissent être évoqués et analysés :

- il semble que les aspects lithologiques soient importants dans l'explication de la répartition des RVR. Nous regarderons donc si les affleurements de roches métamorphiques (qui sont nombreux dans les Alpes occidentales) sont des roches particulièrement soumises aux RVR. Nous tenterons également d'estimer un poids relatif de chaque lithologie présentes dans l'occurrence des RVR ;
- les aspects structuraux semblent également importants dans la préparation des déformations et la potentielle rupture de versant. Nous tenterons, avec la cartographie géologique des Alpes occidentales, de montrer le poids relatif de la géologie dans l'apparition des RVR. Plusieurs questions peuvent être ainsi posées. Est-ce que les RVR se localisent systématiquement sur des failles et contacts anormaux ? Est-ce que la relative faible sismicité n'a aucun impact sur la répartition des instabilités ? Les taux de soulèvement crustal mesurés dans les Alpes occidentales ont-ils un poids dans la répartition des RVR ? ;
- nous tenterons également de comprendre si la couverture de glace würmienne aurait un impact dans l'apparition des RVR. Avec la connaissance de l'ensemble du paléoenglacement würmien, nous serons en mesure de comprendre si les versants

aujourd'hui soumis à de nombreuses RVR, étaient par le passé entièrement sous les glaces ;

- avec des modélisations issues de mesure du pergélisol continu alpin actuel, nous tenterons de regarder si celui-ci a un impact sur l'apparition et l'occurrence des RVR. Nous tenterons également d'extrapoler le pergélisol continu du PAG (considéré pour être le maximum de l'Holocène) ;
- nous avons vu à plusieurs reprises que les précipitations pouvaient être déclencheur dans l'occurrence des RVR (mais plutôt en particulier pour des glissements superficiels). Dans la mesure où les cumuls de précipitations varient énormément à l'échelle régionale entre le cœur, où les cumuls de précipitations enregistrent difficilement 1000 mm/an, et les marges où plus de 2000 mm/an ont pu être mesurées, nous nous demanderons si les secteurs à fortes précipitations sont ceux où l'on peut observer de nombreuses RVR.

2^{ème} partie : Méthodologie de travail et présentation de la base de données



4



5



6

Malatrait (1975)

Suite p. 188

Chapitre 3 : Outil de travail et construction de la typologie

Introduction

La méthodologie présentée ici se compose en deux temps bien distincts. Il a tout d'abord été effectué un inventaire par photo-interprétation sur Google earth Pro™ (partie 3.1 et 3.2) des RVR, basé sur une typologie adaptable à cet outil (partie 3.3). Dans un deuxième temps, une validation partielle de l'inventaire a été effectuée (partie 3.4) par croisement avec les documents déjà existants (inventaires et études ponctuelles) et avec des prospections de terrain. Il sera ensuite expliqué les critères servant à l'établissement d'une base de données (partie 3.5) destinée à l'analyse spatiale. Pour finir, le choix du MNT (partie 3.6) et les limites de la méthode seront vus (partie 3.7).

3.1 Choix de la méthode

Afin de réaliser une étude systématique des glissements de type RVR, il est nécessaire d'opter pour un outil qui permettrait de les repérer via des images satellites disponibles. Les inventaires déjà existants comme la BDMvt du BRGM pour la France ont donc été écartés. Néanmoins ils ont pu aider dans le repérage de certaines RVR. Malgré les progrès technologiques, la photo-interprétation demeure la méthode la plus largement pratiquée pour identifier les RVR (Guzzetti et al., 2012).

Le but ici est de travailler à large échelle, ce qui nécessite d'avoir un outil permettant de couvrir de larges zones en relativement peu de temps.

Pour construire une analyse spatiale, il est tout d'abord nécessaire d'établir un inventaire comme a pu le faire Lahousse (1998) dans la vallée de la Guisane en Haute-Durance puis de construire une typologie des RVR en fonction de critères morphologiques.

Notre choix a été de travailler sur l'ensemble des glissements de type RVR et de ne pas nous cantonner à une seule catégorie, cela permettra d'avoir une vue d'ensemble la plus exhaustive possible sur la répartition spatiale des RVR dans les Alpes occidentales et de pouvoir travailler avec un SIG pour une meilleure compréhension de la relation entre facteurs préparatoires et RVR (Giardino et al., 2004).

3.2 Le principal outil de travail : Google Earth Pro™

Depuis le lancement en 2005 des outils Google (Google Earth et Google Maps), leur popularité ne fait qu'augmenter, Google Earth est de plus en plus utilisé dans les communications (Dodsworth et Nicholson, 2012) et dans l'aide à la recherche. L'outil Google Earth Pro™ a été choisi ici pour l'étude des RVR. C'est un outil de plus en plus privilégié dans les domaines des géosciences : Schmid et al. (2015) l'ont utilisé pour l'identification de glaciers rocheux et Crosta et al. (2013) et Eco et al. (2015) l'ont exploité pour le repérage de RVR dans les Alpes et en Indonésie. De plus, de nombreux articles font état de leurs travaux préparatoires à partir de Google Earth™ (e.g. Feuillet et al., 2014) en vue de préparer les campagnes de terrain et en établissant ainsi les sites qui mériteraient une exploration.

3.2.1 Avantage du logiciel

Google Earth Pro™ présente plusieurs avantages pour observer les versants de montagne de manière simple et systématique. Le logiciel est tout d'abord gratuit, et il est par ailleurs simple d'accès et d'utilisation. C'est un navigateur qui inclut des données géographiques interactives qui facilitent une navigation à distance très précise dans un environnement virtuel en 2,5D. Il est possible de faire tourner la caméra à 360° mais aussi d'examiner la morphologie de la pente. En raison des mises à jour continues du stock d'images, l'inventaire de ces images subit une amélioration progressive au cours du temps. De plus, ce logiciel permet d'avoir à portée de main une galerie d'images historiques (plusieurs dates) dont certaines sont parfois de meilleure qualité que la plus récente. Ceci favorise un approfondissement de la recherche.

Par endroits, les images Google Earth Pro™ sont de très mauvaise qualité, voire inexistantes. Aussi, le choix s'est donc porté sur un plug-in nommé « Windows Live Satellite », qui offre un accès à d'autres images, par endroit de meilleures qualités, et qui couvre des zones des Alpes non comprises dans le logiciel de base (Fig. 66). Toutefois, le logiciel fonctionne avec des images satellites extraites du flux internet, si bien que les images disponibles changent avec les années. Des images de très bonne qualité il y a deux ans ont ainsi pu être modifiées, remplacées par des images où il n'apparaît que des nuages.

Google Earth Pro™ permet d'enregistrer des saisies sous l'extension .kml qui est transposable vers un SIG et permet de travailler la même donnée sous deux logiciels avec chacun ses atouts propres.

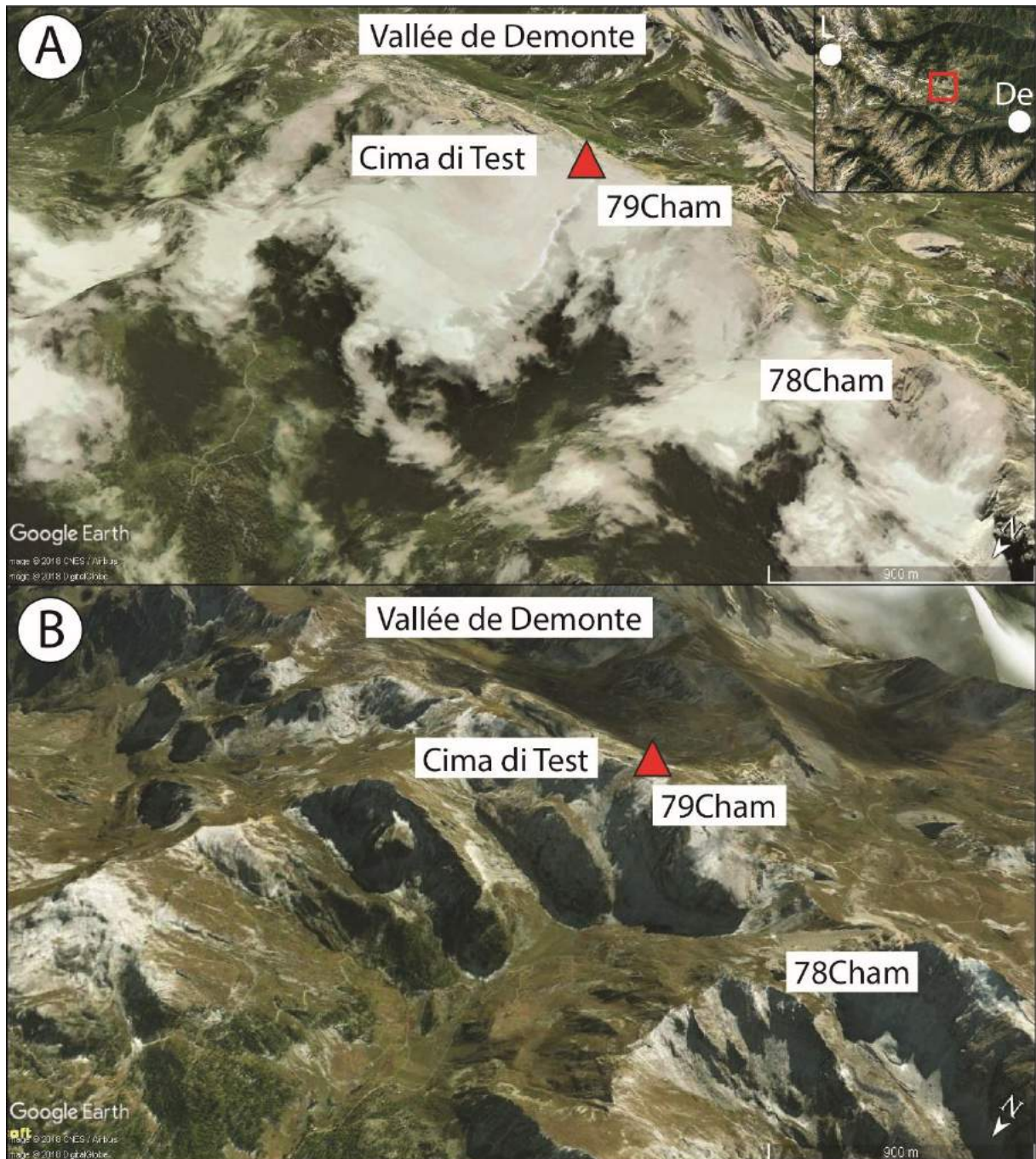


Figure 66 : Meilleure qualité par endroits des images satellites sur le plug-in windows live satellite. Comparaison entre des images extraites de Google Earth (A) et avec le plug-in « windows live satellite » (B). Les deux images sont au même endroit (code : 78 Cham-79Cham, p. 678-679 de l'Atlas). L : Larche ; De : Demonte.

3.2.2 Analyse systématique et partition du terrain d'étude en massifs

L'interprétation des images satellitaires pour la reconnaissance des RVR ne requiert pas de compétences techniques avancées, et un géomorphologue de terrain averti peut reconnaître et cartographier les RVR sur les images satellites (avec toutefois des difficultés car certaines formes observées sur le terrain sont invisibles par imagerie). L'analyse des RVR a été réalisée en effectuant des survols à environ 5 km de la surface du sol, avec des zooms avant et arrière en fonction des lieux et des formes observées. A cette altitude d'analyse, les glissements superficiels, de très petite taille, qui ne sont pas le sujet car ils mobilisent peu de roches sous-jacentes, sont plus facilement évités.

Lorsque l'on travaille avec Google Earth Pro™, l'un des problèmes réside dans la capacité de l'interprète à couvrir entièrement la zone d'étude sans laisser un secteur non examiné. Afin de remédier à ce risque, une partition par massif a été réalisée (Fig. 67) et plusieurs allers et retours ont été réalisés dans les nombreuses vallées des Alpes occidentales.

3.2.3 Repérage de RVR sous forêt

Au-delà des RVR typiques et facilement observables en domaine de haute et moyenne montagne, au sein de l'étage supra-forestier, l'étude présentée ici prend en compte également les RVR se situant sous couvert forestier, et donc se localisant à faible altitude. Les RVR sous forêt et « non visibles » peuvent représenter plus de 85% de la totalité des RVR sur un bassin versant (Brardinoni et al., 2003) et sont presque invisibles sur images satellites (Schwab et Kirk, 2002). L'aire d'étude a l'avantage de présenter un étage forestier cantonné au versant de vallées, l'étage supra-forestier étant plutôt très étendu. Le recours aux cartes géologiques a été primordial pour le repérage des RVR sous forêt. Cependant ces cartes ne recensent pas toutes les RVR, et il a donc fallu identifier des critères morphologiques et de photo-interprétation pour une approche optimale des RVR sous forêt :

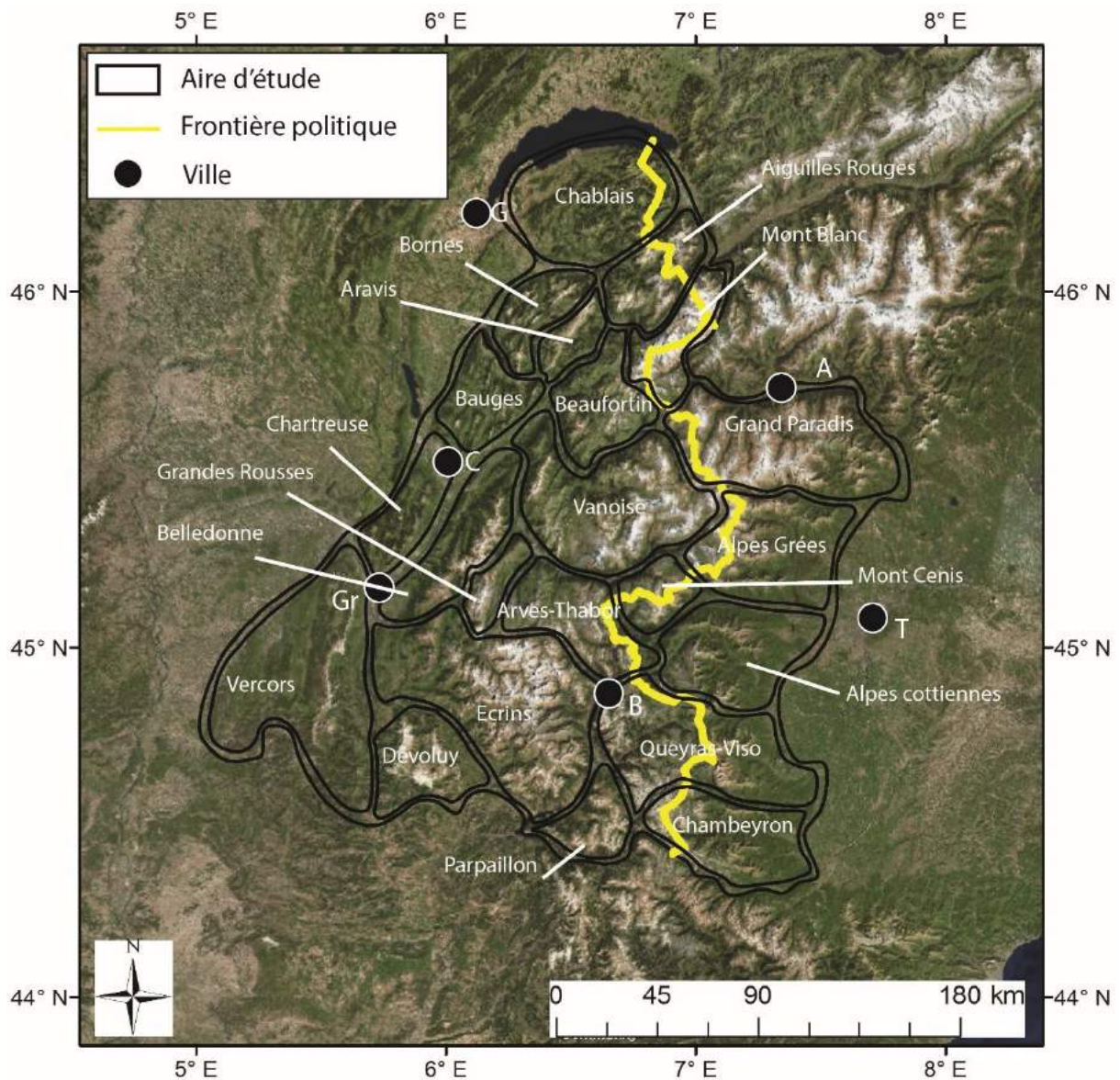


Figure 67 : Zonage du terrain d'étude en massifs. G : Genève, C : Chambéry, Gr : Grenoble, A : Aoste, B : Briançon, T : Turin.

- la dislocation du bas de la pente et son incision avec une forme arquée du versant peut conduire à évoquer la présence, en amont, d'une RVR, la masse déstabilisée exerçant une poussée vers le bas du versant. En ce qui concerne les éboulements et les avalanches rocheuses, il est plus simple de repérer la masse déplacée sous couvert forestier car le bas du versant semble chaotique avec un amoncellement désorganisé du dépôt.

- certaines RVR sont délimitées sur leurs marges latérales par du ravinement (Fig. 68A). Quand une masse rocheuse est instable ou déplacée par rapport à une masse adjacente plus stable, cette interface tend à subir une incision fluviale ou torrentielle. Ceci sert alors d'indice pour délimiter et repérer des contacts anormaux caractéristiques des RVR.

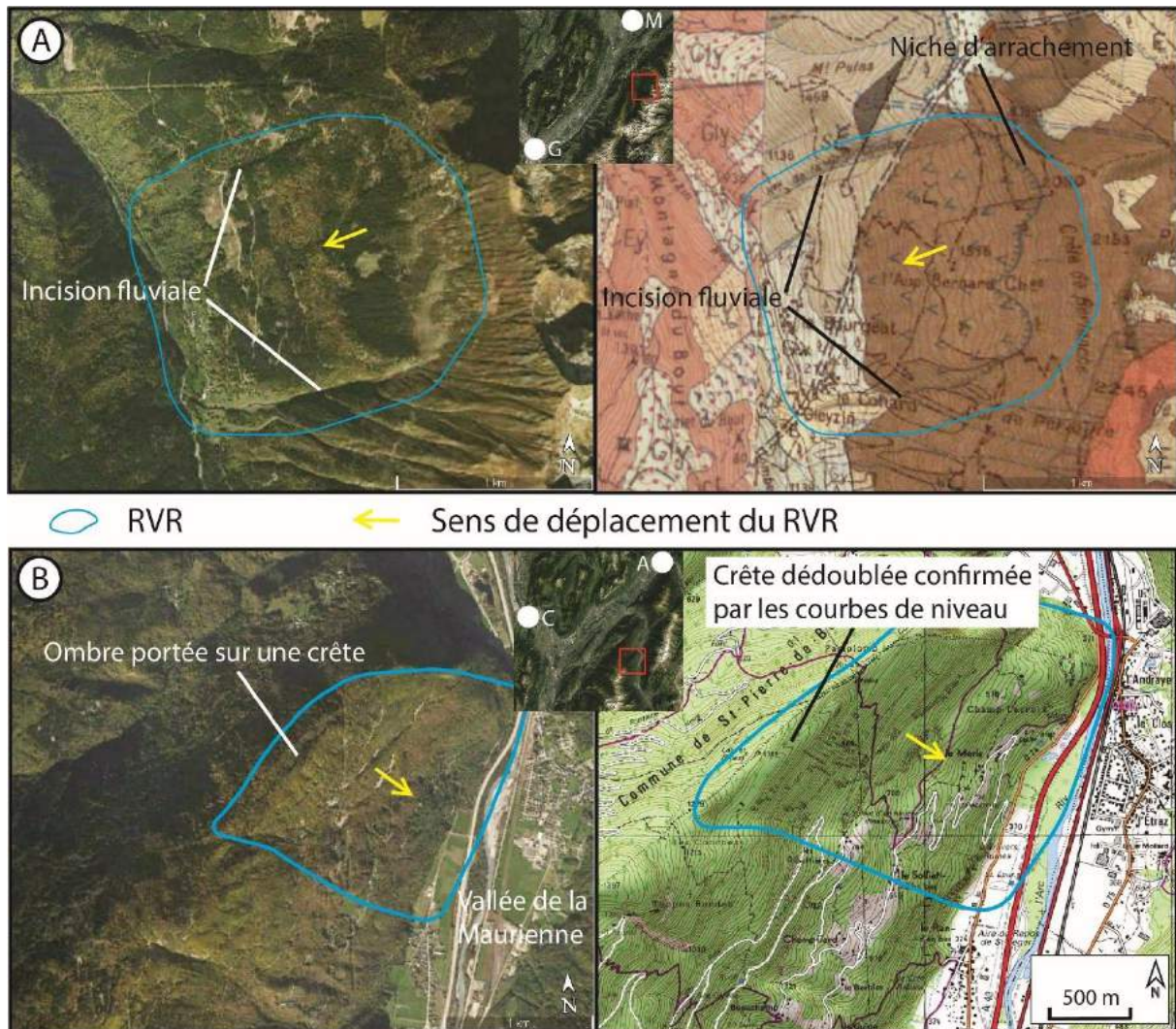


Figure 68 : Exemple de repérage de RVR sous forêt. A : RVR dans la vallée du Gleyzin, massif de Belledonne, avec vérification grâce à la carte géologique (code : 36Bel, p. 498 de l'Atlas) ; B : RVR dans la vallée de la Maurienne surplombant Epierre avec vérification grâce à la carte topographique. Les villes sont indiquées par une lettre (code : 4Bel, p. 465 de l'Atlas) ; G : Grenoble, M : Montmelian, C : Chambéry, A : Albertville.

- les ombres-portées peuvent également être d'un grand secours car les zones ombrées fournissent des informations importantes sur les types de mouvement. L'exemple de la

Fig. 68B dévoile une crête dédoublée, confirmé par les courbes de niveau. Les ombres-portées peuvent également mettre en relief les grands glissements rocheux avec des niches d'arrachement situées dans l'ombre, comme on a pu l'observer pour un GR dans le massif de la Vanoise (74Va, p. 1378 de l'Atlas).

3.2.4 Précautions à prendre lors de l'investigation

Lors des explorations d'imagerie satellite, toutes les formes sont observables, si bien qu'il est possible de confondre des formes périglaciaires ou bien structurales avec des formes caractéristiques des RVR.

3.2.4.1 Différentiation entre phénomènes périglaciaires/glaciaires et RVR

Il y a encore quelques dizaines d'années, des RVR étaient confondues avec d'autres formes (Jarman, 2007 ; Hewitt, 2009 ; Akçar et al., 2012) (cf. 2.4.2.2) car l'idée de RVR n'était tout simplement pas entrée dans la culture de géomorphologues des milieux froids, à l'époque assez fortement polarisée entre la géomorphologie glaciaire, la géomorphologie périglaciaire, et, plus rarement, la géomorphologie des héritages pré-glaciaires dans les paysages englacés des moyennes et hautes latitudes. En caricaturant à peine, on pourrait dire que les grilles d'observation et d'analyse des paysages n'avaient donc pas prévu les RVR au catalogue des processus possibles (Godard et al., 2001), notamment dans des régions de moyenne montagnes épargnées par la tectonique active. En analysant les dépôts et la morphologie, on admet toutefois aujourd'hui que certains dépôts que l'on attribuait à des moraines ou à des glaciers rocheux sont des masses issues d'une rupture rocheuse. Par exemple, Clark et Wilson (2004) ont pu mettre en évidence que le dépôt de la combe de Burtness dans le Lake District (Grande-Bretagne) n'était pas un glacier rocheux mais bien un éboulement rocheux qui a été retravaillé par la suite en glacier rocheux. Jarman et al. (2014), dans les Pyrénées orientales, ont également pu identifier plusieurs RVR où les phénomènes périglaciaires (glacier rocheux) s'entremêlaient avec des secteurs et dépôts issus de RVR.

Bien qu'il puisse exister une interaction entre phénomènes glaciaires/périglaciaires et masses glissées issues de RVR, ces derniers n'en possèdent pas moins des caractéristiques

morphologiques clairement identifiables (Fig. 69). Sur la base de ces critères, nous avons écarté de notre inventaire certaines formes, comme les glaciers rocheux, qui ne présentaient aucune forme caractéristique des RVR.

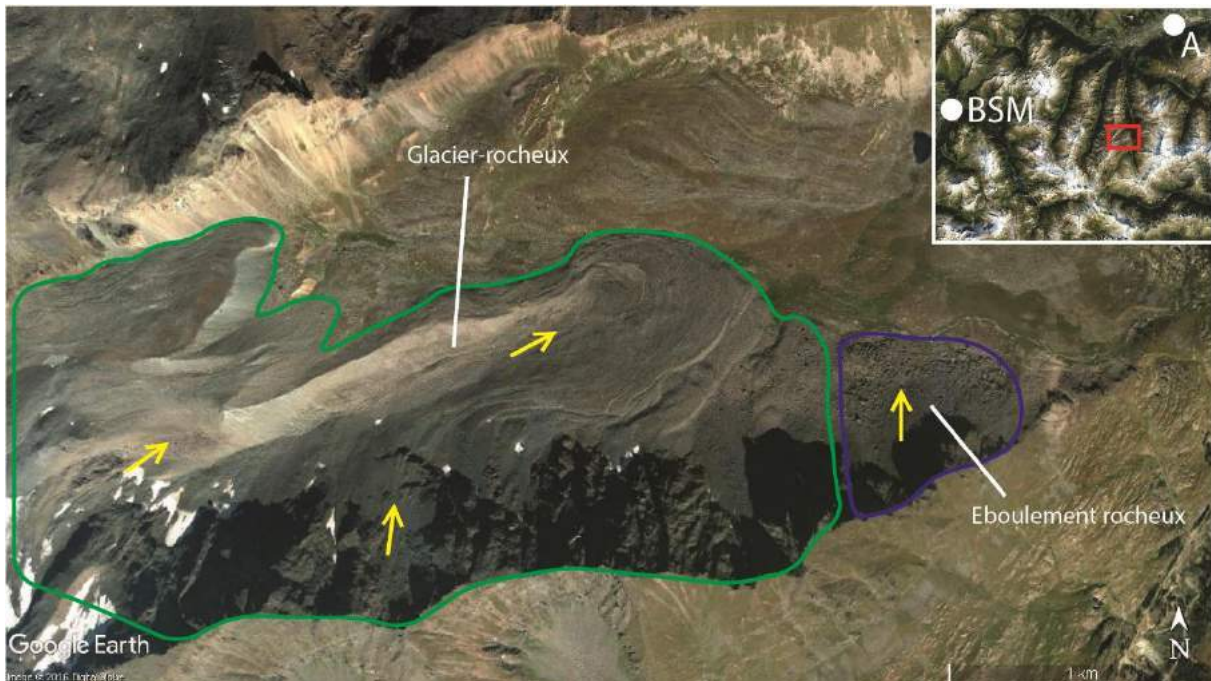


Figure 69 : Différence de dynamiques entre formes périglaciaires et d'éboulements dans la vallée de Valsavarenche, massif du Grand Paradis (Italie). Code : 52Gp, p. 939 de l'Atlas ; A : Aoste, BSM : Bourg Saint-Maurice.

La différence entre les RVR et les glaciers rocheux peuvent être néanmoins complexes car on peut parfois observer une évolution partielle ou quasi complète de la masse déplacée du RVR en glacier rocheux, ce qui voile le signal premier et la difficile identification d'un phénomène de type RVR. Nous avons pu identifier un exemple de ce cas avec le 114Cham (p. 714 de l'Atlas) (Fig. 229, cf. 5.6.5.3).

3.2.4.2 Potentielle confusion des formes de déformation de versant avec des formes structurales

Tout comme parfois avec les formes périglaciaires et celles issues de RVR, les dissemblances entre formes structurales mineures et RVR sont complexes à discerner. En effet, en fonction du contexte morpho-structural d'un grand versant alpin, il existe un potentiel pour produire de multiples formes susceptibles d'être confondues avec des indices

morphologiques de RVR. Par exemple, Redfield et Hermanns (2016) montrent en Norvège qu'un grand nombre de déformations, précédemment associées à une activité récente de failles normales (néotectonique), pourraient être davantage associées à des déformations gravitaires, source de RVR.

Les massifs composés de roches sédimentaires à dominante calcaire, notamment ceux des Préalpes présentent des reliefs caractéristiques de structures plissées. Par endroits, des ressauts d'origine structurale, où s'expriment par exemple des alternances intraformationnelles de dureté entre roches marno-carbonatées, peuvent être confondus avec des contre-escarpements alors qu'il n'en est rien. Ainsi, dans le massif des Bauges, certaines formes visibles sur image satellite et sur carte topographique de la figure 70A, et que l'on pourrait apparenter à une crête dédoublée, sont en réalité un creusement sommital lié à un contact géologique entre deux couches à dominante calcaire mais d'âge différent. Ce constat n'est pas spécifique aux roches sédimentaires, car les mêmes observations ont pu être faites au niveau de contacts lithologiques dans la Zone valaisane entre flysch, schistes et brèches (vallée des Chapieux, Fig. 70B). Cet exemple vient étayer l'idée que, malgré la présence de RVR sur le versant de la vallée des Chapieux, il est nécessaire de distinguer les composantes géologiques et géomorphologiques afin de ne pas confondre des contacts et bancs stratigraphiques avec des contre-escarpements, et donc ne pas surestimer l'effectif de RVR dans l'inventaire régional. La RVR de cette vallée ne semblerait donc pas couvrir l'ensemble du versant mais seulement la partie la plus au sud, juste au-dessus du village des Chapieux.

Les précautions ne se limitent pas qu'aux seules formes et contacts géologiques mais également aux linéaments géologiques que Ustaszewski et al. (2008) nomment « failles composites ». Ces formes ne seraient pas des contre-escarpements purement gravitaires, mais plutôt des structures résultant de la tectonique, de la sismicité et du rebond glacio-isostatique. La gravité ne jouerait qu'un rôle mineur. Ces formes sont facilement repérables par imagerie satellite, et des études leur ont été consacrées, notamment par Persaud et Pfiffner (2004) dans les Alpes de l'est de la Suisse dans le massif de l'Aar ou bien par Ustaszewski et al. (2008) dans les Alpes centrales suisse combinant plusieurs têtes de bassin (vallée du Rhône, vallée de Urseren, vallée du Rhin et la vallée de Bedretto).

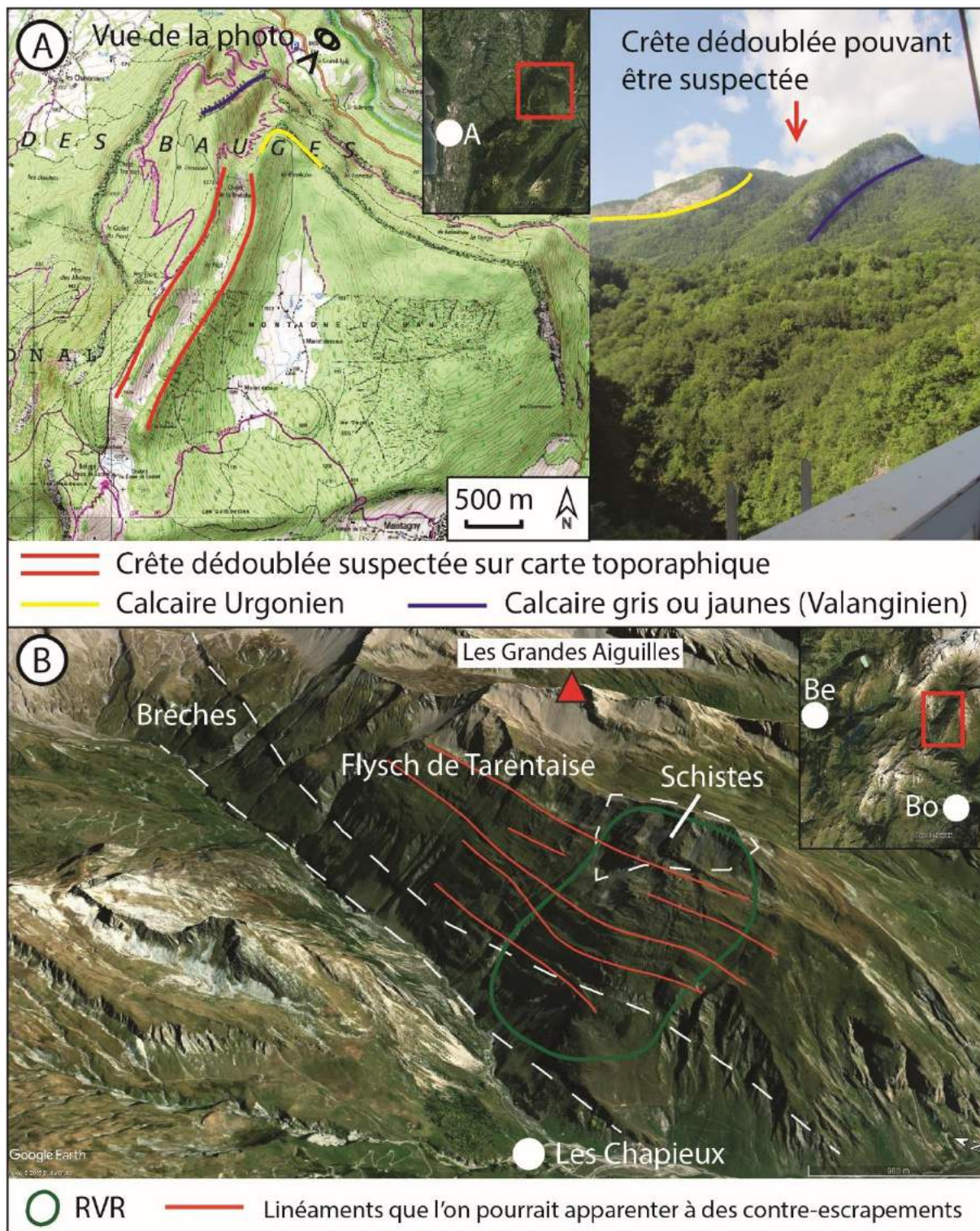


Figure 70 : Précaution avec les formes structurales dans l'identification des RVR. A : cas de la crête sommitale de la Montagne de Bange (Bauges), A : Aix-les-Bains. La photo est prise depuis le pont de l'Abîme. B : cas de la rive gauche de la vallée des Chapieux (Beaufortin) (code : 13Be, p. 364 de l'Atlas), Be : Beaufort, Bo : Bourg Saint-Maurice.

Ces formes que l'on peut apparenter à des contre-escarpements ne sont pas exclusivement liées à la gravité, thème central de notre thèse, mais également à la tectonique et au rebond glacio-isostatique. Tout ce qui ne touche pas exclusivement à la gravité doit donc être écarté. Ces formes ont notamment été aperçues en grand nombre dans le massif de Belledonne (Fig. 71). Les critères employés afin d'écarter ces formes ont été les suivants :



Figure 71 : Linéaments interprétés comme étant issues de la tectonique locale, et peut-être du rebond-glacio-isostatique dans le massif de Belledonne. La carte géologique n'indique pas de passage de faille. Cette interprétation est personnelle, G : Grenoble.

- ces déformations ne sont que rarement associées à des glissements de type RVR. Elles sont le plus souvent isolées dans le paysage, ce qui en fait des formes qui sont interprétables comme étant tectoniques ou associées au rebond glacio-isostatique.
- la présence de segments déca à hectométrique affaiblit l'argument gravitaire et tectonique au profit du rebond glacio-isostatique quaternaire car ces segments ne sont pas cartographiés comme des formes issues de la tectonique sur les cartes géologiques.

3.3 Construction de la typologie et types retenus

Tout comme Peras et al. (2016) et comme argumenté plus haut, seules les RVR visibles et observables par photo-interprétation ont été enregistrées et codées en fonction de la visibilité des critères morphologiques caractéristiques des RVR (crête dédoublée, surface de glissement, contre-escarpement, forme du versant, etc.).

Pour la construction d'une typologie opérationnelle, il est indispensable de faire des choix en fonction de l'outil de travail. Compte tenu du fait qu'il s'agissait d'une détection de RVR à distance, par imagerie, il a donc fallu notamment accepter de procéder à des regroupements de certains types de glissements a priori indistincts, comme les éboulements et les avalanches rocheuses.

La classification a été construite à partir de la typologie la plus couramment citée dans la littérature, celle de Varnes (1978) améliorée par Hungr et al. (2014) (cf. 1.3.1). Comme le travail entrepris par imagerie amène à simplifier les catégories de RVR, la trame de Varnes (1978) a été systématiquement simplifiée sur la base des pratiques de Pedrazzini et al. (2015).

3.3.1 Eboulement/avalanche rocheuse ou EAR (rockfall/rock avalanche)

Les éboulements sont caractérisés par un mouvement très rapide (Evans et al., 2006) mais quand cela concerne plusieurs milliers de m³, on parle d'avalanches rocheuses (Bachmann, 2006). Néanmoins le choix a été de regrouper les éboulements et les avalanches rocheuses en un seul type, nommé « éboulements/avalanches rocheuses », ou EAR. Il est

souvent difficile de différencier ces deux phénomènes gravitaires et la littérature spécialisée a tendance à les regrouper (Fort et al., 2009 ; Pedrazzini et al., 2015).

Ce type de RVR correspond à la catégorie « rock fall » de Varnes (1978) et de Hungr et al. (2014). Il est caractérisé par un dépôt de blocs de plus ou moins grande taille au niveau de la base de la niche d'arrachement (Fig. 72A), et peut présenter un certain danger pour les infrastructures humaines (Couture et al., 1997). Par imagerie satellite, un critère important est le caractère exceptionnel ou anormal de l'amas rocheux dans le paysage, notamment en comparaison avec les plus ubiquistes cônes et tabliers d'éboulis qui tapissent la plupart des versants alpins. Il faut donc aussi se doter de critères pour différencier ces différents éléments de paysage.

Plusieurs critères ont été sélectionnés pour l'identification des EAR. Le premier est la présence de gros blocs sur le versant ou dans un talweg proche, ce qui indique qu'un évènement majeur a dû se dérouler et que nous ne sommes pas en présence d'un cône d'éboulis ordinaire, dont la granularité des débris est à priori plus faible, où l'on s'attend à observer un granoclassement dans l'axe de la pente, et qui ne présenterait par ailleurs pas d'indices de *run-up* jusque dans le talweg, voire jusque sur le versant opposé. Le deuxième est la présence d'incisions torrentielles dans la masse éboulée, comme on observe sur l'EAR de la Madeleine (Bessans, Savoie) (Pollet, 2004) (code : 3Ag, p. 143 de l'Atlas). Le troisième critère est la densité de la végétation. Il est plus difficile pour la végétation de coloniser une masse éboulée faute de pédogenèse avancée, elle-même fonction justement de la granulométrie des débris (pour un éboulis) et du degré de communication de la masse rocheuse durant et après l'évènement (s'il s'agit d'un éboulement ou d'une avalanche rocheuse). Sur les images satellites, il est assez aisé de repérer ces masses éboulées en fonction des contrastes de densité de végétation.

3.3.2 Glissement rocheux ou GR (rock slide)

Ce type de RVR est caractérisé par la rupture d'une masse rocheuse le long d'un plan de cisaillement (Fig. 72B), et correspond à la catégorie « rock slide » de Varnes (1978) et « slides in rock » de Hungr et al. (2014). Ces types de RVR se déplacent de manière relativement homogène bien que la masse puisse être déformée avec la présence de nombreux bourrelets sur la surface.

Les glissements rocheux (ou GR) sont relativement simples à observer sur image satellite car les niches d'arrachement et les masses glissées sont généralement suffisamment larges pour que l'on puisse les observer, même sous un couvert forestier. La rivière au pied du versant peut aussi être déviée par la masse glissée, ce qui contribue également à repérer les GR.

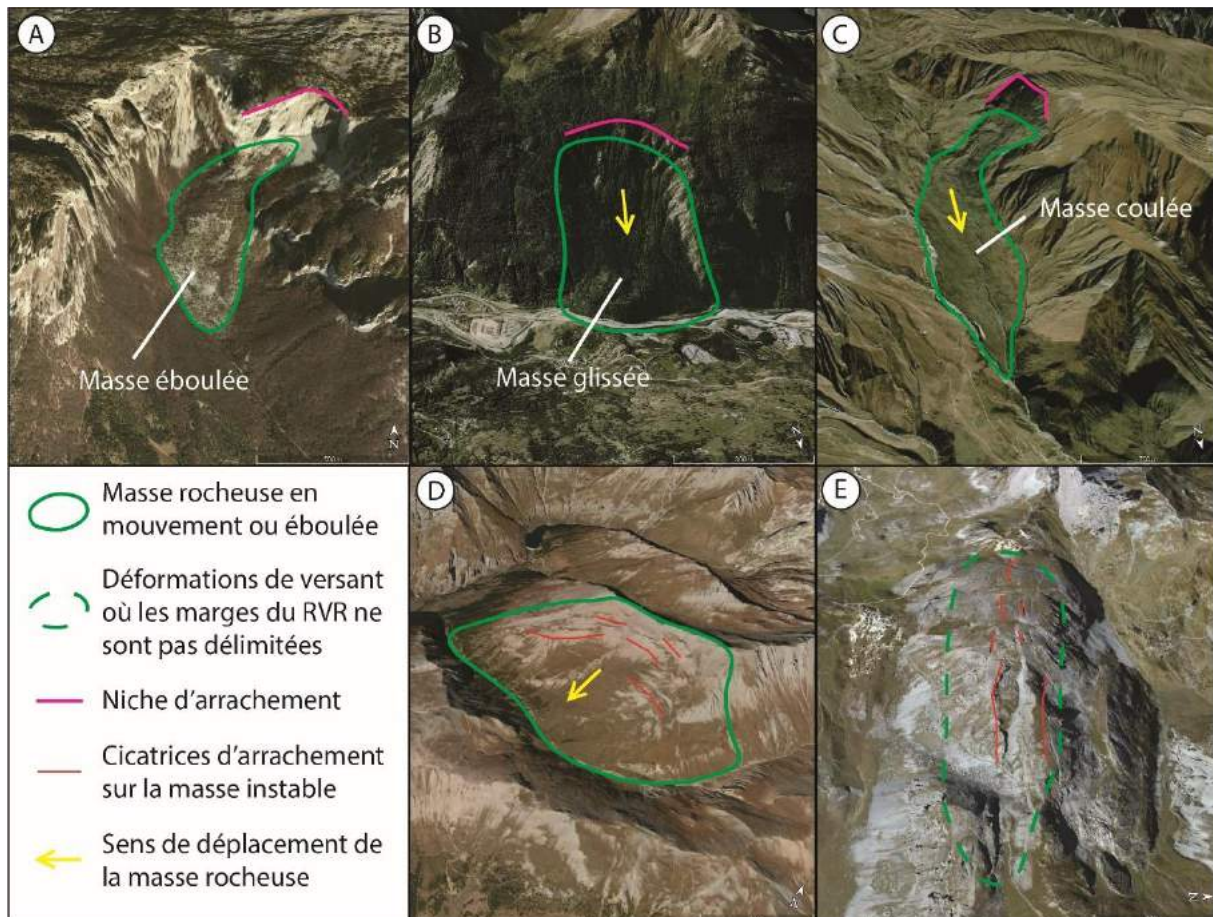


Figure 72 : Typologie des RVR. A : éboulement/avalanche rocheuse (EAR) dans le cirque d'Archienne (sud Vercors) (code : 3Ve, p. 1445 de l'Atlas) ; B : glissement rocheux (GR) dans la vallée de la Maurienne (Savoie) au-dessus de Saint André (code : 27At, p. 246 de l'Atlas) ; C : glissement-coulée (GC) au-dessus du Chalmieu, au pied des Aiguilles d'Arves (code : 79At, p. 298 de l'Atlas) ; D : déformation gravitaire et complexe de versant rocheux (DGCVR) au-dessus de Rochemolles dans la vallée de Bardonecchia (Italie) (code : 23Mc, p. 1053 de l'Atlas) ; E : déformation de versant dans le massif du Chambeyron (partie italienne), en tête de bassin de la vallée de Demonte (Italie) (code : 79Cham, p. 679 de l'Atlas).

Pour des raisons de simplification, et bien qu'il existe une réelle différence entre glissements rocheux et glissements rotationnels (Bachmann, 2006), les glissements rotationnels ont été fondus dans cette catégorie pour deux motifs majeurs :

- il est tout d'abord difficile d'affirmer avec certitude que la forme observée sur images satellites est un glissement rotationnel. Les caractéristiques classiques de ce type de glissement sont les niches d'arrachement construites en marches d'escalier, souvent avec une contrepente de la marche vers le versant, qui explique la formation de petits lacs ou zones humides. Sur nombre de GR, plusieurs cicatrices d'arrachement sont visibles, mais ceci n'implique pas nécessairement un mouvement rotationnel. La pente et son inclinaison peuvent contribuer à l'apparition de plusieurs fractures sur la masse glissée.
- les glissements rotationnels de versant se produisent essentiellement sur roches argileuses, et sinon sur les berges de cours d'eau en terrain argileux (Demers et al., 2008). La zone d'étude ne contient que très peu de zones argileuses, si ce n'est le secteur du Trièves, entre le Vercors et le massif des Ecrins.

Il peut donc être difficile de qualifier les RVR de rotationnels. Faleh et Sadiki (2002) dans le Rift marocain ou bien Soutadé (1993) en Andorre ont qualifié de rotationnels des RVR que l'on pourrait nommer GR voire de glissements-coulées, avec la méthodologie présentée ici. Cet exemple met l'accent sur la nécessité de mener des investigations de terrain pour pouvoir vérifier le caractère rotationnel du glissement.

3.3.3 Glissement-coulée ou GC (earthflow)

Cette classe de RVR correspond aux catégories « rock flows » de Varnes (1978) et « flow slide » de Hungr et al. (2014). Les GC sont à considérer comme des GR mais ce qui les différencie est fondé sur la forme et la longueur du trajet parcouru par la masse rocheuse (Flageollet, 1989). Au regard des découvertes réalisées par imagerie satellitale dans les Alpes occidentales pour la présente étude, il semble que certaines masses rocheuses instables puissent évoluer par des phénomènes de coulées. Un GC survient le plus fréquemment dans des roches saturées en eau. Sa vitesse de déplacement peut être lente ou rapide, et il laisse une niche d'arrachement dans la zone de départ. La saturation en eau permet, même sur une faible pente, d'épandre la masse rocheuse sur le versant (Le Mignon et Cojean, 2002)

(Fig. 72C). Contrairement au GR, on n'observe pas de bombement ou bourrelet dans la partie aval de la masse glissée.

D'après la littérature sur les Alpes françaises, de nombreux GC apparaissent dans la vallée de l'Ubaye au point que ce secteur est devenu un « laboratoire à ciel ouvert » pour étudier ce type d'instabilité (e.g. Malet et al., 2005 ; Lopez-Saez, 2011 ; Lopez-Saez et al., 2013). Les marnes noires sont propices aux déclenchements de ce type de RVR.

3.3.4 Déformation gravitaire et complexe de versant rocheux (DGCVR)

Dans une perspective de pouvoir associer les nombreux versants présentant des déformations de versant avec des glissements et parfois quelques éboulements, nous avons créé la catégorie DGCVR, qui peut correspondre à la catégorie « complexe » de Varnes (1978), et également dans une certaine mesure au terme de DSGSD (e.g Crosta et al., 2013) qui regroupait plusieurs éléments morphologiques. Ce type de RVR affecte généralement toute la longueur du flanc de la vallée et s'étend jusqu'à 200-300 mètres en profondeur (Dramis et Sorriso-Valvo, 1994 ; Crosta et al., 2013). Les versants impactés par ce type de RVR sont généralement caractérisés par une descente lente des matériaux partant de la crête et atteignant le talweg du cours d'eau situé en pied de versant (Fig. 72D), ainsi que par la présence de l'ensemble des déformations de versant reconnues telles que les crêtes dédoublées, les fissures béantes et les contre-escarpements (*antiscarp*) (Dramis et Sorriso-Valvo, 1994 ; Martinotti et al., 2011). Pour Agliardi et al. (2013), avec la catégorie des DSGSD, estiment que ce type de RVR a une aire supérieure à 10 km². Non loin de Saint Christophe en Oisans, sur le versant sud de la Toura, Vengeon et al. (1999) ont mesuré des vitesses de déplacement de l'ordre du mm/an. Ceci corrobore la thèse selon laquelle la vitesse moyenne de déplacement de ce type de glissement est relativement lente, même si le volume de la masse rocheuse est élevé, et que cette dernière peut évoluer en rupture définitive du versant avec des dégâts conséquents.

Il est assez fréquent d'observer sur ces versants un ou plusieurs petits glissements mineurs avec une rupture bien délimitée emboîtés dans la masse instable (Zerathe et Lebourg, 2012). Tout comme les GR, un bombement de l'aval du versant est très fréquemment visible (Agliardi et al., 2001 ; Hippolyte et al., 2006), synonyme de la lente et graduelle descente des matériaux, la topographie étant dépendante de ces glissements car

l'amont peut perdre en altitude et l'aval en gagner (De Vita et al., 2013). Lenart et Pánek (2013) ont identifié que des formes associées à du pseudokarst pouvaient également accompagner l'évolution des DGCVR. Le dernier indicateur est la surface du versant impacté par les RVR de type DGCVR car, la plupart du temps, les instabilités couvrent l'ensemble du versant (e.g. Hippolyte et al., 2009). Néanmoins, on peut observer des DGCVR de petite taille, souvent cantonnés aux crêtes sommitales.

3.3.5 Déformation de versant ou DDV (slope deformation)

Dans la mesure où nous avons pu identifier des déformations isolées sur un versant ou généralement sur une crête, sans que celles-ci soient associées à des glissements, nous avons créé cette catégorie de « déformation de versant » ou DDV. Cette catégorie s'apparente aux DGCVR, mais seules les déformations de versant (crêtes dédoublées, fissures, et contre-escarpements) sont visibles. Aucun signe de glissements associés aux déformations n'est détectable. En conséquence de cette forme diffuse de déformation, il est effectivement difficile, en tout cas par endroits, d'identifier avec précision les marges d'une RVR et donc de les cartographier comme une unité discrétisable.

Il est assez fréquent, par exemple, d'observer des fissures sur un versant ou bien sur un léger replat sommital, ces fissures n'étant pas liées à des glissements mais plutôt à une déformation en profondeur de la roche (Beck, 1968). Ces déformations peuvent être par exemple le résultat de la décompression glaciaire et se transformer alors en graben de crête (Fig. 72E).

On peut faire l'hypothèse que les déformations de versant (ou DDV) de cette nature et relativement faible en intensité représenteraient un stade précoce du développement des DGCVR, si bien qu'elles seraient annonciatrices de prochaines déstabilisations ou catastrophes majeures, même si, tout comme les DGCVR, la vitesse de déplacement est très faible (Hungry et al., 2014).

3.4 Validation de la méthode par la documentation et les prospections de terrain

Travailler avec des images satellites comporte de nombreux avantages, notamment celui de pouvoir couvrir de larges distances sur un temps court. Mais cela ne peut remplacer l'expertise de terrain qui sert autant à la comparaison qu'à la vérification (confirmer ou infirmer) des formes observables sur imagerie satellite et sur le terrain.

Une enquête a donc été effectuée afin de confronter les éléments d'observation sur images satellites avec la réalité du terrain. Sur l'ensemble de l'éventail des objets repérés, seules quelques RVR ont été sélectionnées en raison de leur intérêt en termes de dynamique du mouvement et en termes de formes résultantes. Pour illustrer ici les types de RVR de la typologie, nous avons sélectionné un certain nombre de sites emblématiques que nous présentons successivement ci-après à titre de référentiel.

3.4.1 Validation indirecte avec la documentation existante

Au-delà de l'expérience que l'on peut acquérir en parcourant les publications spécialisées sur les RVR, il est nécessaire de consulter des cartes, ainsi que tous les relevés géologiques et topographiques disponibles, afin de pouvoir croiser les informations avec ce que l'on peut observer sur images satellites.

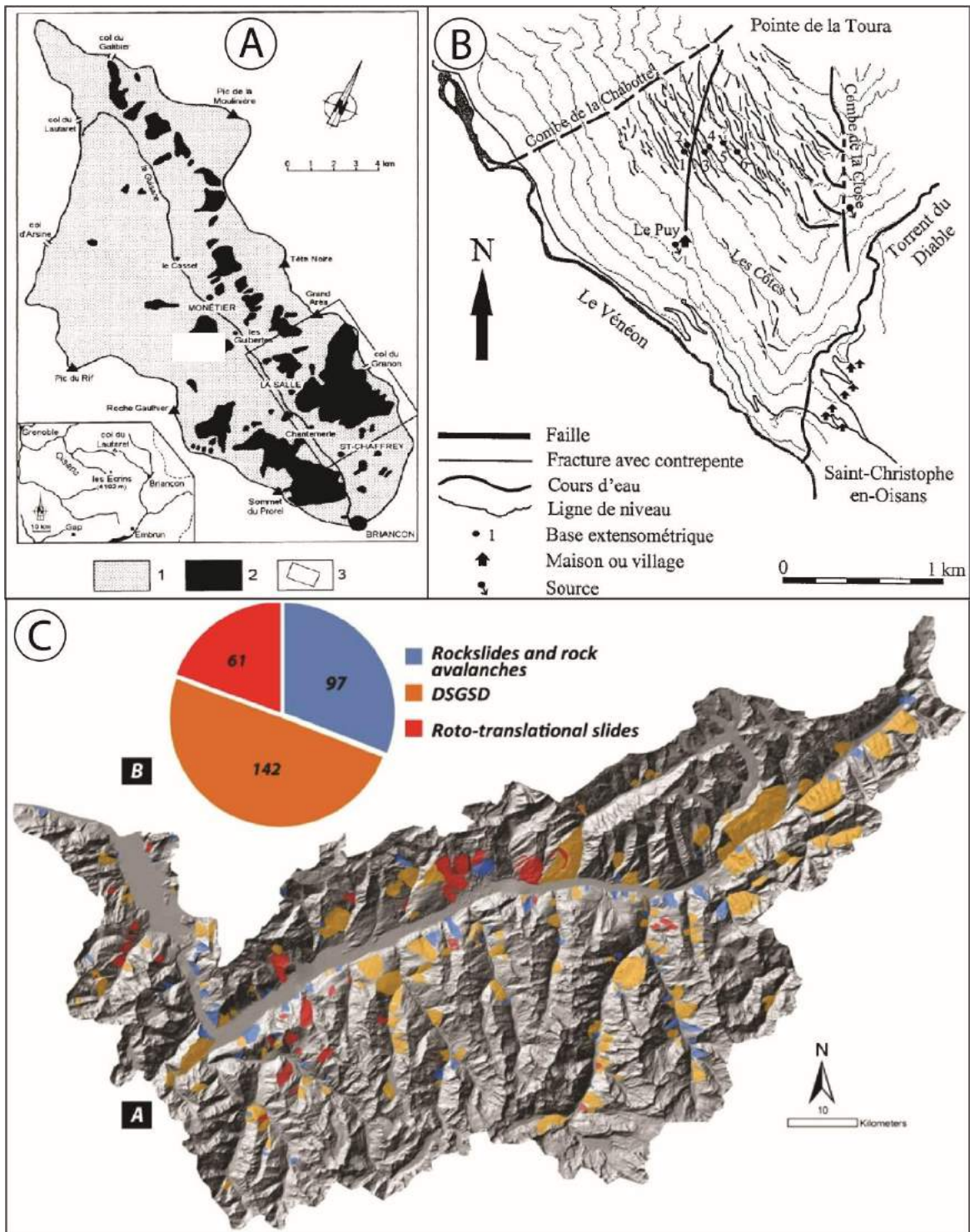
Pour le terrain d'étude, les cartes géologiques françaises (Debelmas et al., 1966 ; Debelmas et al., 1967a-1967b ; Debelmas et al., 1968 ; Barféty et Gidon, 1969 ; Flandrin, 1970 ; Gidon et al., 1971 ; Barféty et al., 1972 ; Barbier et al., 1973 ; Kerckhove et al., 1974 ; Mennessier et al., 1976 ; Barféty et al., 1977 ; Gidon et al., 1977 ; Gidon et al., 1978 ; Antoine et al., 1979 ; Debelmas et al. 1980 ; Barféty et al., 1984a-1984b ; Ayrton et al., 1987 ; Barféty et al., 1988 ; Charollais et al., 1988 ; Debelmas et al., 1989a-1989b ; Kerckhove et al., 1989 ; Vial et al., 1989 ; Debelmas et al., 1991 ; Deville et al., 1991 ; Antoine et al., 1992 ; Doudoux et al., 1992 ; Pairis et al., 1992 ; Fudral et al., 1994 ; Gidon et al., 1994 ; Barféty et al., 1995 ; Charollais et al., 1998 ; Plancherel et al., 1998 ; Doudoux et al., 1999 ; Barféty et al., 2000 ; Tricart et al., 2003 ; Kerckhove et al., 2005 ; Barféty et al., 2006) (Fig. 73D), les cartes ZERMOS (carte des Zones Exposées à des Risques liées aux MOuvements du Sol et du sous-sol, uniquement pour la France (Fig. 73E) et les cartes topographiques au 1 :25 000^e via le géoportail français et suisse ont été utilisées pour vérifier l'inventaire des déformations

visibles sur imagerie satellite. Après avoir été consulté attentivement, l'inventaire du BRGM (la BDMvt) a été écarté. En effet, ce dernier référence tous les mouvements de terrain (éboulements, glissements de terrain superficiels), surtout de petite taille (dont les effondrements de talus de route par exemple), qui se sont produits au cours de ces dernières décennies. Cette population de déplacement d'origine gravitaire est distincte de notre objet d'étude, les RVR, c'est-à-dire des instabilités de versant qui déplacent des masses considérables et qui se sont produites, dans la plupart des cas, il y a plusieurs siècles à millénaires.

Les cartes géologiques françaises ont été d'une grande utilité car elles ont permis d'identifier les zones instables. Lorsque la carte géologique indiquait des zones de glissements, il nous fallait les observer sur Google Earth Pro™ pour vérifier si elles correspondaient à des formes caractéristiques aux RVR. De nombreux allers et retours ont ainsi été effectués entre carte géologique et imagerie satellite. Lorsqu'on pouvait constater aucune preuve formelle de RVR sur imagerie alors que la carte géologique identifiait des zones instables, on les interprétait plutôt comme des glissements superficiels.

Pour les Alpes italiennes, en raison du fait que les cartes géologiques ne sont pas encore toutes éditées, le projet IFFI (Trigila et al., 2007) (Fig. 17, cf. 1.2.3) a conjointement été utilisé. Il recense l'ensemble des types de glissements allant de l'éboulement aux zones de simple déformation, en passant par les GR. Cette base de données a permis de vérifier ce que l'on peut voir par imagerie satellitale même si tous les glissements cartographiés n'ont pas été pris car beaucoup, situés en zone basse des versants et recouverts de forêt, sont invisibles par imagerie (ce qui est notamment le cas pour le piémont padan).

Plusieurs études ou inventaires ou relevant des marges de la zone d'étude, ont également été utilisés pour valider notre inventaire exhaustif : celui de Crosta et al. (2013) pour l'arc alpin, de Pedrazzini et al. (2015) pour la partie Suisse (Fig. 73C), de Martinotti et al. (2011) pour la vallée d'Aoste, et celui de Lahousse (1998) pour la vallée de la Guisane (Fig. 73A). Parmi les sites ponctuels, de nombreuses études ont été validées par notre méthodologie, notamment les travaux de Vengeon et al. (1999) pour le site de la Toura dans la vallée du Vénéon (Fig. 73B) et de Delunel et al. (2010) pour l'éboulement du lac de Lauvitel (Isère).



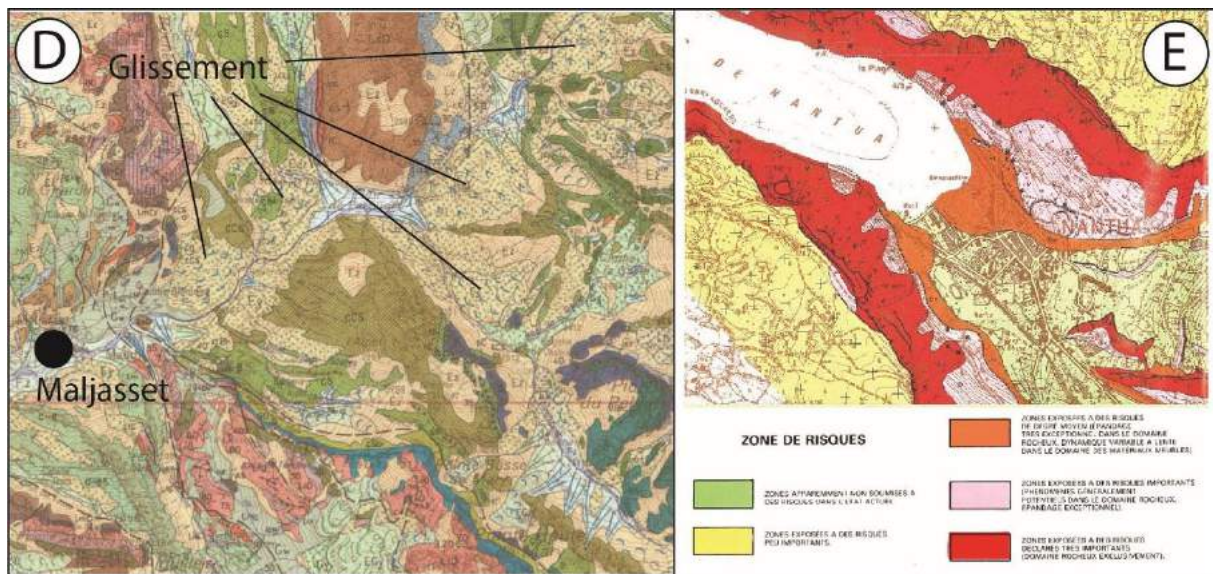


Figure 73 : Exemples d'études utilisées pour l'aide au repérage des RVR. A : inventaire de Lahousse (1998) ; 1 : Bassin versant de la Guisane ; 2 : mouvements de terrain ; B : DGCVR du site de la Toura dans la vallée du Vénéon (Vengeon et al., 1999) (code : 8Ec, p. 751 de l'Atlas) ; C : inventaire de Pedrazzini et al. (2015) dans le haut bassin du Rhône (Suisse) ; D : Extrait de la carte géologique au 1/50 000^e « Aiguilles de Chambeyron » avec les figurés qui montrent les glissements repérés par les géologues ; E : extrait de carte ZERMOS.

L'objectif ici n'est pas de montrer que tous les sites répertoriés dans ces bases de données et sites ponctuels ont été systématiquement pris dans notre inventaire. Une vérification sur Google Earth Pro™ a systématiquement été accompli afin de vérifier à chaque fois si les sites étaient visibles sur imagerie satellite ou bien encore de comparer la géométrie des RVR entre les différents outils.

3.4.2 Validation directe par les prospections de terrain

3.4.2.1 Eboulement/avalanches rocheuses (EAR)

Pour les EAR, un éboulement, issu d'une fragmentation sommitale du versant, a été exploré pour vérification sur le terrain (Fig. 74). Cet EAR se situe dans le massif des Arves-Thabor, dans la vallée de la Guisane (Hautes-Alpes) et se localise sur des quartzites dans un secteur fortement soumis au contact anormaux (faille notamment) (Barféty et al., 2006).

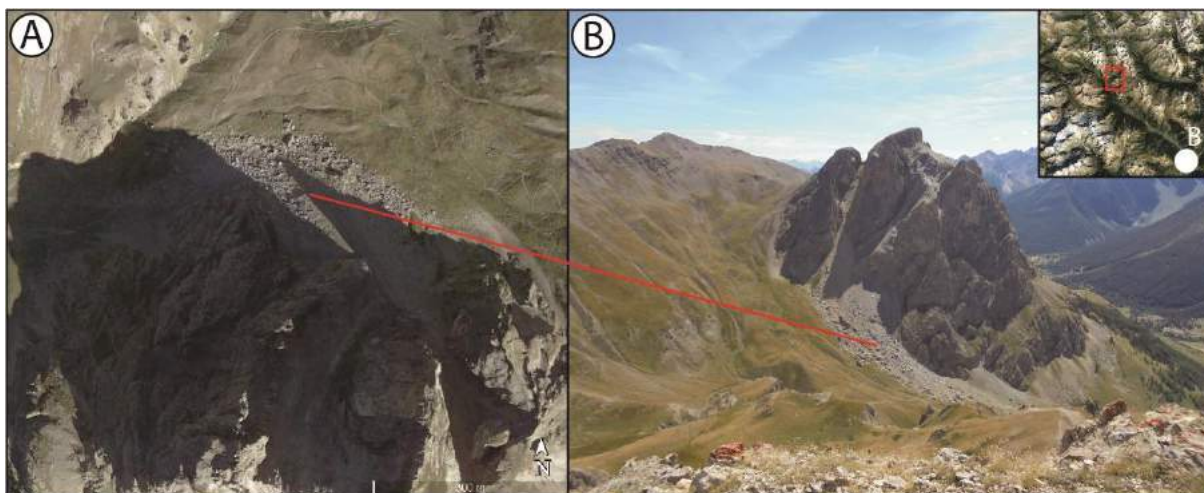


Figure 74 : Vérification terrain d'un EAR dans le massif des Arves-Thabor. A : image satellite verticale de l'Aiguillette du Lauzet (code : 86At, p. 305 de l'Atlas) ; B : Cliché pris en juin 2016, B : Briançon.

Sur les images satellites, on peut observer un couvert d'éboulis le long de la face nord de l'Aiguillette du Lauzet. On peut également observer de blocs plurimétriques. L'inspection de terrain confirme les observations des images satellites. On découvre, en effet, que le versant nord de l'Aiguillette est couvert de blocs, provenant de la partie sommitale du pic rocheux. L'éboulement s'est étalé en fonction de la topographie et peut sembler être survenu lors d'un seul évènement car les contours de l'EAR sont aisément traçables dans le paysage.

3.4.2.2 Glissement rocheux (GR)

Le GR présenté ici est localisé dans le vallon de l'Arvan, tout proche de la commune de Saint Sorlin d'Arves (Savoie) et se situe sur des schistes noirs. Sur image satellite, on distingue une géométrie clairement définie, avec de nombreuses zones de rupture qui entourent le glissement rocheux et qui apparaissent en blanc (Fig. 75). Sur le terrain, les ruptures blanches sur imagerie satellite correspondent à la niche d'arrachement et aux ruptures latérales. Ceci suggère que la masse rocheuse subit à la fois une rupture venant de l'amont et d'un affaissement complet de la masse rocheuse. Les nombreux bourrelets de glissement, à ne pas confondre avec des contre-escarpements, sont également un indice morphologique que la masse est instable, confirmé par la succession de secteurs en compression (bourrage et boursoufflures) et en extension (fissures ouvertes). Au sein de

cette masse rocheuse, une petite réactivation a également été observée qui était invisible sur les images satellites.

3.4.2.3 Glissement-coulée (GC)

Le GC présentée ici se trouve au sud d'Albiez-le-Vieux (Savoie), au pied des Aiguilles d'Arves et se situe dans des schistes noirs et bruns (Fig. 76). La longueur totale entre la cicatrice et les marges de la masse coulée est de 2,2 km. Sur image satellite, il est assez aisément détectable car la coulée et la niche d'arrachement sont de grande taille et reflètent au moins un évènement majeur et une activité de longue durée. Lors d'un zoom sur ce glissement-coulée, on s'aperçoit que la couleur y est légèrement plus verte et noire que sur les versants alentour, suggérant une masse rocheuse non homogène et faisant ressortir davantage l'aspect détritique de la masse déplacée et caractéristique des GC. Les différences de teinte sont d'autant plus visibles que nous nous trouvons au-dessus de la limite de l'arbre. Sur le terrain, ces interprétations se sont toutes confirmées : plusieurs évènements se sont effectivement déroulés pour produire une masse bombée, quasiment horizontale, qui comble le vallon. La masse coulée semble effectivement meuble car de multiples incisions et affaissements/glislements se développent au sein de cette masse.

Le phénomène de déformation plastique ne semble pas achevé car une coulée récente a été observée sur le terrain. Celle-ci, en revanche, était invisible sur image satellite malgré sa taille, la teinte de cette coulée récente se confondant avec le reste du glissement.

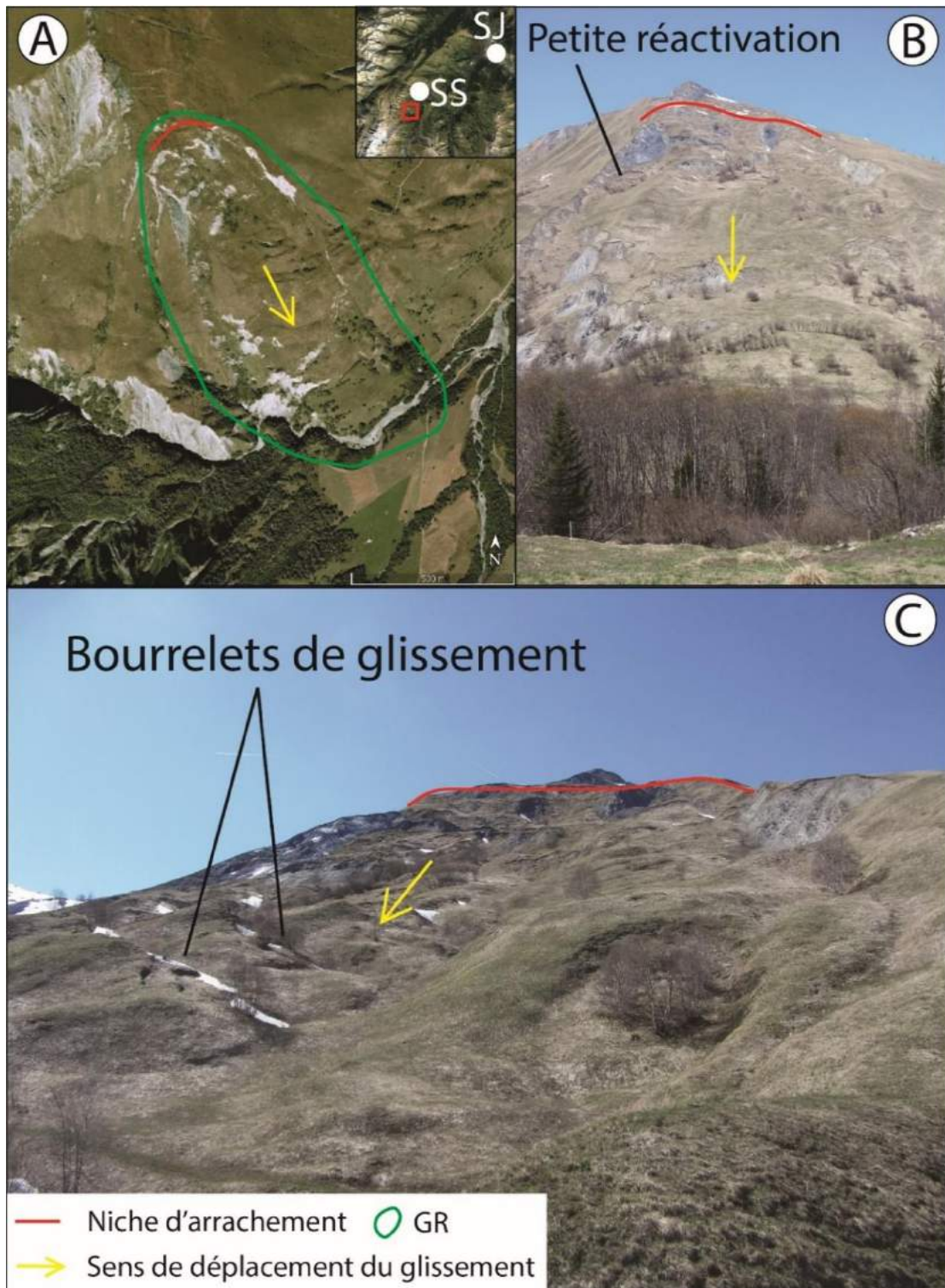


Figure 75 : Vérification terrain d'un GR dans le vallon de l'Arvan. A : image satellite verticale du site (code : 11Gr, p. 978 de l'Atlas) ; B : cliché (mai 2016) de l'ensemble du GR ; C : cliché (mai 2016) des bourrelets de glissements sur la masse glissée, SJ : Saint Jean de Maurienne, SS : Saint-Sorlin d'Arves.

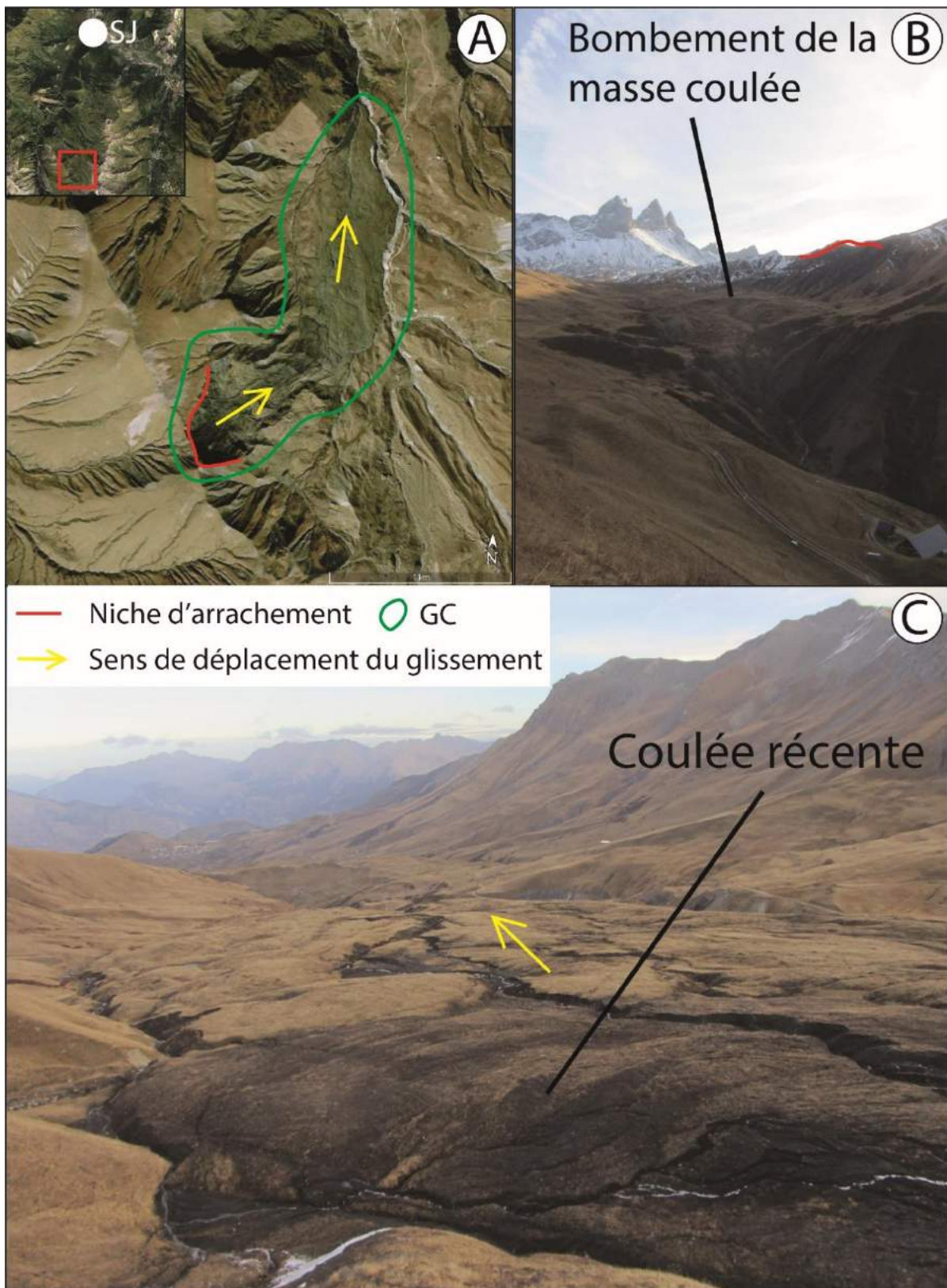


Figure 76 : Vérification terrain d'un GC au pied des Aiguilles d'Arves. A : image satellite verticale (code : 79At, p. 298 de l'Atlas) ; B : cliché (novembre 2015) de la masse vue du bas ; C : cliché (novembre 2015) de la masse glissée et d'une coulée récente, SJ : Saint Jean de Maurienne.

3.4.2.4 Déformation gravitaire et complexe de versant rocheux (DGCVR)

La DGCVR présentée ici se localise au-dessus de Bourg Saint-Maurice (Savoie), sur le versant opposé à la route menant au col du Petit Saint-Bernard (Fig. 77). Sur image satellite, on peut apercevoir de nombreuses déformations qui peuvent être induites par des déformations profondes. En effet, des crêtes dédoublées, des fissures et de nombreux bourrelets rocheux ont ainsi pu être identifiés. Si par endroit, on peut observer des petits éboulements, d'autres secteurs sont plutôt soumis à de larges GR, imbriqués dans la masse instable. La présence de l'ensemble de ces déformations amène donc à formuler l'hypothèse que nous sommes en présence d'un glissement complexe. L'évolution du versant est caractérisée en générale par un bombement de l'aval du versant (Fig. 77B), marqué ici par l'incision de la rivière dans la masse déplacée.

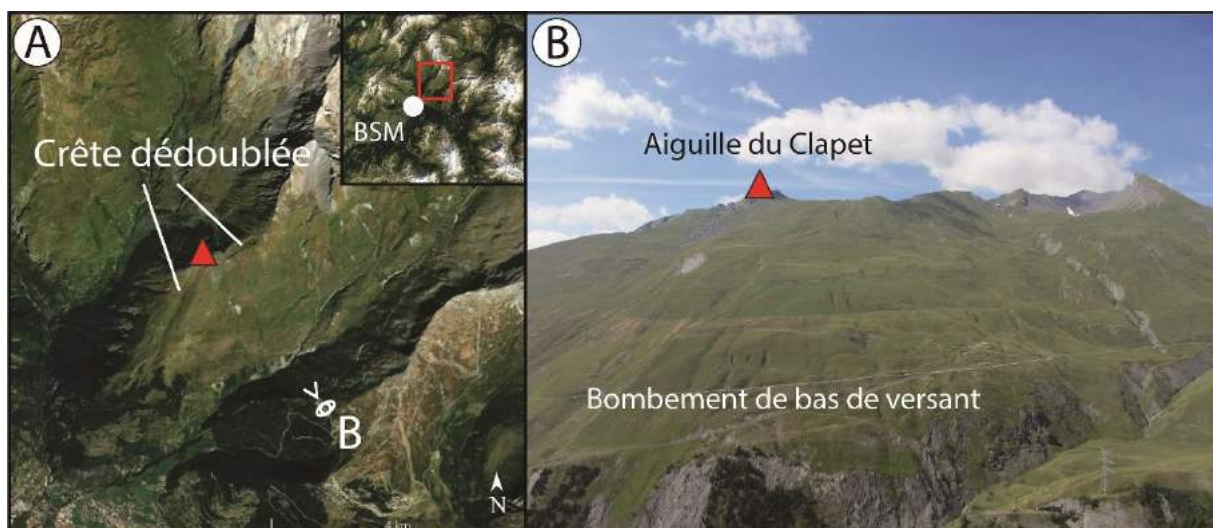


Figure 77 : Vérification terrain d'une DGCVR au-dessus de Bourg Saint-Maurice. A : image satellite verticale montrant en particulier les crêtes dédoublées (code : 6Be, p. 357 de l'Atlas) ; B : cliché (juin 2015) du versant montrant notamment le bombement de l'aval du versant. BSM : Bourg Saint-Maurice.

3.4.2.5 Déformation de versant (DDV)

La DDV présentée ici est localisée au col du Barbier, au-dessus du lac de barrage de Plan d'Aval (au-dessus d'Aussois, Savoie) et se situe dans des quartzites. Sur image satellite, des traits noirs *a priori* parallèles, trouveraient leurs terminaisons à proximité du col et s'étireraient en direction de la vallée (Fig. 78). Aucune marge n'est visible aux alentours, les

déformations semblant être les seules formes associables au glissement de type RVR. Sur le terrain, des fissures de plusieurs dizaines de mètres de profondeur et de plusieurs mètres de largeurs sont présentes et cisailent le versant en plusieurs fissures de toutes tailles, les plus petites étant situées en amont des plus profondes. Ces petites fissures se localisent à proximité de déformations qui sont interprétées comme un graben sommital au col du Barbier. Tout comme sur image satellite, les marges de la RVR ne sont pas facilement cartographiables sur le terrain.

3.4.3 L'apport de l'étude de Crosta et al. (2013)

Pour des problèmes d'interprétation sur images satellitaires, et comme nous l'avons précédemment évoqué, il n'a pas été possible de retenir l'ensemble des sites mentionnés dans les communications dans notre inventaire. Les travaux de Crosta et al. (2013) ont été une source d'informations tant théoriques que pratiques et une véritable référence du point de vue de leur cartographie à l'échelle de la chaîne alpine (Fig. 15, cf. 1.2.1). Toutefois, avec la possibilité d'avoir davantage d'images satellites dans Google Earth Pro™ que lorsque cette étude a été construite, des dissemblances sont apparues entre leurs interprétations et la nôtre.

Ainsi, selon notre interprétation, des DGCVR de petite taille ont pu être identifiées. Par exemple, dans le massif de Chambeyron, sur le côté italien, nous avons pu identifier une masse rocheuse qui semble se détacher de la montagne (Fig. 79A). Cette interprétation est basée sur la présence d'une large crête dédoublée, qui, selon Gidon et al. (1994) serait une faille (d'origine tectonique ?). Cet exemple n'est pas cartographié par exemple par Crosta et al. (2013).

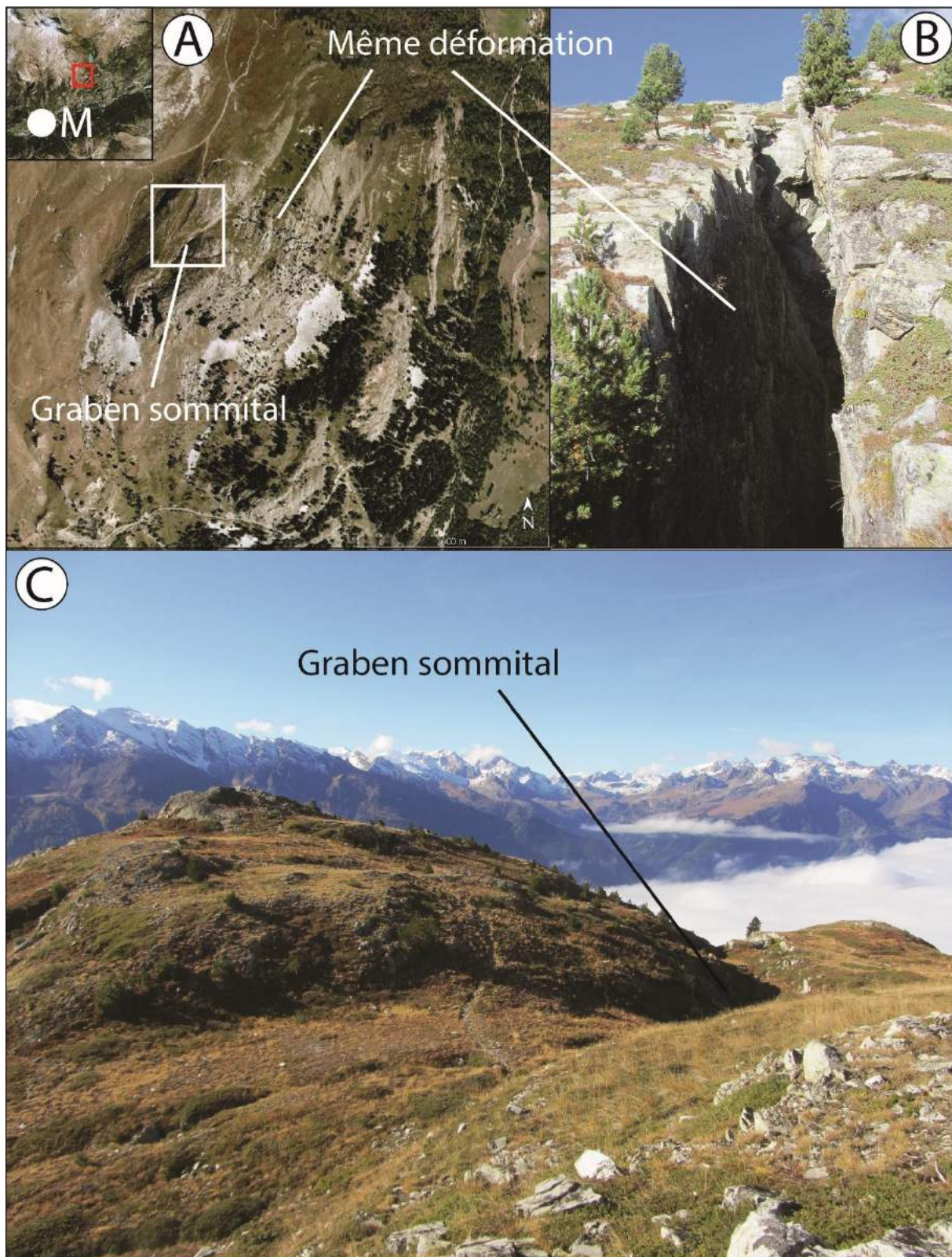


Figure 78 : Vérification terrain d'une DDV au-dessus d'Aussois. A : image satellite verticale (code : 50Va, p. 1354 de l'Atlas) ; B : cliché (octobre 2015) de la fissure principale ; C : cliché (octobre 2015) du graben de tête, M : Modane.

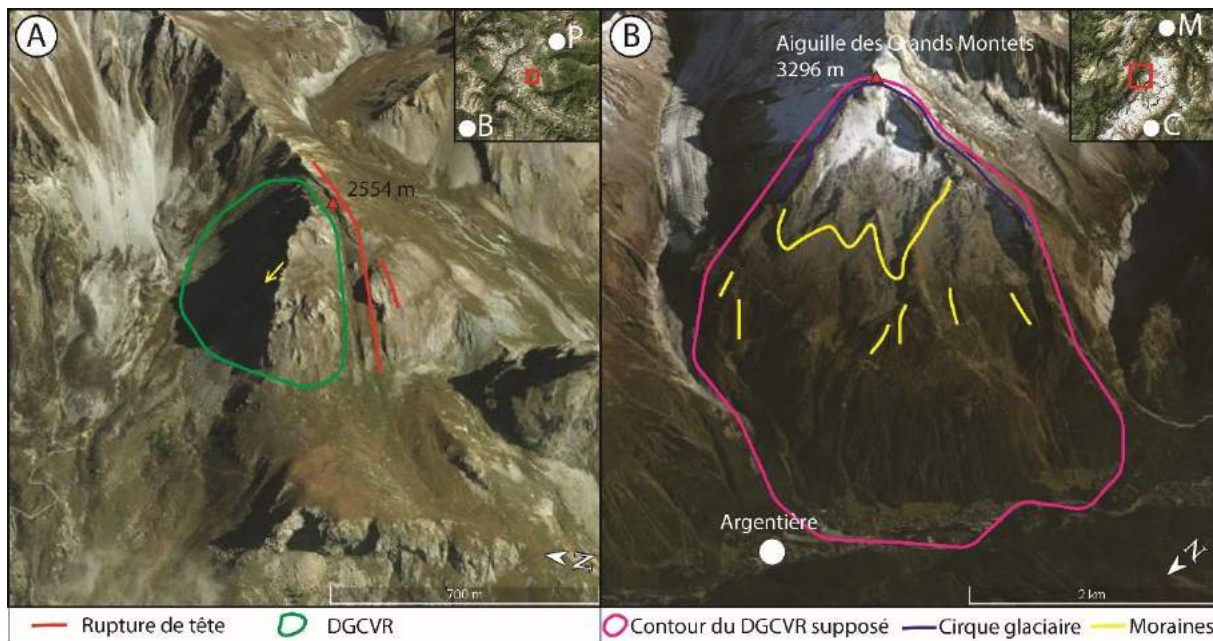


Figure 79 : Corrections de l'inventaire de Crosta et al. (2013) par rapport au nôtre. A : une DGCVR de petite taille non référencée par Crosta et al. (2013) dans la vallée de Chiappera (Italie) (code : 40Cham, p. 640 de l'Atlas). B : DGCVR de l'Aiguille des Grands Montets, dans la vallée de Chamonix, référencé dans la publication de Crosta et al. (2013) et qui ne semble pas être une RVR. B : Barcelonnette, P : Pontechianale, M : Martigny, C : Courmayeur.

Le deuxième type de dissemblances revient à formuler que certains des sites cartographiés par Crosta et al. (2013) n'ont pas été retenus dans notre inventaire. Par exemple, sur le côté français, dans la vallée de Chamonix, ils cartographient une DGCVR au pied de l'Aiguille des Grands Montets (Fig. 79B). Selon nous, et en fonction des imageries satellitaires disponibles, il ne nous semble pas être en présence d'une RVR car aucune déformation de type contre-escarpement, fissures ou crête dédoublée n'ont pu être identifiées. Les bourrelets rocheux ne semblent pas également être présents sur ce versant. Le modelé n'est attribuable qu'aux différentes avancées et reculées glaciaires depuis le Pléistocène car de multiples moraines sont présentes. Le sommet est considéré comme un cirque glaciaire et pas comme une niche d'arrachement caractéristique d'une RVR. Le seul indice sur imagerie satellite qui pourrait faire penser à une DGCVR est la masse bombée se situant au milieu du versant où une station de ski a pu se développer. Ce seul indice est, à nos yeux, trop faible afin d'étayer la présence d'une DGCVR à cet endroit.

3.5 Construction d'une base de données

Afin de bâtir une analyse spatiale à l'échelle de l'aire d'étude, il est nécessaire de construire une base de données (Annexe 2) dans laquelle l'ensemble des indices et variables utiles à l'inventaire sont renseignés. Les informations choisies sont les suivantes :

- le codage de chaque RVR en fonction de son massif d'appartenance, avec les deux (ou trois) premières lettres du nom du massif. Exemple : 3Va pour la Vanoise ;
- description : on décrira ce que l'on peut observer sur l'imagerie ;
- coordonnées géographiques : latitude et longitude de chacune des RVR inventoriées ;
- indice de confiance concernant l'identification de la RVR et sa catégorie : « forte probabilité », « probable » et « faible probabilité » ;
- altitudes : plusieurs altitudes sont notées pour cette catégorie : altitudes des niches d'arrachement et de la zone basse d'une RVR. Celle du centroïde n'a pas été retenue car elle est calculé sous SIG et n'a aucune signification géomorphologique par rapport à une masse glissée. Toutefois, ce point du centroïde sera utilisé pour la cartographie des RVR.
- hauteur (ou dénivellation) de la masse déformée ou déplacée ;
- type de RVR : pour chacun des sites, le type de chaque RVR est donné en fonction des classes précisées plus haut (voir 3.3) ;
- direction moyenne d'exposition du versant impacté par la RVR : il d'agit de l'exposition générale du versant, plutôt que les différentes expositions locales que peuvent prendre les RVR (car ceci pourrait amener à des erreurs d'interprétation). Ce critère est pris sous Google Earth Pro™ ;

- superficie : en vue verticale, la surface de la RVR est calculée sous SIG (superficie projetée), exprimée en km². La projection utilisée pour le calcul de surface a été le « WGS 1984 Web Mercator Auxiliary Sphere».
- lithologie : la lithologie a été déterminée à partir des cartes et notices géologiques françaises, italiennes et suisses au 1/50 000^e. Les cartes au 1 : 250 000^e françaises ont également été utilisées à la place de la cartographie géologique italienne qui est incomplète, mais aussi parce qu'elles fournissent une information concernant le substrat géologique situé sous les formations superficielles (moraine, etc.). Le géoportail italien a également été utilisé pour la nomenclature lithologique et pour nommer les RVR. La complexité lithologique sur les versants de montagne impose de faire un choix par rapport à ces critères. Nous avons décidé de déterminer la lithologie sur la base des affleurements cartographiés au niveau des niches d'arrachement, critère le moins incertain, et moins susceptible d'être masqué par les formations superficielles que les masses glissées elles-mêmes ;

3.6 Choix du MNT

Pour entreprendre une analyse spatiale sous SIG, une des bases est de se procurer un MNT (Modèle Numérique de Terrain). Il permet tout d'abord d'avoir un fond cartographique sur les figures montrant l'amplitude des reliefs. Ensuite, il permet d'être utilisé afin de calculer plusieurs paramètres sous SIG, notamment la pente et les orientations.

Pour se procurer un MNT gratuitement, il faut se rendre sur le site internet de l'USGS (<https://search.earthdata.nasa.gov/search>) qui permet de télécharger des rasters pouvant couvrir plusieurs thématiques (couverture du sol, aérosols, etc...) mais également des MNT. Deux grandes familles de MNT existent : les ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) et les SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). L'intérêt est ici de pouvoir choisir entre ces deux MNT en fonction des artefacts qu'ils peuvent contenir.

En analysant chacun des MNT, on peut observer les mêmes erreurs et artefacts sur chacun des MNT. Ceci est le cas pour l'ensemble du terrain étudié, à l'exception d'un

secteur. En effet, dans le massif du Grand Paradis, les données ASTER présentent des artefacts qui peuvent s'apparenter à des « trous » (Fig. 80). Dans les données du SRTM, cette erreur a été corrigée mais il s'avère que les calculs lancés dans un SIG avec ce MNT présente une grande quantité d'erreurs. Nous avons donc fait le choix d'utiliser le MNT ASTER pour les calculs de pente, d'orientations et de relief local, qui produit une cartographie avec moins d'erreurs.

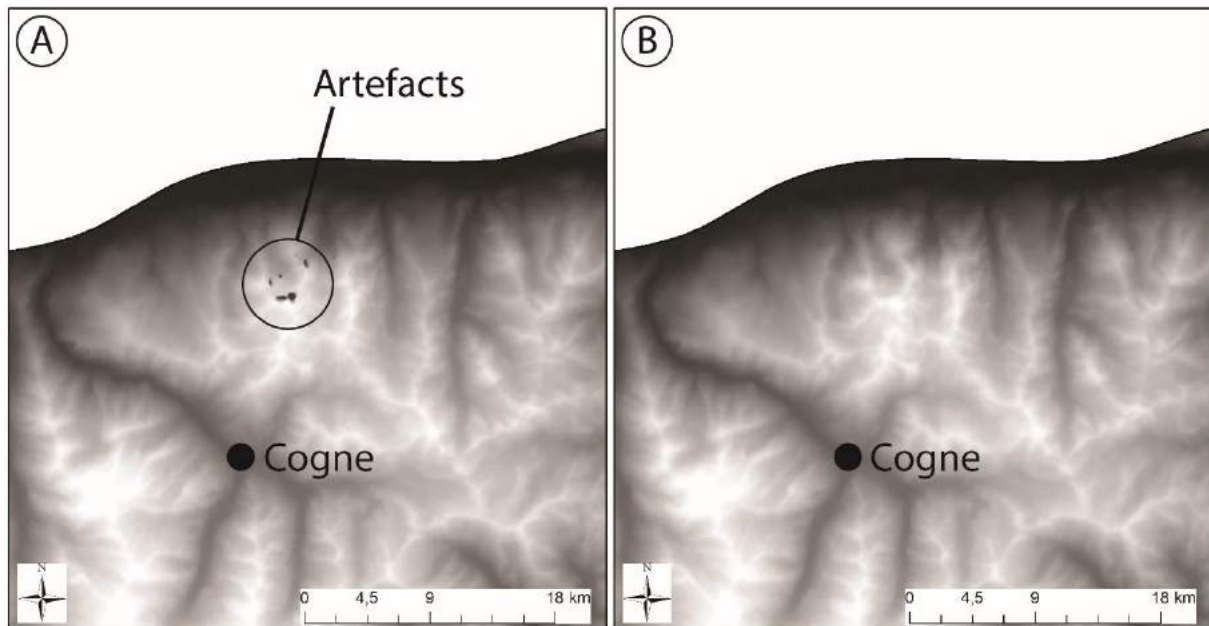


Figure 80 : Choix du MNT en vue de l'analyse spatiale. A : MNT issu des données ASTER ; B : MNT issu des données SRTM.

3.7 Exclusion de sites masqués par l'urbanisation et la végétation

La méthode retenue ici contient de nombreux avantages, mais comme toute méthode, elle comporte ses limites.

L'obstacle le plus important est que l'analyse systématique des versants de montagne, et donc l'inventaire proposé, peut s'avérer incomplet. En effet, certaines RVR peuvent être invisibles sur imagerie satellite mais visibles sur le terrain (Jarman et al., 2014), et réciproquement. Ainsi certaines RVR déjà étudiées (e.g. Martinotti et al., 2011 pour la RVR de Hône), n'ont pas été référencées, faute d'images de bonne qualité et compte tenu de la couverture forestière. Outre la végétation, l'urbanisation est également un facteur qui masque les RVR, et en particulier les dépôts qui se répandent dans le talweg ou sur les

piémonts. Par endroits des indentations festonnant des corniches peuvent être interprétées comme des cicatrices d'arrachement, mais les indices de masse glissée en contrebas sont largement masqués par l'urbanisation. C'est ainsi que l'avalanche rocheuse du mont Granier (Pachoud, 1991 ; Ledoux, 1995), qui est recensée comme étant le plus gros évènement des Alpes occidentales (500 millions de m³) a été écartée de l'inventaire en raison de la grande incertitude quant à la présence du dépôt sur les images satellites. Cette absence de grandes RVR connues, comme celle du Granier, amène à penser que l'inventaire proposé ici concerne les RVR anciennes situées à haute et moyenne altitude, comme cela a déjà été observé dans les Carpathes (Blondeau et al., 2016).

Les RVR à plus basse altitude (même récentes, comme celle du Granier) où le potentiel gravitationnel est encore élevé sont visibles sous certaines conditions (cf. 3.2.3), mais restent largement voilées par la végétation et l'urbanisation. Le choix a été pris d'écartier de l'inventaire les RVR qui ne sont pas, ou avec de trop grandes incertitudes, visibles sur image satellite afin de rester fidèle à la méthode de la photo-interprétation.

Chapitre 4 : Présentation de la base de données

4.1 Base de données construites et diversité de densités de RVR selon les massifs

L'inventaire construit en fonction de la méthodologie contient 1400 RVR dont 280 EAR, 523 GR, 24 GC, 464 DGCVR et 109 DDV (Tableau 1).

Tableau 1 : Nombre de RVR par catégorie.

EAR (éboulement/avalanche rocheuse)	GR (glissement rocheux)	GC (glissement coulée)	DGCVR (déformation gravitaire et complexe de versant rocheux)	DDV (déformation de versant)
280	523	24	464	109

Nous avons pu observer des RVR de tous types sur l'ensemble des massifs avec néanmoins des disparités spatiales flagrantes (Tableau 2). Ainsi, en fonction des nombres de RVR présentes au sein de chaque massif, ce sont ceux du Parpaillon, des Arves-Thabor, des Grandes Rousses et du Beaufortin qui enregistrent les densités les plus hautes ($>0,05$) alors que les densités les plus faibles sont enregistrées au sein des massifs des Bauges, de la Chartreuse et du Vercors ($<0,010$).

Lorsque l'on réalise les densités en fonction des superficies des RVR et de chaque massif, ce sont ceux des Arves-Thabor, du Beaufortin et du Parpaillon qui enregistrent les densités les plus élevées ($>0,15$) (densité superficie des massifs/superficie des RVR (Tableau 2)). Les densités les plus faibles sont enregistrées au sein des massifs des Bauges, de la Chartreuse et du Vercors ($<0,010$).

Certains massifs semblent donc davantage soumis à l'occurrence des RVR comme cela semble être le cas pour les massifs du Beaufortin, des Arves-Thabor et du Parpaillon, contrairement aux Préalpes (Vercors, Chartreuse et Bauges) qui ne semblent peu susceptibles à l'apparition des RVR.

Cette base de données des RVR servira pour l'ensemble de ce qui correspond au cœur de ce travail de recherche : la coïncidence spatiale des RVR en fonction des grands facteurs préparatoires.

Comme nous l'avons cartographié en figure 81 et en raison de la très petite taille de certaines RVR, et notamment des EAR, le choix a été pris de cartographier les RVR, à l'échelle régionale, sous forme de points en fonction du centroïde du polygone. Ce type de cartographie sera appliqué lorsque l'on voudra montrer la localisation des RVR. Lorsque l'on

comparera avec les superficies des RVR, nous prendrons dans ce cas des cercles proportionnels.

Tableau 2 : Diversité d'occurrence des RVR en fonction des massifs étudiés.

	Superficie totale	Superficie des massifs (km ²)	Nb de RVR	Densité nombre de RVR/superficie des massifs	Superficie des RVR	Densité superficie des massifs/superficie des RVR (km ²)
Aiguilles Rouges	57478	1537	48	0,031	129,72	0,084
Alpes cottiennes		3168	82	0,026	403,94	0,128
Alpes grées		3263	50	0,015	108,9	0,033
Aravis		936	24	0,026	35,98	0,038
Arves-Thabor		2071	119	0,057	361,24	0,174
Bauges		1905	7	0,004	9,77	0,005
Beaufortin		1885	107	0,057	368,84	0,196
Belledonne		2438	56	0,023	140,49	0,058
Bornes		1190	21	0,018	39,32	0,033
Chablais		3677	54	0,015	75,14	0,020
Chambeyron		2843	114	0,040	147,97	0,052
Chartreuse		1585	3	0,002	4,46	0,003
Dévoluy		1641	18	0,011	37,83	0,023
Ecrins		5828	141	0,024	429,62	0,074
Grandes Rousses		736	38	0,052	63,3	0,086
Grand Paradis		4899	78	0,016	294,08	0,060
Mont Blanc		1589	21	0,013	61,71	0,039
Mont-Cenis		1119	33	0,029	130,18	0,116
Queyras-Viso		3766	159	0,042	442,73	0,118
Parpaillon		1240	71	0,057	235,16	0,190
Vanoise	4159	136	0,033	541,84	0,130	
Vercors	6003	20	0,003	20,38	0,003	

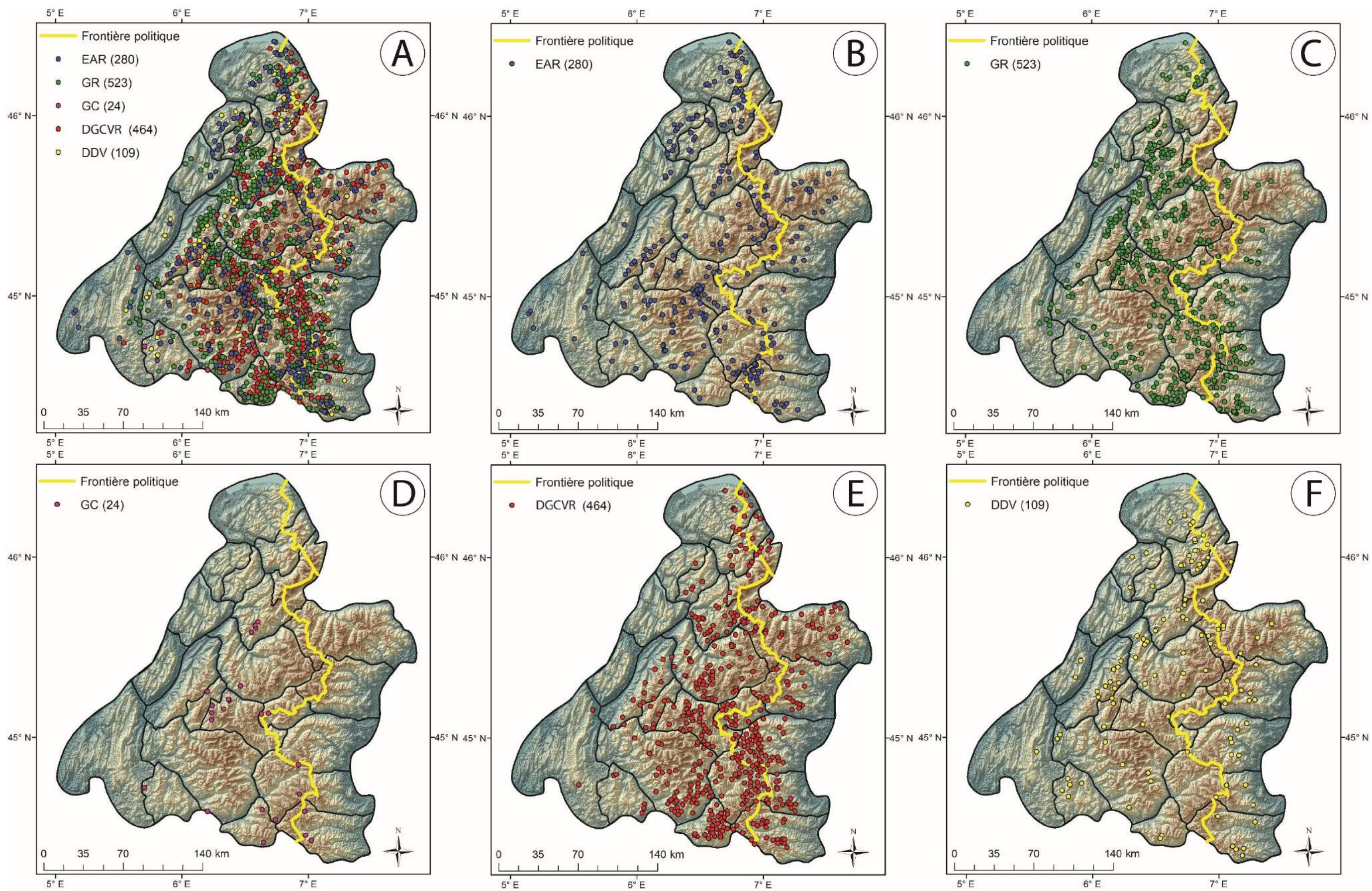


Figure 81 : Présentation de la base de données de RVR. A : l'ensemble de la base de données ; B : EAR ; C : GR ; D : GC ; E : DGCVR ; F : DDV.

4.2 Apport de la base de données par rapport aux inventaires déjà existants

Pour l'ensemble des RVR situées sur le territoire français de la zone d'étude, il s'avère à l'issue de notre inventaire que 35% des RVR identifiées par notre méthode de reconnaissance par imagerie n'apparaissent à aucun titre sur les cartes géologiques au 1/50 000^e du BRGM. Parmi les RVR qui étaient déjà cartographiées par les figurés généraux de « glissement de terrain » des cartes, seule une infime proportion a fait l'objet d'études approfondies à l'échelle du site. Aucune ne fait jamais l'objet d'une caractérisation relevant de la classification de Varnes (1978) ou autre, et reste une boîte noire en matière de caractérisation. Parmi les zones d'instabilité de versant déjà signalée sur les cartes géologiques, les GR sont souvent dessinés, même s'il existe de nombreux cas non cartographiés dans cette catégorie. On peut l'observer sur la figure 82 dans le secteur du Gros Têt en amont de La Grave, où les RVR dont les codes dans l'Atlas sont 12At et 106At ne sont que partiellement identifiées comme des glissements. Seules leurs cicatrices d'arrachement sont cartographiées. En ce qui concerne le 105At, aucun indice n'est observé sur la carte géologique : ni la cicatrice, ni la masse glissée. Sur l'autre spectre des RVR, ce sont au contraire les DDV et presque l'ensemble des déformations majeures de versants pour les types DGCVR qui sont les moins dessinées. Rares sont les cartes géologiques qui représentent les déformations de versant (DDV). Pour ces types, certaines cicatrices sont cartographiées sous l'appellation de failles. Un bel exemple se situe au-dessus de la station de Tignes Val Claret (code : 60Va, p. 1364 de l'Atlas), où la cicatrice est interprétée comme une faille et il n'est fait aucune mention de masse rocheuse instable en aval de cette cicatrice (Fig. 263, cf 7.3.2.4.1).

On peut également comparer avec l'inventaire de Crosta et al. (2013) : le plus complet à l'échelle de l'arc alpin. Leur objet d'étude se restreint à notre catégorie DGCVR. Ils référencent 74 sites sur les Alpes françaises alors que notre étude en décompte 309, ce qui représente 235 effectifs en plus (417%). A l'échelle des Alpes occidentales, ils dénombrent 168 DGCVR alors que notre étude en référence 464, ce qui correspond à 296 sites en plus (276%). Notre étude participe donc à la connaissance des DGCVR et montre que la partie française était encore pauvrement inventoriée.

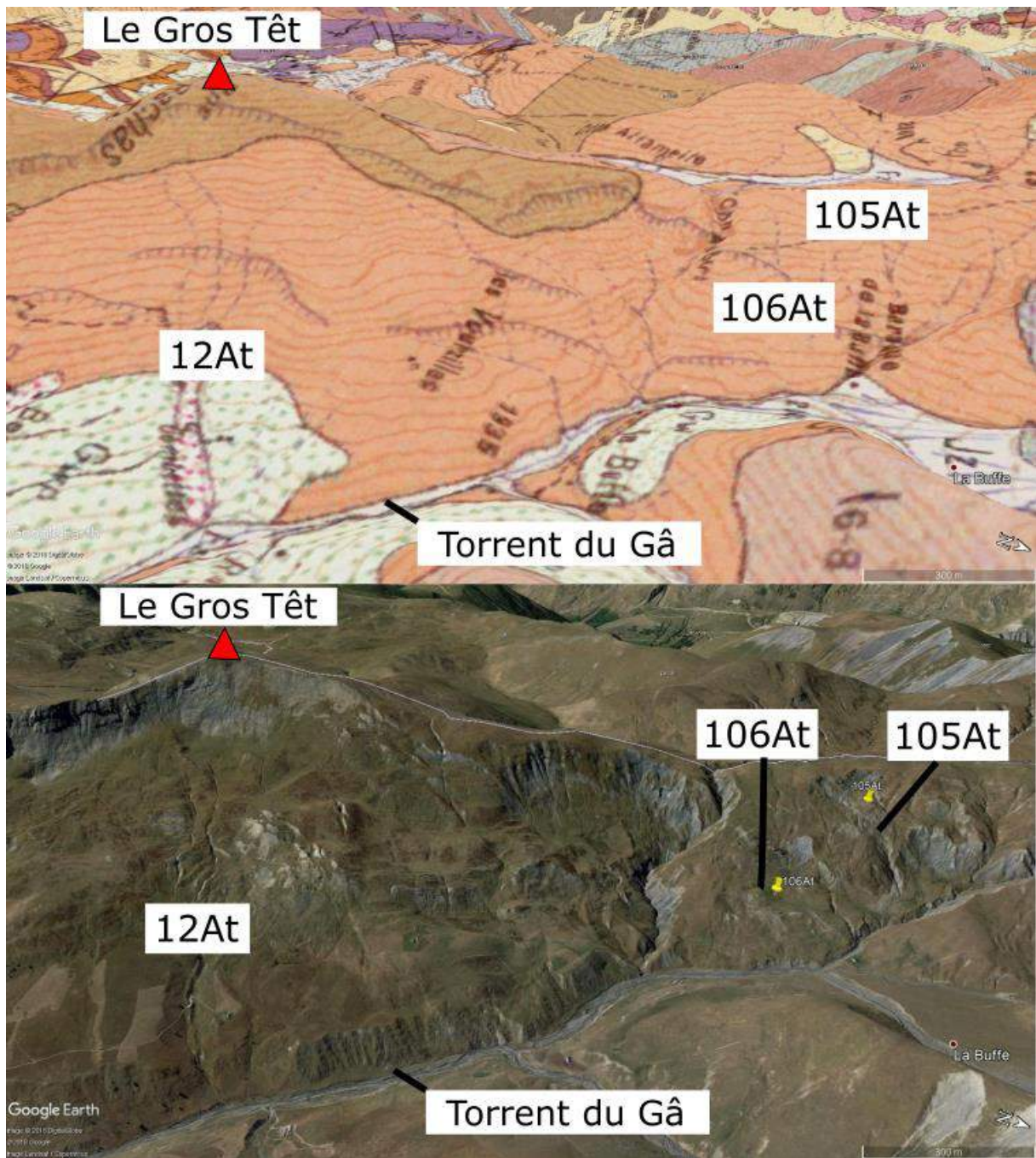
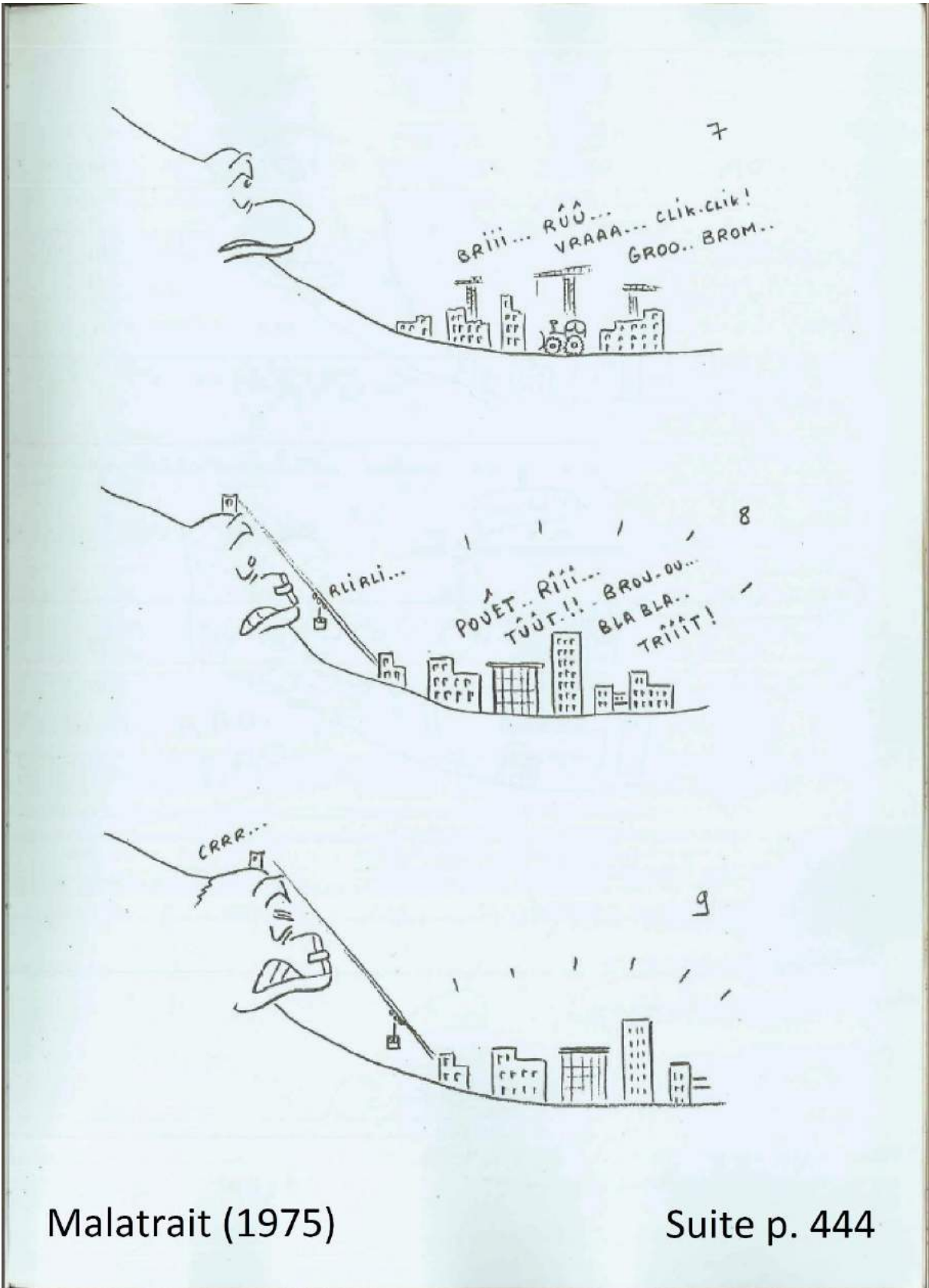


Figure 82 : Comparaison entre carte géologique et vue Google Earth Pro™. Exemple du secteur du Gros Têt en amont de la Grave (Hautes-Alpes).

3^{ème} partie : Analyse spatiale des RVR et interprétation multifactorielle de leur occurrence



Malatrait (1975)

Suite p. 444

Introduction

Au cours de ce chapitre, six facteurs connus pour avoir un rôle dans la déstabilisation de grandes masses rocheuses vont être analysés :

- le paramètre lithologique, en étudiant notamment si certaines lithologies sont plus susceptibles que d'autres à l'occurrence des RVR ;
- les attributs géomorphométriques en analysant ici plusieurs paramètres qui peuvent entrer dans l'explication de la répartition spatiale des RVR : la pente, l'orientation, la superficie et le relief local ;
- le paléoenglacement würmien en analysant si la localisation des RVR est en lien avec l'englacement de la dernière glaciation connue ;
- les précipitations en regardant si les secteurs où sont enregistrées les plus fortes précipitations correspondent aux secteurs des plus grandes densités de RVR ;
- la structure géologique en analysant la coïncidence spatiale des RVR avec les contacts anormaux (failles et fronts de chevauchement), les taux de soulèvement crustal et la sismicité ;
- le pergélisol en regardant si celui-ci, caractéristique des zones de hautes montagnes, peut rentrer dans le jeu de l'occurrence des RVR.

Tout au long de ce chapitre, l'analyse pour chaque facteur préparatoire sera réalisée en fonction de coïncidences spatiales entre variables par le biais de méthodes cartographiques. A l'appui de cette analyse, nous tenterons, lorsque cela sera possible grâce aux bases de données existantes sur les facteurs étudiés, de réaliser des ratios, afin de pouvoir confirmer (ou non) les coïncidences spatiales observées.

Dans le chapitre six, nous interpréterons les différents paramètres entre eux et tenterons de les hiérarchiser en fonction des résultats du chapitre cinq.

Chapitre 5 : Etude des différents facteurs préparatoires de RVR

Introduction

Le cinquième chapitre de ce manuscrit est le cœur de la thèse, notamment en termes de résultats. C'est, en effet, dans ce chapitre que seront étudiés les grands facteurs connus dans la littérature dans la préparation des RVR : la lithologie, les facteurs géomorphométriques des RVR, le paléoenclacement würmien, les précipitations, la structure géologique (sismicité, soulèvement crustal et failles) et la dégradation du pergélisol. Chaque facteur sera analysé de manière distincte. La lithologie et les facteurs géomorphométriques seront tout d'abord analysés du fait de leur caractère essentiel pour la bonne compréhension des RVR. S'en suivent les autres paramètres dont l'analyse nécessite la remobilisation et la confrontation avec un grand nombre des résultats trouvés dans les deux premières parties.

Pour rappel, en vu de la hiérarchisation des facteurs, nous tenterons de distinguer les causalités des instabilités identifiées. Cette distinction est typiquement indexée sur la durée relative pendant laquelle s'exerce sur le versant une contrainte susceptible de le faire rompre. Un lexique pour évoquer l'emboîtement des causalités existe en anglais et français pour évoquer par ordre décroissant la durée d'effet : *driver*, *cause* et *trigger* en anglais et « facteurs de prédisposition », « facteurs aggravants », et « facteurs déclenchants » pour la terminologie française. Nous prendrons pour ce travail la terminologie anglophone (voir introduction).

5.1 Susceptibilité de certaines lithologies aux RVR

La lithologie est un des facteurs qui apparaît le plus souvent dans la littérature pour expliquer la répartition des RVR. Henriques et al. (2015) ont notamment montré comment la distribution spatiale des RVR était étroitement contrôlée par la lithologie dans trois bassins versant du Portugal. Afin de tester cette relation sur le terrain d'étude et à travers des ratios, on procédera à une analyse spatiale des affleurements lithologiques sur lesquels se situent les RVR identifiées, l'hypothèse étant selon la littérature que les roches métamorphiques sont les plus susceptibles aux RVR.

Dans un premier temps, une analyse statistique et spatiale sera réalisée à l'échelle des Alpes occidentales en donnant les premiers résultats relatifs à chaque grande famille de

roches (métamorphique, sédimentaire et magmatique) basés sur une classification pertinente à la problématique des RVR. Cette analyse distingue deux grandes catégories de roches : roches plastiques et roches massives. Elle sera ensuite effectuée à l'échelle du massif individuel afin de pouvoir confirmer et nuancer les résultats observés à l'échelle régionale. Pour finir, nous nous intéresserons à l'identification de « points chauds » de RVR, domaines géographiques étendus où l'ensemble des versants semble en instabilité et dans lesquels on fait l'hypothèse que la lithologie joue un rôle prépondérant.

Pour la classification des roches, nous nous sommes tout d'abord appuyés sur des légendes des cartes géologiques du BRGM au 1/50 000^e et de leurs notices, ainsi que sur la classification du centre scientifique et technique de la construction de Belgique (CSTC), du dictionnaire de géologie de Foucault et Raoult (2002) et de la classification pour les roches magmatiques de Le Maître et al. (2002).

Dans tout ce chapitre, les superficies des RVR vont être systématiquement comparées avec les superficies des affleurements lithologiques issus de la base de données vectorisée du BRGM. A partir de cette comparaison, des ratios seront calculés et exprimés en % (exemple : superficie des RVR dans une classe lithologique)

5.1.1 Méthode de cartographie, échelle d'analyse

5.1.1.1 Cartographie de la lithologie et présentation de la base de données du BRGM

Pour la cartographie et l'identification des diverses RVR en fonction de l'hétérogénéité des lithologies, un regroupement d'affleurements a été opéré. Ceci a été réalisé afin de faire corrélérer la base de données construite (cf. 3.5) et celle du BRGM (Fig. 83) (cartes géologiques au 1/50 000^e vectorisées), car il s'avère que les cartes géologiques du BRGM (utilisées pour l'identification des lithologies des RVR) sont parfois différentes de la base de données vectorisées du BRGM. Un exemple peut s'observer dans la vallée du haut-Guil dans le massif du Queyras (cf. 5.1.3.3.1). Pour rappel, la lithologie des RVR localisées en Italie se base sur les cartes géologiques françaises transfrontalières au 1/50 000^e et sur les cartes géologiques au 1/50 000^e italiennes quand elles existaient. Lorsque qu'aucune donnée lithologique n'était disponible à l'échelle du 1/50 000^e, les informations ont été

prélevées sur les cartes géologiques françaises au 1/250 000^e (Chiron et al., 1979 ; Debelmas et al., 1979 ; Kerckhove et Monjuvent, 1979 ; Rouire et al., 1980 ; Broquet et al., 1985) qui ont l'avantage de couvrir l'ensemble du terrain d'étude.

Les regroupements de lithologie opérés sont présents en tableau 3. Pour les cartes vectorisées au 1/50 000^e du BRGM, et au-delà des roches qui ont été regroupées en fonction de leurs ressemblances pétrographiques, un regroupement des roches, sous le terme « roches mineures » (dont les affleurements ne sont que peu étendus et qui n'ont pas d'incidence sur l'occurrence des RVR) a été également procédé. Avec le même objectif de simplification et de lisibilité, nous avons fusionné les lithologies qui ne sont ni des roches du substratum in-situ, mais des formations superficielles, ni concernées par des glissements de type RVR. C'est ainsi que nous avons regroupé l'ensemble des dépôts quaternaires non glaciaires. Au vu de la part très importante de la couverture morainique dans la base de données vectorielle du BRGM (31%), nous avons entrepris de modifier les polygones de cette couche à partir de la carte géologique simplifiée au 1/250 000^e (Gidon, 1977) (Annexe 1). Pour ce faire, nous avons superposé les deux cartographies et modifié les polygones de la base de données du BRGM en fonction des informations lithologiques de la cartographie de Gidon (1977) (Annexe 1). Cette dernière, en effet, est une carte du substratum, qui fait abstraction de toutes les formations superficielles.

Tableau 3 : Regroupement des lithologies pour la cartographie des RVR.

Famille de roche	Lithologies	Regroupement	Famille de roche	Lithologies	Regroupement		
Roches magmatiques	Granite	Granite, rhyolite	Roches métamorphiques	Calcaire schisteux	Roches schisteuses	Kératophyre	Roches mineures
	Rhyolite			calcschiste		Lamprophyre	
	Leucogranite			schiste lustré		Pegmatite	
	microgranite			chloritoschiste		Mylonite	
	microgranodiorite			Séricitoschiste		Pyroxénite	
	Monzogranite			Flysch schisteux		Carbonatite	
	Plagiogranite			Schiste		Ankérite	
	Rhyodacite			Prasinite		Aplite	
	Trondhjemite			Méta-basalte		Blastomylonit	
	Gabbro			Méta-gabbro		Charbon	
	Gabbro, basalte	Basalte		Méta-basite	Dolocrète		
		Dolérite		Méta-granite	Fer		
		Spilite		Méta-rhyolite	Jaspe		
		Diabase		Méta-volcanite	Olistolite		
		Andésite		Amphibolite	Radiolarite		
Diorite		Gneiss	Travertin				
Microdiorite		Orthogneiss	Tuf				
Roches sédimentaires chimiques et biochimiques	Calcaire	Calcaire	Paragneiss	Roches gneissiques	Alluvion	Quaternaire non glaciaire	
	Dolomie	Dolomie	Leptynite	Marbre	Altérite		
	Gypse	Gypse, cargneule	Marbre	Marbre	Colluvion		
	Cargneule		Cipolin	Galet			
Roches sédimentaires détritiques	Arkose	Arkose,	Quartzite	Quartzite	Gravier		
	Conglomérat	conglomérat,	Migmatite	Migmatite	Limon		
	Grès	grès	Serpentinite	Serpentinite	Loess		
	Flysch	Flysch			Petits cailloux		
	Argile				Remblais		
	Pélite	Argile	Roches massives		Sable		
	Brèche	Brèche,	Roches plastiques		Tourbe		
	Poudingue	poudingue					
	Marne	Marne					
	Grauwacke	Grauwacke					

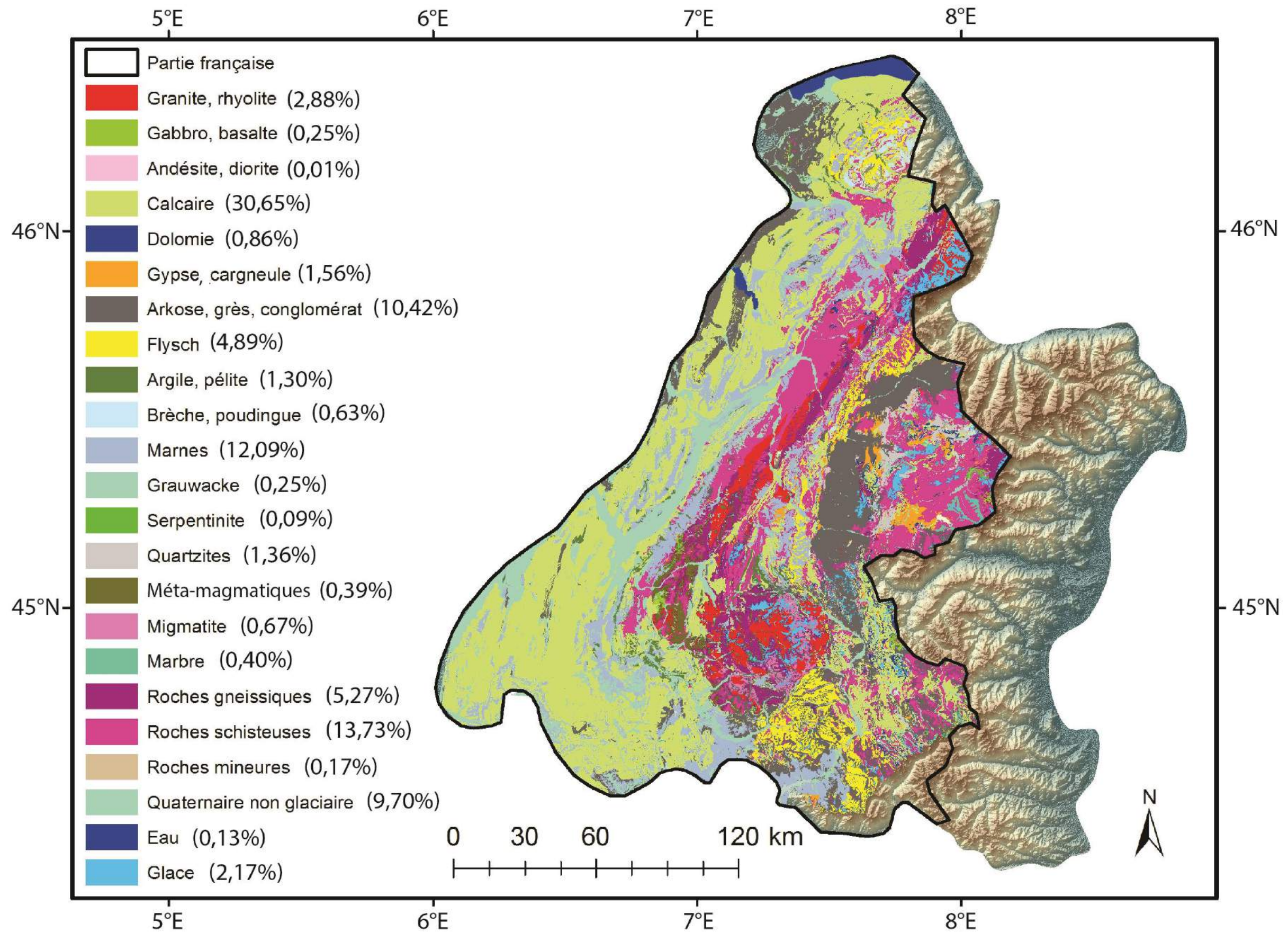


Figure 83 : Regroupements lithologiques à partir de la base de données vectorielle du BRGM

De la même manière, les polygones que la base de données du BRGM identifiait comme « glissements » et « éboulis » ont été modifiés en fonction des informations données par la carte géologique de Gidon (1977) (Annexe 1). Même si les glissements sont le thème central de cette thèse, ils ont été écartés car toutes ces entités n'ont pas été systématiquement sélectionnées dans notre base de données.

Un problème est apparu lors de l'analyse préalable à la simplification de la carte géologique : la nappe du Houiller productif (cartographié en « arkose, grès et conglomérat »). En effet, un choix a dû être fait pour établir une distinction entre roches détritiques et roches schisteuses. D'après Debelmas et al. (1989a), sur la feuille géologique au 1/50 000^e de Moûtiers, cette couche correspond à des « Schistes noirs, grès fins arkosiques gris ou noirs, psammites, avec quelques bancs de conglomérats gris à petits galets, d'épaisseur décimétrique à plurimétrique ». Cependant, sur la feuille de Modane, Debelmas et al (1989b) les décrivent comme « un ensemble surtout gréseux, avec des bancs massifs, de quelques mètres à 10-30 m d'épaisseur » alternant « avec des bancs de grès fin et de schistes noirs ». La base de données vectorielle du BRGM définit ces couches comme « conglomérat ». Pour la carte géologique de Bourg Saint-Maurice, Antoine et al. (1992) identifient ces couches comme une alternance entre grès et schistes avec des poches de conglomérats ; et pour la carte géologique de Névache, Barféty et al. (2006) parlent de « conglomérats, grès micacés, pélites, anthracite ». Pour finir, nous pouvons évoquer la carte géologique au 1/250 000^e de Gidon (1977) (Annexe 1), qui cartographie cette zone en « Grès et schistes » avec des secteurs où la part de conglomérats est plus forte.

Les roches sédimentaires de type grès, arkoses et conglomérats semblent ainsi faire davantage consensus pour cette nappe du Houiller. Ainsi, même si des roches schisteuses apparaissent, nous avons fait le choix de les cartographier comme « arkoses, grès et conglomérats ».

De l'ensemble des données vectorisées disponibles issues du BRGM (départements : 04, 05, 26, 38, 73, 74), la base concernant les Alpes de Haute-Provence (04) a été écartée car il s'avère que sa table attributaire n'est pas construite de la même manière que les autres. En effet, la colonne « lithologie », qui apparaît pour les autres départements, n'existe pas pour les Alpes de Haute-Provence. Bien qu'aucune explication n'ait été fournie par le BRGM à ce sujet, les résultats d'ensemble auraient été biaisés en prenant en compte ce

département. Heureusement, ce secteur n'occupe que la vallée de l'Ubaye, ce qui correspond à une part mineure de la zone d'étude.

En ce qui concerne la distinction entre roches massives et plastiques, on constate que les roches plastiques occupent 61% du territoire français et les roches massives 39% (Fig. 84).

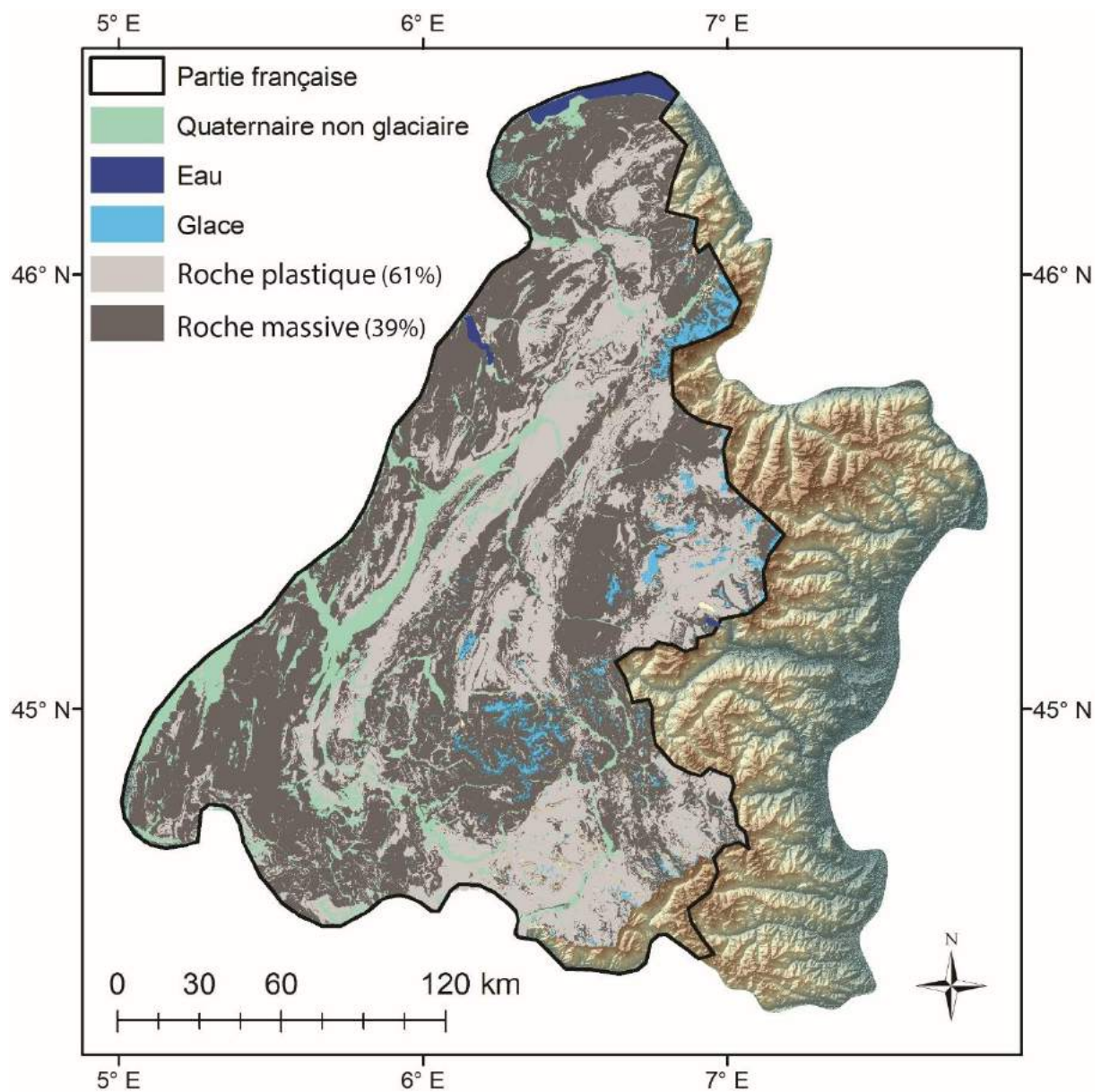


Figure 84 : Cartographie de la distinction entre roches massives et roches plastiques dans les Alpes françaises. Données tirées des données du BRGM.

5.1.1.2 Trois grilles d'analyses selon trois échelles spatiales

Le lien entre RVR et lithologie sera examiné selon trois échelles scalaires :

- à l'échelle de la zone d'étude transfrontalière, seule une analyse spatiale et statistique tirée de la base de données construite va être opérée. Etant donné qu'aucune base lithologique vectorisée n'a été utilisée pour l'Italie et la Suisse, l'analyse à l'échelle régionale (France, Italie, Suisse) se fera avec la superficie de l'ensemble du terrain d'étude.
- à l'échelle du découpage du BRGM sur le territoire français, l'analyse se fera en fonction des affleurements lithologiques (Fig. 83) mais également en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques (Tableau 3 ; Fig. 84).
- à l'échelle du massif, la même analyse qu'à l'échelle du découpage du BRGM sera réalisée.

5.1.2 Vue d'ensemble des RVR en fonction de la lithologie

5.1.2.1 A l'échelle du terrain d'étude

Avec l'ensemble de l'inventaire, on constate tout d'abord que les RVR se localisent principalement sur roches métamorphiques avec 775 RVR (55%) sur un total de 1400 (Fig. 85A). Suivent les roches sédimentaires détritiques, avec 364 RVR (26%), les roches sédimentaires chimiques et biochimiques avec 220 RVR (16%) ; puis les roches magmatiques, avec 41 RVR (3%). Cette susceptibilité prédominante parmi les roches métamorphiques rejoint les constats effectués par Hewitt (2009) dans le massif de Nanga Parbat-Haramosh en Himalaya (Pakistan), ou bien par Agliardi et al. (2013) dans les Alpes, qui ont observé que près de 61% des DSGSD de leur zone d'étude se trouvaient sur roches métamorphiques (orthogneiss et métapélite/métapsammite).

Lorsque l'on classe les différents types de RVR en fonction de grandes familles de roches, on s'aperçoit que les EAR se produisent de manière plus importante sur roches

sédimentaires (55%) et plus particulièrement sur les roches carbonatées (Fig. 85B). Ce résultat rejoint les observations de Jarman et al. (2014) dans les Pyrénées orientales (France) et de Pedrazzini et al. (2015) dans la haute vallée du Rhône (Suisse), qui observent davantage de phénomène de type EAR sur roches carbonatées. Les autres types de RVR ont une tendance similaire : celle de se produire majoritairement sur roches métamorphiques. Par exemple, 59% des DGCVR se produisent sur ce type de roche. Il faut néanmoins noter une part non négligeable de la production de RVR sur roches sédimentaires détritiques (148 des 464 DGCVR, par exemple), cela pouvant s'expliquer dans les Alpes occidentales par le poids relatif des RVR sur des flysch et des arkoses, grès et conglomérats.

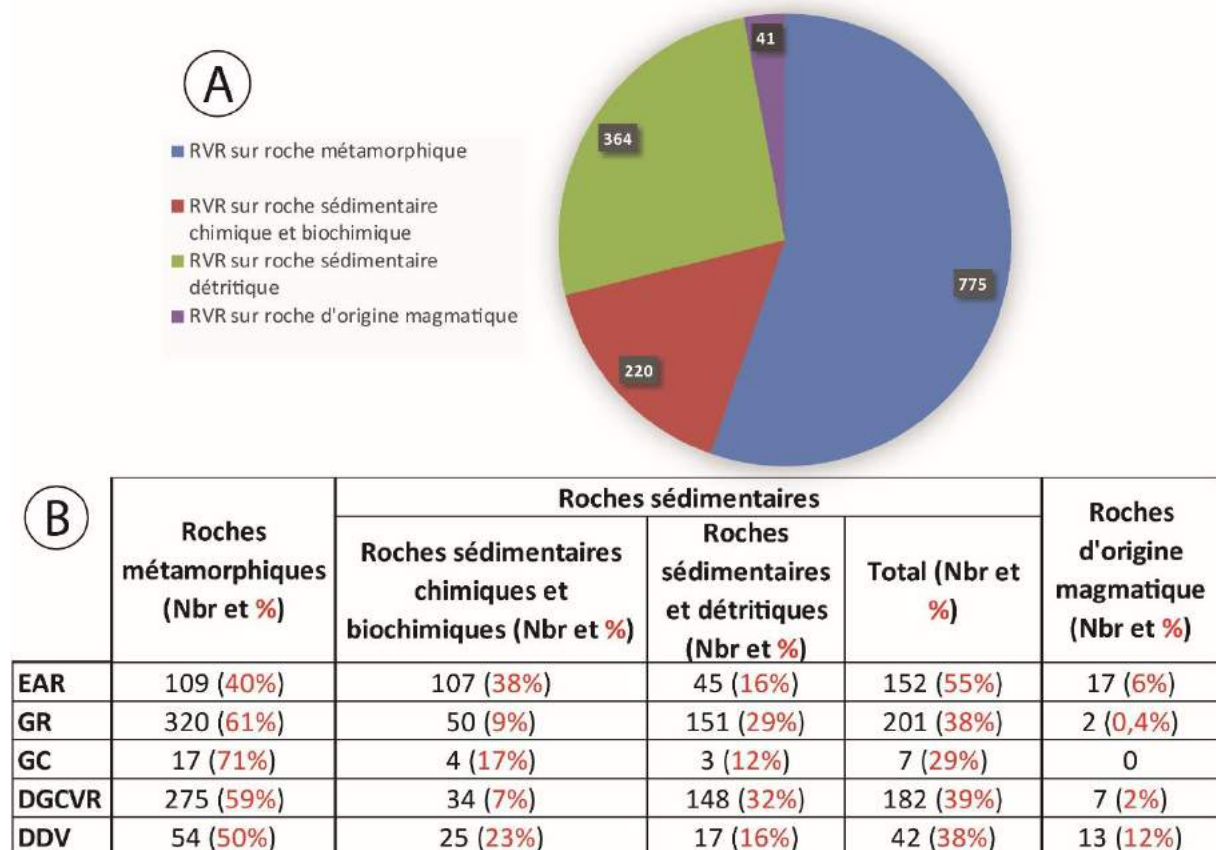


Figure 85 : Répartition statistique des RVR en fonction des grandes familles de roche. A : Graphique de répartition des RVR en fonction de chaque famille de roche ; **B :** Tableau de répartition des différents types de RVR en fonction des familles de roche.

Les DDV enregistrent une relative forte proportion dans des roches sédimentaires carbonatées (23% du total) (Fig. 85B). Cela peut s'expliquer, sans doute, par les nombreux sites localisés sur les marges externes des hauts plateaux calcaires, fortement fragilisés par

la fracturation des masses rocheuses et en équilibre métastable en bordure des grandes combes, cluses et vallées alpines avec un rôle probable des marnes sous-jacentes. Le rocher des Echine dans le massif des Aiguilles Rouges, à l'ouest du glissement du Dérochoir (Goguel et Pachoud, 1981) (code : 18Ai, p. 23 de l'Atlas) en est un exemple.

En fonction de la superficie du terrain d'étude, 4% de celle-ci est occupée par des RVR se situant sur roches métamorphiques (Fig. 86). La part des RVR sur roches sédimentaires détritiques est également conséquente avec 3%. Quant à celle sur roches sédimentaires chimiques et biochimiques et magmatiques, elle s'avère négligeable avec 0,44 et 0,13% respectivement.

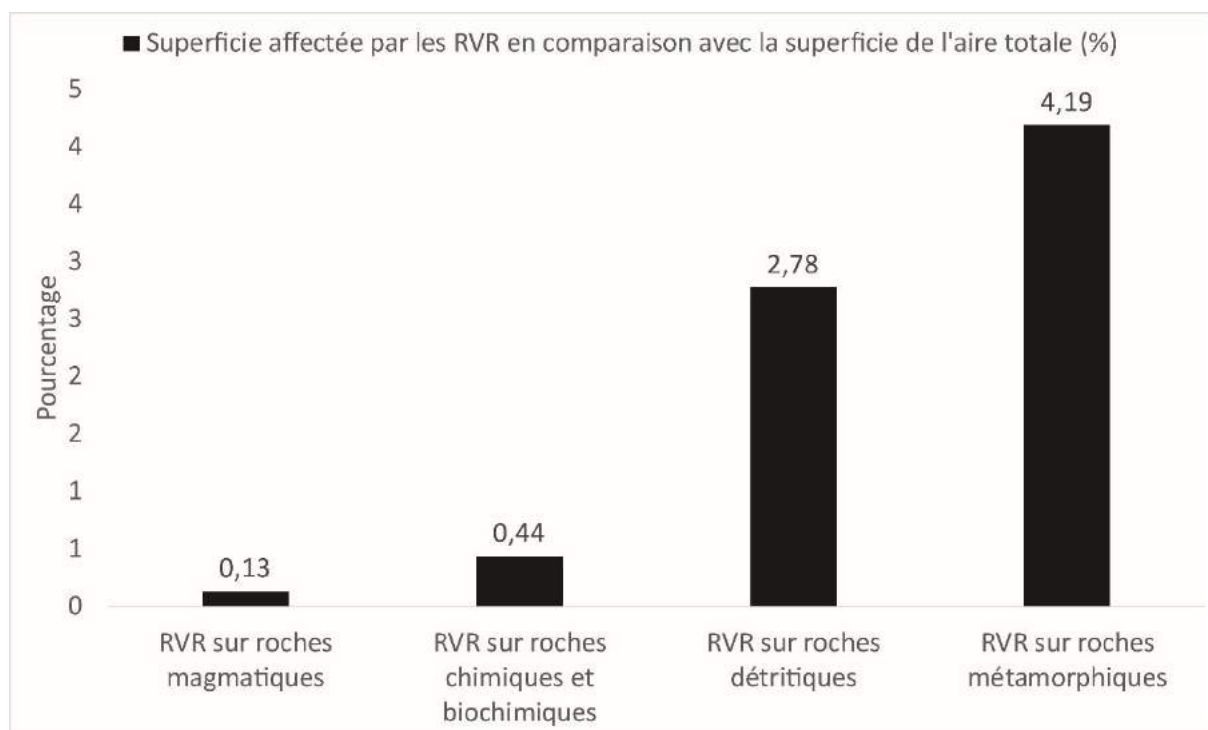


Figure 86 : Superficie des RVR selon les grandes familles de roches sur le terrain d'étude. Ce résultat prend en compte l'ensemble des Alpes occidentales et n'est pas basé sur la base de données du BRGM.

Spatialement, les RVR sur roches magmatiques se produisent en grande partie sur la chaîne de Belledonne, par rapport aux autres massifs composés de ce type de roche (Ecrins, Grand Paradis) (Fig. 87). Les RVR sur roches sédimentaires détritiques suivent un axe nord-sud, du massif du Chablais jusqu'au Parpaillon, avec plusieurs foyers de densité : le massif du Chablais, la moyenne Tarentaise, le massif des Arves-Thabor, le sud des Ecrins et le massif du Parpaillon (voir à ce sujet les points chauds de RVR (5.1.5)). Les RVR sur roches

sédimentaires chimiques et biochimiques sont plus aléatoirement réparties car on peut en observer dans les Préalpes mais également dans le cœur de la chaîne, notamment dans la vallée de la Guisane. Les RVR sur roches métamorphiques peuvent se produire sur l'ensemble des massifs, où ces roches sont présentes, ce qui exclut les Préalpes. Une exception existe dans la klippe des Annes (massif des Bornes) et sur les versants orientaux du massif des Aravis où l'on peut observer des RVR sur des schistes et des marnes.

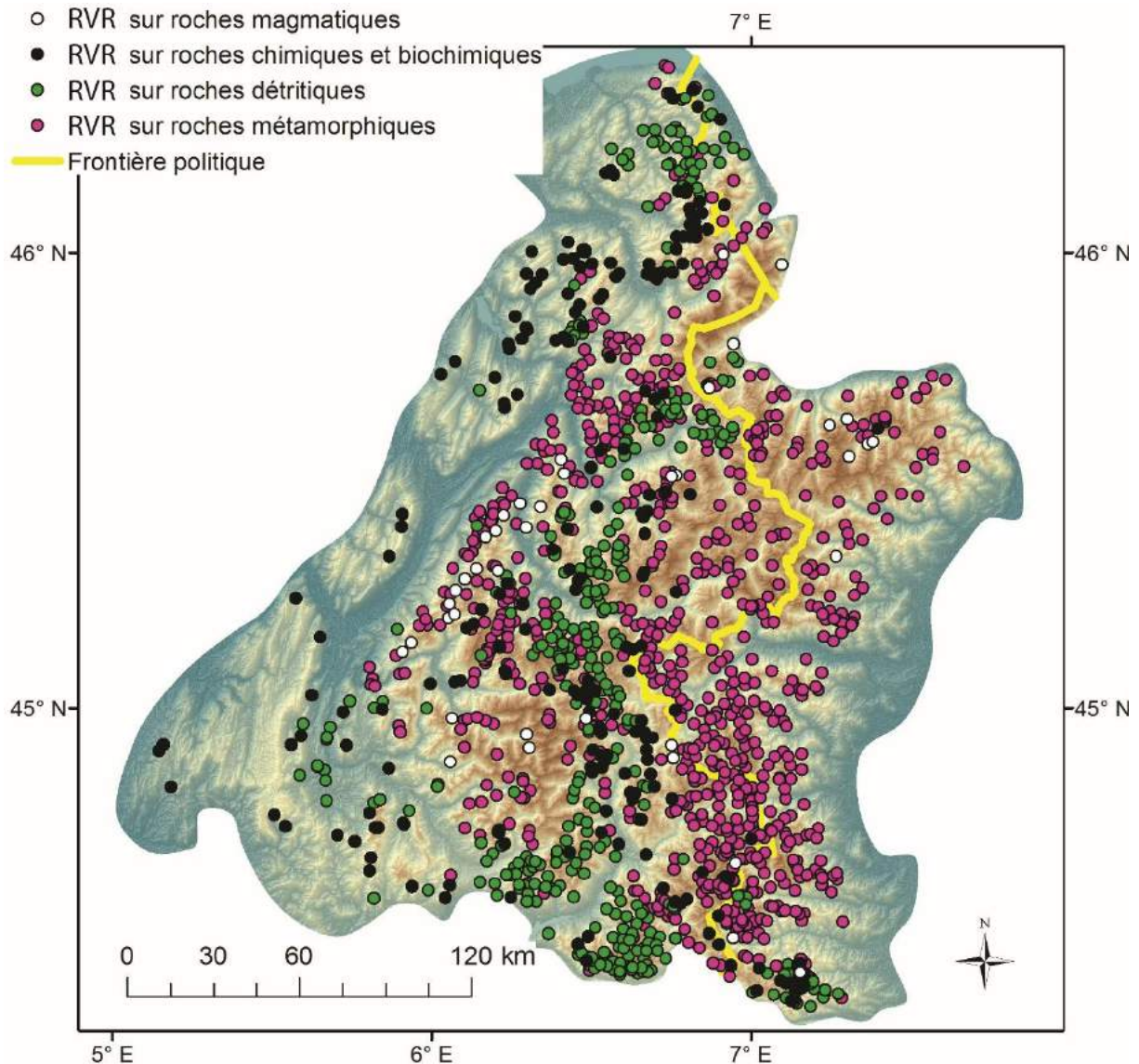


Figure 87 : Répartition spatiale des RVR en fonction des grandes familles de roches sur l'ensemble de la zone d'étude.

5.1.2.2 A l'échelle des affleurements lithologiques français (base de données du BRGM)

Les regroupements lithologiques opérés révèlent une étendue importante des roches calcaires (31%), suivie par les roches schisteuses (14%), puis les marnes (12%) et les arkoses, les grès et les conglomérats (10%). Les autres lithologies concernent des pourcentages en-dessous de 10% du territoire étudié (Fig. 83, cf. 5.1.1.1).

Que l'on considère les superficies des RVR à l'échelle de l'aire d'étude dans son ensemble, ou bien que l'on restreigne l'analyse aux seuls affleurements lithologiques de la partie française, la part de RVR se produisant sur roches métamorphiques est très importante. En effet, en fonction des affleurements lithologiques de la partie française, la part de superficie des RVR sur roches métamorphiques est très importante avec 15% (Fig. 88), tout comme l'est la part de superficie des RVR sur roches sédimentaires détritiques (10%). Si la part de superficie des RVR sur les roches sédimentaires chimiques et biochimiques reste faible (1%), la part d'emprise des RVR sur roches magmatiques est non négligeable avec 6,5%, attiré par les forts taux sur les basaltes et les gabbros.

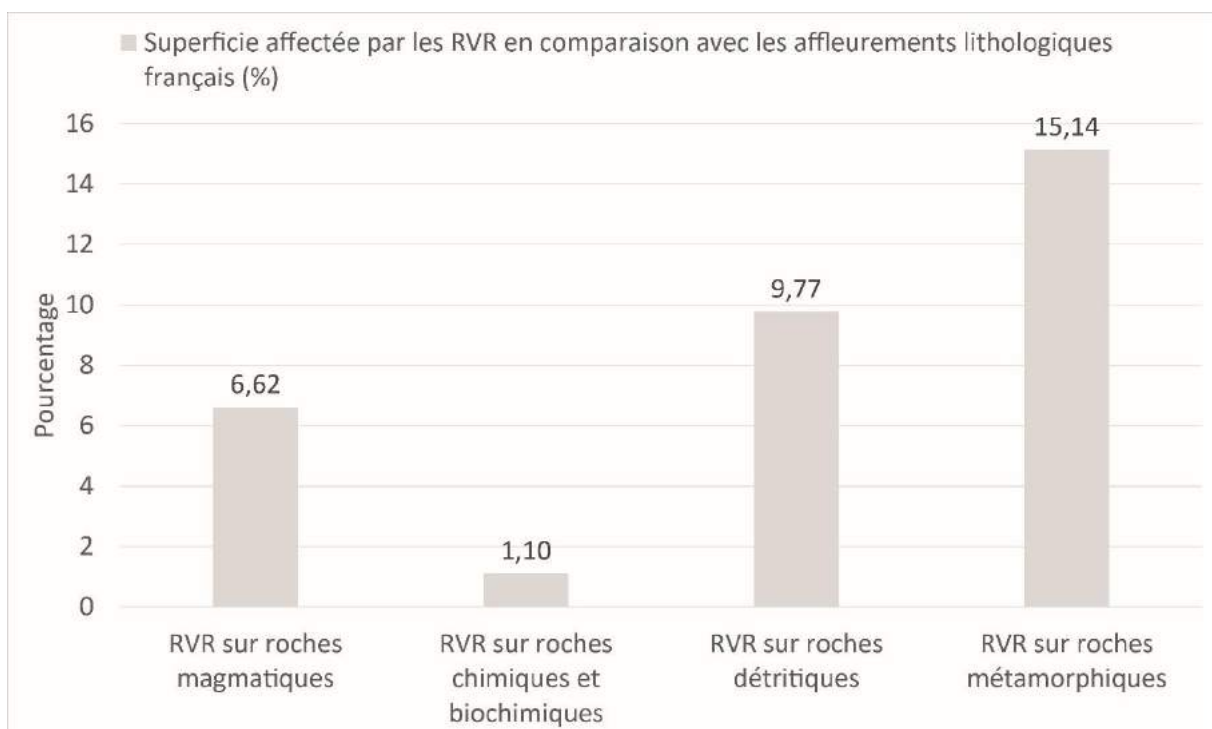


Figure 88 : Superficie des RVR selon les grandes familles de roches par rapport aux affleurements lithologiques côté français.

Si l'on regarde plus précisément les différentes lithologies au sein des grandes familles de roches, on s'aperçoit tout d'abord que les roches métamorphiques sont particulièrement susceptibles aux RVR, suivi par les roches sédimentaires détritiques. Toutefois, des nuances peuvent être apportées car de grandes dissemblances apparaissent en fonction des lithologies au sein d'une même famille (Fig. 89). Ainsi, on observe que les méta-magmatiques, les roches gneissiques, les quartzites et les migmatites ne semblent pas être susceptibles aux RVR avec 5,5%, 4%, 3% et 0,41% respectivement des superficies de chaque lithologie, affectées par les RVR. Les roches schisteuses et les marbres enregistrent des valeurs supérieures à 16%. En ce qui concerne les roches sédimentaires détritiques, ce sont les flysch et les arkoses, grès et conglomérats qui enregistrent les valeurs les plus élevées avec 14,5% et 9,5% respectivement des superficies d'affleurements impactées par les RVR, suivi par les brèches et les poudingues qui ont une valeur de 7%. Les argiles, les marnes et les grauwackes ne semblent pas propices à l'apparition des RVR car ils se situent en dessous de 5% des superficies d'affleurements affectées. Les roches sédimentaires chimiques et biochimiques ne sont pas une lithologie susceptible aux RVR car les calcaires et les gypses et cargneules enregistrent des taux de superficies inférieures à 2%. Toutefois, les dolomies enregistrent une valeur forte, 8,5% des superficies de cette lithologie sont affectées par les RVR. Les roches magmatiques montrent deux visages. Si de manière générale, ce ne sont pas des lithologies particulièrement soumises aux RVR, surtout avec les granites avec 4% des superficies d'affleurements touchées par les RVR, le constat est inverse avec les gabbros et les basaltes. En effet, 18% des superficies d'affleurements de cette lithologie sont touchés par les RVR, valeurs sensiblement identiques à ce que l'on peut trouver sur des roches schisteuses.

En ce qui concerne les roches plastiques et massives, il s'avère que, malgré une forte présence de roches massives dans le secteur français de la zone d'étude (62% du total côté français), la part de celles-ci dans l'occurrence des RVR est relativement faible : 5% (Fig. 90). Par contre, les roches plastiques, qui occupent 38% de la superficie totale, enregistrent 12% de cette superficie occupée par les RVR. Cela suggère que, pour la partie française, la probabilité de chance de voir se produire des RVR sur des roches plastiques est plus forte que sur les roches massives.

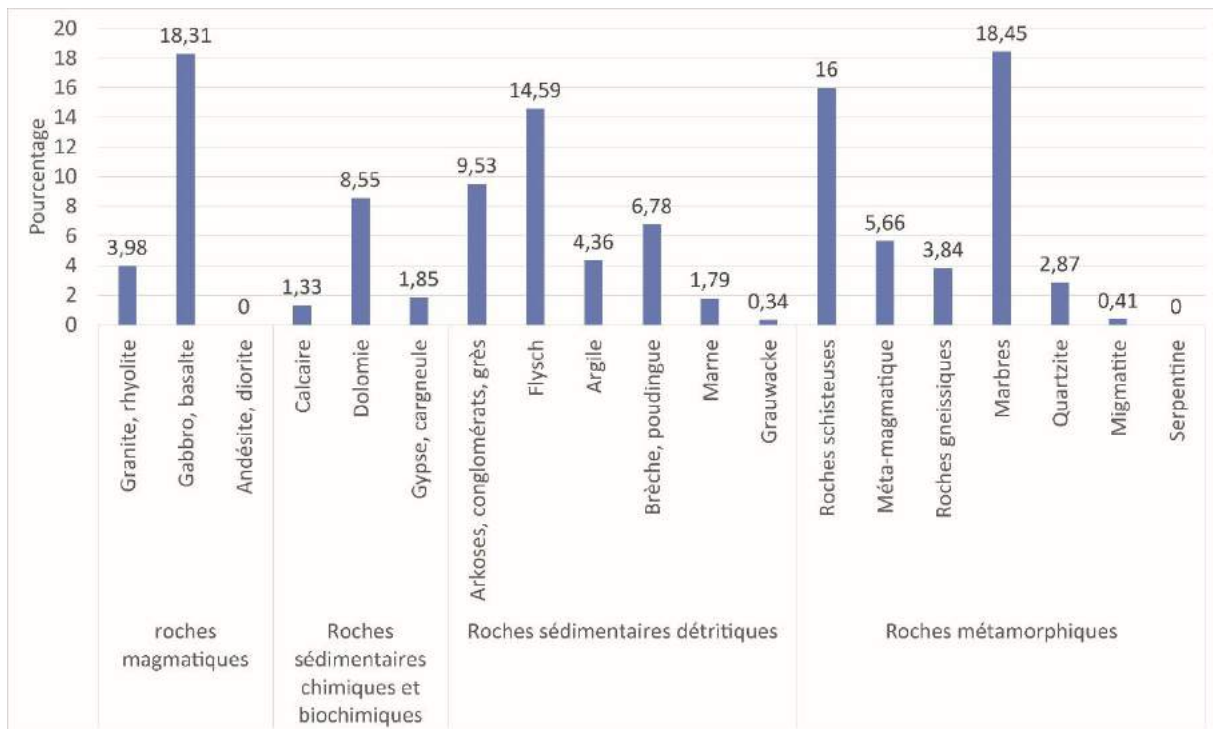


Figure 89 : Superficies des affleurements lithologiques du côté français (exprimées en %) impactées par les RVR.

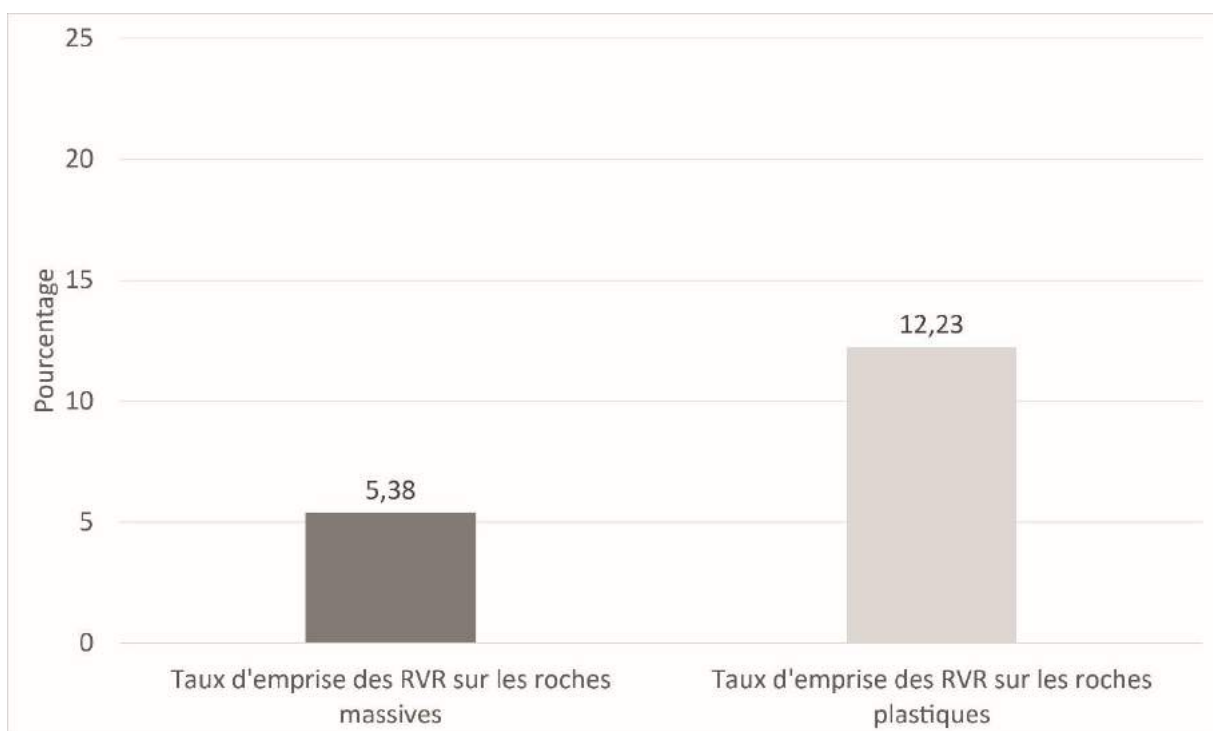


Figure 90 : Pourcentage des roches massives et plastiques à être touchées par les RVR pour la partie française de l'aire d'étude.

5.1.2.3 RVR sur roches d'origine magmatique

Parmi les 41 RVR sur roches magmatiques, une très large proportion appartient aux roches granitiques avec 30 sites. Suivent ensuite les gabbros, basaltes et andésites avec 9 sites (Fig. 91A). Cette famille de roches est essentiellement concernée par des EAR et des DDV, avec respectivement 19 et 13 RVR. Seules quatre DGCVR et un GR sont présents sur cette lithologie.

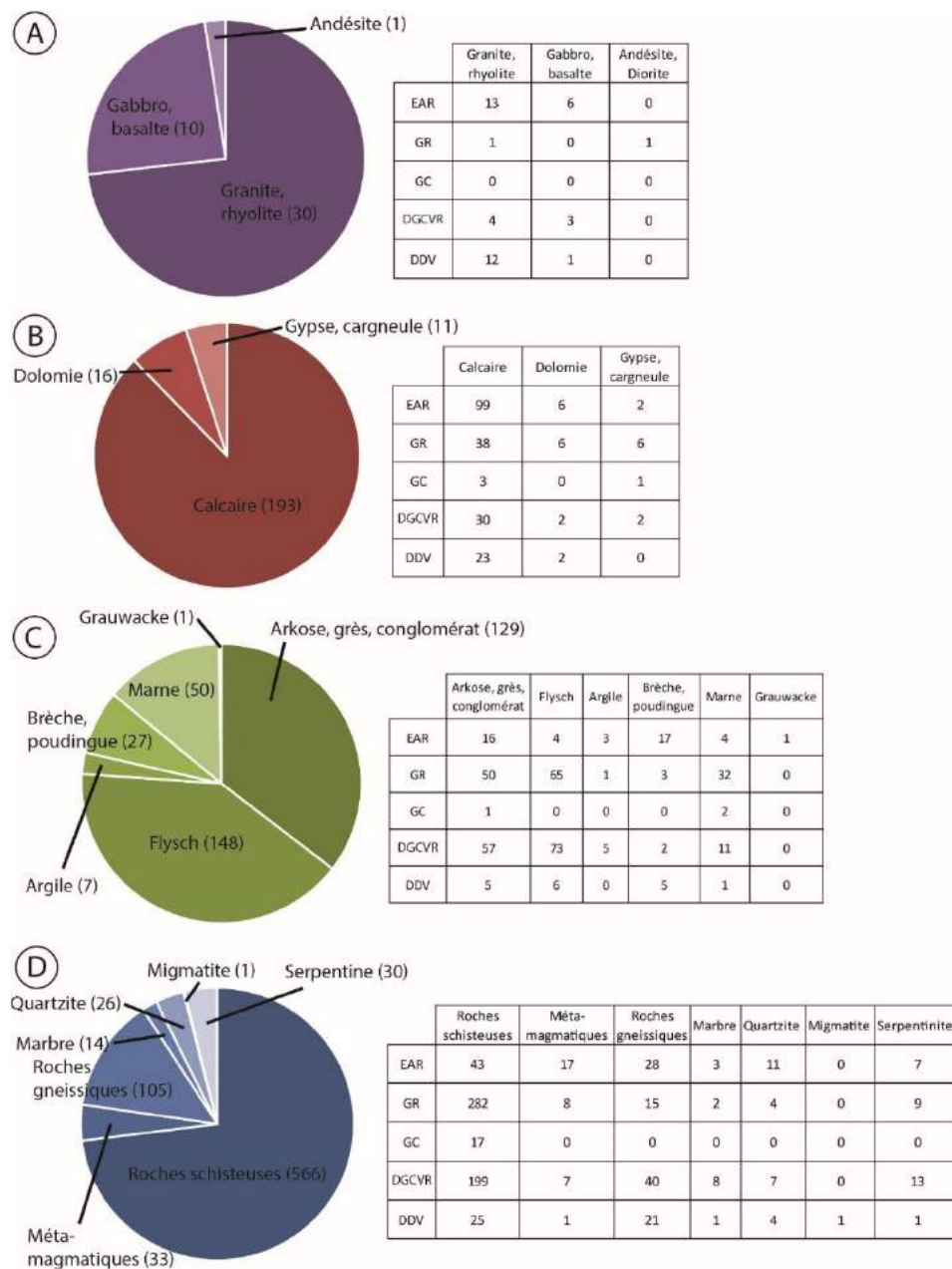


Figure 91 : Répartition statistique (en valeur absolue) des RVR en fonction des types et de la lithologie. A : roches magmatiques ; B : roches sédimentaires chimiques et biochimiques ; C : roches sédimentaires détritiques ; D : roches métamorphiques.

5.1.2.3.1 RVR sur granitoïdes

La répartition des 30 RVR sur granitoïdes montre qu'elles se concentrent en grande partie sur la chaîne de Belledonne avec quelques RVR de plus de 6 km², notamment celle de la Lauzière et du Mont Rognier (Hippolyte et al., 2006) (code : 30Va, p. 1334 de l'Atlas). Quelques sites éparpillés sont également recensés dans les massifs des Ecrins, du Grand Paradis et du Mont Blanc (Fig. 92), notamment par exemple l'EAR du Lauvitel (Delunel et al. 2010 ; Fig. 93A) (code : 54Ec, p. 797 de l'Atlas) ou bien dans le massif de Belledonne avec la présence de DDV (Fig. 93B) (code : 27Bel, p. 488 de l'Atlas).

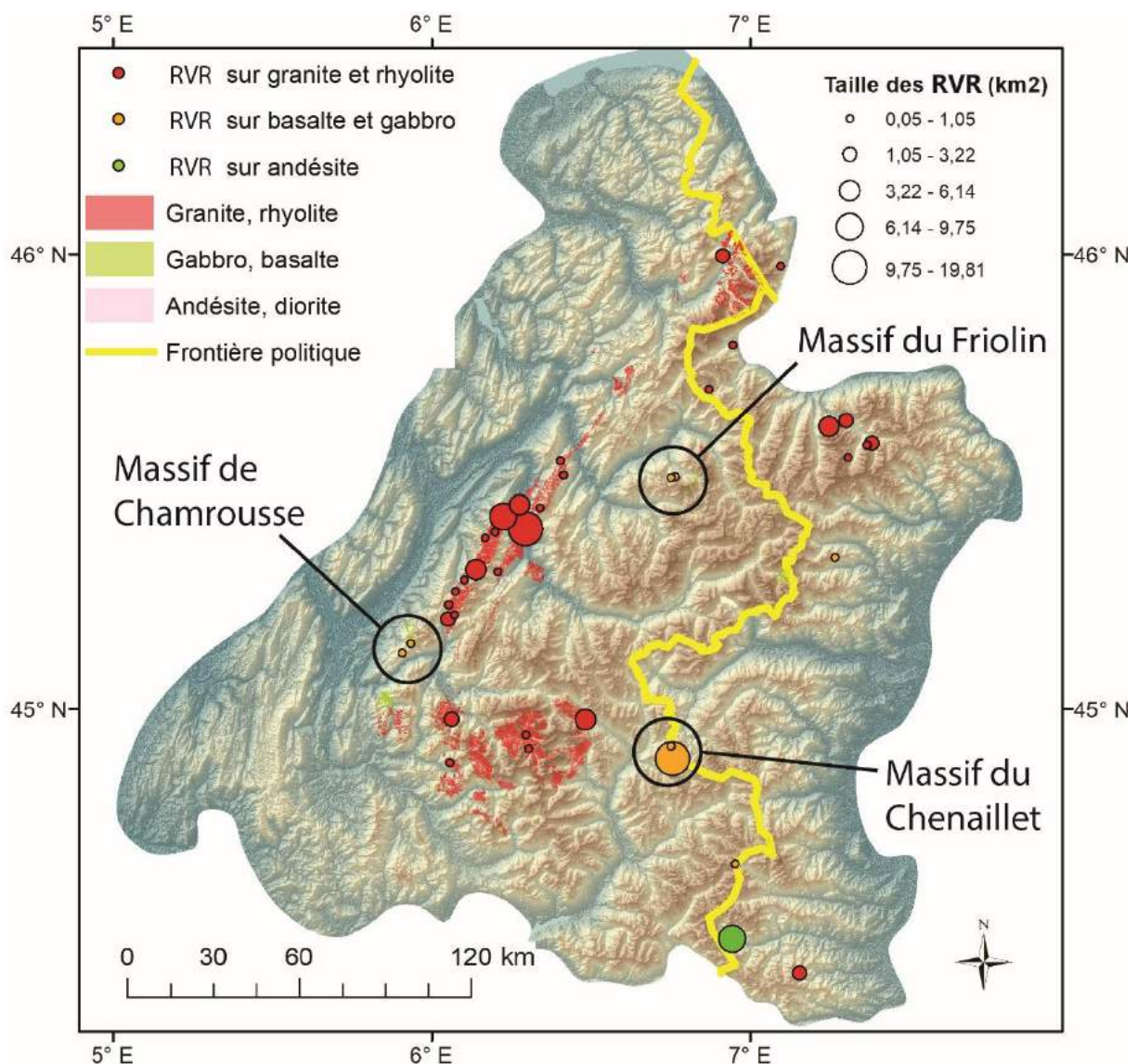


Figure 92 : Répartition spatiale en fonction de la taille des RVR sur roches magmatiques. Les affleurements lithologiques sont issus des données du BRGM.

Sur la base d'observations faites ailleurs, la littérature spécifie que les granites ne sont que très peu impactés par les RVR (Agliardi et al., 2013 ; Jarman et al., 2014). Ce constat se confirme à l'échelle de l'aire d'étude car 0,13% de la superficie est impactée par les RVR. Par contre, lorsque l'on compare les superficies d'affleurements granitiques et les RVR pour le côté français, le constat est inverse. En effet, avec 59 km² de RVR installées sur des granites et une superficie totale de 1127 km² de granite à l'affleurement, le pourcentage atteint la valeur de 4% (Fig. 89, cf. 5.1.2.2). Néanmoins, il est possible de nuancer cette impression car les RVR observées sont en grande partie des EAR et des DDV. Les phénomènes de glissement sont pratiquement absents de cette lithologie (seul un GR est visible sur des rhyolites en Italie dans le massif du Chambeyron). Dans cette grande famille des roches magmatiques, les basaltes et gabbros présentent, au contraire des granitoïdes, un taux de superficie fort : 18%.

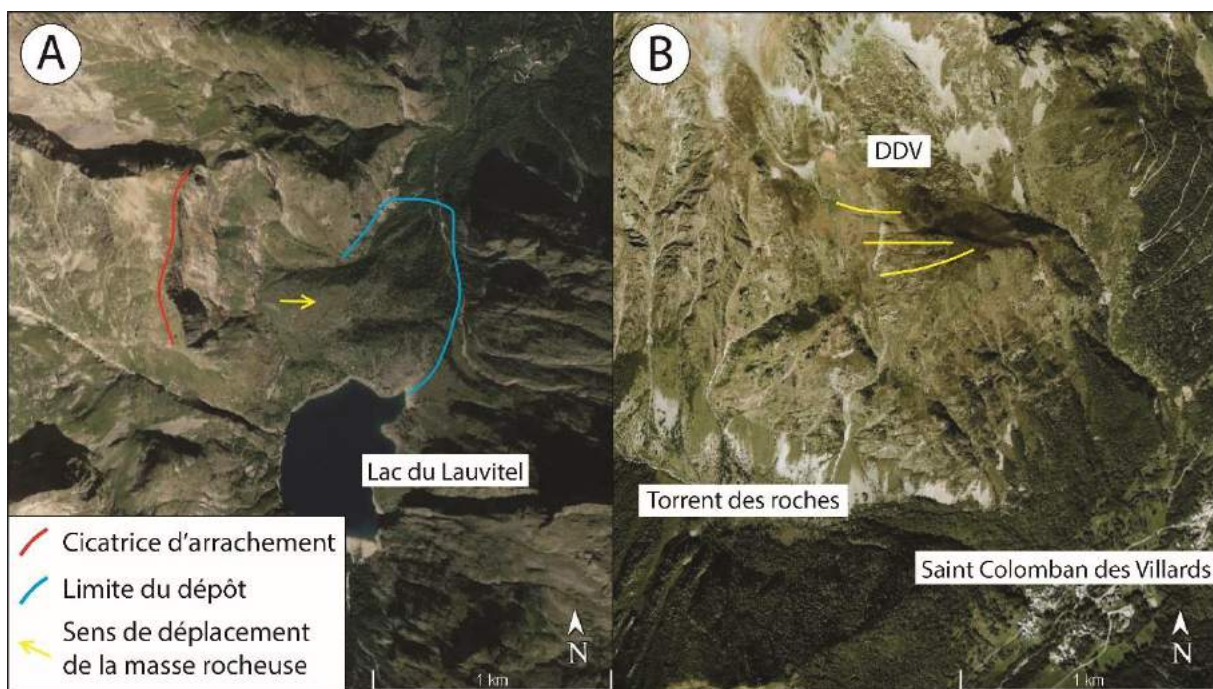


Figure 93 : Exemples de RVR présentes sur granites et rhyolites. A : EAR du Lauvitel (code : 54Ec, p. 797 de l'Atlas) ; B : DDV dans le massif de Belledonne dans la vallée du Glandon (code : 27Bel, p. 488 de l'Atlas).

5.1.2.3.2 RVR sur basaltes et gabbros

Les RVR sur basalte et gabbro sont dispersées au vu de leur faible nombre mais trois secteurs se dessinent : le massif du Friolin, déjà étudié par Goguel (1989) (Fig. 94) dans le massif de la Vanoise, où des gabbros composent le sommet et où plusieurs sites discrétisables peuvent être identifiés ; le massif de Chamrousse, où un mince affleurement de cette même lithologie compose le sommet de la Croix de Chamrousse ; et enfin le massif du Chenaillet, qui est exceptionnel car unique à l'échelle de l'arc alpin. En effet, il semble que ces roches n'aient pas, ou peu, été transformées par le métamorphisme alpin (Nicollet et Laverne, 2013). Ceci est notamment le cas pour le sommet du Chenaillet où l'on peut observer des laves en coussins encore intactes. Au vu de la présence de RVR sur ces lithologies, il semblerait donc que celles-ci soient particulièrement soumises aux phénomènes de type RVR. Si cela n'est pas évident en comparant avec l'échelle de l'aire d'étude, cela est confirmé en comparant avec les affleurements de basaltes et de gabbro du côté français. En effet, la superficie des 6 RVR, est estimée à 22 km² (Fig. 89, cf. 5.1.2.2) ; avec une superficie totale de 100 km² pour l'ensemble des affleurements de basaltes et de gabbro (0,27% de la superficie totale de l'aire d'étude (Fig. 83, cf 5.1.1.1)), la valeur est de 18%, sensiblement identique aux marbres (roches métamorphiques) et supérieure aux roches schisteuses (roches métamorphiques) et aux flysch (roches sédimentaires détritiques).

5.1.2.4 RVR sur roches sédimentaires

5.1.2.4.1 RVR sur roches sédimentaires chimiques et biochimiques

Les RVR présentes sur roches sédimentaires chimiques et biochimiques sont au nombre de 220 (Fig. 85, cf. 5.1.2.1) et sont réparties de manière relativement aléatoirement mais à la vue de la figure 93, il semble que les RVR sur roches sédimentaires chimiques et biochimiques enregistrent une plus forte densité sur les affleurements du cœur de la chaîne alors que les Préalpes (en grande partie composés de calcaire) ne montrent que peu de RVR. Comme nous l'avons vu également en figure 85 (cf. 5.1.2.1), les RVR dans cette famille de roches concernent essentiellement les calcaires, avec 193 sur le total des 220 sites.

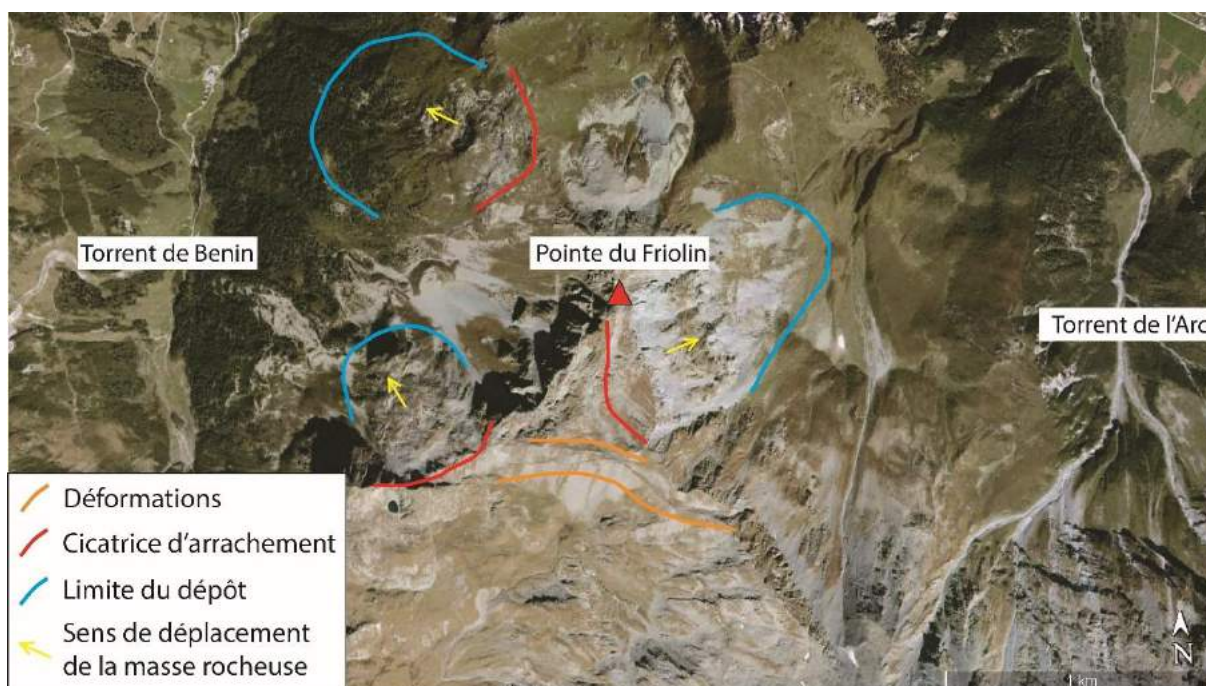


Figure 94 : La pointe du Friolin (Savoie) et ses nombreuses RVR sur des gabbros. Code : 11Va, 63Va et 123Va, p. 1315, 1367 et 1427 respectivement de l'Atlas.

Selon la figure 95, plusieurs foyers s'observent pour les RVR sur des calcaires : les massifs des Bornes, des Aravis et des Aiguilles Rouges. Toutefois, un des exemples les plus charismatiques est un EAR qui s'est produit dans les calcaires dans le cirque d'Archienne dans le massif du Vercors (Fig. 96A) (code : 3Ve, p. 1445 de l'Atlas). Pour les RVR sur dolomies, un foyer se localise à l'est de Briançon. Pour les gypses et cargneules, nous pouvons observer un sensible regroupement dans le massif de la Vanoise, dans les vallées amont de Moûtiers avec notamment un GR dans la partie aval de la vallée des dorons de Bellevilles (Fig. 96B) (code : 105Va, p. 1409 de l'Atlas).

Pour l'ensemble de l'aire d'étude, la part de superficie de cette famille de roches dans l'occurrence des RVR est de 0,44% (Fig. 86, cf. 5.1.2.1). Lorsque l'on compare les affleurements de chaque type de roches du côté français avec les RVR, ce sont les dolomies qui enregistrent le pourcentage le plus élevé avec 8,5% des superficies d'affleurements de ce type de roches impactées par les RVR. Suivent ensuite les gypses et les cargneules avec 1,8% et enfin les calcaires avec 1,3% (Fig. 89, cf. 5.1.2.2).

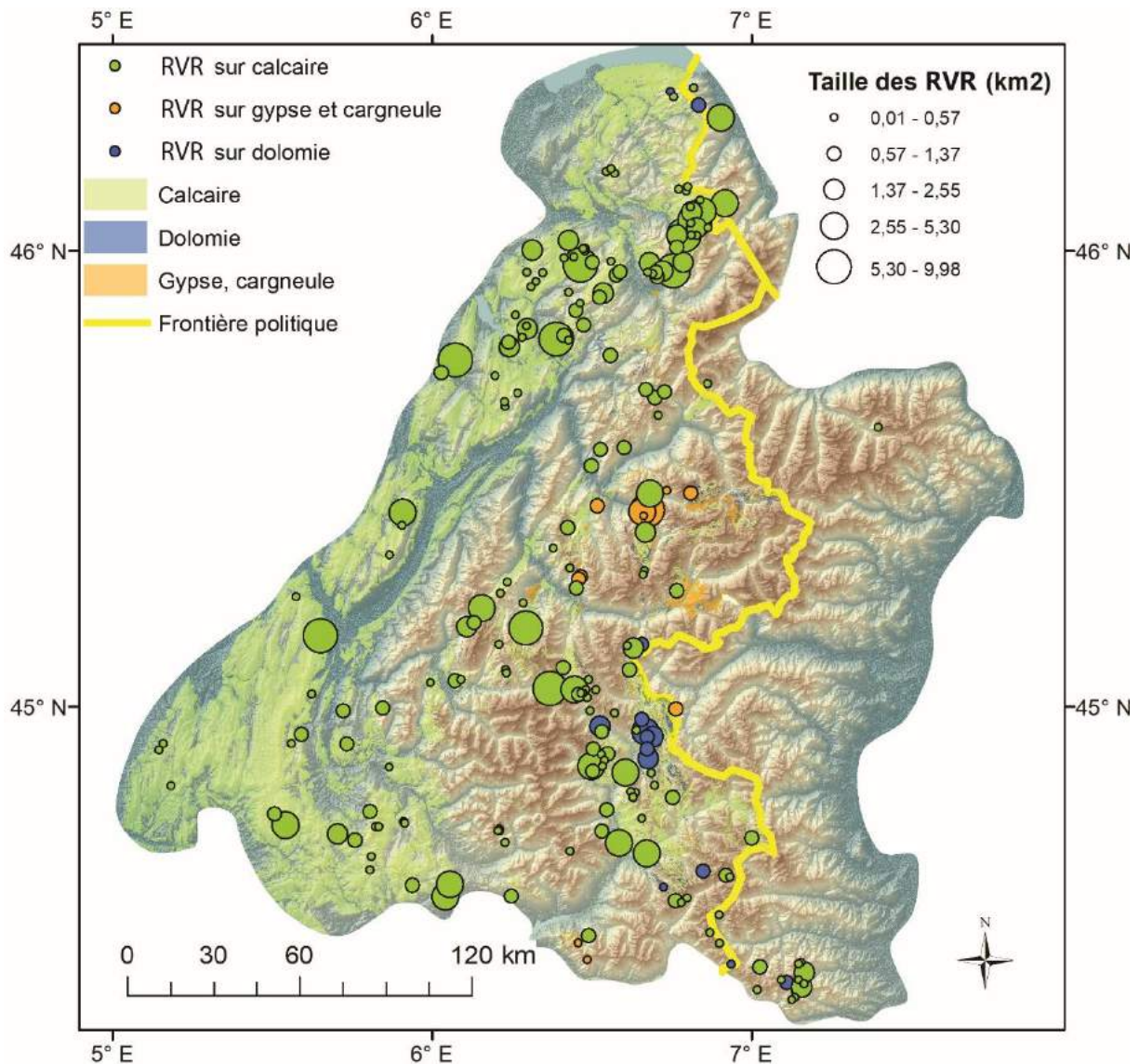


Figure 95 : Répartition spatiale en fonction de la taille des RVR sur roches sédimentaires chimiques et biochimiques. Les affleurements lithologiques sont issus des données du BRGM.

5.1.2.4.2 RVR sur roches sédimentaires détritiques

Les RVR présentes sur roches sédimentaires détritiques sont réparties en plusieurs foyers (Fig. 97). Les RVR sur arkose, grès et conglomérat sont localisées en plusieurs secteurs : le centre du massif de la Vanoise avec les vallées des Dorons et celle de Beaune en Maurienne (cf. 5.1.5.4.9 pour le point chaud qui correspond à ce secteur), le massif des Arves-Thabor et la partie sud du massif du Chambeyron en Italie. Les RVR sur marne sont regroupées sur le versant oriental du massif des Aravis, dans le Trièves, et sur les versants extérieurs du plateau du Dévoluy (e.g. Joyard et al., 1996 ; Lhénaff et Marre (2003)). Les RVR

sur argile sont regroupées dans un petit secteur du massif des Arves-Thabor. Les RVR sur brèche et poudingue sont divisées en deux secteurs : les massifs du Chablais et du Beaufortin. Les RVR sur flysch sont regroupées dans les massifs du Chablais, du Beaufortin, des Arves-Thabor, du sud des Ecrins et du Parpaillon.



Figure 96 : Exemple de RVR sur des roches sédimentaires chimiques et biochimiques. A : EAR dans le cirque d'Archianne (massif du Vercors) (Marcel et al, 2013) (code : 3Ve, p. 1445 de l'Atlas) ; **B :** GR dans les gypses et cargneules dans le massif de la Vanoise (code : 105Va, p. 1409 de l'Atlas).

A la lecture des affleurements lithologiques des roches sédimentaires détritiques, il s'avère que l'ensemble des couvertures rocheuses composées d'arkoses, grès et conglomérats et de marnes ne sont pas toutes affectés par les RVR. En effet, ces deux lithologies dont certaines parties sont plus basses en altitude ne sont pas impactées par les RVR (cf. 5.1.4 pour une explication). Ceci est notamment le cas pour les marnes qui recouvrent de larges secteurs dans les parties basses des vallées alpines (Grésivaudan par exemple). Il est toutefois à noter que les marnes peuvent jouer un rôle dans les instabilités des carapaces calcaires sus-jacentes dans les Préalpes.

Par rapport à l'aire d'étude, les RVR sur roches sédimentaires détritiques enregistrent une valeur de superficie de 3% (Fig. 86, cf. 5.1.2.1). Lorsque l'on compare les superficies des affleurements du côté français des roches détritiques, ce sont les flysch qui enregistrent le

plus fort taux avec un pourcentage de 14,5% de roches impactées par les RVR. Ensuite, apparaissent les arkoses, grès et conglomérats avec 9,5%, les brèches et poudingues avec 7%, les argiles avec 4%, les marnes avec 2% et les grauweekes avec 0,34% (Fig. 89, cf. 5.1.2.2).

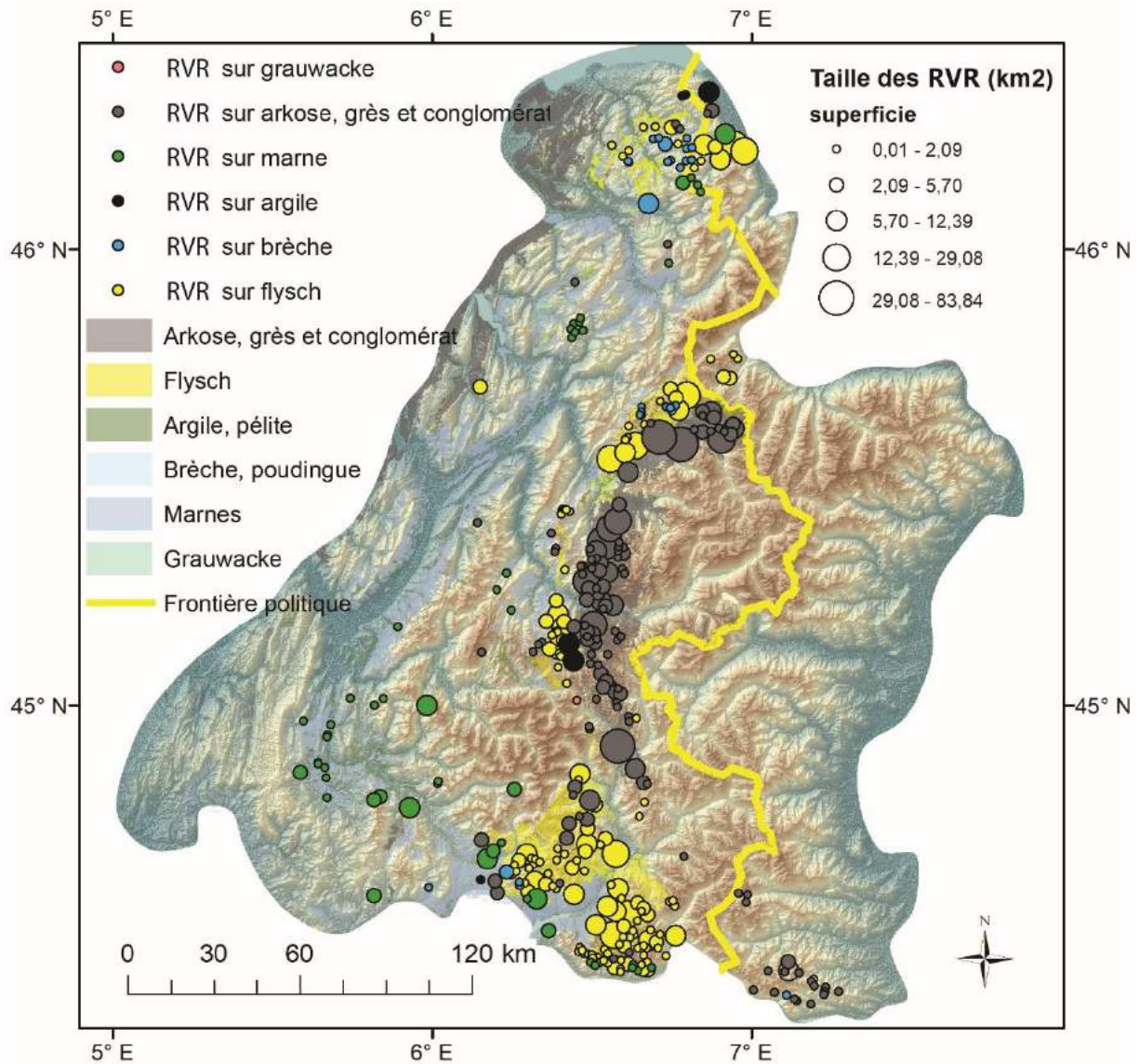


Figure 97 : Répartition spatiale en fonction de la taille des RVR sur roches sédimentaires détritiques. Les affleurements lithologiques sont issus des données du BRGM.

Les roches sédimentaires détritiques apparaissent bien comme une famille de roches susceptibles aux phénomènes de type RVR, et en particulier les flysch et les arkoses, grès et conglomérats. Dans le sud du massif des Ecrins, les RVR sur des flysch sont caractéristiques des déformations et des modes de déplacement des masses rocheuses que l'on peut trouver

sur cette lithologie, comme ceci est visible à proximité de la Tête de Vautisse (Fig. 98). Là où certains auteurs stipulent que les RVR sont rares sur roches sédimentaires (par exemple : Agliardi et al., 2013), notre étude confirme une rareté des RVR sur roches carbonatées, mais en revanche met en évidence une très forte susceptibilité des roches sédimentaires détritiques. En témoigne une des plus spectaculaires RVR de moyenne Tarentaise : le versant du dôme de Vaugelaz, au-dessus de Bourg Saint-Maurice (Savoie) (cf. 7.2.1.4) (code : 12Be, p. 363 de l'Atlas). Certains auteurs évoquent en ce sens que les flysch sont particulièrement vulnérables aux RVR. Par exemple, Perret (2014) considère que les témoins glaciaires sont peu conservés dans le massif du Chablais car les flysch y sont très impactés par des glissements. Pedrazzini et al. (2015) ont également mentionné que les RVR, et plus particulièrement les DGCVR et les GR, se localisaient majoritairement sur des flysch dans le bassin du Haut-Rhône.

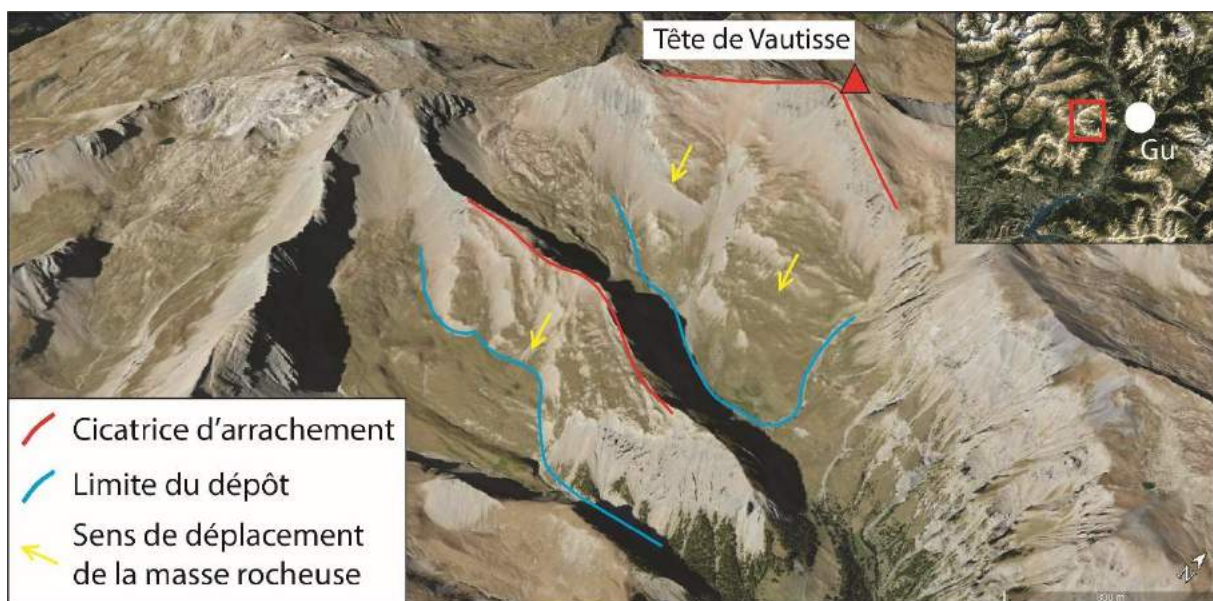


Figure 98 : Exemple de deux RVR sur des flysch dans le sud du massif des Ecrins. Code : 34Ec et 35Ec, p. 777-778 de l'Atlas. Gu : Guillestre.

5.1.2.5 RVR sur roches métamorphiques

Les RVR présentes sur roches métamorphiques sont nombreuses et leur répartition est difficile à établir car de nombreux foyers sont observables. Néanmoins, en fonction des catégories au sein des roches métamorphiques, des tendances sont visibles. Ainsi, les roches

gneissiques se retrouvent tout au long de la chaîne cristalline externe, du massif des Aiguilles Rouges jusqu'aux Ecrins. Il semble que pour cette lithologie, si les RVR semblent assez rares sur les massifs de Belledonne et des Ecrins, ceci n'est pas le cas pour le massif des Aiguilles Rouges (Fig. 99). Les RVR sur serpentines se trouvent dans le massif du Grand Paradis, du Queyras-Viso et du Chambeyron et ne présentent pas de réelle organisation spatiale. Les RVR sur marbres se rencontrent, quant à elles, dans le massif des Alpes grées, aux alentours du lac du Mont Cenis. Les RVR sur quartzites se localisent dans les massifs de la Vanoise, des Arves-Thabor et du Chambeyron. Celles sur méta-magmatiques sont presque exclusivement en Italie, autour du Mont Viso et dans une certaine mesure dans les Alpes cottiennes. Les RVR sur roches schisteuses sont nombreuses et une tendance spatiale est difficile à établir si ce n'est qu'elles auraient tendance à être plus nombreuses dans les massifs du Queyras-Viso, des Alpes cottiennes et du Chambeyron.

Ainsi il apparaît que l'ensemble des couvertures de roches schisteuses n'est pas impacté par les RVR. Si, la vallée du Guil, dans le massif du Queyras-Viso, est très fortement impacté par des RVR sur cette lithologie, ceci n'est pas vérifiable dans le massif de la Vanoise, malgré quelques sites (Fig. 100A) et au sud du massif du Chablais. Ceci peut s'expliquer en partie par le relief local et la forte présence de glace (encore maintenant) dans le massif de la Vanoise (cf. 5.2.4) et par la faible altitude des couvertures de roches schisteuses dans le sud du massif du Chablais.

Statistiquement, avec 4% à l'échelle de l'aire d'étude, ce sont les roches métamorphiques qui enregistrent la plus forte occurrence de RVR (Fig. 86, cf. 5.1.2.1). A l'échelle des affleurements métamorphiques du territoire français, cette part est encore plus importante (15%). Les marbres enregistrent la valeur la plus élevée avec 18% des superficies touchées par les RVR. Suivent ensuite les roches schisteuses avec un taux de 16%, suivi par les méta-magmatiques avec 6% puis par les roches gneissiques avec 4% avec par endroits quelques grands sites (Fig. 100B). Les quartzites enregistrent une valeur de superficie de 3% et les migmatites 0,41% (Fig. 89, cf. 5.1.2.2).

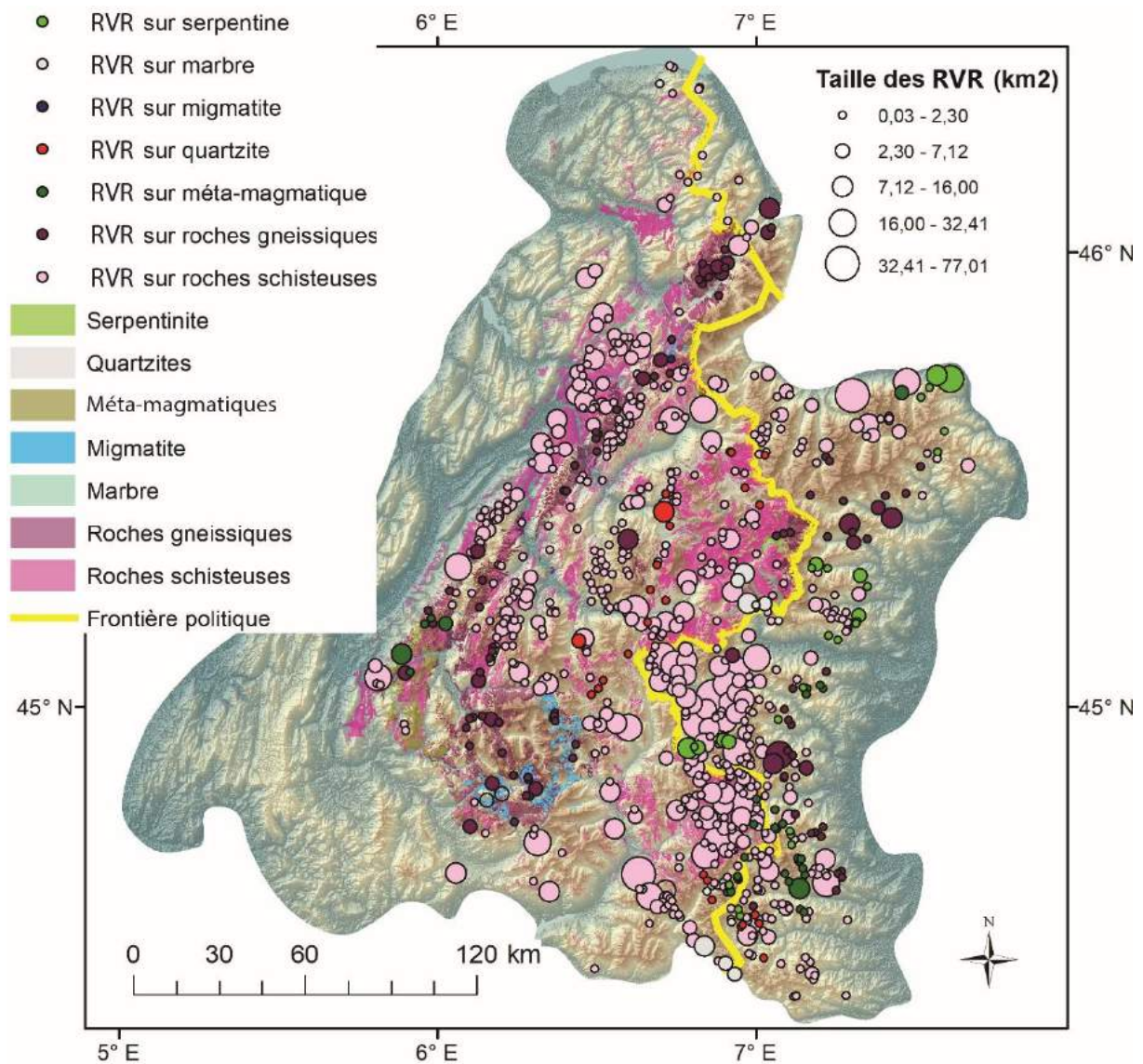


Figure 99 : Répartition spatiale en fonction de la taille des RVR sur roches métamorphiques. Les affleurements lithologiques sont issus des données du BRGM.

La forte susceptibilité des roches métamorphiques à l'apparition des RVR est donc confirmée, et en particulier pour les marbres et les roches schisteuses. Il n'est pas rare d'observer des RVR sur roches schisteuses se succéder les uns à côté des autres, et parfois des deux côtés des vallées, la vallée de Suse (Italie) en constituant un très bon exemple (voir points chauds de Suse, cf. 5.1.5.4.8).

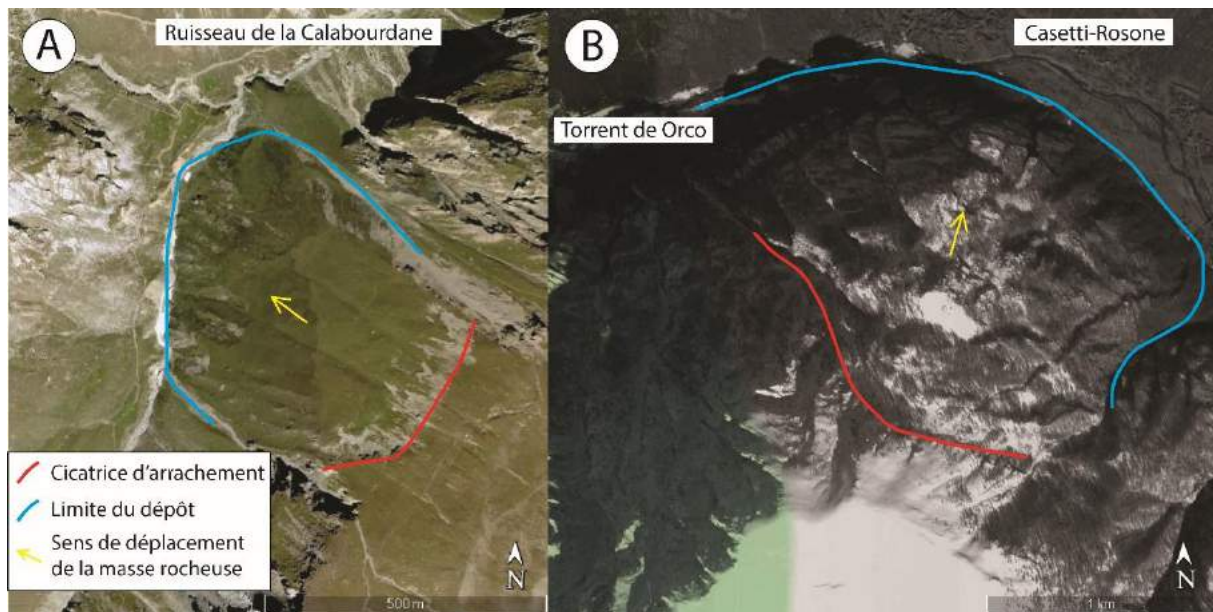


Figure 100 : Exemple de RVR sur roches métamorphiques. A : GR sur des schistes dans le massif de la Vanoise (code : 121Va, p. 1425 de l'Atlas) ; B : DGCVR sur des gneiss dans les Alpes grées (Italie) (code : 17Ag, p. 157 de l'Atlas).

5.1.3 Répartition spatiale des RVR à l'échelle des massifs

Après cette vue d'ensemble statistique et spatiale, nous examinons à présent les répartitions à l'échelle des massifs afin de nuancer les résultats obtenus et de déterminer si la répartition spatiale des RVR est aléatoire, ou bien si elle répond à des contraintes lithologiques précises. Nous examinons également l'emprise relative des RVR en fonction des affleurements lithologiques et selon les types de RVR.

Nous nous bornerons ici à la partie française car la base de données du BRGM permet de pousser l'analyse plus loin que ne nous pourrions le faire pour l'Italie sans une base de données lithologiques transfrontalière vectorisée et harmonisée.

5.1.3.1 RVR dans des massifs à forte présence de roches magmatiques

Comme nous l'avons vu précédemment, les massifs à dominante magmatique où les RVR sont présentes sont, pour le côté français, les massifs de Belledonne et des Ecrins. Nous écarterons le massif du Mont Blanc car les RVR y sont rares et la forte présence de glace et l'altitude élevée de ce massif perturbe l'analyse spatiale qu'il est possible de réaliser.

5.1.3.1.1 Le massif de Belledonne

Le massif de Belledonne, situé entre celui de la Chartreuse à l'ouest et celui des Grandes Rousses à l'est (Fig. 101) est celui où les RVR sur roches magmatiques, et en particulier les granites et les rhyolites sont les plus nombreuses (Fig. 83, cf. 5.1.2.1).

Les lithologies dominantes sur ce massif sont les marnes (20%), les roches schisteuses (17%), les calcaires (13%) et les roches gneissiques (12%). Les granites occupent une superficie de 9%, les autres lithologies ayant des valeurs en-dessous de 5% (Fig. 101).

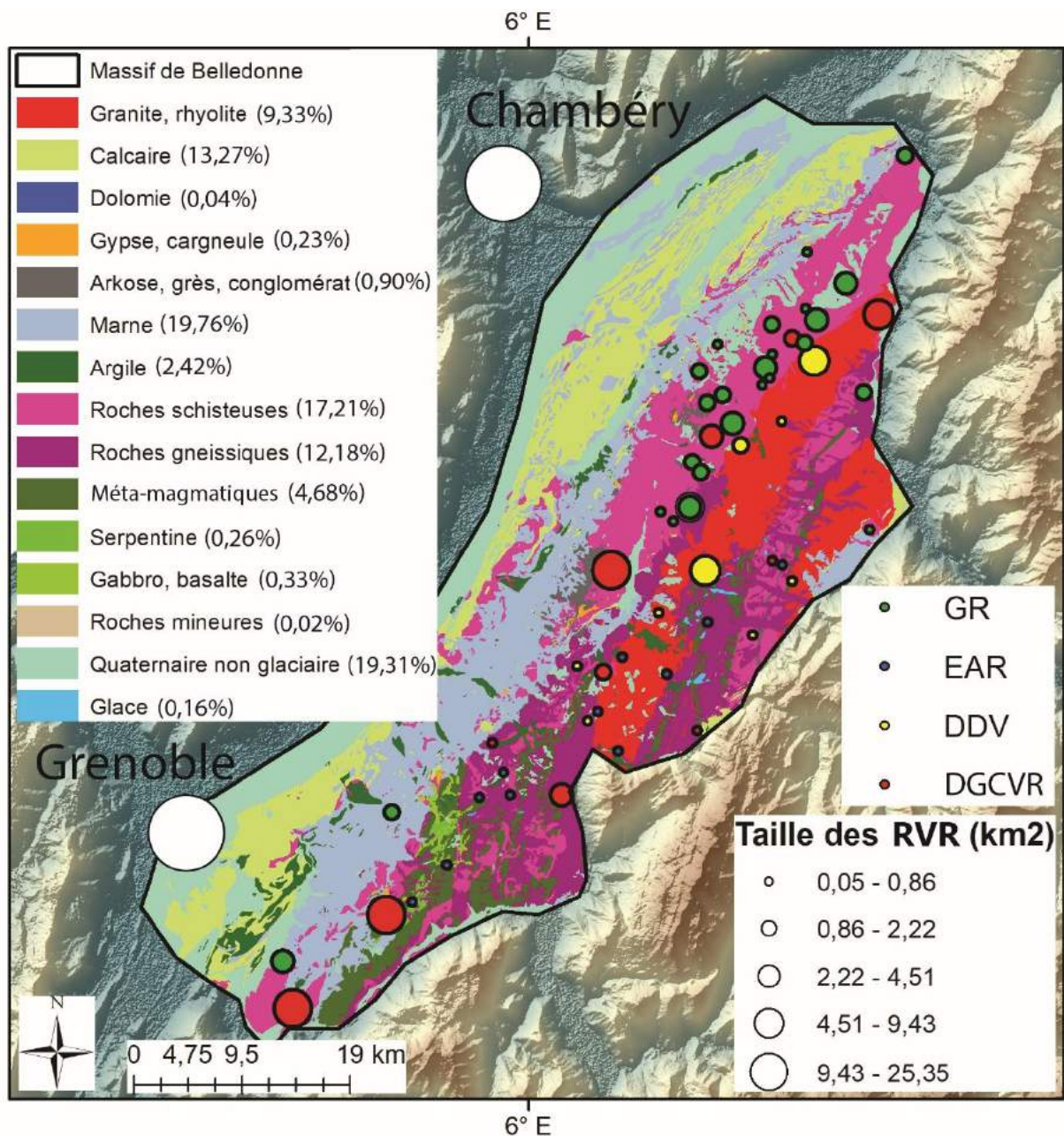


Figure 101 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif de Belledonne.

56 RVR occupent ce massif : 11 EAR (5 sur granite et rhyolite, 2 sur des roches gneissiques, 2 sur des roches schisteuses, et 2 sur des méta-magmatiques) ; 25 GR (1 sur des marnes, 1 sur des arkoses, grès et conglomérats, 1 sur des roches gneissiques et 22 sur des roches schisteuses) ; 11 DGCVR (1 sur granite et rhyolite, 2 sur des roches gneissiques, 6 sur roches schisteuses, et 2 sur des méta-magmatiques) et 9 DDV (6 sur granite et rhyolite, 1 sur des roches gneissiques et 2 sur des roches schisteuses) (Fig. 102).

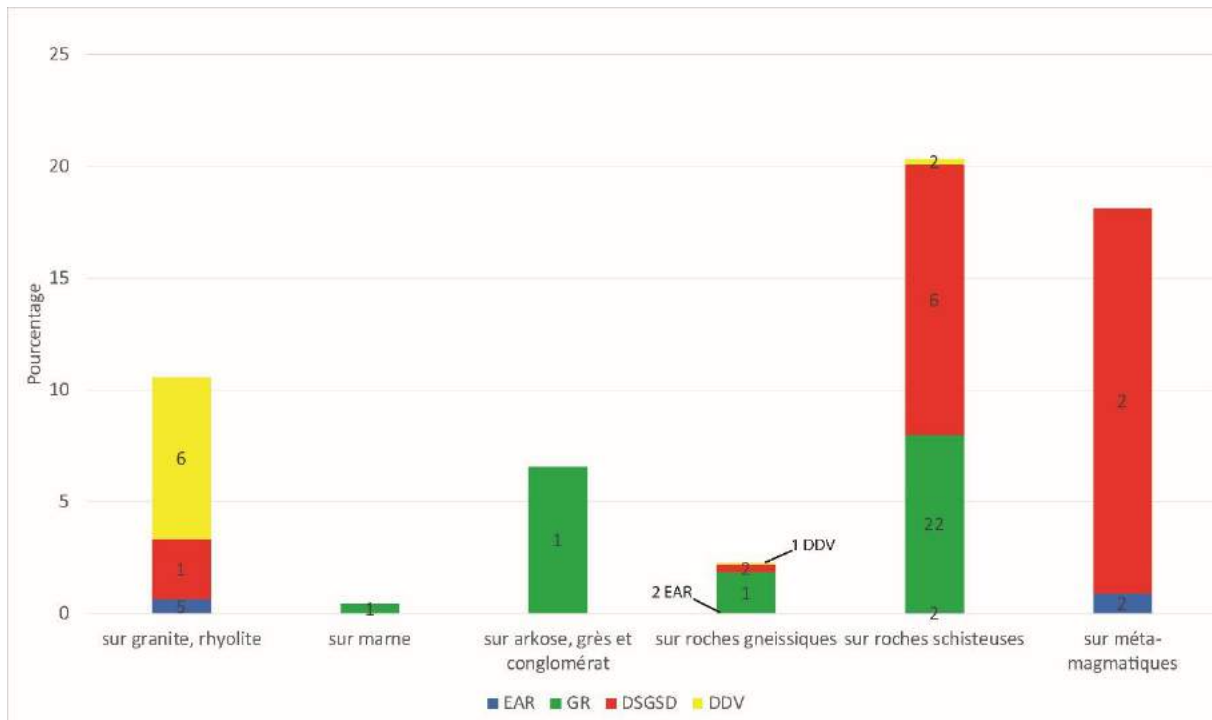


Figure 102 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif de Belledonne. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie. Par exemple, 22 GR représentent 8% de la superficie des roches schisteuses. Cette lecture est transposable pour l'ensemble des figures de ce type.

De manière générale, les DDV et les EAR sont de petite taille si ce n'est par exemple la DDV du Mont Rognier (Hippolyte et al., 2012) (code : 2Bel, p. 463 de l'Atlas). Les DGCVR sont la catégorie dont les tailles sont les plus importantes avec par exemple le site de Chamrousse (voir Fig. 191, cf. 5.3.2.5) (code : 17Bel, p. 478 de l'Atlas). Les GR sont de taille intermédiaire et sont dominants sur les couvertures schisteuses de la marge nord-ouest du massif.

Le constat énoncé à l'échelle régionale, qui stipulait une haute fréquence des RVR sur des roches métamorphiques, est confirmé pour le massif de Belledonne car 42 RVR apparaissent sur ces lithologies, et plus particulièrement sur des roches schisteuses. Ainsi, 20% de la superficie que couvrent les roches schisteuses sur ce massif est affectée par les RVR avec 22 GR et 6 DGCVR (Fig. 102) et se localise dans le nord du massif (Fig. 101). La proportion des superficies de RVR sur marnes est faible sur ce massif avec 0,42% des superficies marneuses affectées par les RVR. Le constat est similaire pour les arkoses, grès et conglomérat car une RVR apparaît, recouvrant 7% des superficies que couvrent cette lithologie. Les RVR sur granite et rhyolite présentent une tendance similaire à ce que l'on peut observer à l'échelle des Alpes françaises : une forte proportion des EAR et des DDV sur ces roches massives (ce qui peut être en partie confirmé en figure 103). Ainsi, 11% des superficies des granites et rhyolites sont touchées par les RVR, ce qui est une valeur supérieure au taux trouvé pour les Alpes françaises (5%).

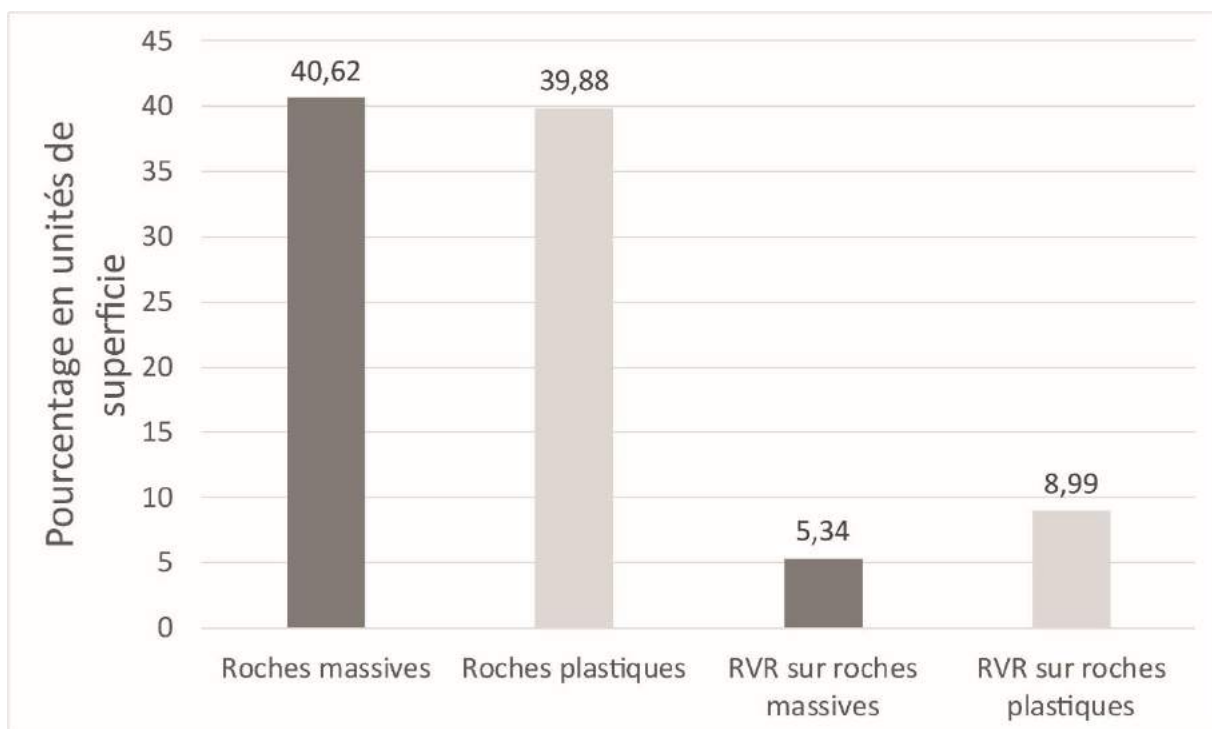


Figure 103 : Impact des RVR sur le massif de Belledonne en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de « Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.

Avec ces résultats, il y a matière à conclure que les roches en grande majorité affectées par les RVR sont les roches plastiques. Ceci est vrai, mais demande à être nuancé. En effet, la part entre les surfaces entre les roches massives et plastiques est similaire (41% pour les massives et 40% pour les plastiques) (Fig. 103). La part des surfaces de RVR sur les roches plastiques est plus importante que sur roches massives avec 9% et 5% respectivement. Néanmoins, la valeur pour les roches plastiques n'est finalement pas aussi haute qu'escomptée avec les résultats présentés avant. En effet, malgré la forte présence de marnes (20% de l'ensemble du massif), le faible nombre de RVR qui se produit sur cette lithologie plastique s'explique par le fait que ces affleurements ne sont présents que dans la partie basse des versants, là où les RVR sont plus rares en raison du plus faible potentiel gravitationnel (cf. 5.1.4).

5.1.3.1.2 Le massif des Ecrins

Le massif des Ecrins présente de larges affleurements granitiques avec des fortes variations de densité de RVR (Fig. 104).

Les lithologies dominantes sont les flysch (14% de la superficie du massif). S'ensuivent les roches gneissiques et les roches schisteuses (12% chacune), puis les marnes (9%), et les granites (8%). Les autres lithologies présentent des valeurs inférieures à 5% (Fig. 104).

141 RVR sont enregistrées sur ce massif (Fig. 104 ; Fig. 105). Elles se répartissent comme suit : 7 sur granite et rhyolite, 23 sur calcaire, 1 sur dolomie, 3 sur brèche, 1 sur argile, 11 sur marne, 14 sur arkose, grès et conglomérat, 34 sur flysch, 1 sur grauwacke, 1 sur méta-magmatique, 19 sur roches schisteuses et 26 sur roches gneissiques (Fig. 105).

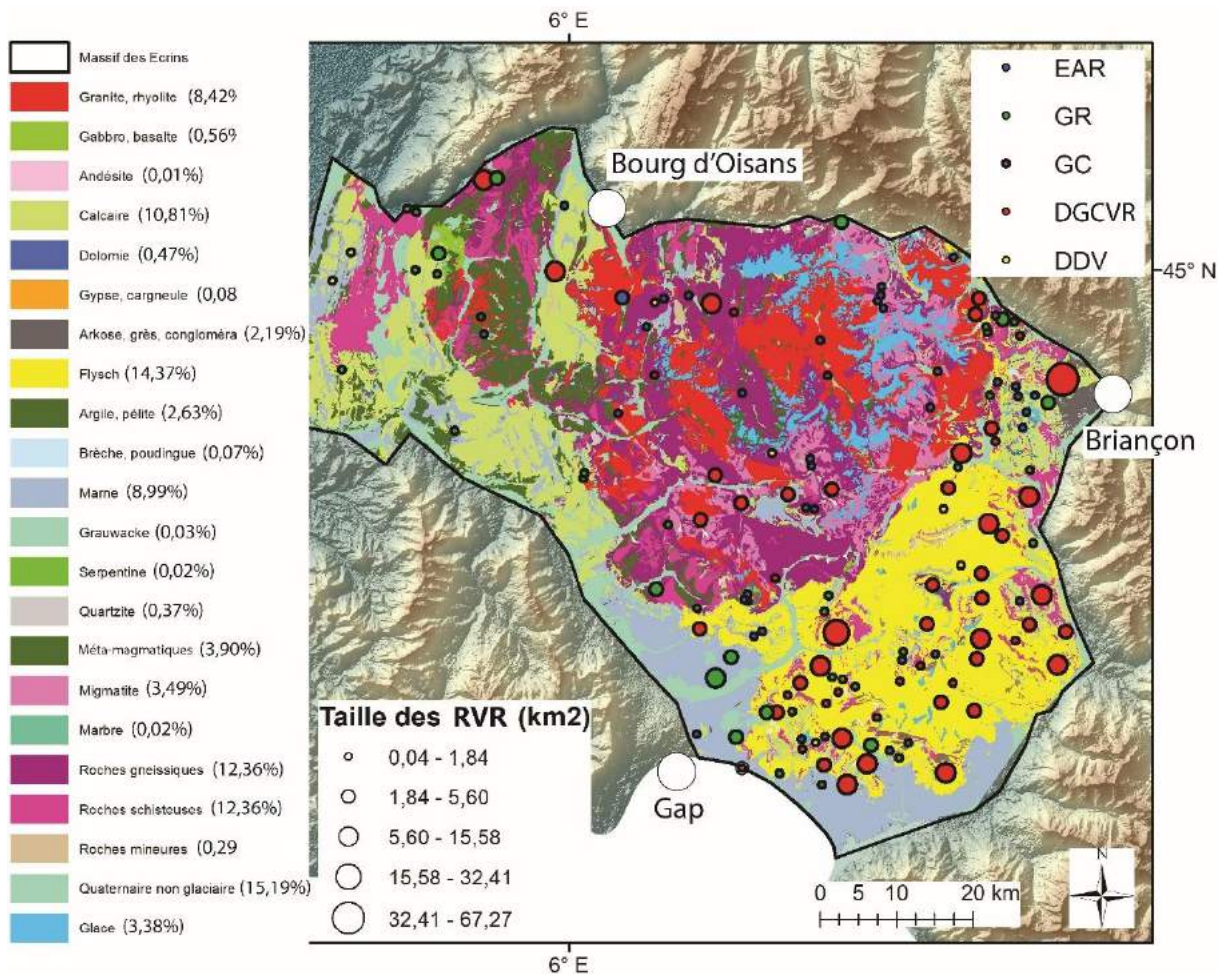


Figure 104 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif des Ecrins.

Sur un transect NO-SE à travers le massif, de nettes différences entre les densités de RVR apparaissent. En effet, le sud-ouest, composé en grande majorité de flysch, de marnes et d'arkose, grès et conglomérat est très fortement impacté par les RVR, contrairement au nord-ouest, composé de granite, rhyolite, de roches gneissiques, de méta-magmatiques et de calcaires où les densités sont plus faibles. Statistiquement, cette observation se vérifie en partie. Ainsi les flysch enregistrent une superficie de RVR de 10% (avec davantage de DGCVR) ; les arkoses, grès et conglomérats un taux de 66% (avec davantage de DGCVR) ; et les marnes un taux de 7% (Fig. 105). Néanmoins, la forte valeur sur arkose, grès et conglomérat doit tenir compte du parti pris initial, qui est le codage de la lithologie pour chaque RVR au niveau de la cicatrice d'arrachement. On peut donc se retrouver avec une superficie des RVR supérieure à la superficie des affleurements. Ainsi, les superficies d'impact des RVR sur les lithologies peuvent être surreprésentées parce que les cicatrices

d'arrachement se localisent au niveau d'un mince affleurement. Ce biais est également visible pour les brèches et les grauwackes. Les affleurements de granite, rhyolite et de roches gneissiques enregistrent des taux relativement faibles avec 2% et 4% respectivement. Les roches schisteuses atteignent une valeur de 9%.

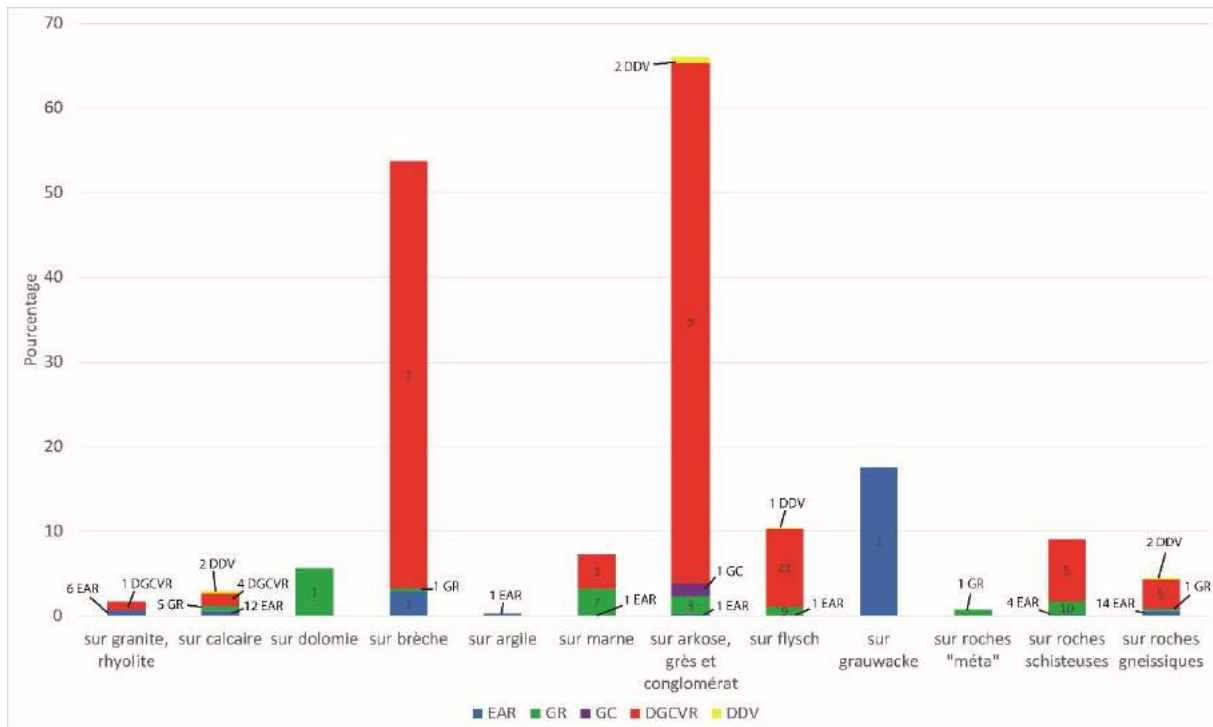


Figure 105 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif des Ecrins. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.

La comparaison entre les RVR se produisant sur roches massives et plastiques amène à penser que les RVR se produisent au sein de chacun des types et de manière plus resserrée que dans les autres massifs étudiés (Fig. 106). Néanmoins, on peut nuancer en évoquant le fait que les roches plastiques ont des superficies moindres (43% contre 48%) que les roches massives et les RVR sont amenées à davantage se produire sur roches plastiques (8,5% contre 6%) (Fig. 106). Ce résultat peut s'approcher de ceux trouvés sur le massif de Belledonne.

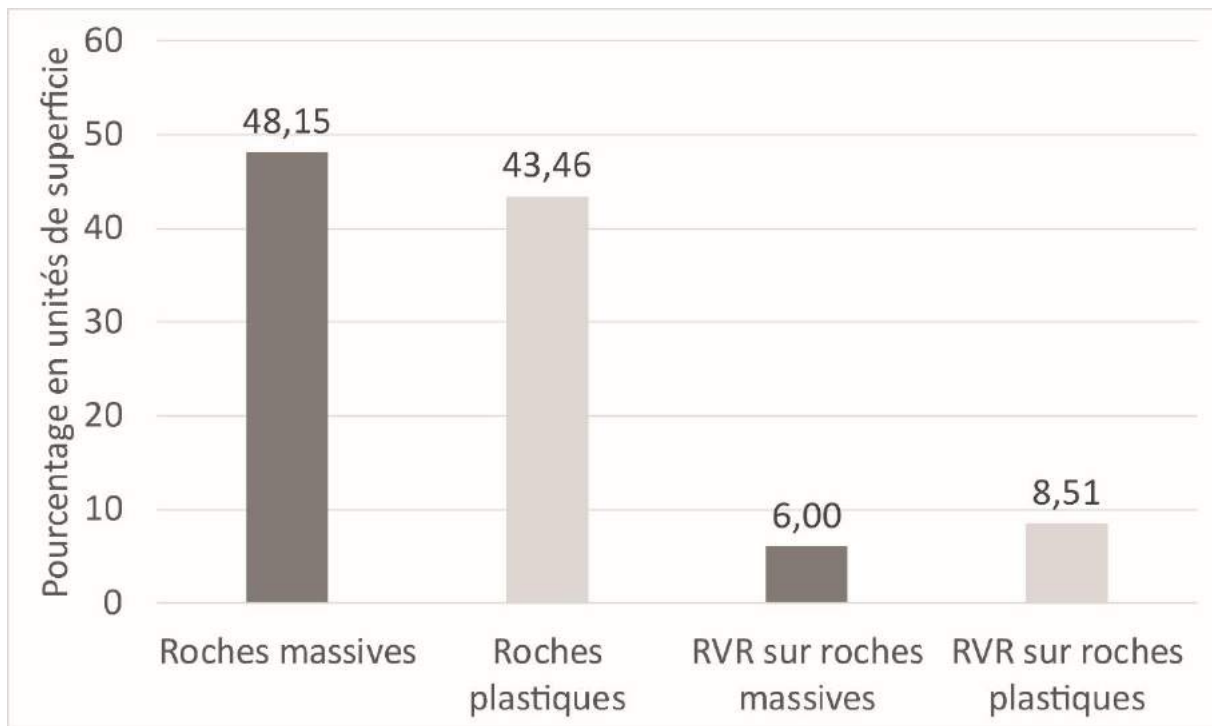


Figure 106 : Impact des RVR sur le massif des Ecrins en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de « Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.

5.1.3.1.3 Comparaison entre les deux massifs étudiés

Il est intéressant de pouvoir comparer plusieurs massifs entre eux afin de mettre en lumière des évidences ou des exceptions.

En comparant avec le massif de Belledonne, les superficies des RVR qui impactent des granites et rhyolites sont nettement plus faibles que dans le massif des Ecrins (11% pour Belledonne et 2% pour les Ecrins). La géologie et plus particulièrement la sismo-tectonique le long de la faille bordière de Belledonne pourraient l'expliquer en partie. En ce qui concerne les roches sédimentaires détritiques, il s'avère que les superficies des RVR qui impactent cette famille de roches sont plus importantes dans le massif des Ecrins que dans le massif de Belledonne. Une des explications peut être la superficie totale des lithologies. En effet, la couverture de roches sédimentaires détritiques est bien plus importante dans le massif des Ecrins, ce qui permet aux instabilités de se développer aisément. Dans le massif de Belledonne, les couvertures sont relativement faibles et les RVR se développent de manière sporadique. Pour les roches métamorphiques, les ratios trouvés pour les deux massifs

montrent une plus grande occurrence dans le massif de Belledonne, que ce soit pour les roches schisteuses ou les méta-magmatiques, les ratios pour les roches gneissiques étant similaires. Cela peut s'expliquer par la plus faible altitude des roches schisteuses dans le massif des Ecrins qui se regroupent dans la dépression du Trièves. Par contre, il est difficile de trouver une explication pour les couvertures de méta-magmatiques et de roches schisteuses du massif du Taillefer car le potentiel gravitationnel serait favorable à l'apparition des RVR.

5.1.3.2 RVR sur massifs à roches sédimentaires dominantes

Les roches sédimentaires chimiques et biochimiques ne sont pas des lithologies particulièrement touchées par les RVR (Fig. 85, cf. 5.1.2.1). Par contre, les roches sédimentaires détritiques sont davantage impactées, comme nous l'avons vu pour le sud du massif des Ecrins. Afin de réaliser la même analyse que sur les roches magmatiques, trois massifs à dominante sédimentaire vont être analysés : le Vercors et les Aiguilles Rouges pour les roches sédimentaires chimiques et biochimiques et le Parpaillon pour les roches sédimentaires détritiques.

5.1.3.2.1 Le massif du Vercors

Le massif du Vercors se situe dans le sud-ouest de notre zone d'étude et se trouve constitué en grande majorité de calcaire (63% des affleurements en unités de superficie). Les marnes sont présentes à hauteur de 11% et les arkoses, grès et conglomérats à 3% (Fig. 107). La forte présence de « Quaternaire non glaciaire » s'explique par la forte présence de dépôts quaternaires sur le piémont ouest du Vercors mais également dans la vallée du Trièves et dans une certaine mesure dans les vallées méridionales du Vercors (vallée de la Drôme notamment qui délimite le sud de l'aire d'étude).

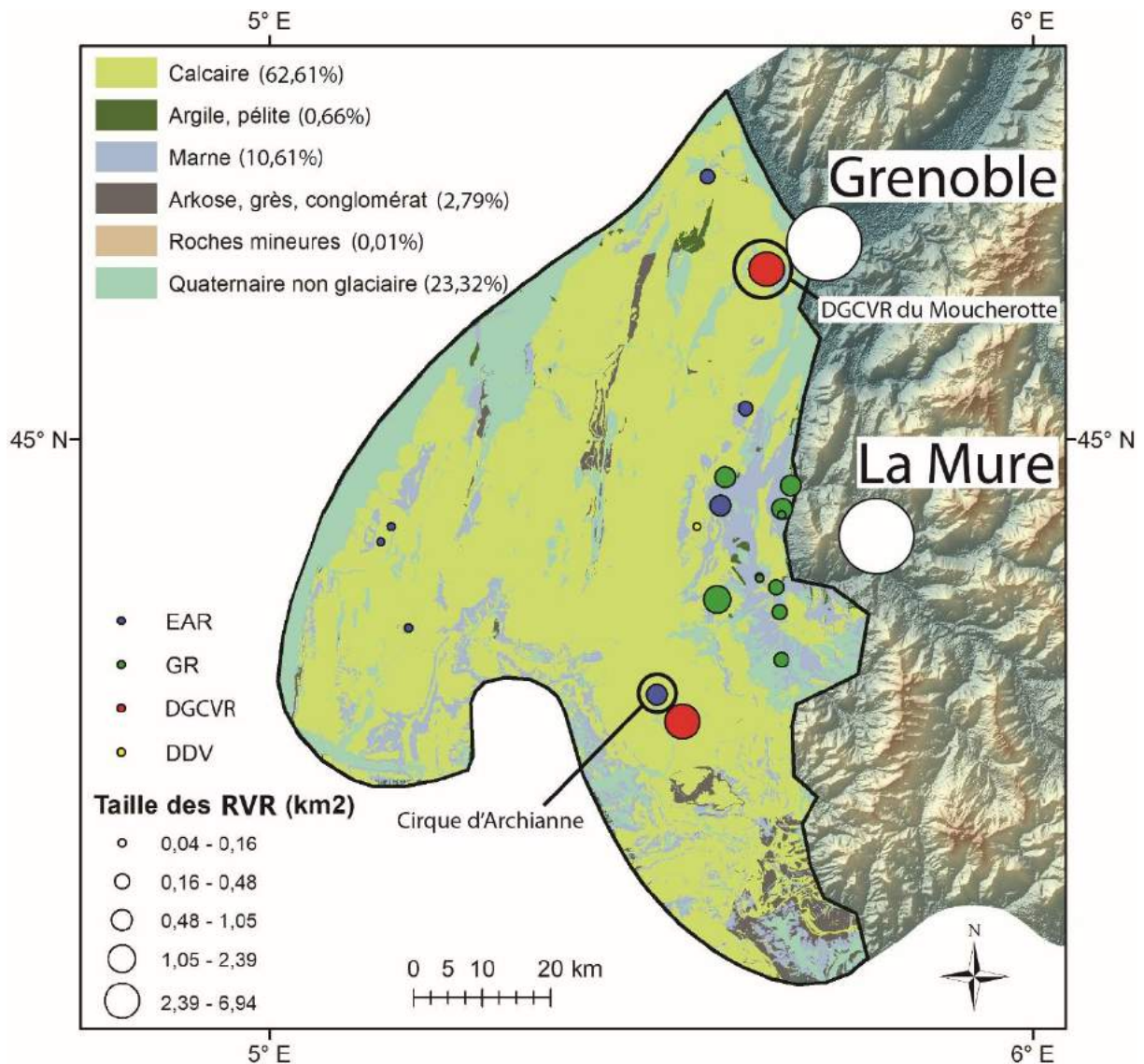


Figure 107 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif du Vercors.

On recense 20 RVR dans sur ce massif : 7 EAR sur calcaire, 10 GR sur marne, 2 DGCVR et 1 DDV sur calcaire. Les EAR ont la particularité de tous se situer en rebord du plateau principale du Vercors. Un des exemples emblématiques est l'EAR du cirque d'Archianne (Fig. 96 ; cf. 5.1.2.4.1) (Marcel et al., 2013) (code : 3Ve, p. 1445 de l'Atlas). Les deux DGCVR ont également la même caractéristique avec un bel exemple au niveau du sommet du Moucherotte (Debelmas, 1979) (code : 1Ve, p. 1443 de l'Atlas), au-dessus de Grenoble, où plusieurs masses affaissées se superposent. Les GR ont la propriété de se produire exclusivement dans les marnes et au sein de la dépression du Trièves.

Statistiquement, les RVR n'ont que peu d'emprise sur ce massif car seulement 0,36% des superficies des RVR impactent les calcaires. Cette valeur n'est guère plus importante pour les marnes, avec 1% (Fig. 108).

La comparaison entre roches plastiques et roches massives est tout aussi éloquente. Malgré les 11% d'affleurements de roches plastiques, les RVR enregistrent une superficie d'impact de 1%. La valeur pour les RVR sur les roches massives est encore plus faible : 0,34% (Fig. 109).

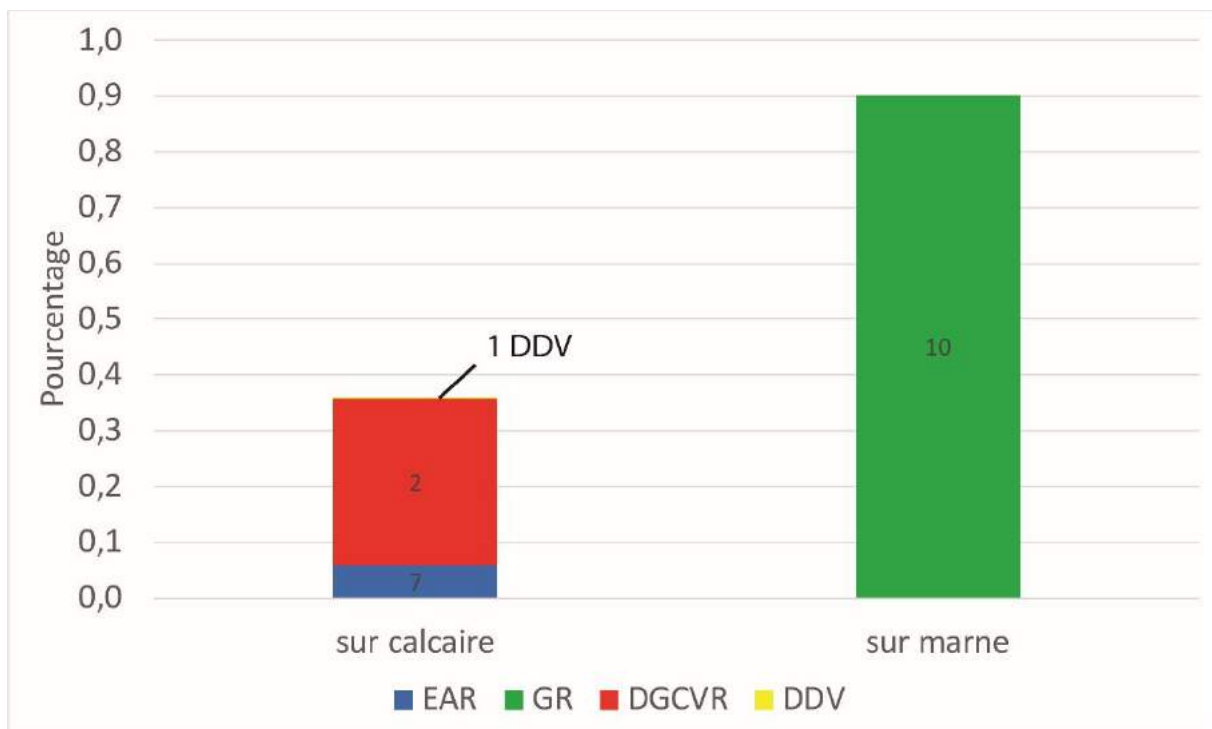


Figure 108 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif du Vercors. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.

Le constat général pour le massif du Vercors est donc que les RVR n'ont que très peu d'impact sur les roches sédimentaires chimiques et biochimiques. On pourrait s'attendre à davantage de RVR sur les marnes, mais il s'avère que leur identification dans la dépression du Trièves est plus compliquée que dans les hauteurs des autres massifs, en raison notamment de la présence d'arbres qui empêchent d'observer les RVR à partir de l'imagerie employée mais également avec le faible potentiel gravitationnel.

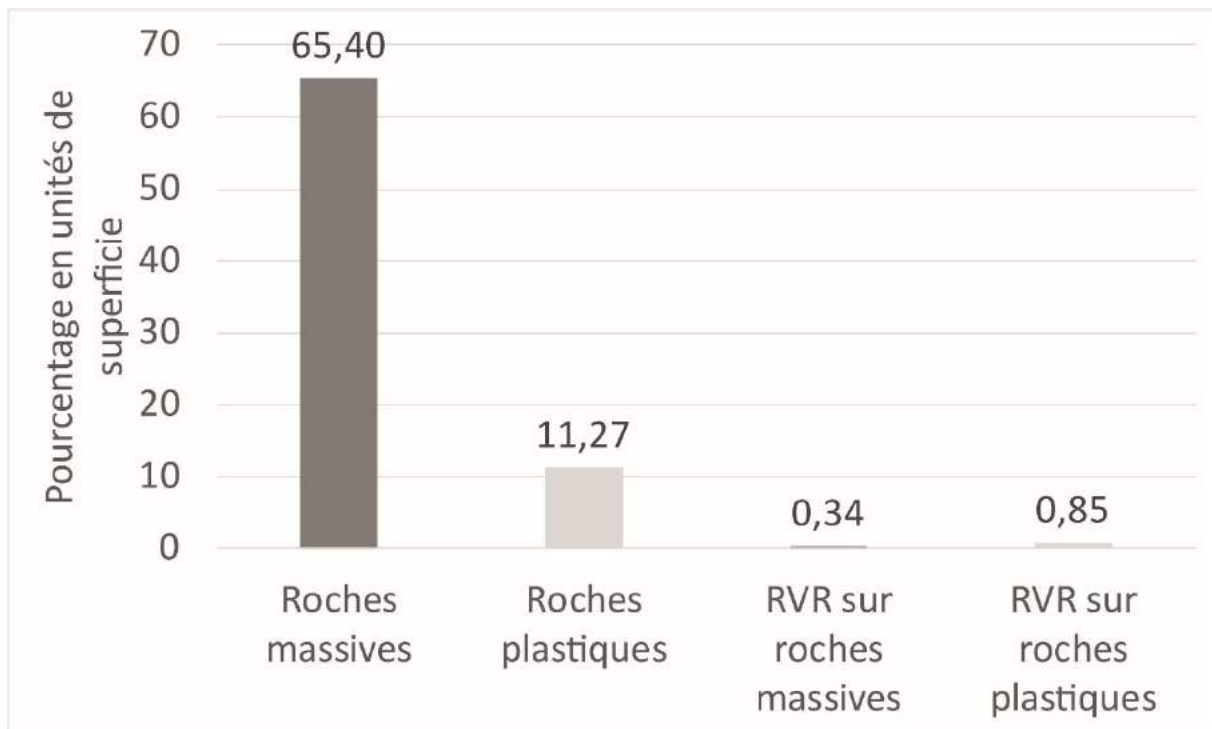


Figure 109 : Impact des RVR sur le massif du Vercors en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de « Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.

5.1.3.2.2 Le massif des Aiguilles Rouges

Le massif des Aiguilles Rouges se situe entre le massif du Chablais au nord et celui du Mont Blanc au sud (Fig. 110). Seule la partie française sera étudiée, toujours en raison de la qualité et de l'inter-opérabilité des sources cartographiques disponibles.

La lithologie dominante est le calcaire (29% de la superficie totale composée de ce type de roche), suivi par les roches gneissiques (20%), les roches schisteuses (16%) et les marnes (15%) (Fig. 110).

39 RVR sont présentes sur ce massif : 1 sur granite, 23 sur calcaire, 3 sur marne, 1 sur arkose, grès et conglomérat, 10 sur roches gneissiques, et 1 sur roches schisteuses. Elles se répartissent donc en grande majorité sur les calcaires et sur les roches gneissiques avec davantage de RVR de type EAR et DDV (Fig. 111). En effet, 11% des couvertures calcaires sont affectées par les RVR et 9% des couvertures de roches gneissiques le sont également. De plus, l'emprise de l'unique DDV qui apparaît sur granite représente 16% de la totalité des affleurements de cette lithologie sur l'ensemble de ce massif. Contrairement aux autres

massifs déjà étudiés, qu'ils soient avec de nombreux affleurements granitiques (Belledonne et Ecrins) ou bien avec des affleurements calcaires (Vercors), la part des RVR se produisant sur les roches schisteuses et marneuses est faible. Ainsi, 4% des affleurements de marnes sont affectés par les RVR, et seulement 1% pour les roches schisteuses (Fig. 111).

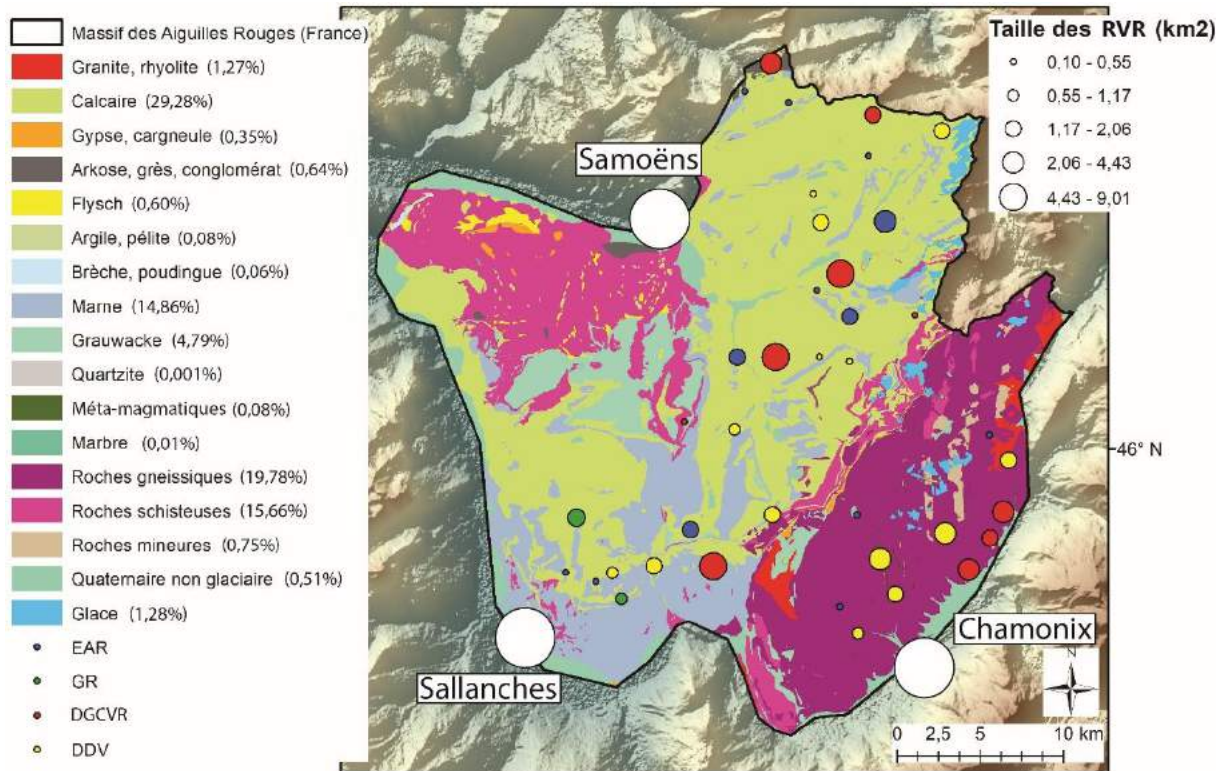


Figure 110 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif des Aiguilles Rouges (côté français).

Le constat est encore plus éloquent en comparant les roches massives et plastiques. Malgré 36% des superficies composées de roches plastiques, seulement 2% des RVR se produisent sur ces roches, contrairement aux roches massives (10,5%) (Fig. 112).

Face aux autres massifs étudiés, le massif des Aiguilles Rouges fait ainsi figure d'exception, comparé à l'échelle des Alpes françaises. Un facteur pourrait en partie expliquer les résultats présentés ici : la forte amplitude du relief qui caractérise ce massif (cf. 5.2.4). En effet, Valla et al., (2012) émettent le postulat que le fort approfondissement des vallées durant le Pléistocène est dû aux glaciations Quaternaires. L'association de ce facteur avec la présence de nombreuses failles (Ayrton et al., 1987 ; Pairis et al., 1992) peut en partie expliquer cette exception que constitue le massif des Aiguilles Rouges.

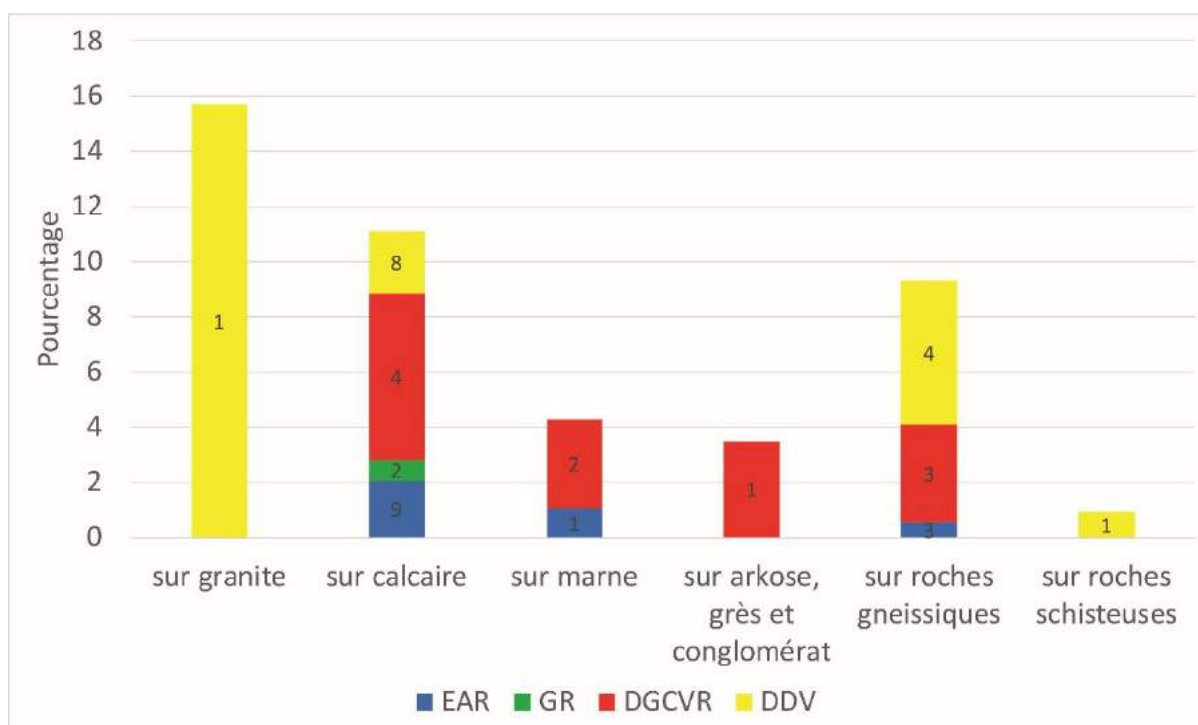


Figure 111 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif des Aiguilles Rouges (côté français). Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.

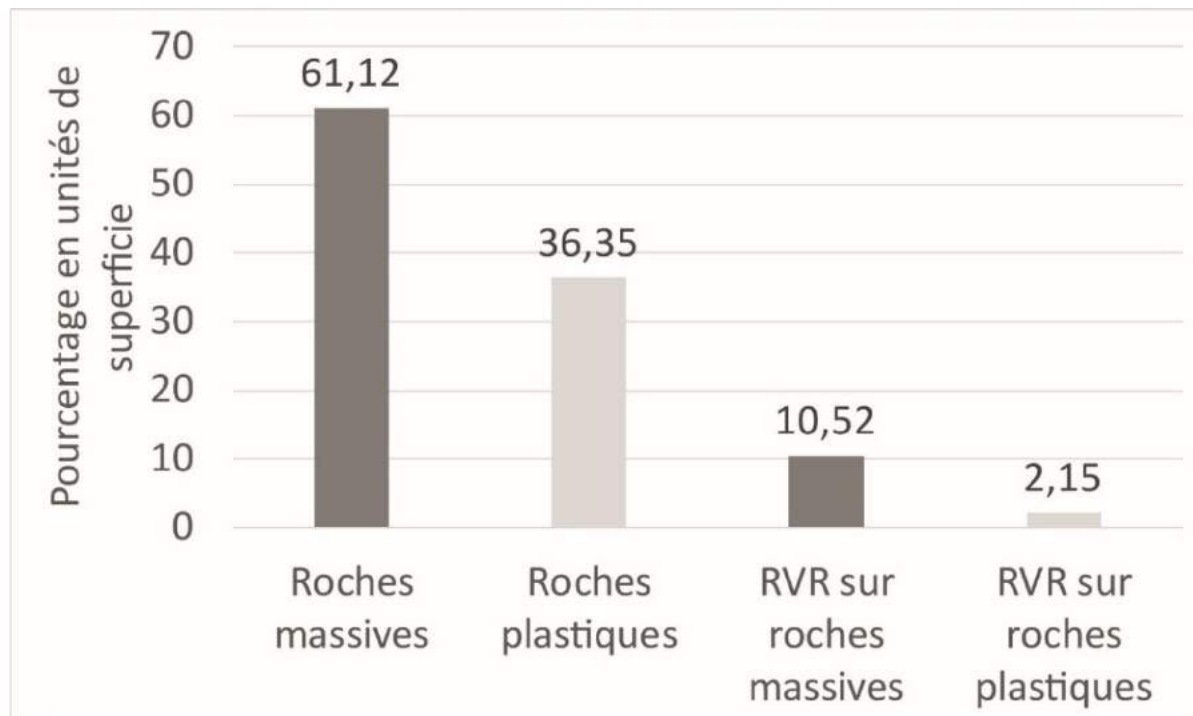


Figure 112 : Impact des RVR sur le massif des Aiguilles Rouges en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de « Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.

5.1.3.2.3 le massif du Parpaillon

Le massif du Parpaillon est situé dans la partie sud de l'aire d'étude, entre la vallée de la Durance au nord et la vallée de l'Ubaye au sud (Fig. 113). Seule la partie qui correspond au département des Hautes-Alpes sera étudiée car, comme nous l'avons déjà énoncé, le département des Alpes de Haute-Provence (04) a été écarté de la base de données du BRGM utilisée.

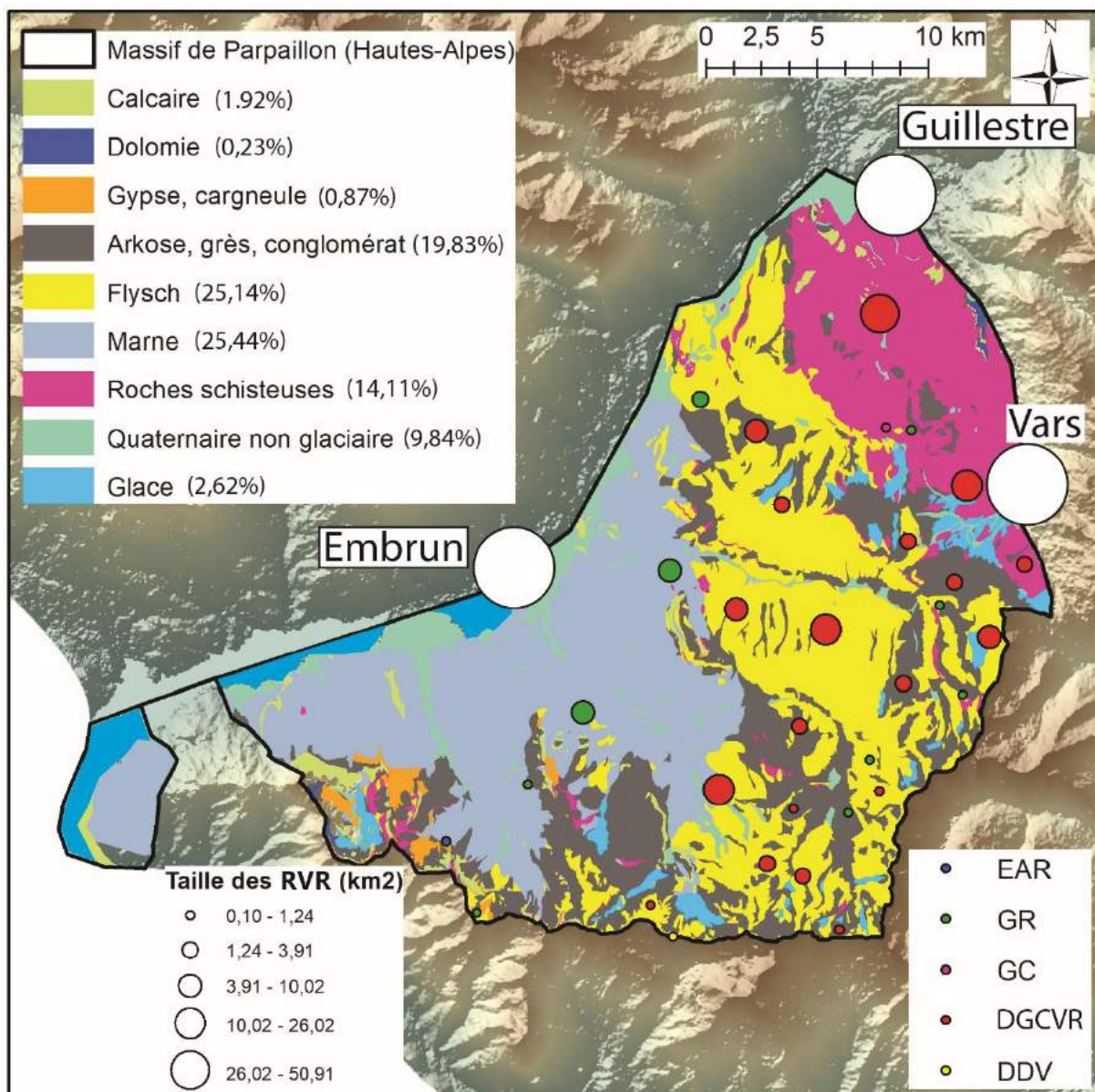


Figure 113 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif du Parpaillon (Hautes-Alpes).

Les lithologies dominantes sont les flysch (25%) et les marnes (25%) (Fig. 113). Les arkoses, grès et conglomérats sont également fortement présents avec 20%. Les roches schisteuses enregistrent un taux de 14%. Les autres lithologies enregistrent des taux inférieurs à 2%.

32 RVR sont présentes : 1 sur calcaire, 1 sur gypse et cargneule, 1 sur arkose, grès et conglomérat, 23 sur flysch, et 6 sur roches schisteuses (Fig. 114).

Tout comme le massif des Ecrins, la part des flysch dans l'occurrence des RVR est importante car plus de la moitié des affleurements est touchée par des phénomènes de type RVR (58%) (Fig. 114). Les roches schisteuses atteignent le taux le plus important car 72% des affleurements sont impactés par les RVR, et ce malgré leur faible effectif (6 RVR) (voir également le point chaud de Vars, cf. 5.1.5.4.7). De telles valeurs s'expliquent par la présence de RVR (DGCVR en particulier) qui ont des emprises considérables sur l'ensemble des versants. Par exemple, la commune de Vars est connue pour ses nombreux glissements de terrain (Martin et Weber, 1996 ; Martin, 1998 ; Kerckhove et al., 2005).

Malgré de fortes présences d'arkoses, grès, conglomérats et de marnes dans ce massif, les RVR sont peu nombreuses (voire inexistantes pour les marnes), et cela peut s'expliquer tant par les altitudes basses de ces lithologies que par les cicatrices d'arrachement situées le plus souvent dans des schistes ou des flysch.

Le contraste entre roches massives et roches plastiques est similaire à ce que l'on observe à l'échelle des Alpes françaises (Fig. 115). En effet, l'emprise des RVR se produisant sur les roches massives est faible (1%). Ce sont les roches plastiques qui enregistrent une forte présence de RVR, avec une superficie d'emprise de 38% pour une couverture totale de ces roches de 65%.

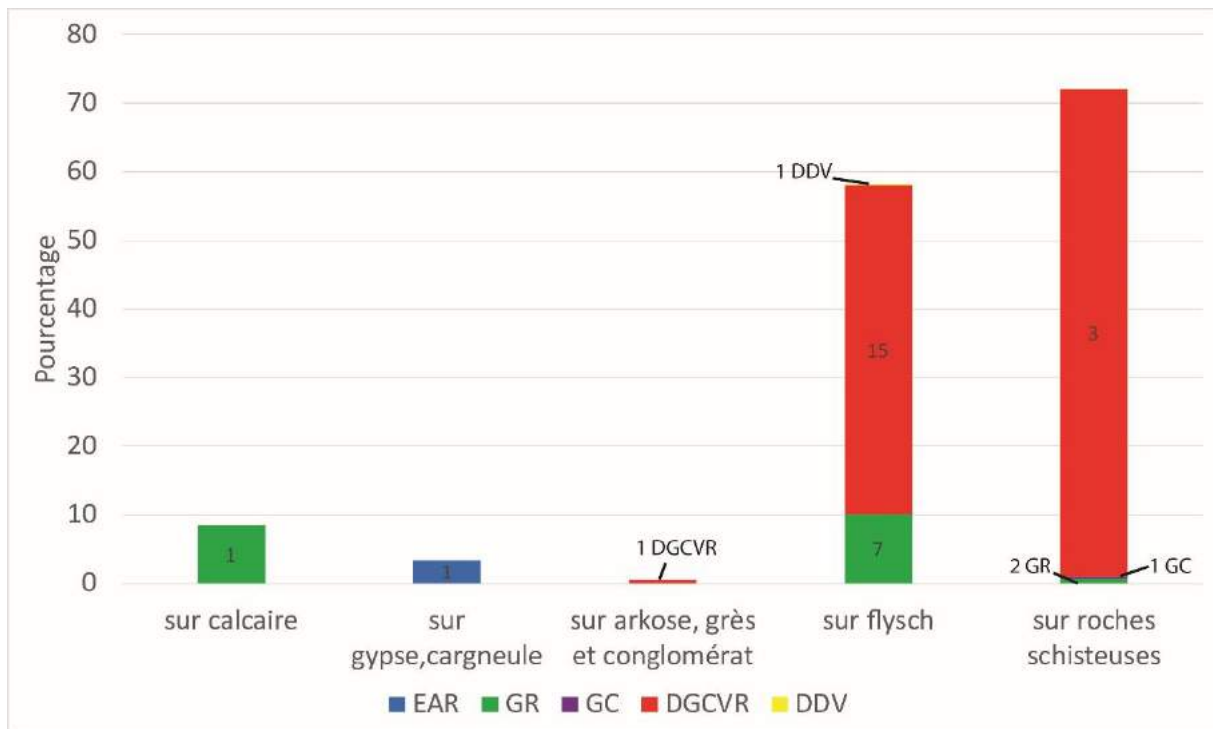


Figure 114 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif du Parpaillon (Hautes-Alpes). Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.

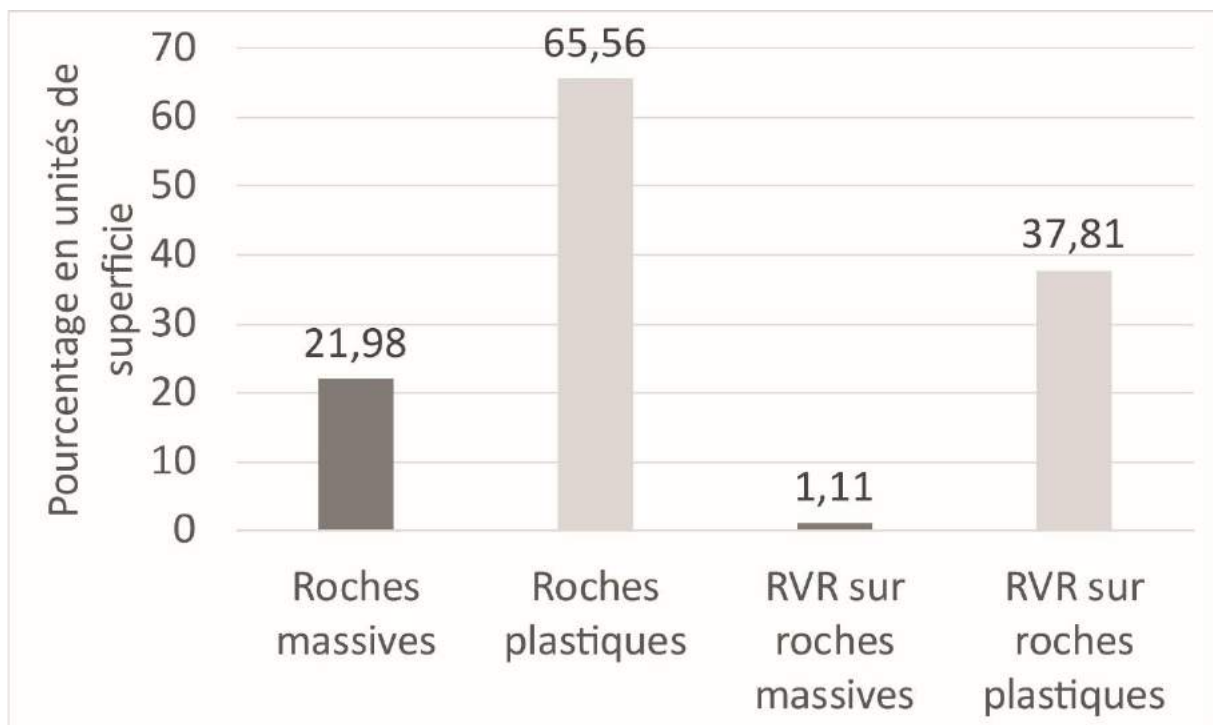


Figure 115 : Impact des RVR sur le massif du Parpaillon en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de « Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.

5.1.3.2.4 Comparaison entre les trois massifs étudiés

Les roches sédimentaires chimiques et biochimiques, composées essentiellement de calcaires, indiquent une forte occurrence des RVR sur le massif des Aiguilles Rouges en comparaison avec celui du Parpaillon et du Vercors. Le fort potentiel gravitationnel du massif des Aiguilles Rouges créé par le paléoenglacement würmien peut en être en partie la cause. Le massif du Vercors, composé en grande partie d'un plateau de calcaires n'enregistre que quelques RVR qui se produisent en bordure de ce plateau.

En ce qui concerne les roches sédimentaires détritiques, les ratios montrent des résultats différents. Le massif du Vercors ne montre que très peu de RVR sur des marnes en raison du faible potentiel gravitationnel. Le fort ratio sur flysch dans le massif du Parpaillon peut être expliqué par les grandes couvertures de cette lithologie dans ce massif et les grandes superficies des RVR, comme celle des Orres par exemple (code : 27Pa, p. 1092 de l'Atlas).

Pour les roches métamorphiques, le fort ratio pour les roches gneissiques dans le massif des Aiguilles Rouges peut trouver son explication dans la forte amplitude du relief. Le fort ratio pour les roches schisteuses dans le massif du Parpaillon traduit la généralisation des instabilités sur cette lithologie (cf. point chaud de Vars, 5.1.5.4.7).

5.1.3.3 RVR dans des massifs à roches métamorphiques dominantes

A l'échelle régionale et comme nous l'avons vu sur tous les massifs déjà étudiés (à l'exception des Aiguilles Rouges), les roches métamorphiques sont les plus touchées par les phénomènes de type RVR. L'objectif ici est de pouvoir faire ressortir des tendances spatiales pour les RVR sur roches métamorphiques et de pouvoir, tout comme ce qui a déjà été fait, de montrer des particularités locales. L'analyse se concentrera sur deux massifs : le Queyras et le Beaufortin. Nous porterons également une attention particulière sur les ophiolites métamorphisées.

5.1.3.3.1 Le massif du Queyras

Le massif du Queyras se localise à la frontière avec l'Italie et entre la vallée de la Durance (Briançon et Guillestre) et la vallée de l'Ubaye au sud (Fig. 116). Les lithologies de ce massif sont composées surtout de roches schisteuses (40%) et de calcaires (34%). Chacune des autres types de roches impacte moins de 5% de l'ensemble du massif.

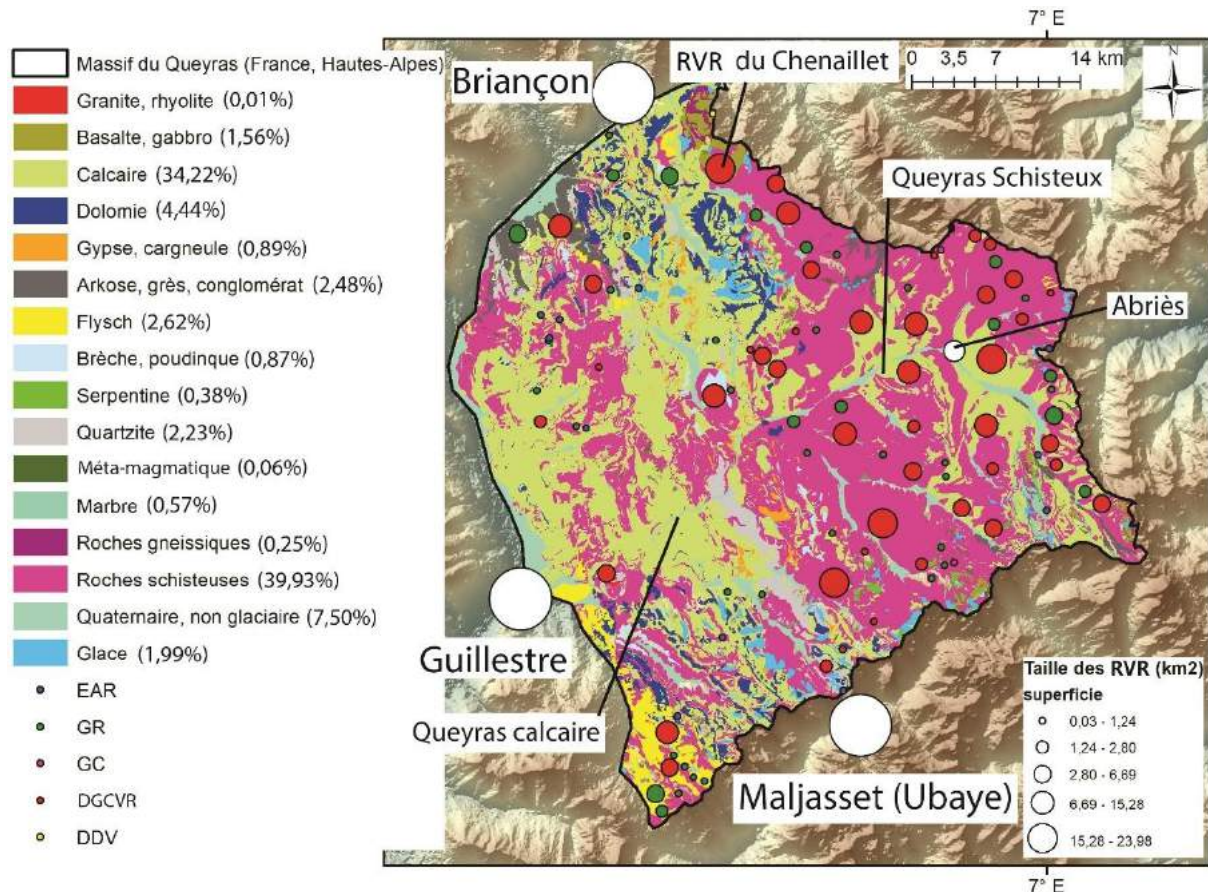


Figure 116 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif du Queyras (partie française et hors vallée de l'Ubaye (04)) (Hautes-Alpes).

100 RVR sont présentes sur ce massif et réparties comme suit : 2 sur basalte et gabbro, 11 sur calcaire, 5 sur dolomie, 4 sur arkose, grès et conglomérat, 3 sur flysch, 2 sur méta-magmatiques, 2 sur quartzite, et 71 sur roches schisteuses (Fig. 117). Deux grandes entités géologiques sont présentes au sein de ce massif : le Queyras calcaire, qui occupe la partie ouest ; et le Queyras schisteux présent à l'est (Tricart et Lemoine, 2013). Les EAR concernent en grande partie les roches sédimentaires du Queyras calcaire. Malgré quelques GR et DGCVR sur cette lithologie, la plupart de ces types apparaissent dans le Queyras

schisteux. Ainsi, on peut observer par exemple, une DGCVR au-dessus d'Abriès de près de 24 km² (code : 62Qv, p. 1201 de l'Atlas).

La distribution statistique des superficies de RVR dans ce massif montre une très forte proportion de l'occurrence des RVR sur des basaltes et des gabbros car 66% des superficies de cette lithologie sont impactées par les RVR (Fig. 117). Cela concerne le secteur situé au niveau du sommet du Chenaillet où une masse instable est présente mais plus particulièrement le versant sud (Cossart, 2005) (code : 103QV et 104Qv, p. 1242-1243 de l'Atlas) (voir également le point chaud du Chenaillet, cf. 5.1.5.4.3). Cela montre, comme nous l'avons en partie évoqué précédemment, que lorsque l'on est en présence de cette lithologie, il y aurait de forte chance de pouvoir observer des RVR.

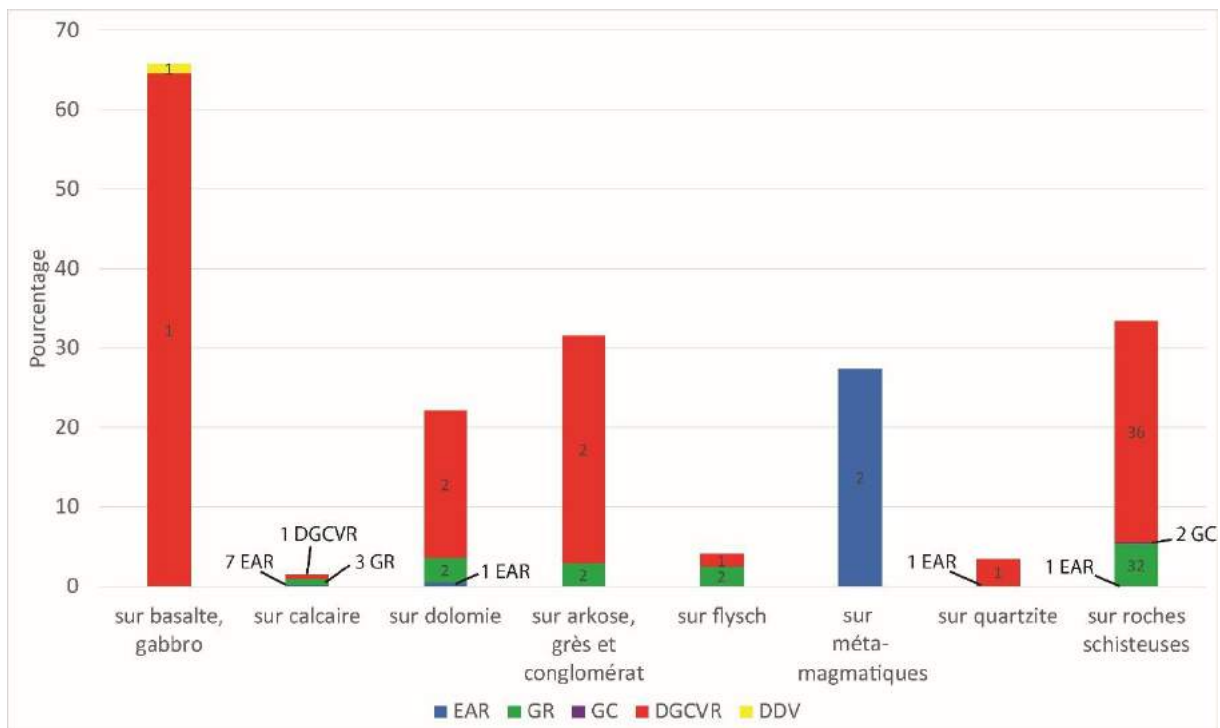


Figure 117 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif du Queyras (partie française et hors vallée de l'Ubaye (04)). Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.

Les roches schisteuses présentent également de fortes prédispositions à l'apparition des RVR avec 33% des superficies de cette lithologie à l'affleurement affectées par les instabilités (71 sites, dont 32 GR et 36 DGCVR) (Fig. 117). Cette valeur est néanmoins à nuancer car un biais apparaît dans la cartographie issue du BRGM. En effet, des couvertures calcaires apparaissent au sein du Queyras schisteux, mais celles-ci sont en réalité des

terrains composés de calcschistes pour les crêtes et d'une alternance de schistes noirs et de calcaires pour les versants. Les calcaires feraient au maximum 2 m d'épaisseur dans une couche pouvant atteindre 20 à 50 m (Tricart et al., 2003). Lors de la vectorisation de ces entités, elles ont été identifiées comme « calcaire ». Cette observation revient à mentionner un biais dans la base de données du BRGM — celui d'avoir opéré des choix en faveur de critères chimiques (caractère carbonaté ou siliceux des schistes) au détriment d'attributs structuraux (schistosité) lors de la transcription de la carte géologique papier par vectorisation entreprise sous SIG.

En ce qui concerne les roches sédimentaires, il apparaît que les dolomies sont particulièrement impactées par les RVR, car 22% des affleurements (en unités de superficie) de ce type de roche sont touchés par les instabilités. Les arkoses, grès et conglomérats montrent une même tendance, avec 32% affectés par les RVR.

La comparaison entre roches massives et roches plastiques montre une même tendance que les autres massifs étudiés (exception faite des Aiguilles Rouges) car 30% des superficies de RVR affectent 45% des roches plastiques (Fig. 118). Les roches massives ne sont que peu pourvues en RVR avec 7% des superficies de RVR qui touchent ces roches.

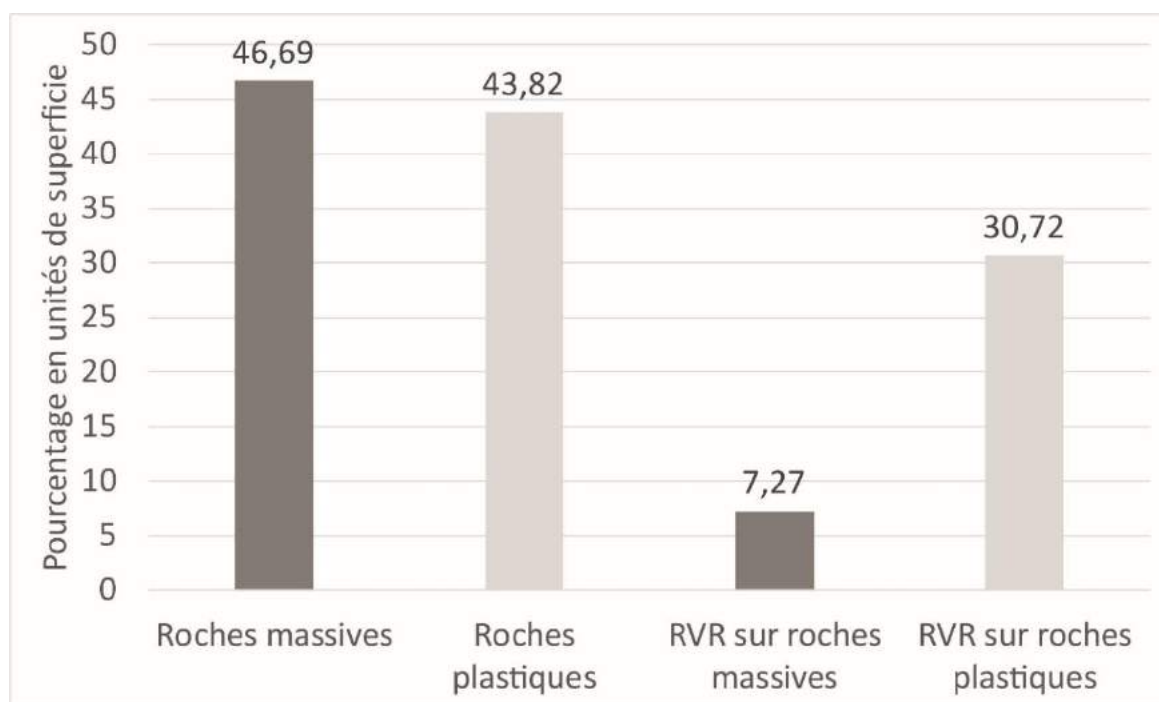


Figure 118 : Impact des RVR sur le massif du Queyras en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de « Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.

5.1.3.3.2 Le massif du Beaufortin

Le massif du Beaufortin se situe entre la vallée de la Tarentaise (Bourg Saint-Maurice) au sud et la vallée de Chamonix au nord (Sallanches) (Fig. 119). Le massif du Mont Blanc et l'Italie marquent la limite à l'est, et le massif des Aravis fait la délimitation à l'ouest.

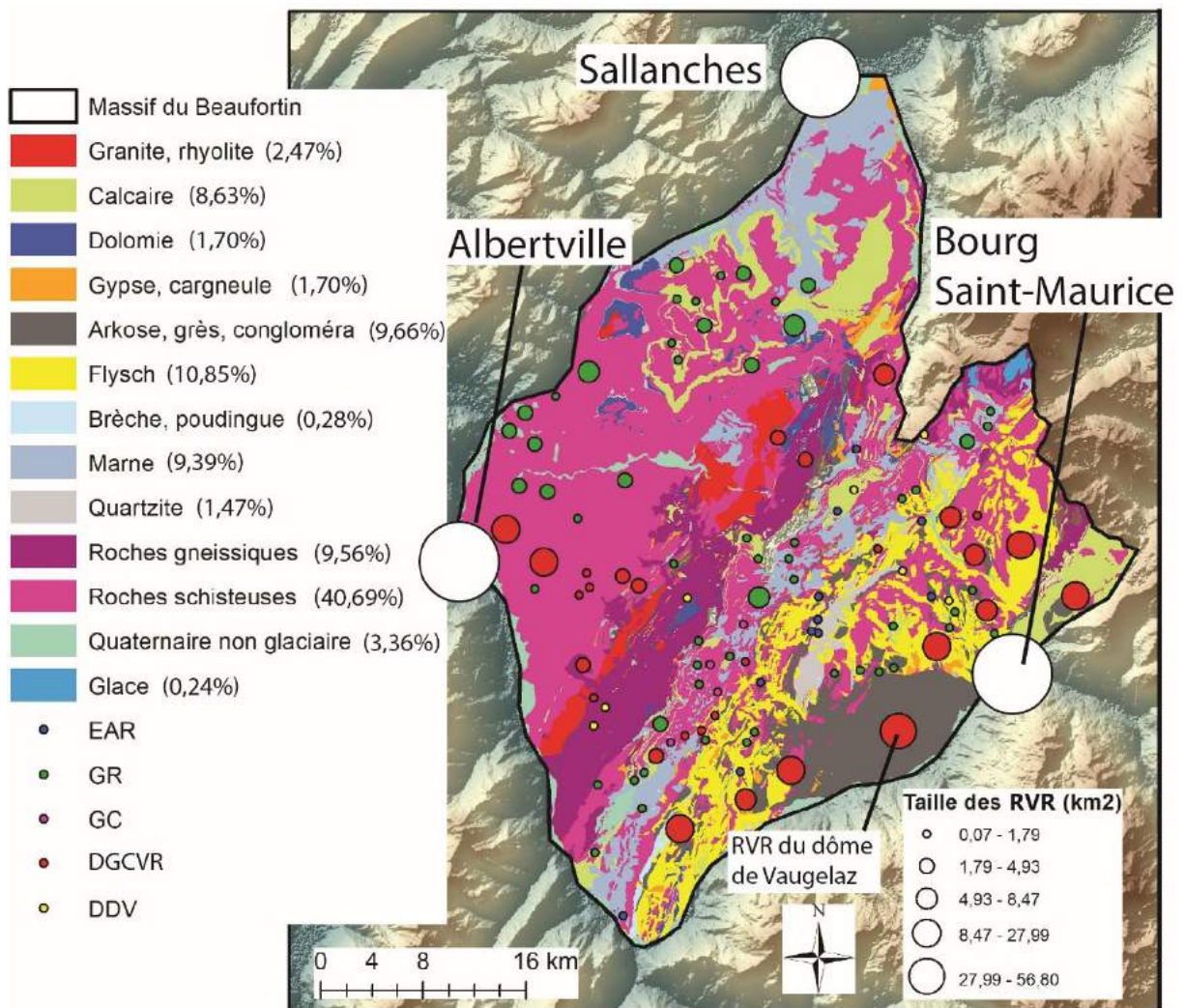


Figure 119 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif du Beaufortin.

Le Beaufortin est surtout constitué de roches schisteuses (41% de la superficie totale) (Fig. 119). Plusieurs lithologies enregistrent des superficies qui environnent les 10% : les flysch (11%), les arkoses, grès et conglomérats (10%), les roches gneissiques (9,5%), les marnes (9%) et les calcaires (9%). Les autres lithologies enregistrent des superficies inférieures à 5%.

107 RVR ont été identifiées au sein de ce massif : 8 sur calcaire, 9 sur arkose, grès et conglomérat, 13 sur flysch, 9 sur roches gneissiques et 68 sur roches schisteuses (Fig. 120). Les roches sédimentaires détritiques montrent des empreintes spatiales très importantes sur les RVR de type DGCVR : 31% parmi les arkoses, grès et conglomérats, et 45% parmi les flysch. Cette particularité, déjà observée sur les roches sédimentaires détritiques, est ainsi à nouveau vérifiée à travers l'exemple du massif du Beaufortin. Ainsi, par exemple, la RVR du Dôme de Vaugelaz fait près de 57 km² et affecte des arkoses, grès et conglomérats (cf. dans 7.2.1.4) (code : 12Be, p. 363 de l'Atlas). Les roches schisteuses, tout comme dans les autres massifs, sont des milieux où les RVR ne sont pas rares car 25% des superficies de cette lithologie sont affectées par les instabilités. Le type de RVR le plus fréquent sur ces roches est le GR.

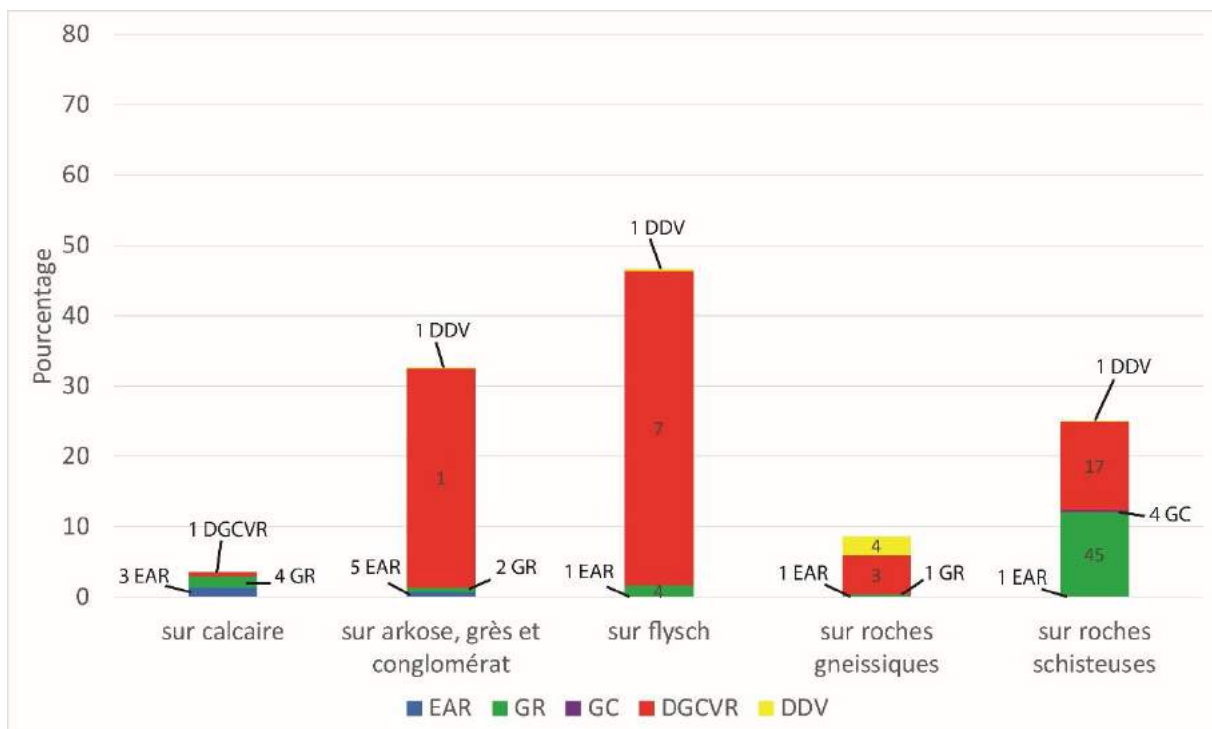


Figure 120 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif du Beaufortin. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.

Les autres lithologies concernées par les RVR (calcaire et roches gneissiques) ne varient pas par rapport à ce que l'on a déjà vu sur les autres massifs étudiés. Ainsi, les calcaires enregistrent un taux d'impact des RVR de 4% de la superficie totale et les roches gneissiques un taux de 9% (Fig. 120).

La comparaison entre les roches plastiques et massives montre une réelle différence (Fig. 121). Si les superficies des roches plastiques sont nettement supérieures à celles des roches massives (63% contre 34%), les superficies des RVR sur chaque classe suit la même tendance. Ainsi, les superficies des RVR sur roches plastiques enregistrent un taux de 24% contre 13% pour les roches massives.

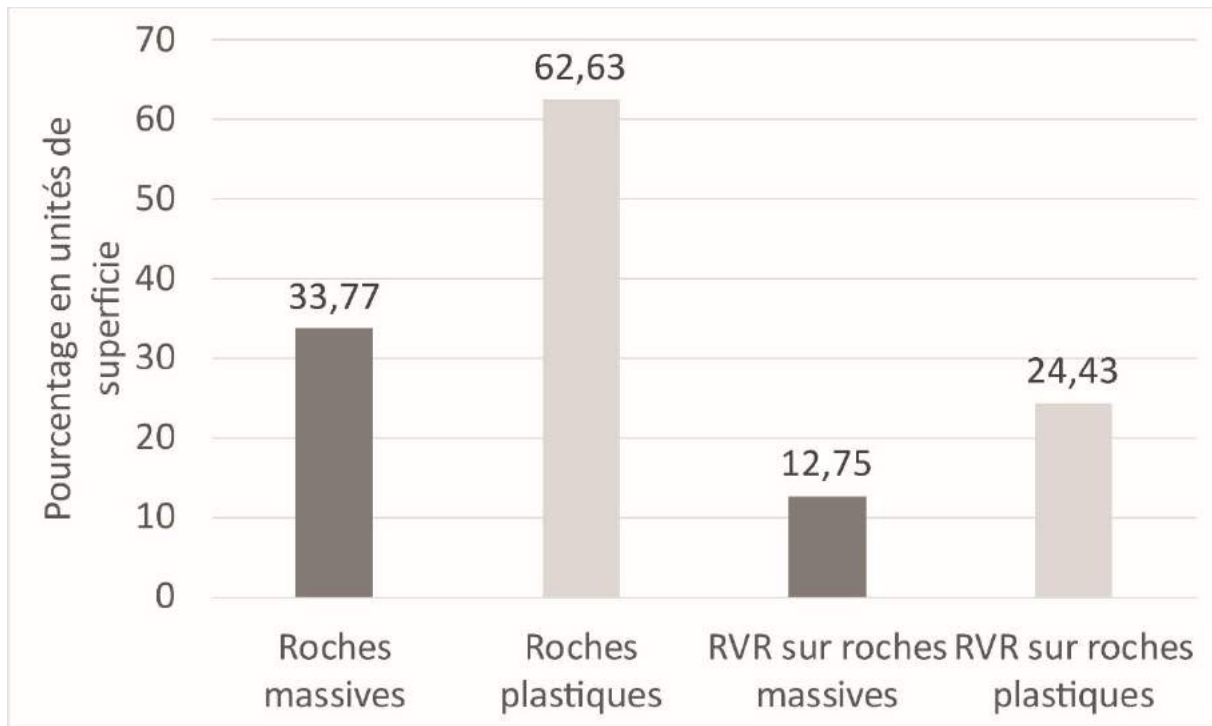


Figure 121 : Impact des RVR sur le massif du Beaufortin en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de « Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.

5.1.3.2.3 Les ophiolites métamorphisées

Tout au long de ce chapitre, nous avons pu voir que les roches métamorphiques étaient particulièrement affectées par les RVR de tous types. Les ophiolites non métamorphisées (basaltes, gabbro : cf. 5.1.2.3.2) sont des roches d'origine magmatique qui se trouvent être particulièrement impactées par les RVR. La question ici est de se demander si les ophiolites métamorphisées le sont également. Pour ce faire, nous comparerons la carte des massifs ophiolitiques des Alpes franco-italiennes (Lemoine et al., 2014) (Fig. 122A) avec la présence ou non de RVR.

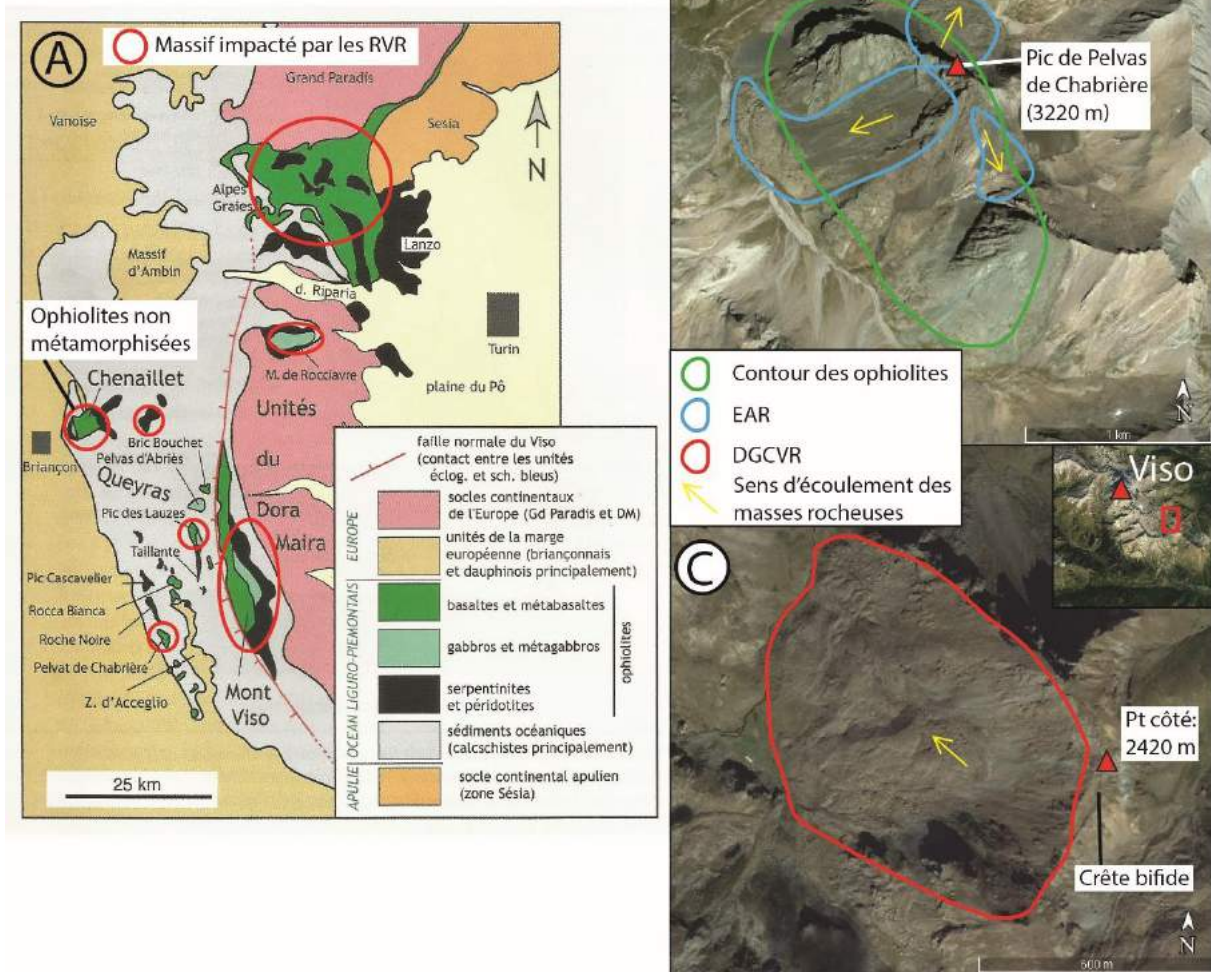


Figure 122 : Comparaison entre occurrence des RVR et localisation de massifs ophiolitiques. A : cartographie des massifs ophiolitiques, modifiée d'après Lemoine et al. (2014) ; B : EAR du pic de Pelvas de Chabrière (code : 16Cham, 17Cham et 18 Cham, p. 616-618 de l'Atlas) ; C : DGCVR dans le massif du Mont Viso (code : 127Qv, p. 1266 de l'Atlas).

Au regard de la comparaison, il s'avère que les roches ophiolitiques sont étroitement affectées par les phénomènes de type RVR. Lorsque les massifs ophiolitiques sont de grande dimension comme les massifs des Alpes grées et du Mont Viso, les RVR sont nombreuses et l'on peut observer de grands GR qui peuvent parfois se confondre avec des formes issues du domaine périglaciaire de type glacier rocheux (cf. 5.6.5 (Fig. 122C)). Lorsque les affleurements d'ophiolites sont minces (Pelvas d'Abriès, Bric Bouchet, Pic Cascavelier, Rocca Bianca, Roche Noire (Fig. 122A)), ils ont la particularité de former des sommets qui sont soumis à la production d'éboulis plutôt qu'à des instabilités de type RVR. Ces affleurements en position de crête reposent toutefois sur une couverture de schistes lustrés qui, eux, sont

largement soumis aux RVR. Néanmoins, parmi ces sommets, le Pic de Pelvat de Chabrière est entouré par 3 EAR (Fig. 122B) qui émiettent progressivement le sommet (code : 16Cham, 17Cham et 18 Cham, p. 616-618 de l'Atlas).

Nous avons vu précédemment que les RVR sur serpentines enregistraient une superficie de 24% de la totalité de la superficie de ce type de roche en ce qui concerne les affleurements français. Cette valeur est sensiblement du même ordre que les valeurs trouvées pour les roches schisteuses (21%). Au regard de ce résultat et avec le complément de la comparaison avec les roches ophiolitiques, nous pouvons conclure que celles-ci sont des familles de roches très fortement susceptibles aux instabilités de type RVR.

5.1.3.2.4 Comparaisons entre les massifs étudiés

Les enseignements sont nombreux en comparant les deux massifs qui viennent d'être étudiés. On peut confirmer ici que les roches chimiques et biochimiques et particulièrement les calcaires ne sont pas des roches dont la susceptibilité aux RVR est grande. Localement, on peut observer un ratio important pour les dolomies, ce qui est le cas pour le massif du Queyras. Comme nous l'avons déjà évoqué, la susceptibilité des RVR aux roches sédimentaires détritiques est grande, et cela se confirme pour ces deux massifs. En effet, même sur des superficies relativement faibles d'arkoses, grès et conglomérats et de flysch, on peut observer de nombreuses RVR et parfois de grande taille. Enfin, les roches métamorphiques montrent le même résultat que les autres massifs, celui de la très forte susceptibilité aux RVR pour les roches schisteuses et plus particulièrement pour les ophiolites métamorphisées.

5.1.4 Potentiel gravitationnel de rupture pour chaque type d'affleurement rocheux

Comme nous l'avons à plusieurs fois évoqué (rareté des RVR à basse altitude en situation de piémont, par exemple), il semble que l'altitude des affleurements détermine en partie l'apparition de RVR. On a pu voir par exemple, dans le massif des Ecrins, que les affleurements composés de roches schisteuses n'étaient pas particulièrement susceptibles

aux RVR car ceux-ci se situaient dans les vallées et n'offraient de ce fait, pas, ou peu, de potentiel gravitationnel propice à la rupture et donc à l'apparition de RVR.

La question est donc ici de regarder les distributions d'altitude de chaque lithologie afin de déterminer si la relative absence de RVR dans une lithologie donnée ne pourrait pas en partie s'expliquer par la faible altitude des affleurements rocheux. La méthode employée consiste à extraire les valeurs altitudinales de chaque pixel du MNT en fonction des différents affleurements lithologiques de la base de données numérique du BRGM (Fig. 123). Ainsi, nous pourrions avoir l'ensemble des altitudes pour chaque catégorie d'affleurements lithologiques. Ce croisement cartographique entre fréquence des altitudes et emprise géologique d'un affleurement permet de faire surgir des tendances statistiques et ainsi d'estimer le potentiel gravitationnel moyen pour chaque type d'affleurement (Fig. 123). Pour plus de clarté, nous avons divisé les résultats en deux graphiques sur la base d'un seuillage : les affleurements dont les modes statistiques (pic de fréquence) correspondent à une population de pixels supérieure et inférieure à 50 000, respectivement.

Pour les affleurements qui ne couvrent que de modestes superficies et dont les modes sont donc inférieurs à 50 000 pixels, les résultats montrent des tendances similaires (Fig. 123A). En effet, pour les andésites et diorites, les basaltes et gabbros, les brèches et poudingues, les dolomies, les grauwackes, les gypses et cargneules, les marbres, les méta-magmatiques, les migmatites, les quartzites et enfin les serpentines, la fenêtre d'occurrence se situe entre 1200 et 3000 mètres d'altitude. Néanmoins, les pics de présence varient quelque peu en fonction des lithologies. Par exemple, les grauwackes se situent davantage à des altitudes autour de 1700 m alors que les migmatites se localisent à des altitudes beaucoup plus élevées (mode à 2500 m). En ce qui concerne les RVR, et en fonction des résultats déjà énoncés précédemment, on voit que ce n'est pas parce que les modes des distributions statistiques se trouvent à des altitudes optimales pour l'apparition d'instabilités profondes que des RVR se produisent. Ainsi, par exemple, les dolomies ont un mode à 2500 m (altitude favorable aux RVR) alors que ce n'est pas une roche particulièrement susceptible aux instabilités de type RVR. Au contraire, avec deux modes à 1500 et 1900 m, les basaltes et les gabbros, quant à eux, font preuve d'une grande susceptibilité aux RVR. L'enseignement que l'on peut tirer de ces résultats est que, malgré un fort potentiel gravitationnel des lithologies présentées ici, certaines répondent plus favorablement aux instabilités de type RVR comme les basaltes, les gabbros et les serpentines.

Pour les affleurements dont les couvertures sont les plus répandues (mode supérieur à 50 000 pixels) (Fig. 123B), les résultats montrent de réelles différences entre les lithologies et deviennent les plus intéressants. Si les roches schisteuses, les roches gneissiques, les flyschs et les granites, rhyolites ont des modes à 2200-2300 m, altitude favorable à l'apparition des RVR, ces lithologies ne répondent pas de la même façon aux instabilités. Ainsi, le potentiel gravitationnel semble davantage fonctionner avec les roches schisteuses (Fig. 124A) et les flysch qu'avec les roches gneissiques ; et encore moins avec les granites, rhyolites (Fig. 124B). Cela confirme que les roches plutoniques de type granitoïde ne sont pas des lithologies favorables aux instabilités profondes. Les argiles, marnes et calcaires enregistrent des modes à 800 m pour les argiles, et à 1300 m pour les marnes et les calcaires. Au vu des résultats déjà énoncés en ce qui concerne les RVR, le potentiel gravitationnel de ces lithologies ne semble pas suffisant pour les produire en grand nombre. Là où l'on aurait pensé que les épais affleurements de marnes devraient donner naissance à de nombreuses RVR, la rareté de ces dernières s'expliquerait en partie par la fenêtre altitudinale de localisation des affleurements (Fig. 124C), qui ne se situent pas à haute altitude mais plutôt sur les enveloppes externes des massifs : ainsi sur les marges occidentales du massif de Belledonne (vallée du Grésivaudan), où les marnes ne sont pas (ou très peu) affectées par des RVR mais plutôt par des glissements superficiels comme ceci est par endroits cartographié par Barféty et al. (2000) sur la carte géologique au 1/50 000^e de Domène. La seule lithologie qui présente une distribution bimodale des altitudes est la classe des arkoses, grès et conglomérats. Si le mode de 2400 m est conforme avec les résultats obtenus pour les roches schisteuses par exemple, celui à 600 m ne montre aucune corrélation avec la présence de RVR en raison d'un potentiel gravitationnel insuffisant (Fig. 124D). Cette classe lithologique résume parfaitement l'hypothèse qui consiste à affirmer que la production d'une RVR est multifactorielle, nécessitant au moins (i) une susceptibilité de la roche pour des raisons mécaniques (roches plastiques), mais aussi (ii) un potentiel gravitationnel minimum et, de manière sans doute plus facultative, (iii) une activation sismotectonique avec par exemple le massif de Belledonne.

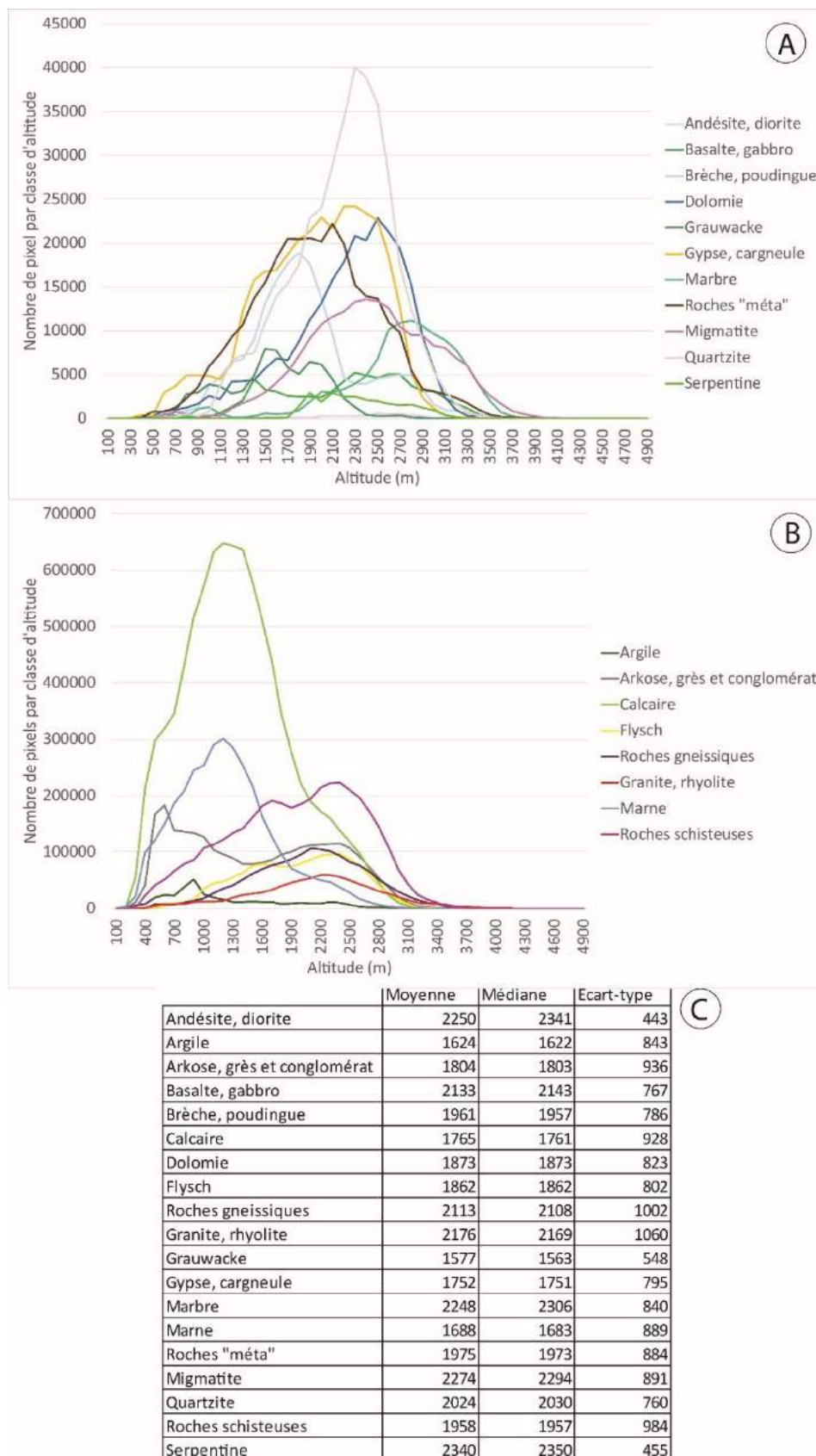


Figure 123 : Potentiel gravitationnel de chaque lithologie en fonction de la base de données du BRGM. A : distribution des lithologies dont le nombre de pixels est inférieurs à 50 000 ; B : distribution des lithologies dont le nombre de pixels est supérieurs à 50 000 ; C : moyenne, médiane et écart-type pour chaque lithologie.

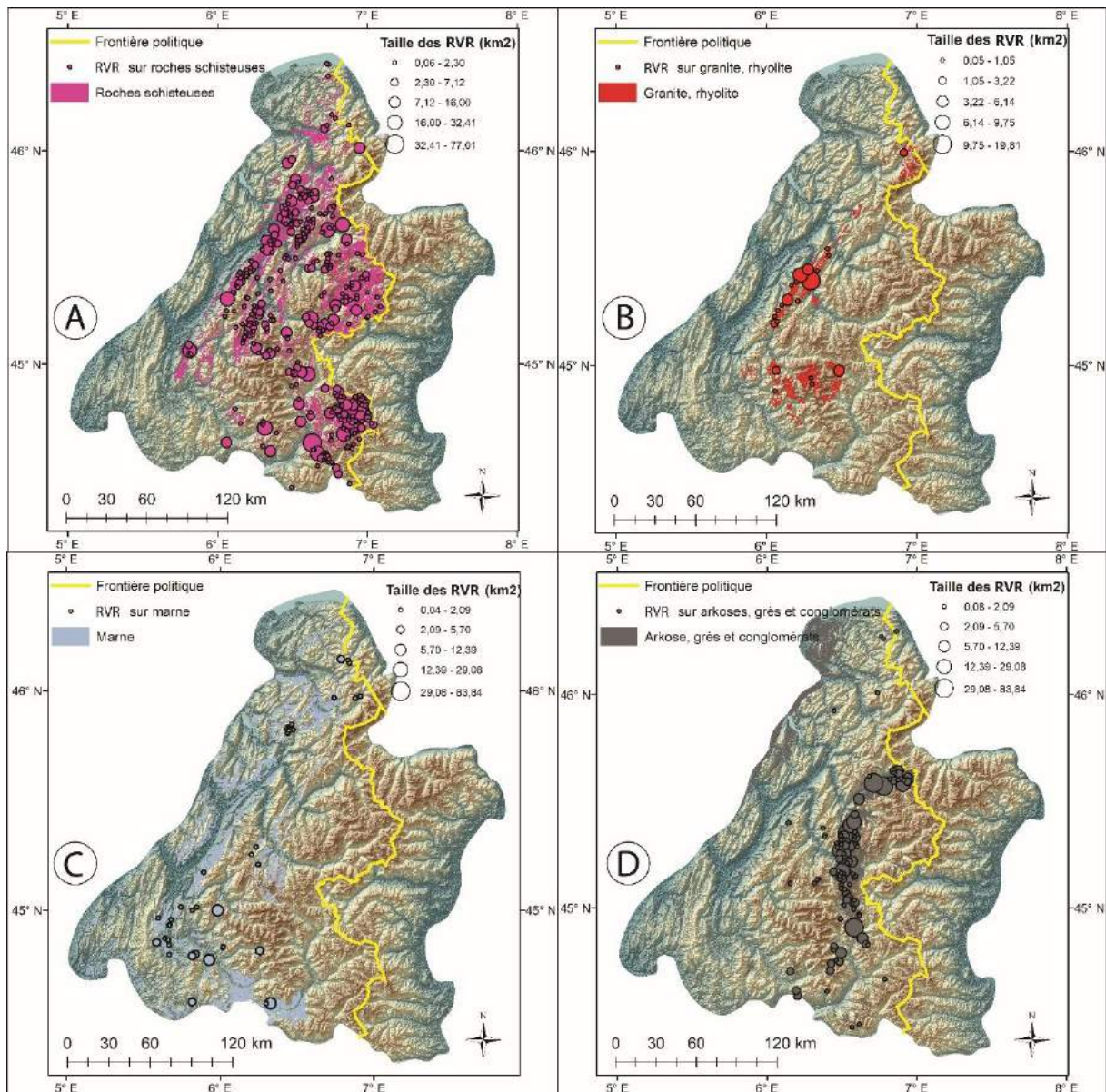


Figure 124 : Exemples de potentiel gravitationnel sur quatre lithologies montrant la présence ou non de RVR sur les affleurements. A : roches schisteuses ; B : granite, rhyolite ; C : marne ; D : arkoses, grès et conglomérats.

5.1.5 Les « points chauds » de RVR : des aires où tout s'écroule

Lors des investigations précédentes, nous avons vu que certains secteurs de massifs composés d'un certain type de roche avaient un grand nombre de RVR, et que celles-ci pouvaient couvrir de vaste étendue. Ceci est par exemple le cas pour les massifs du Queyras et du Beaufortin. On envisage de nommer « points chauds » ces massifs ou aires géographiques où l'ensemble des versants serait en déstabilisation. Nous essayerons

également de comprendre si une logique spatiale peut être appliquée à la répartition de ces points chauds.

5.1.5.1 Qu'appelle-t-on « point chaud » dans le contexte des RVR ?

Dans l'univers des sciences naturelles, un point chaud (*hotspot*) est une zone géographique de forte concentration (abondance ou fréquence) de certaines espèces (Noce et al., 2016) ou de certains aléas naturels (haute fréquence d'éruptions volcaniques, notamment). Ici, on nommera « points chauds » des zones où presque l'intégralité des versants semble en mouvement, et où donc il devient difficile de délimiter les RVR en unités cartographiques discrétisables. C'est le plus souvent au sein de ces zones que les densités de RVR discrétisables sont les plus élevées. En prenant strictement en compte le critère qui stipule que l'ensemble des versants sont touchés par les RVR, la tentation de prendre les zones à fortes densités de RVR sera ainsi écartée. Nous écartons ainsi les massifs où seul un des deux versants est en instabilité généralisée. Ceci est par exemple le cas pour la partie schisteuse de la vallée du Guil (Queyras français).

Dans la mesure où chaque versant n'a pas été systématiquement identifié comme une RVR, il a fallu opérer la mise place de plusieurs critères de reconnaissance et ainsi obtenir un certain nombre de signes morphologiques de mouvement. Malgré cela, la forte densité de RVR au sein de certains secteurs, comme celui de Albiez-Montrond, peut indiquer que ce n'est pas une partie du versant qui se trouve en déstabilisation mais bien le versant entier. Par exemple, Malatrait (1975) a travaillé à la cartographie géomorphologique des glissements à l'échelle de la carte géologique au 1/50 000^e de Saint-Jean de Maurienne et a pu déceler des sites où de multiples générations de glissements se superposaient, générant une grande complexité dans leurs interprétations (Fig. 125). Ces enchevêtrements de générations de glissements sont selon nous typique de zones de « points chauds ».

L'identification des RVR peut parfois être difficile par imagerie satellite : on sait notamment, grâce à des études menées ailleurs, que certaines RVR demeurent indétectables sur images satellites mais sont bien reconnaissables sur le terrain (Jarman et al., 2014). Afin de vérifier cette présomption, déduite de l'analyse d'images, de points chauds où apparemment « tout s'écroule », et de se confronter à ces formes en partie indétectable par imagerie, il a été décidé de réaliser une campagne de terrain au sein de

certaines secteurs. On suppose ici que les interprétations faites sur les formes observées dans les secteurs non explorés sur le terrain sont similaires aux secteurs parcourus dans la mesure où les formes sont de même taille et qu'elles présentent des ressemblances sur imagerie satellite.

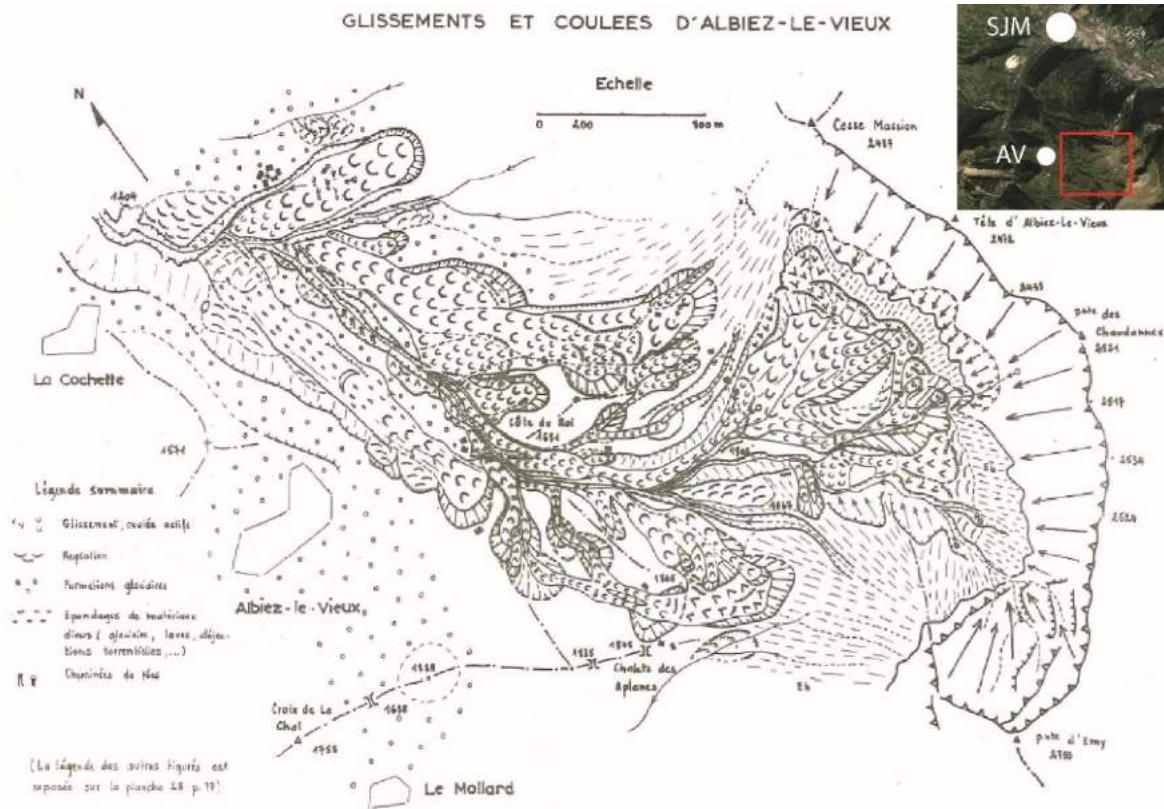


Figure 125 : Glissements et coulées d'Abiez-le-Vieux dans la commune d'Abiez-Montrond. SJM : Saint-Jean de Maurienne ; AV : Abiez-le-Vieux. Schéma tiré de Malatrait (1975).

5.1.5.2 Critères morphologiques pour l'identification des points chauds

Il est nécessaire, avant de montrer les points chauds que l'on a identifiés dans le terrain d'étude, d'évoquer les critères dont nous nous sommes servis pour leur identification et pour justifier la présomption d'instabilité générale :

- les phénomènes de ravinement : ils sont importants sur certains versants et sont un signe que la masse rocheuse serait plus vulnérable à ces processus de dégradation hydrique que d'autres sites (Fig. 126A). La raison en serait double : l'affaiblissement interne des matériaux de la masse déformée / déplacée (décohésion), et

l'opportunité pour les ravinements d'exploiter des zones de discontinuité mécanique (bordure des surfaces de glissement, par exemple) et/ou hydrologique. Ceci peut contribuer à la déstabilisation générale en augmentant la pente au niveau des niches d'arrachement.

- les bourrelets de glissements : nombreux et commun sur l'ensemble des versants (Fig. 126B). Ces bourrelets de glissement sont essentiellement visibles grâce aux effets morphologiques du ruissellement superficiel qui serpentent entre les bourrelets. Il est également possible de les identifier sur imagerie satellitale avec les chemins carrossables qui épousent les déformations du versant, mais ce n'est que sur le terrain, surtout dans des conditions d'éclairage adaptées, qu'il devient possible de confirmer cette hypothèse.
- bombement de l'aval du versant : ces formes sont courantes pour des GR mais également au sein de larges DGCVR car la masse glissée prend la forme, vue d'en haut, d'un arc de cercle et d'un bombement de l'aval du versant (Fig. 126A). Lorsque la RVR est de grande envergure, cela est facilement observable sur imagerie. Les diverses infrastructures humaines (routes notamment) mettent en relief cette forme. Ceci est notamment observable en figure 124A où on montre ce critère et où on peut observer une route qui épouse les formes du versant.
- l'association de multiples déformations sur la crête avec la présence de tous les critères énumérés et ce, des deux côtés de la crête, permet de dire avec certitude que les versants sont en instabilités généralisées (Fig. 126B).

5.1.5.3 Identification des « points chauds » à l'échelle régionale

Au total, nous avons identifié 9 points chauds répondant à cette série de critères (Fig. 127). Les secteurs mentionnés sont de tailles différentes et occupent soit des superficies couvrant plusieurs vallées conjointes, soit l'équivalent de petits massifs au sein d'un plus grand (au sens de massifs étudiés dans le cadre de cette thèse). C'est pourquoi il a été décidé de hiérarchiser les 9 points chauds selon la taille des versants impactés. Une

explication de la logique spatiale des contours des points chauds sera abordée après leurs identifications.

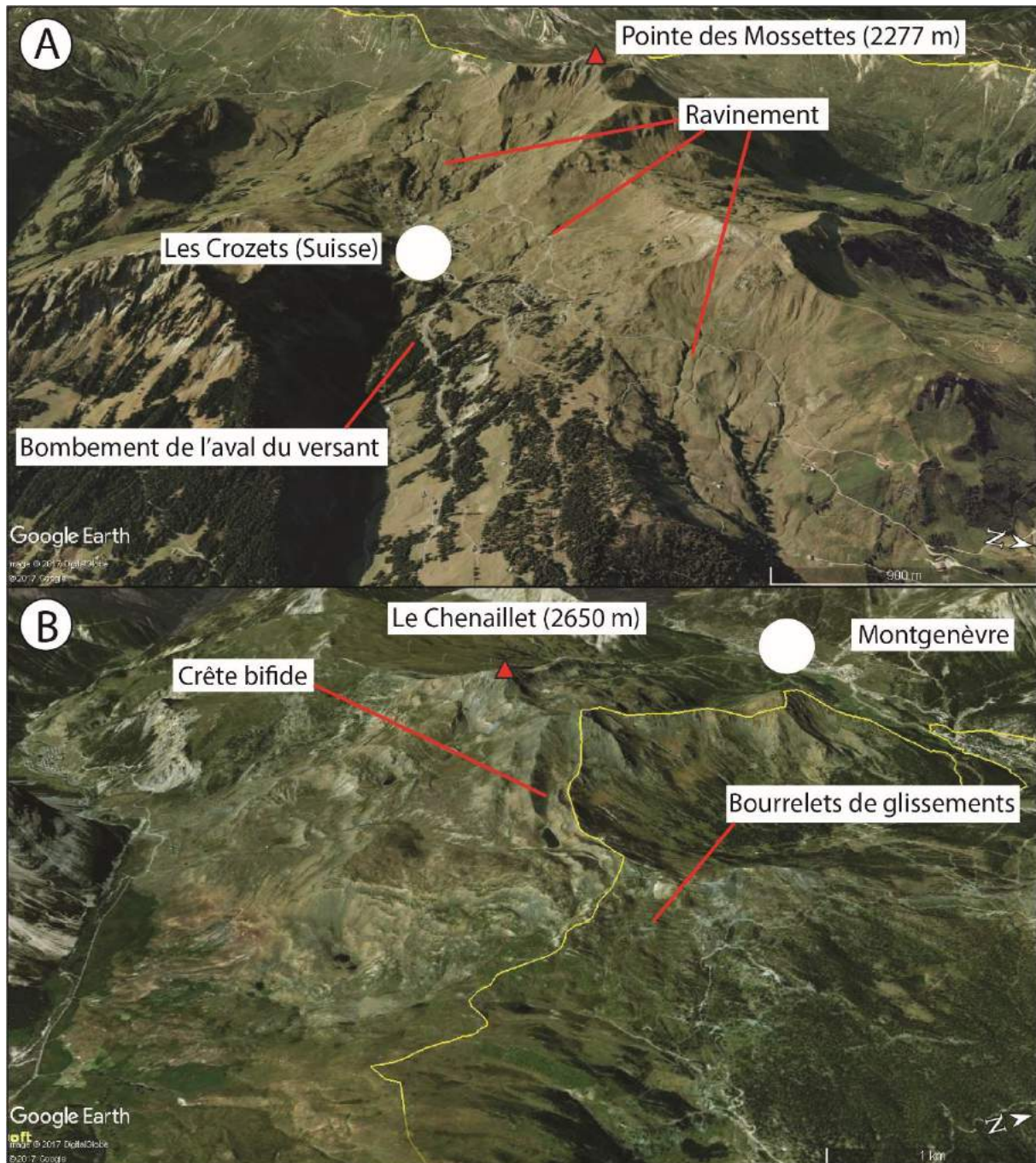


Figure 126 : Critères d'identifications pour la localisation des points chauds. A : exemple du point chaud de Monthey (Suisse) montrant de nombreux ravinements et un bombement de l'aval du versant ; B : exemple du massif du Chenaillet et ses nombreuses déformations des deux côtés de la crête.

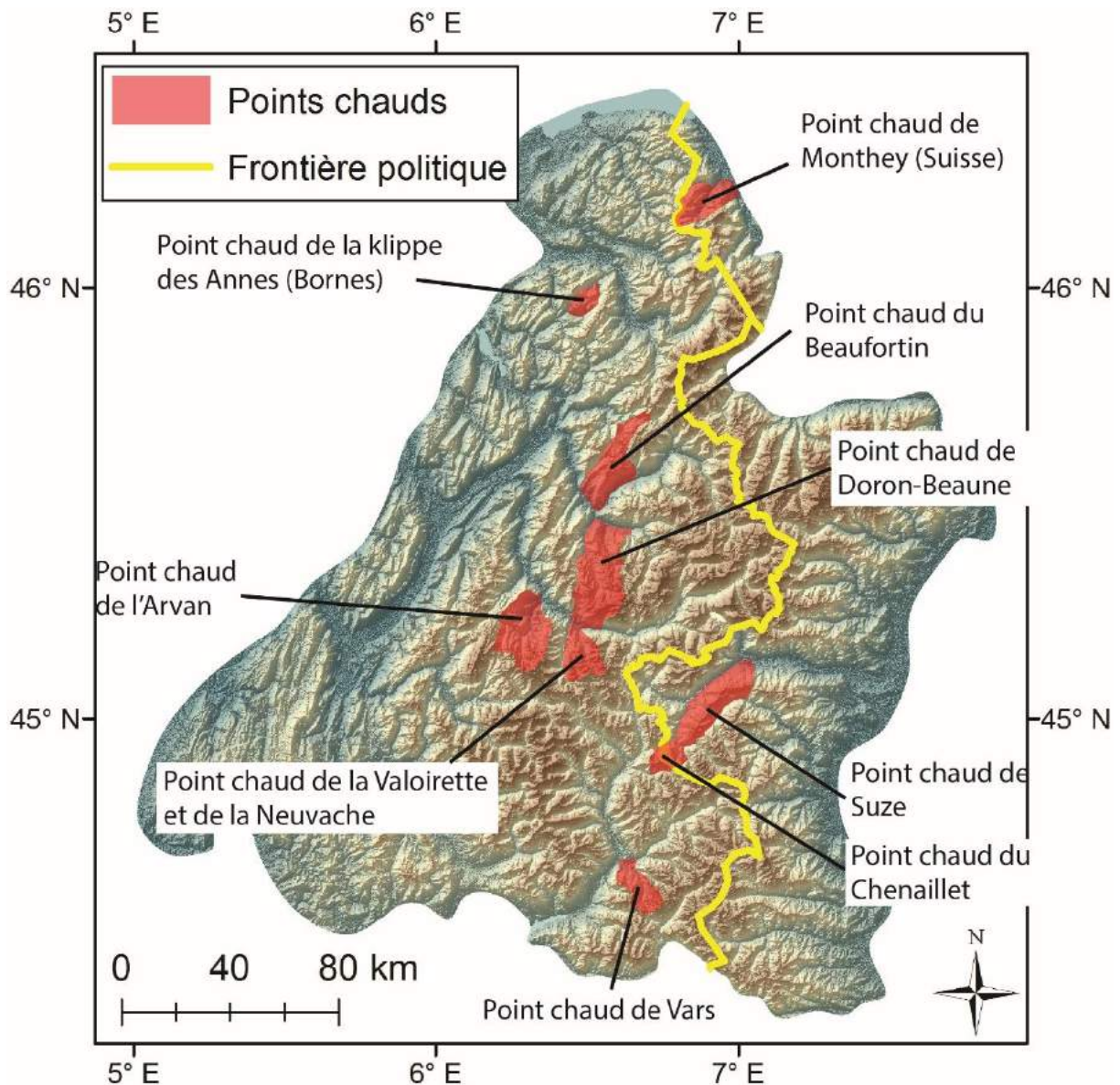


Figure 127 : Identification des 9 points chauds au sein du terrain d'étude.

Nous analyserons les points chauds de plusieurs manières, selon les données disponibles. Tout d'abord, les points chauds seront comparés avec la carte géologique simplifiée au 1/250 000^e (Gidon, 1977) (Annexe 1) afin d'avoir une vue d'ensemble et de déterminer quelle lithologie est impactée par ces « points chauds ». Dans un deuxième temps, lorsque les points chauds seront localisés en France, ils seront comparés avec la base de données du BRGM.

5.1.5.4 Analyse par « points chauds »

5.1.5.4.1 Point chaud de Monthey

Le point chaud de Monthey se localise en Suisse entre les massifs du Chablais et des Aiguilles Rouges. Il concerne plus précisément les vallées de Champéry et de Morgins (Fig. 128A).

Ce secteur contient 6 GR et 4 DGCVR (Fig. 128A) dont la plupart ont déjà été cartographiés par Pedrazzini et al. (2015). La lithologie en place est composée en grande majorité de flysch issu de deux unités tectoniques : nappe de Morclès et de la Tour d'Anzeinde. Ce point chaud se restreint aux zones de flysch et exclut les zones de calcaires et de schistes que compose l'arête rocheuse des Dents du Midi (3257 m) (Fig. 128B).

Ce secteur correspond à une zone de point chaud car il est difficile d'établir avec certitude les contours des RVR. Tout d'abord, Plancherel et al. (1998) montrent de nombreux glissements sur l'ensemble des versants mais il s'avère que ceux-ci sont peu visibles par imagerie satellitale. Néanmoins, plusieurs indices morphologiques présentent des signes d'instabilité générale, et en particulier sur les versants en amont de Champéry, à proximité de la frontière avec la France.

Sur ces versants, on peut observer de multiples ravinements qui masquent la bonne identification des contours des RVR (Fig. 126, cf. 5.1.5.2) mais également plusieurs secteurs de bombement de l'aval du versant qui montrent que les versants sont en instabilité. Il est difficile d'établir avec certitude les contours précis des RVR et il semble que ces versants soient soumis à une instabilité généralisée qui modèle les versants de ce secteur.

Néanmoins, les deux DGCVR au plus près de la vallée du Haut-Rhône et en amont de Monthey (Fig. 128A) montrent des contours plus lisibles par imagerie satellite, et pourraient indiquer que les flysch de la nappe de Morclès seraient moins affectés par les « points chauds » de RVR malgré la présence de multiples ravinements qui masquent les potentiels glissements.

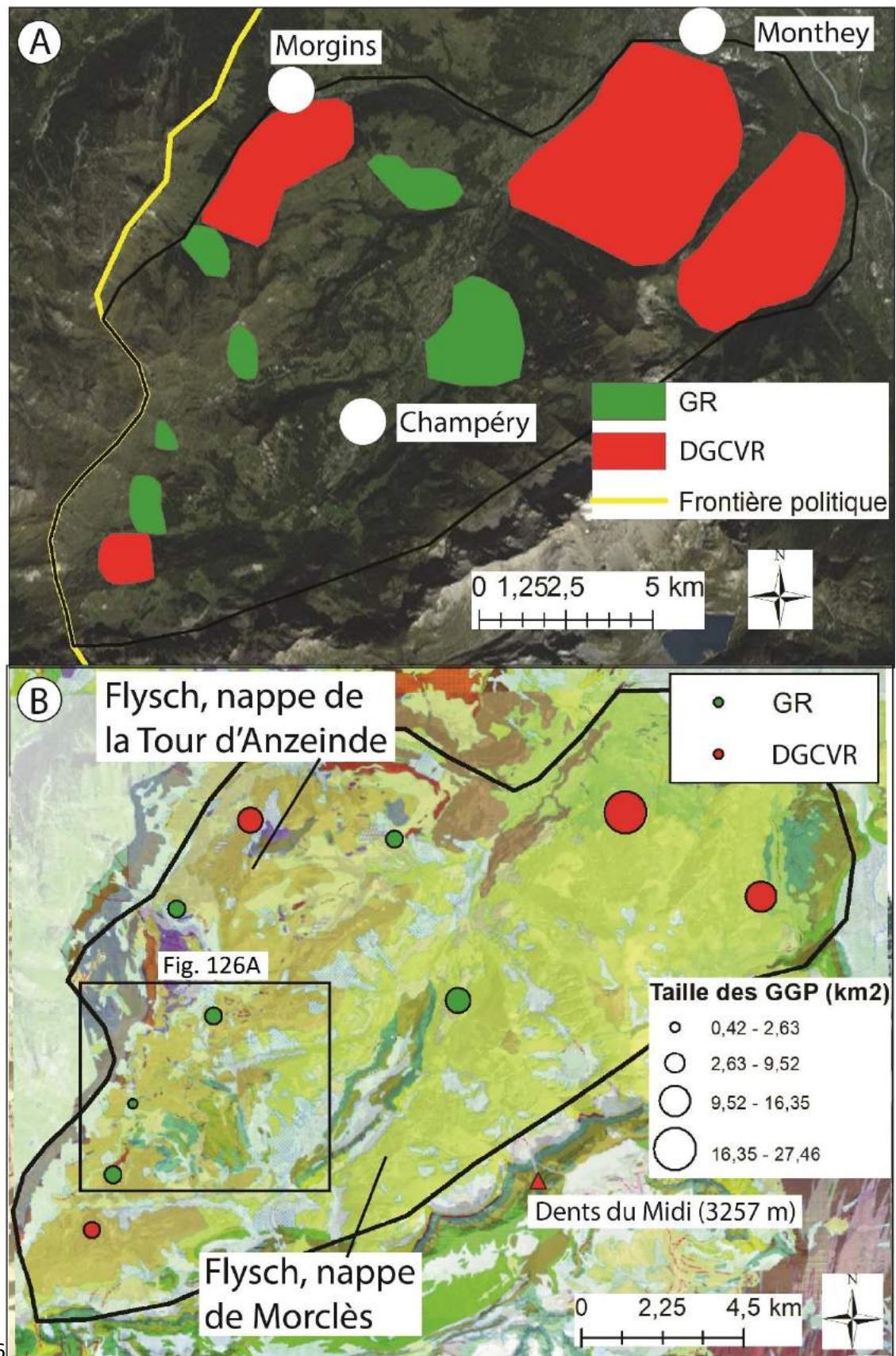


Figure 128 : RVR et lithologie au sein du point chaud de Monthey. A : RVR et localisation ; B : Lithologie composée de flysch. Le fond cartographique de la lithologie est tiré du Géoportail Suisse (<https://map.geo.admin.ch>).

5.1.5.4.2 Point chaud de la klippe des Annes

Ce point chaud se situe en France dans le massif des Bornes (Fig. 129) et correspond à une klippe, matériel sub-briançonnais charrié au sein du synclinal de Thônes (Pairis et al., 1992). On s'attend a priori à ce qu'une klippe coiffant un massif topographique présente un niveau élevé d'instabilité gravitationnelle, phénomène déjà observé dans les Carpathes méridionales dans le massif de Godeanu, par exemple (Blondeau et al., 2016).

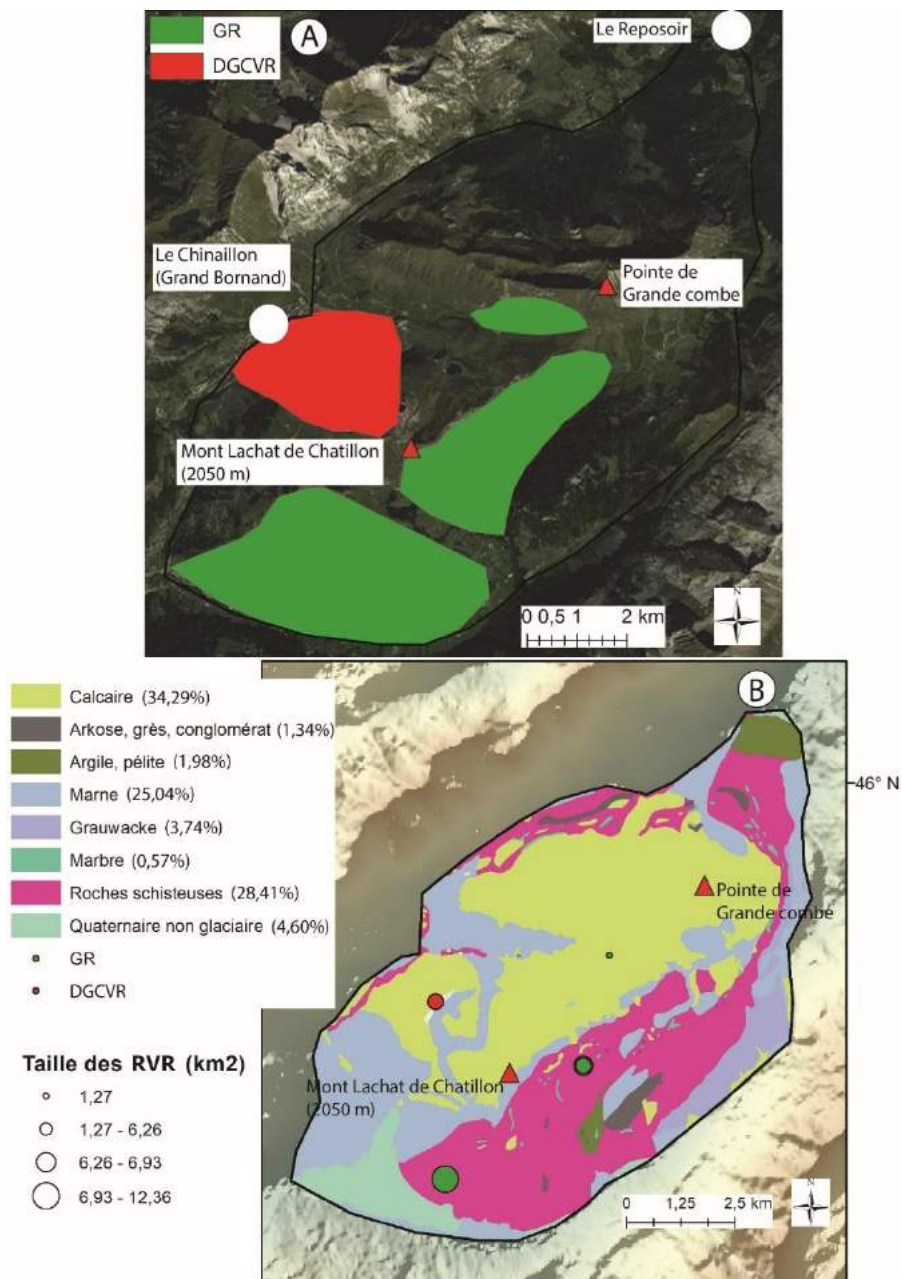


Figure 129 : RVR et lithologie au sein du point chaud de la klippe des Annes. A : localisation des RVR ; B : lithologie composée en grande majorité de calcaires, de marnes et de roches schisteuses.

Cette klippe est constituée essentiellement de schistes, de calcaires argileux et de marnes (Pairis et al., 1992). Les schistes représentent 28% de la totalité de la superficie de la klippe, les calcaires 34% et les marnes 25% (Fig. 129B). Un total de 4 RVR individualisables, dont 1 DGCVR et 3 GR, ont été identifiés par imagerie satellite sur cette klippe (Fig. 129A). La DGCVR est connue pour être un paquet tassé où le sommet du Mont Lachat de Chatillon (2050 m) s'est ouvert en deux (Debelmas, 1979) (code : 3Bo, p. 522 de l'Atlas). Deux RVR se localisent sur les calcaires et deux sur les schistes. Les superficies des RVR impactant les roches schisteuses représentent 72% de la totalité des superficies de cette roche et les RVR installées sur des calcaires représentent, quant à elles, 24,5% de la totalité des superficies de cette roche (Fig. 130).

Les RVR ont été identifiées par imagerie satellite seulement sur les versants du Mont Lachat de Chatillon et sur la face sud de la Pointe de Grande Combe, mais plusieurs signes amènent à penser que c'est en réalité l'ensemble de ces versants qui est en instabilité. En effet, le secteur est occupé par de multiples ravinements et bourrelets de glissements (Fig. 131) qui peuvent laisser croire à une instabilité généralisée sur cette partie de klippe.

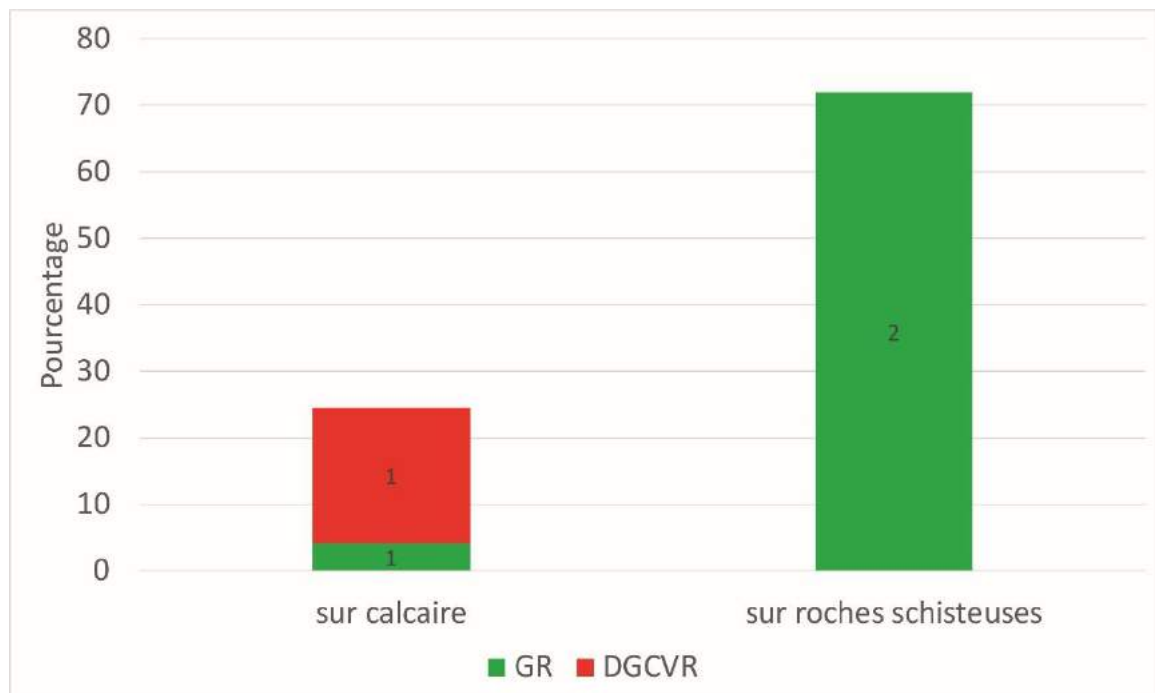


Figure 130 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans la klippe des Annes. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.

Le versant nord de la Pointe de la Grande Combe est plus difficile à juger car on peut observer de légères déformations (Fig. 132), mais la présence de plusieurs types de calcaires peut amener l'idée que ce ne sont que des contacts lithologiques et non des déformations issues de RVR. On peut par exemple identifier une large crête dédoublée sur la crête, partant vers le nord depuis la Pointe de la Grande Combe mais, selon nous, cette forme est davantage d'origine structurale que gravitaire et ne se trouverait pas être une RVR (cf. 3.2.4.2 pour un autre exemple dans les Bauges). Néanmoins, dans ce secteur, on peut observer des ravinelements et quelques cicatrices d'arrachement, qui sembleraient produire des petits éboulements et glissements mais pas d'une ampleur où l'on pourrait les identifier comme des RVR.

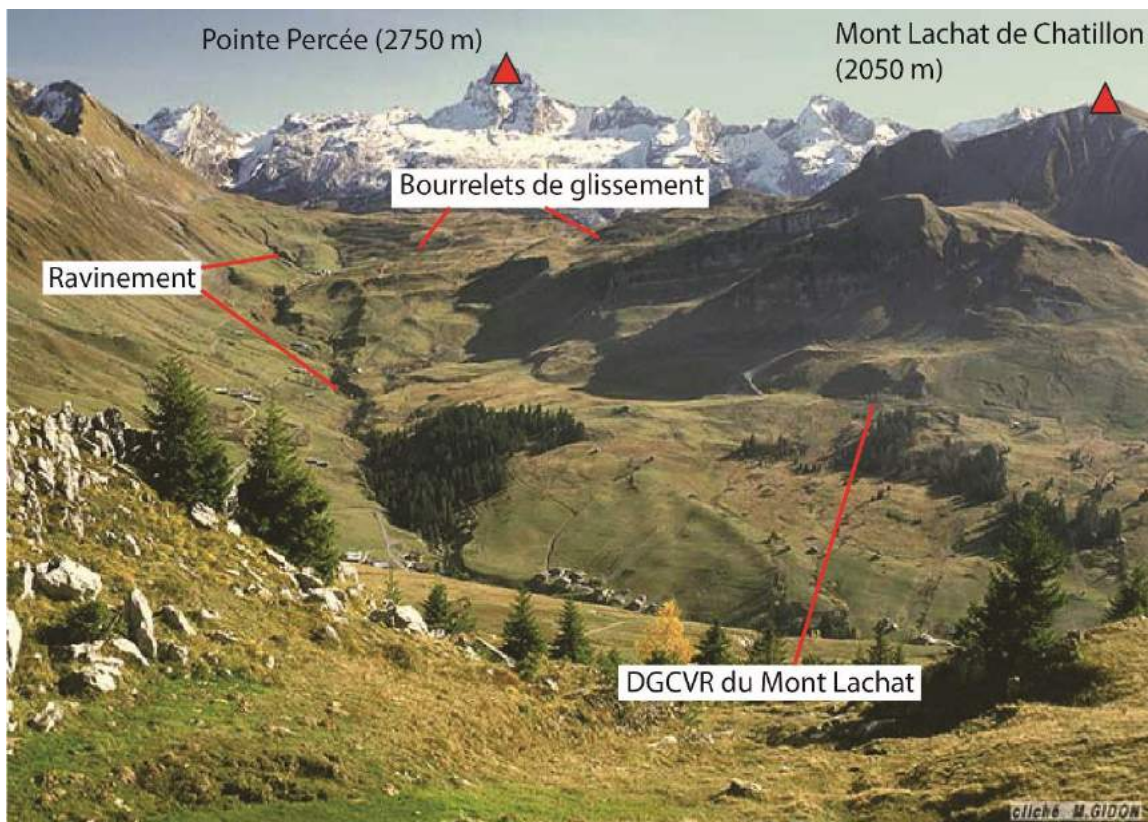


Figure 131 : Bourrelets de glissements et ravinelements dans le secteur du Mont Lachat de Chatillon (2050 m). Cliché extrait de Géol-Alp.com.

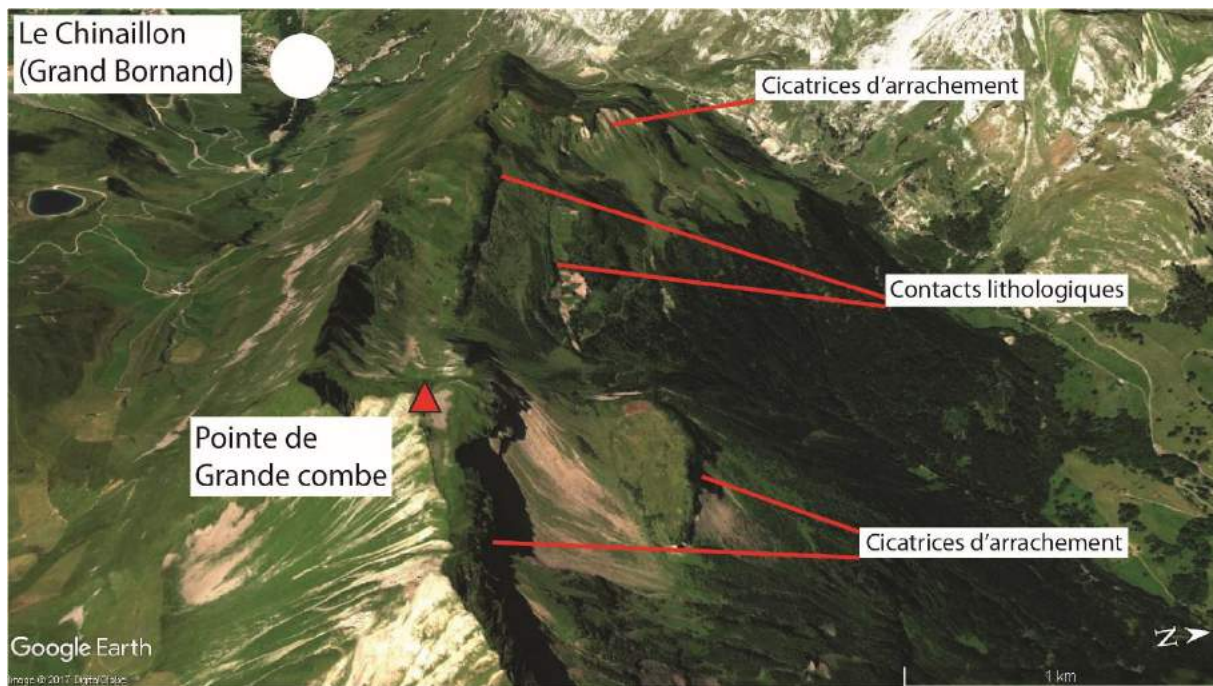


Figure 132 : Partie nord de la klippe des Annes avec la présence de cicatrices d'arrachement et de légères déformations issues de contacts lithologiques.

5.1.5.4.3 Point chaud du Chenaillet

Le point chaud du Chenaillet se situe à la frontière entre la France et l'Italie, au niveau de la ville de Montgenèvre (Fig. 133A). Le sommet du Chenaillet est connu pour être composé de laves en coussins non métamorphisées (phénomène d'obduction) et encore bien conservées aujourd'hui. De ce fait, les lithologies présentes sur ce massif sont en grande partie composée de basaltes et gabbros (Barféty et al., 1995) (Fig. 133B). La base de données du BRGM n'est disponible que pour la France, c'est pourquoi, étant donné que le point chaud se localise également en Italie, nous nous servons de la carte géologique au 1/50 000^e de (Barféty et al., 1995) pour étendre l'aire d'analyse.

Un total de 7 RVR individualisables est présent sur ce massif : 3 GR, 3 DGCVR et 1 DDV. Au vu de la disposition des RVR sur ce massif, il peut paraître que seuls deux secteurs sont concernés par les RVR : le secteur du versant sud du Chenaillet (Cossart, 2005) (Fig. 134) (code : 103Qv, 104Qv, p. 1242-1243 de l'Atlas), et les versants en amont de Cesana Torinese. Les RVR présentes sont effectivement grandes et impactent l'ensemble des versants. On peut également observer des bourrelets dans le sens de la pente qui peuvent ici être interprétés comme des bourrelets latéraux, caractéristiques des glissements-coulées.

Néanmoins, la partie nord du point chaud montre également des signes d'instabilité : surtout la présence de nombreux bourrelets de glissement et d'une masse glissée prenant une forme concave parallèlement au versant (Fig. 135).

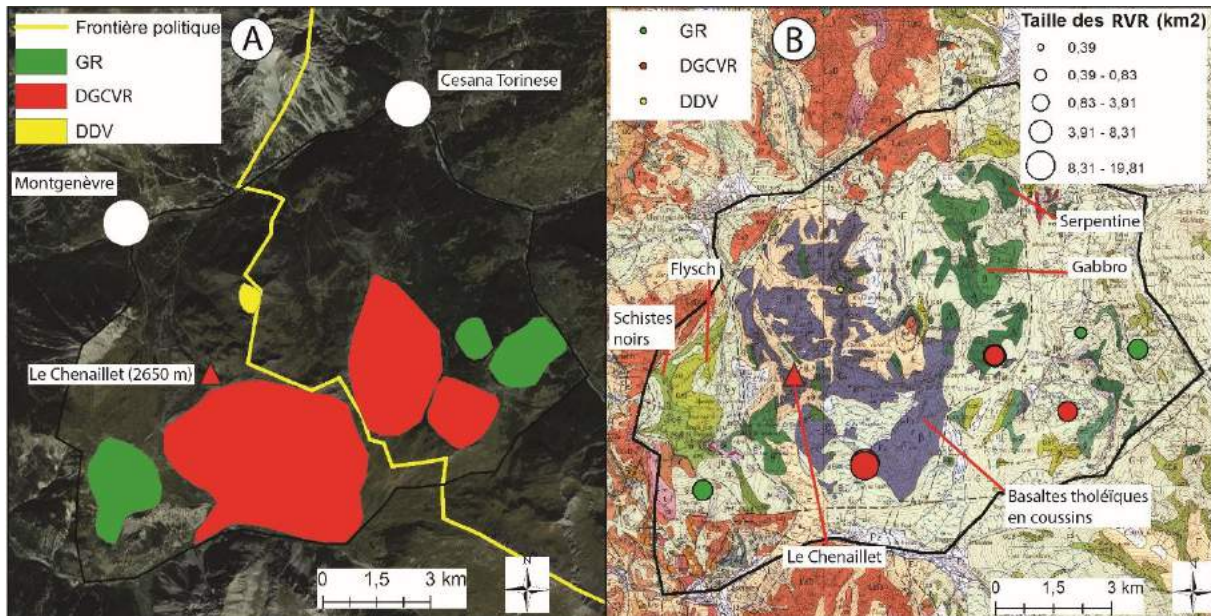


Figure 133 : RVR et lithologie au sein du point chaud du Chenaillet. A : RVR et localisation ; B : Lithologie composée en grande majorité de basaltes, de gabbros, de serpentinite et quelques affleurements de schistes noirs et de flysch (Source cartographique : Barféty et al., 1995).

Un secteur semble néanmoins moins touché par les phénomènes de type RVR : celui composé de flysch et de schistes (Fig. 133B). En effet, on peut observer une zone composée de roches dures non soumises aux instabilités et une zone où le ravinement s'associerait plutôt à des glissements superficiels (Fig. 135).

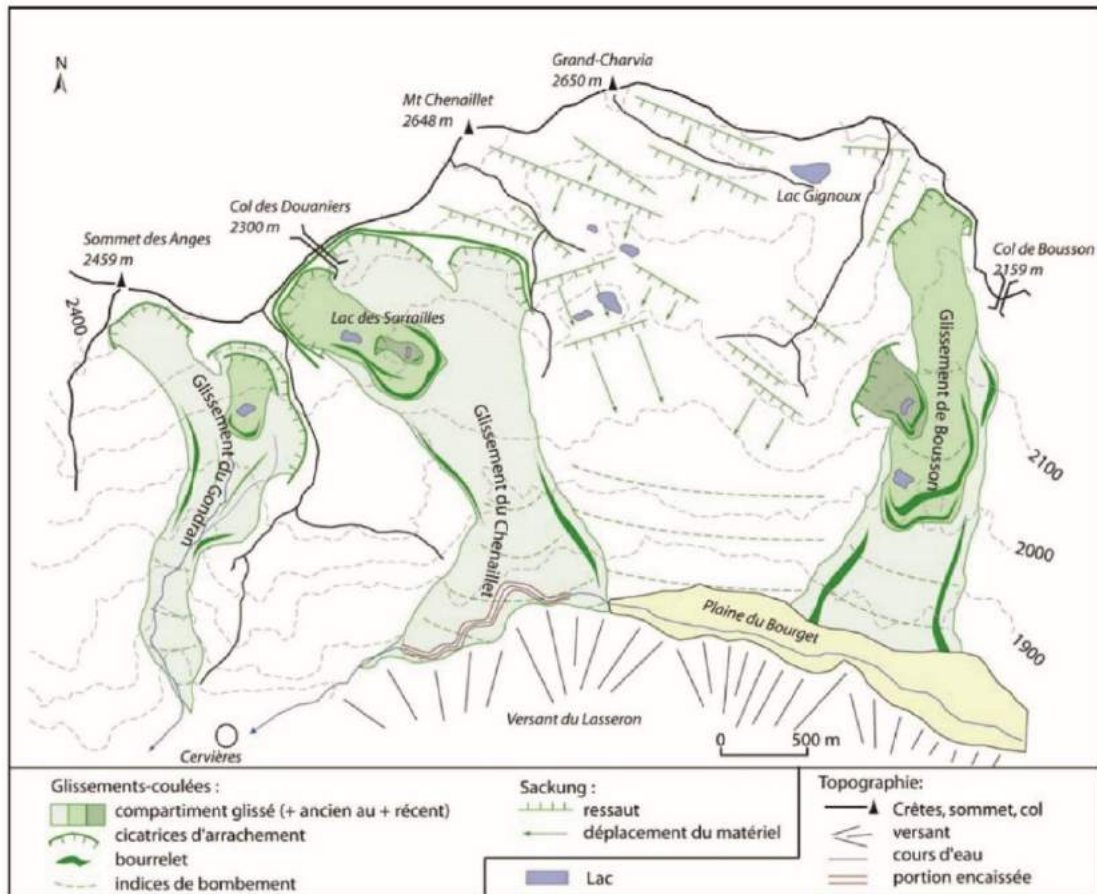


Figure 134 : RVR du sud du Chenaillet, composé de déformations et de coulées. D'après Cossart (2005).

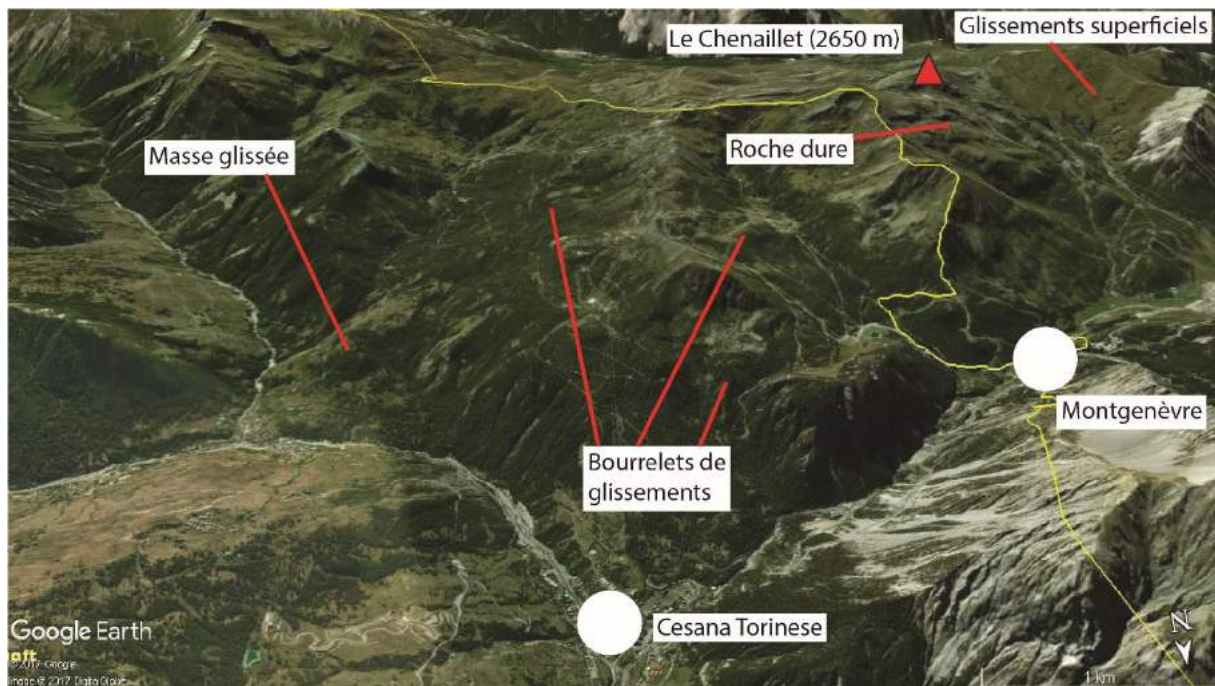


Figure 135 : Partie nord du point chaud du Chenaillet montrant de nombreux bourrelets de glissement et une masse glissée.

5.1.5.4.4 Point chaud du Beaufortin

Le point chaud du Beaufortin se localise au cœur du massif du même nom. Il s'étend du lac de Roselend et du Cormet de Roselend au nord jusqu'à Moûtiers au sud (Fig. 136A). En se basant strictement sur notre critère selon lequel un point chaud est composé de versants parmi lesquels il est difficile de délimiter les contours de RVR individuelles, le secteur cartographié en figure 136 délimite le point chaud. Ainsi, nous écartons les massifs de la Pierra Menta, du pic de la Combre Neuve, du Grand Mont (Fig. 136A) et du Mont Mirantin (au-dessus d'Albertville), car, si les densités y sont importantes et les RVR larges, les contours de celles-ci sont facilement lisibles dans le paysage et certains versants ne sont pas touchés par les RVR.

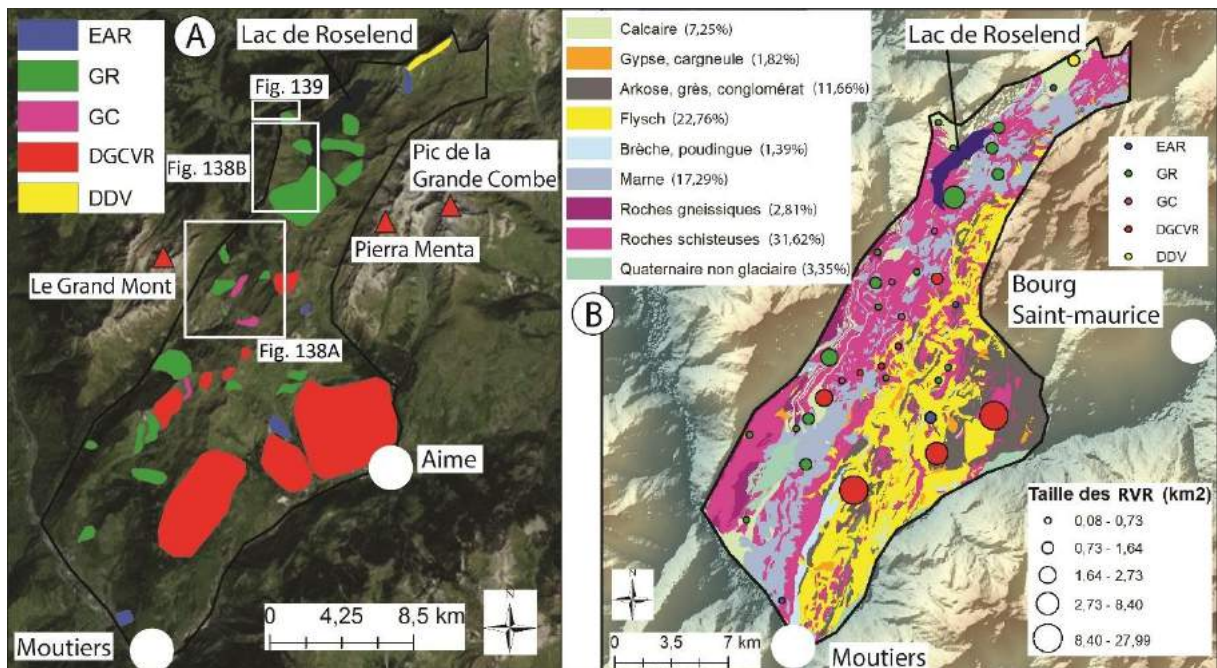


Figure 136 : RVR et lithologie au sein du point chaud du Beaufortin. A : RVR et localisation ; B : Lithologie composée en grande majorité de flysch et de schistes.

Un total de 36 RVR individualisables est présent au sein de ce point chaud : 4 sur calcaire, 6 sur flysch, 1 sur roches gneissiques et 25 sur roches schisteuses. Les superficies des RVR sur ce point chaud montrent des pourcentages d'occurrence par lithologie plus importante que lorsque l'on travaille à l'échelle du massif du Beaufortin dans son ensemble (cf. 5.1.3.3.2). En effet, que ce soit les flysch, les calcaires ou les roches schisteuses, les taux sont plus importants lorsque l'on regarde le point chaud que lorsque l'on examine le massif

entier. Ainsi, par exemple, les RVR sur flysch atteignent des superficies de l'ordre de 47% de la totalité des superficies de flysch sur le massif du Beaufortin (Fig. 120, cf. 5.1.3.3.2) alors que par rapport au point chaud, le taux s'élève à 69% (Fig. 137).

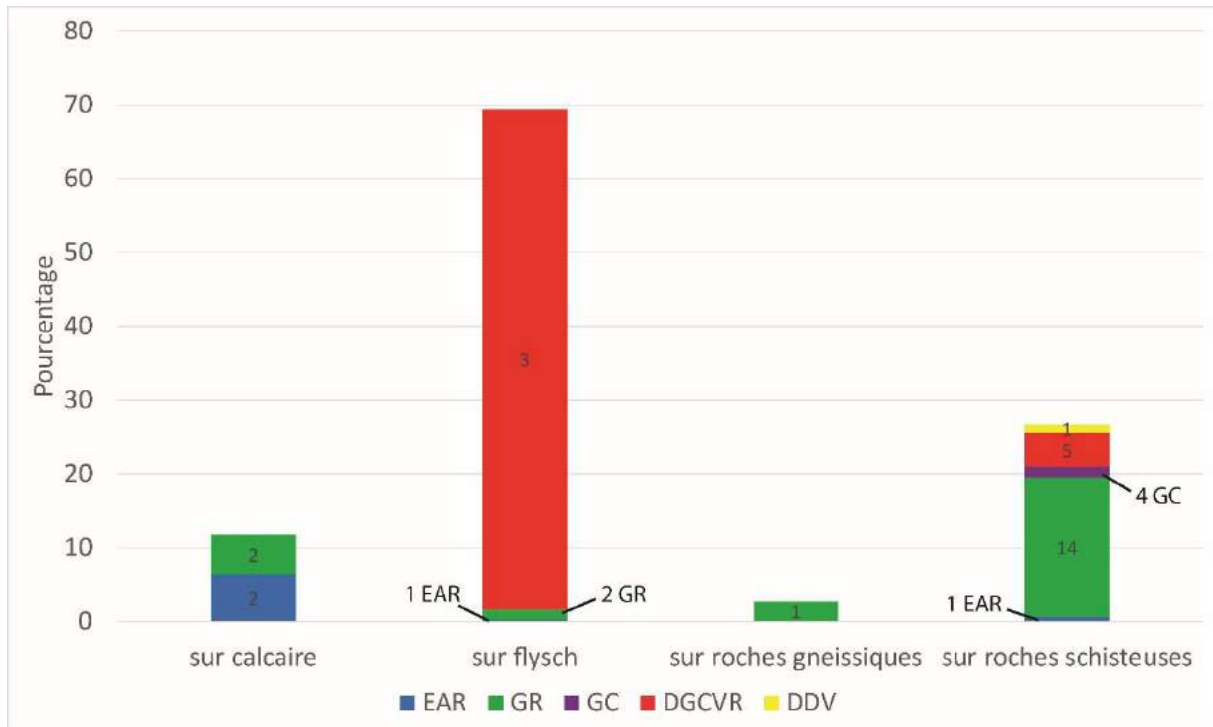


Figure 137 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le point chaud du Beaufortin. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.

Ces fortes valeurs pourraient suggérer que les RVR se produisent de manière plus forte dans ce secteur. Toutefois, selon notre théorie des points chauds, les contours des RVR sont difficilement observables dans le paysage et cela se confirme, aussi bien sur le terrain que par images satellites. En effet, il semble que, au regard des imageries satellites (Fig. 138A), les ravinements masquent très largement les contours des RVR. Ces zones, et plus particulièrement les zones schisteuses, sont très fortement soumises aux instabilités — comme l'ont cartographié Antoine et al. (1992). Les RVR se superposant les unes aux autres, les masses rocheuses déplacées sont imbriquées, avec des incisions par le ravinement qui perturbent la lisibilité de ces masses instables et qui brouillent les possibilités de délimitation de RVR individuelles. Lors de la prospection de terrain, ces contours se sont avérés tout aussi voilés par les nombreux bourrelets et ravinements (Fig. 138B), la lisibilité demeurant de ce fait limitée.

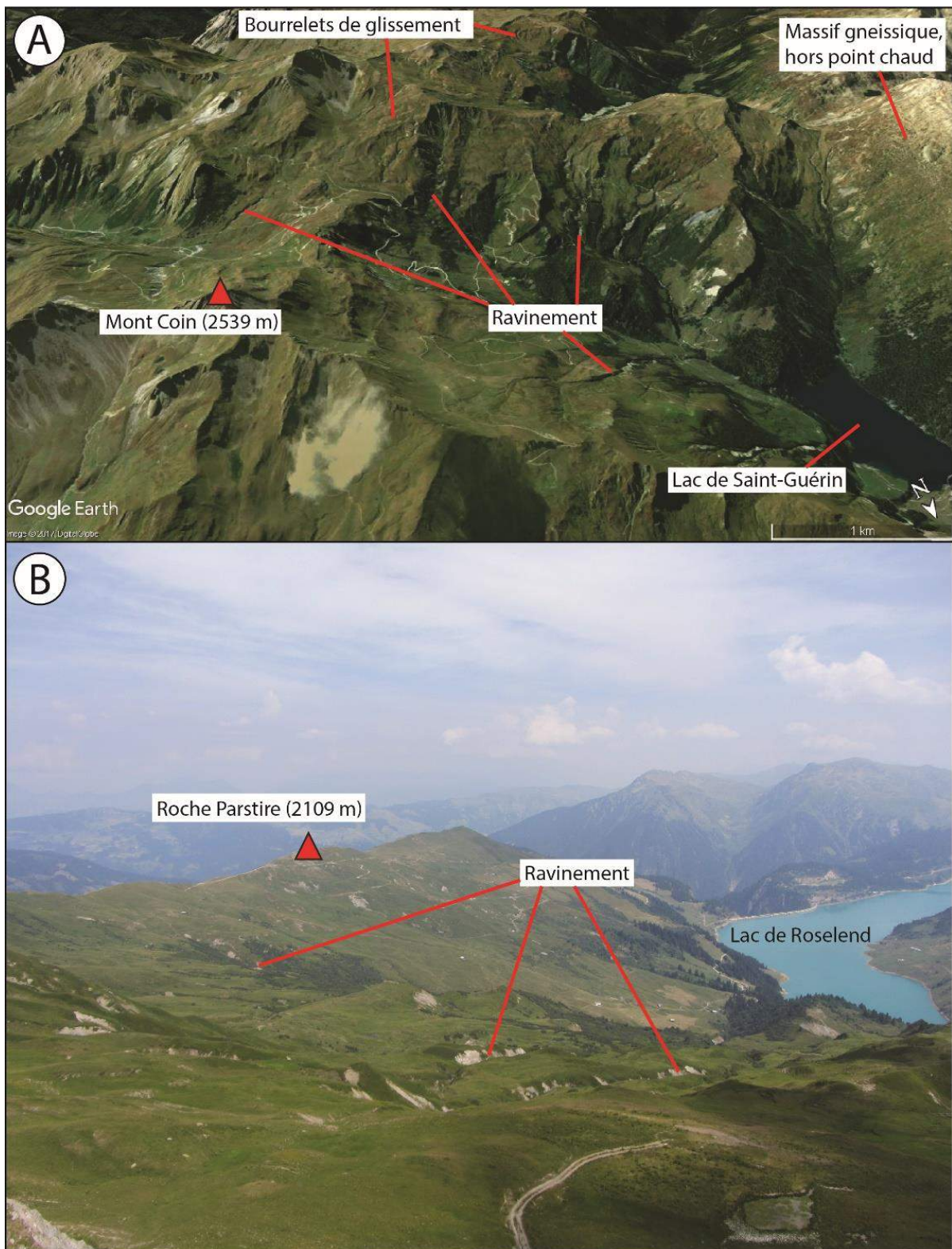


Figure 138 : Modelé caractéristique du point chaud du Beaufortin, composé de ravinements et de bourrelets de glissement. A : image satellite oblique de la zone du Mont Coin ; B : versant oriental de la Roches Parstire au-dessus du lac de Roselend.

Dans ce secteur, et pour confirmer à la fois la présence de déformations non détectables par imagerie mais également la forte présence de phénomènes de type RVR dans cette zone, nous avons pu observer une fissure, indétectable par imagerie. Au-dessus du col du Pré, une fracture est présente à proximité d'une paroi rocheuse qui semble active (Fig. 139). Cette déformation se localise sur un petit replat topographique qui peut également être en lien avec une instabilité sur la partie orientale de la crête principale. Néanmoins, la proximité de la paroi rocheuse (environ 3 mètres) fait plutôt penser à une fissure en lien avec « l'appel au vide » (potentiel gravitationnel).

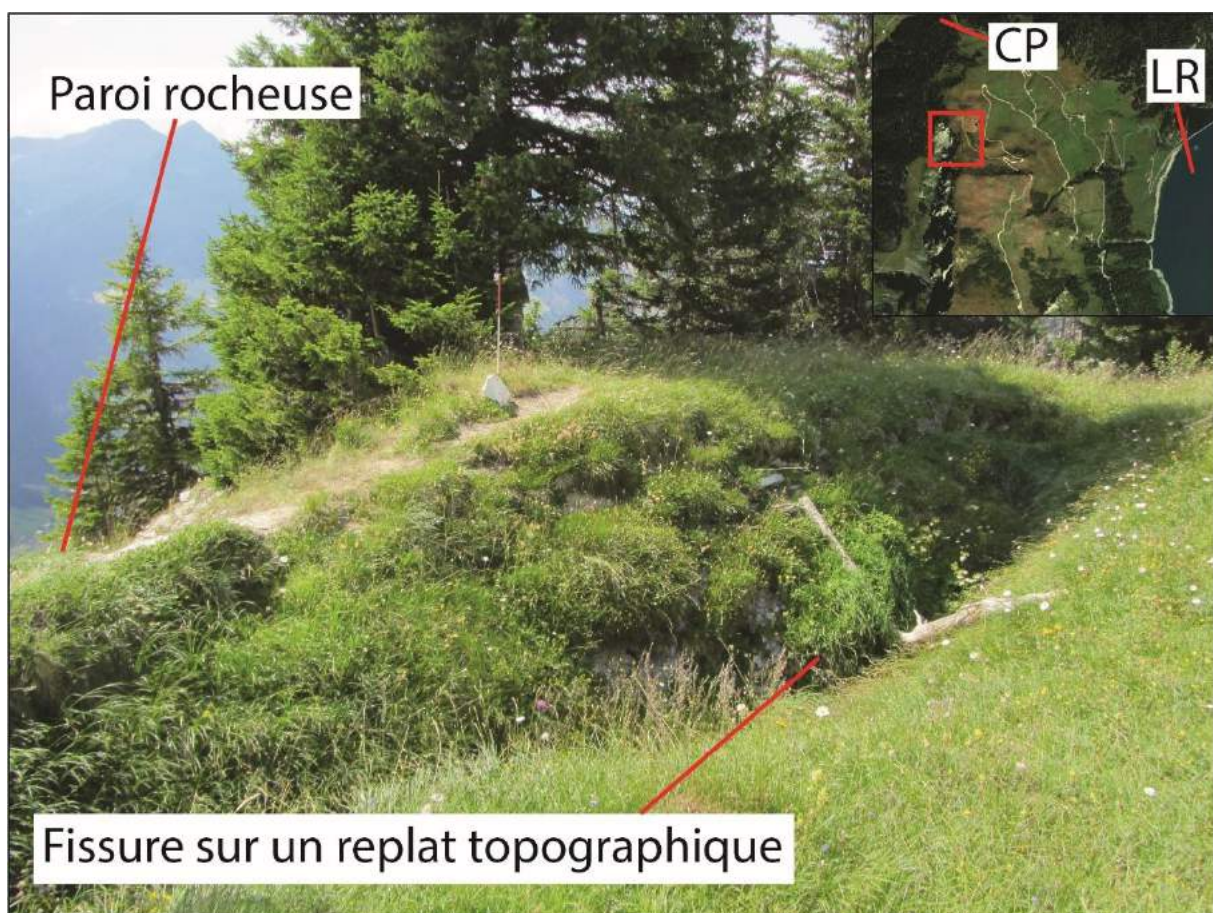


Figure 139 : Fissure, indétectable par imagerie, sur une crête au-dessus du col du Pré. CP : col du Pré ; LR : lac de Roselend.

5.1.5.4.5 Point chaud de l'Arvan

Le bassin versant de l'Arvan se localise dans la vallée de la Maurienne au-dessus de Saint-Jean de Maurienne, et entre le massif des Grandes Rousses à l'ouest et le sommet des

Aiguilles d'Arves à l'est (Fig. 140A). La lithologie dans ce secteur est dominée par les roches schisteuses (63% de l'ensemble de la superficie du bassin versant) (Fig. 140B). Les calcaires sont également présents (23% de l'ensemble de la superficie du bassin).

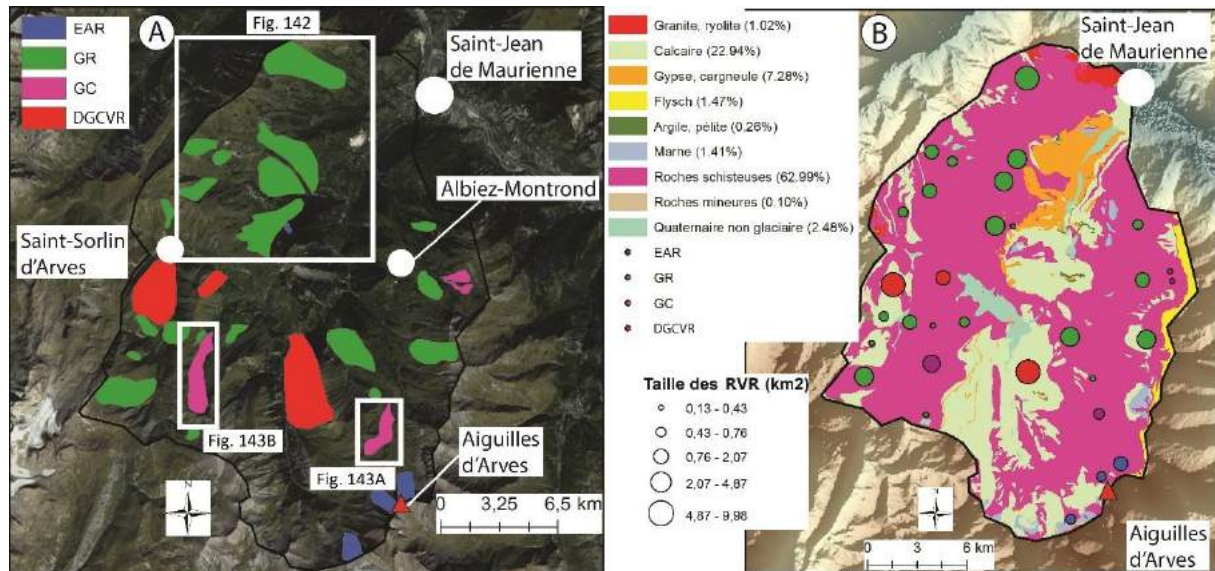


Figure 140 : RVR et lithologie au sein du point chaud de la vallée de l'Arvan. A : RVR et localisation ; B : lithologie composée en grande majorité de roches schisteuses et de calcaires.

Jusqu'à 31 RVR individualisables sont présentes dans ce bassin : 2 sur calcaire, 1 sur marne, 4 sur flysch et 24 sur roches schisteuses (Fig. 141). Il s'avère que les marnes et les flysch auraient le meilleur potentiel pour la production de RVR. Néanmoins, ce constat peut être nuancé car les RVR sur marne et sur flysch ne concernent qu'un seul site pour chaque lithologie. On peut noter que les flysch atteignent la valeur de 104%. Ce résultat est biaisé par le fait que les affleurements de cette lithologie ne concernent en réalité qu'une mince bande de crête, au nord et au sud-ouest des Aiguilles d'Arves, alors que le GR et les 3 EAR, dont la cicatrice se trouve dans les flysch, s'étend sur des affleurements composés de roches schisteuses et de calcaires. Avec cette valeur de 104%, cela traduit le fait ici que la superficie du GR et des 3 EAR est sensiblement supérieure à l'ensemble des superficies du flysch dans le bassin versant. Ce sont plutôt les roches schisteuses qui présentent le taux le plus cohérent car, avec 24 RVR, les superficies impactées par les instabilités atteignent 19% de la totalité des superficies des roches schisteuses (Fig. 141).

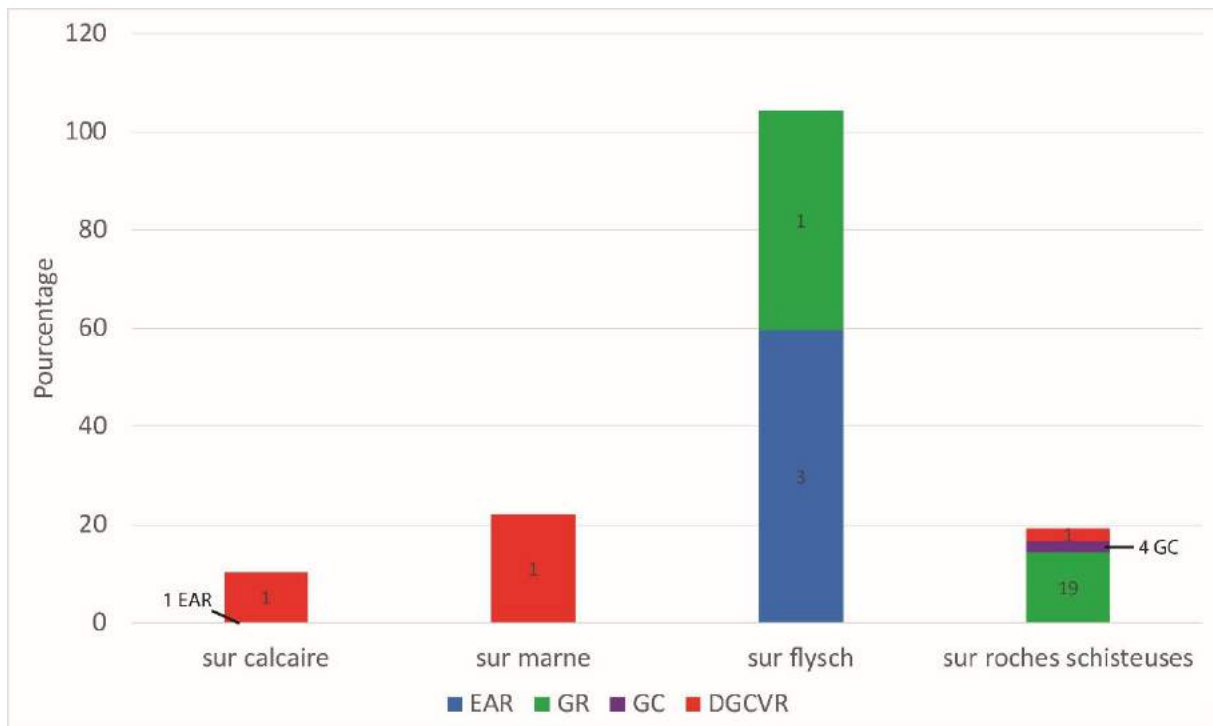


Figure 141 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le point chaud de l'Arvan (Maurienne). Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.

Tout comme les autres points chauds évoqués précédemment, le modelé est caractéristique dans ce bassin versant. Les secteurs composés de calcaire montrent des reliefs où les RVR sont rares et la structure semblent jouer un rôle dans l'évolution du relief. On observe ainsi, par endroits, les différentes couches géologiques qui contrôlent le relief. Ce sont avec les roches schisteuses que les contours des RVR sont les plus flous car il semble que plusieurs générations de glissements se superposent les unes aux autres (Malatrait, 1975). Au sein des reliefs où cette lithologie est présente, les ravinements et les coulées rocheuses sont nombreuses. On peut ainsi observer des zones où les ravinements dissèquent le modelé et modèlent des masses rocheuses glissées. Ceci est notamment observable sur le versant de la station de ski de La Toussuire (Fig. 142).

Au sein de ce point chaud, certaines RVR sont plus facilement délimitables. Ceci est notamment visible pour deux GC de plus de 2 km de long (Fig. 143) cartographiés par Barbier et al. (1973) (code : 38At et 79At, p. 257 et 298 respectivement de l'Atlas). Le plus imposant mesure plus de 3 km de long (Fig. 143A) et consiste en une multitude de coulées superposées les unes sur les autres qui s'épandent sur le talweg et le comblent. Ce phénomène n'est pas encore stabilisé car on peut observer des coulées récentes.

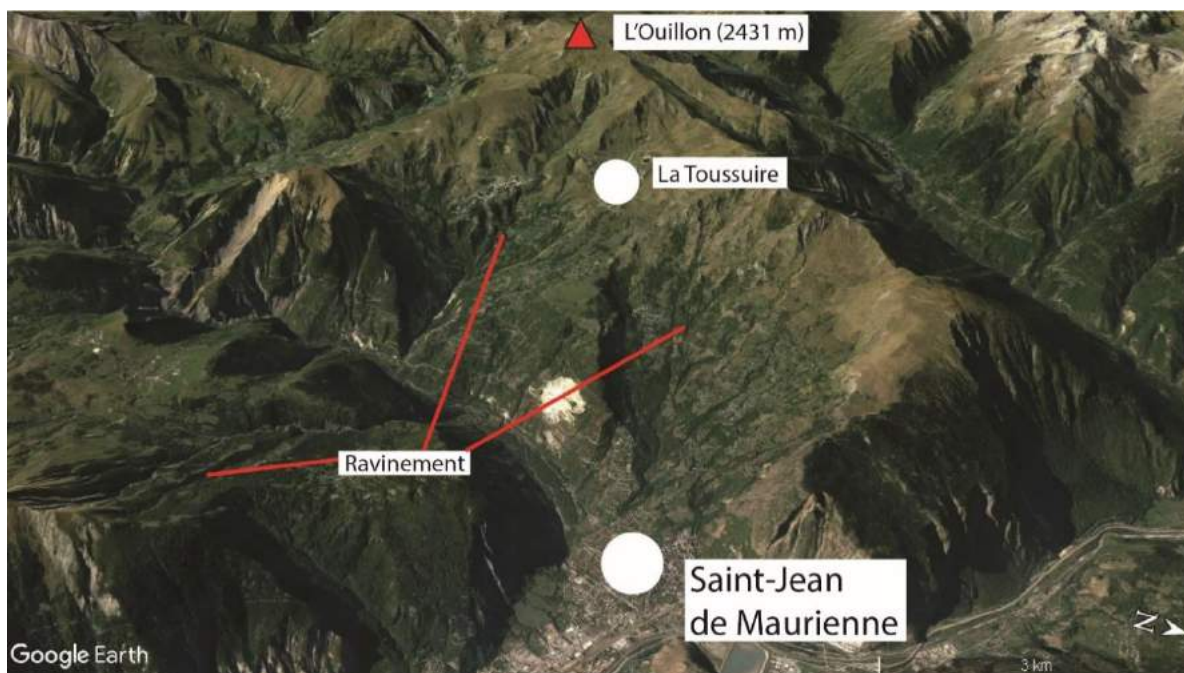


Figure 142 : Relief du versant de La Toussuire composé de ravinements qui découpent les masses glissées.

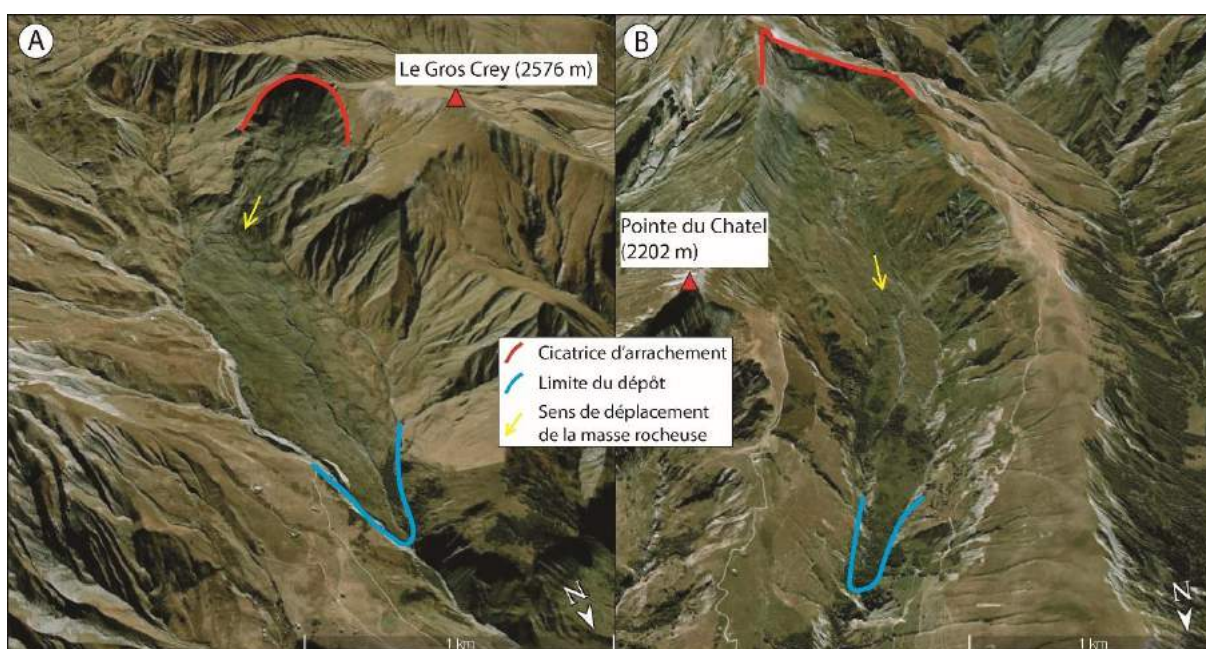


Figure 143 : Présence de deux GC de plus de 2 km de long au sein du point chaud de l'Arvan. A : GC au pied du sommet « Le Gros Crey » (code : 79At, p. 298 de l'Atlas) ; B : GC au pied de la Pointe du Chatel (code : 38At, p. 257 de l'Atlas).

Au sein de ce point chaud, malgré la présence de quelques RVR dont les contours sont nets, on peut donc observer de nombreux versants caractérisés par du ravinement qui semble disséquer des masses instables.

5.1.5.4.6 Point chaud de la Valoirette et de la Neuvache

Le bassin versant étudié comprend deux vallées : celle de la Valoirette (Valloire) et de la Neuvache (Valmeinier) (Fig. 144A) et se localise dans la vallée de la Maurienne en amont de Saint-Michel de Maurienne. La lithologie est composée en grande partie d'arkoses, grès et conglomérats avec 84% de la totalité de la superficie de ce secteur dans ce type de roche (Fig. 144B).

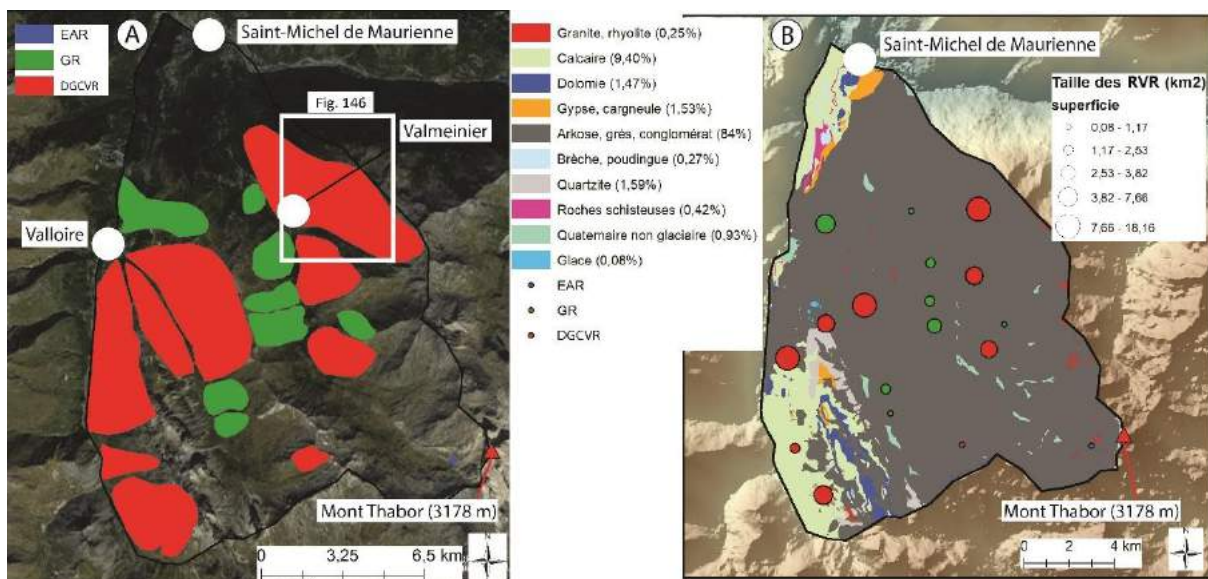


Figure 144 : RVR et lithologie au sein du point chaud des vallées de la Valoirette et de la Neuvache. A : RVR et localisation ; B : lithologie composée en grande majorité d'arkoses, grès et conglomérats.

Un total de 18 RVR individualisables a été identifié dans ce secteur : 17 sur arkoses, grès et conglomérats et 1 sur quartzite (Fig. 145). Indéniablement, les RVR se produisent plus fréquemment sur les arkoses, grès et conglomérats car 37% de la totalité des superficies de ce type de roches est affectée par les instabilités. La valeur de 117% pour les quartzites est tronquée, tout comme le sont les flyschs dans le point chaud de l'Arvan (cf. point chaud précédent). En effet, la superficie de la RVR sur les quartzites est sensiblement plus

importante que la superficie de cette même lithologie sur la totalité du point chaud (1,5%). La RVR, dont la cicatrice d'arrachement se situe dans les quartzites, se localise en grande majorité sur des arkoses, grès et conglomérats. Cela peut suggérer que la masse rocheuse s'est mise en mouvement tout d'abord sur cette dernière, par propagation rétrogressive de l'aval vers l'amont, avant d'impacter les quartzites. Cette remarque peut être considérée comme un biais de l'identification de la lithologie des RVR en fonction de la cicatrice d'arrachement (voir même remarque en 5.1.3.1.2 : massif des Ecrins).

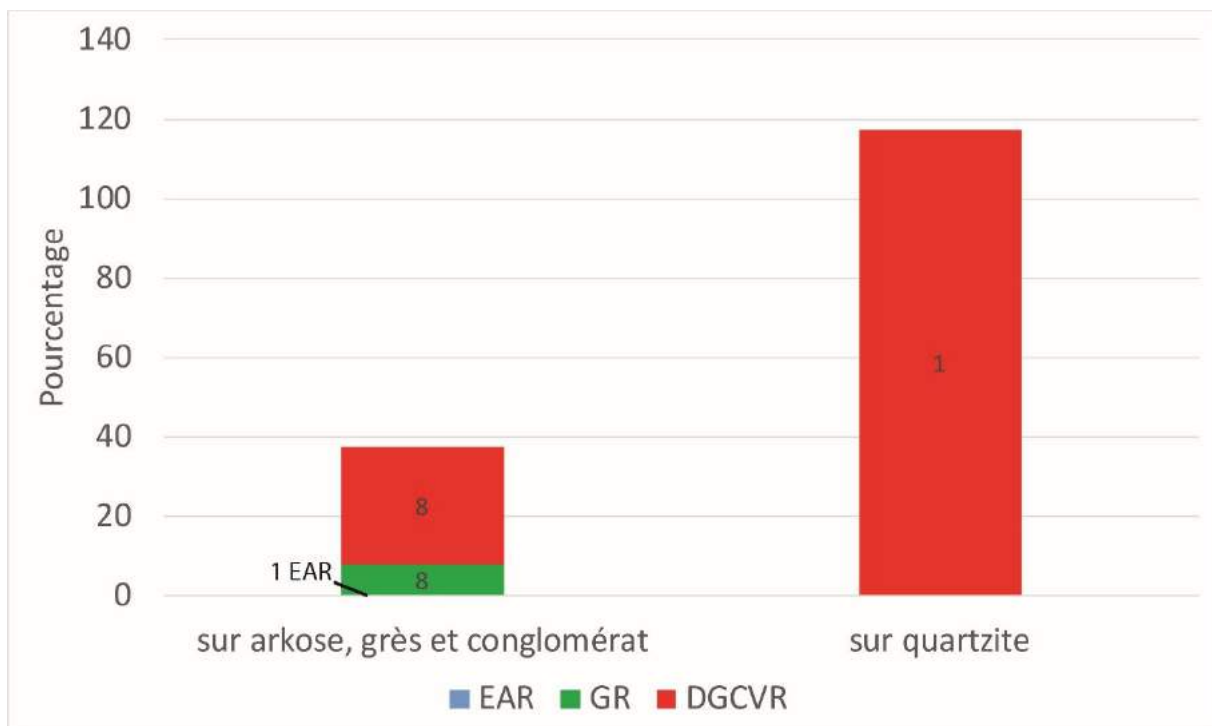


Figure 145 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le point chaud de la Valoirette (Maurienne). Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.

Sur l'ensemble des versants de ce point chaud, il est parfois difficile d'établir avec certitude les contours exacts des RVR car il semble que les masses rocheuses instables se superposent. En conséquence, il semble que c'est l'ensemble des versants qui se trouve être instable. Ceci est par exemple le cas pour le versant en amont de Valmeinier 1800 (Fig. 146) (code : 51At, p. 270 de l'Atlas), où de nombreux bourrelets de glissement associés à de petites coulées rocheuses sont présents sur l'ensemble du versant. Tout paraît ici enchevêtré.

Seule la partie amont de la vallée de la Neuvache semble moins touchée par les RVR (un seul EAR) (Fig. 144A). Cela pourrait en partie être expliqué par l'amplitude du relief qui est plus faible que dans l'aval des vallées.



Figure 146 : Modelé du versant de Valmeinier 1800 composé de bourrelets de glissement et de petites coulées rocheuses dans le point chaud de la Valoirette.

5.1.5.4.7 Point chaud de Vars

Le point chaud de Vars se situe dans la commune du même nom dans les Hautes-Alpes (05), entre Guillestre et le col de Vars (Fig. 147A). Les roches schisteuses dominent nettement les couvertures de ce bassin versant, car 75% de la totalité des superficies est composée de ce type de roche (Fig. 147B).

Un total de 13 RVR individualisables a été identifié dans ce bassin : 1 sur dolomie, 2 sur flysch, et 10 sur roches schisteuses (Fig. 148). Les RVR ont un fort impact sur les flysch car 79% de ce type de roche est touché par les instabilités. Les RVR ont également un fort

impact sur les roches schisteuses car 61% de cette couverture est touchée par les instabilités.

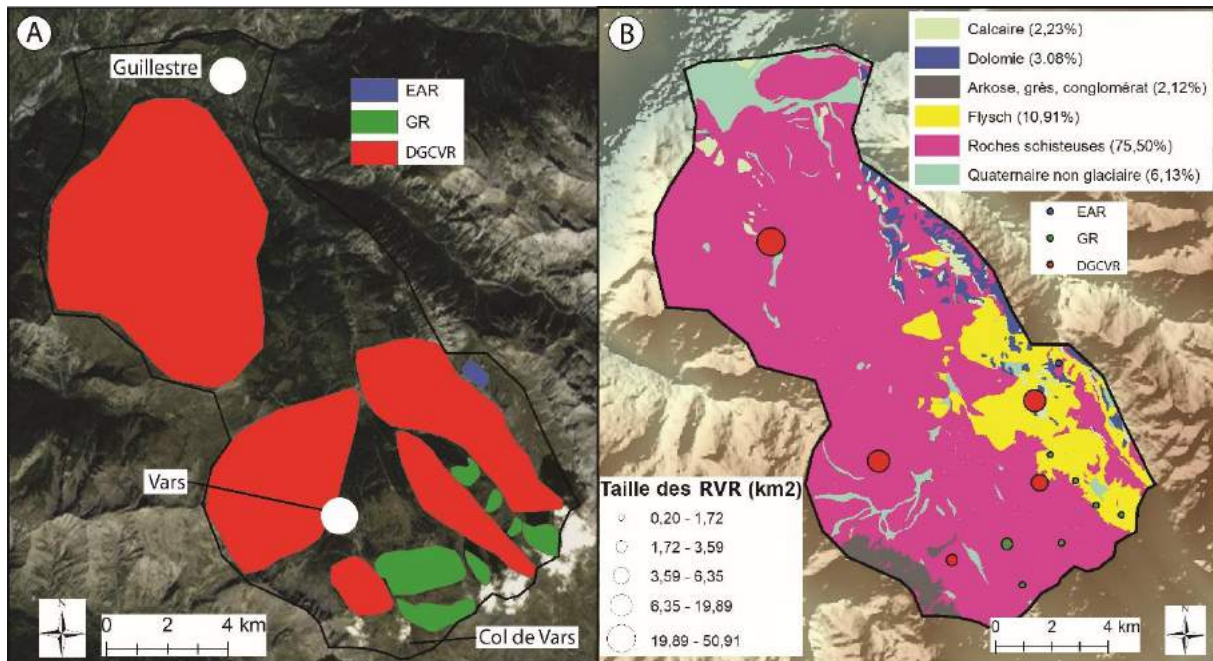


Figure 147 : RVR et lithologie au sein du point chaud de Vars. A : RVR et localisation ; B : lithologie composée en grande majorité de roches schisteuses.

Tout comme les autres points chauds étudiés, les contours des RVR sont difficilement cartographiables. En effet, les versants sont composés de multiples bourrelets et déformations (Fig. 149). De plus, un signe qui pourrait porter l'idée que les versants sont en instabilité généralisée est la présence de plusieurs affaissements qui montrent tous une forme en arc de cercle. Sur ces affaissements, on observe pour finir des ravinements parallèles à la pente, là où les pentes sont plus fortes.

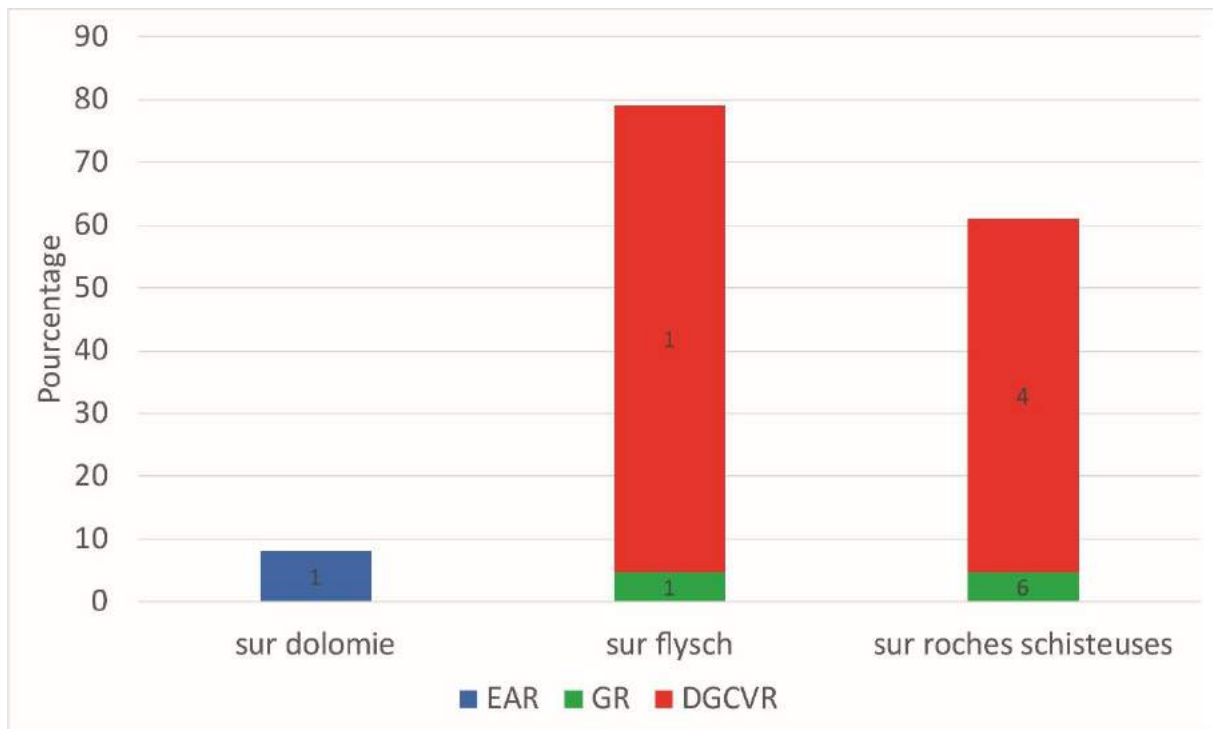


Figure 148 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le point chaud de Vars. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.

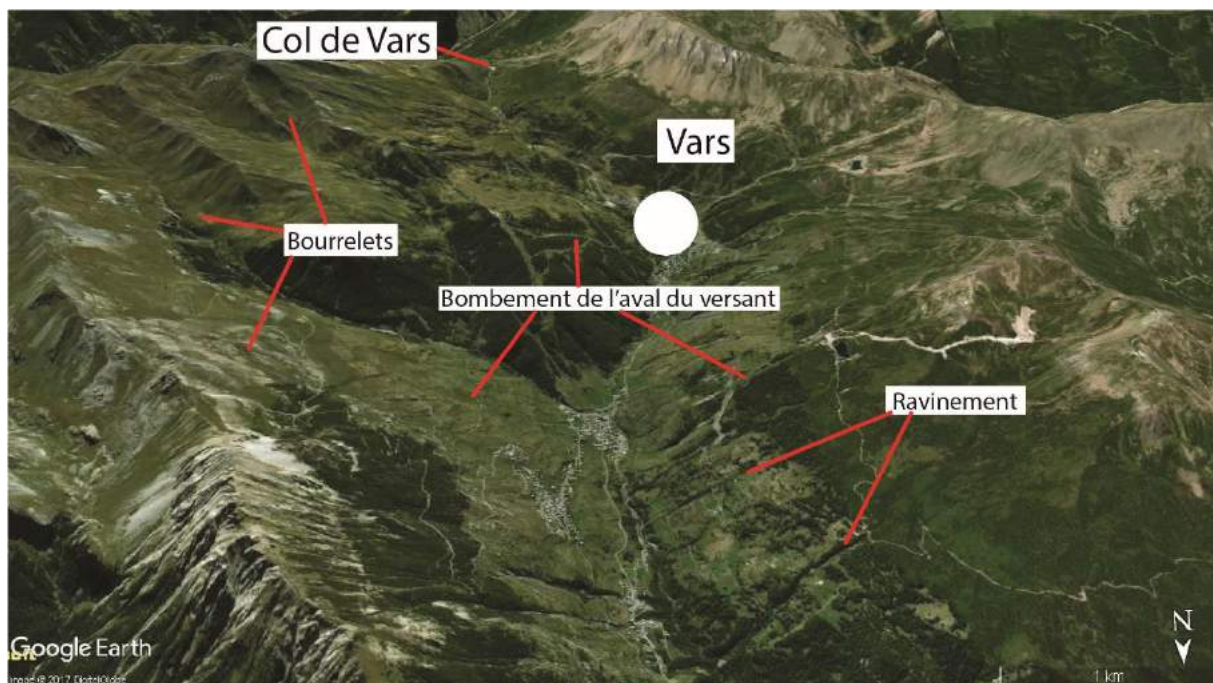


Figure 149 : Modelé des versants du point chaud de Vars composé de bourrelets de glissement et d'affaissements.

5.1.5.4.8 Point chaud de Suse

Le point chaud de Suse se situe en Italie entre les vallées de Suse et de Colle Sestriere (Fig. 150A). La crête et ses versants sont composés en grande majorité de calcschiste, avec quelques pointements de gneiss et de péridotites (Fig. 150B).

Un total de 17 RVR individualisables a été identifié dans ce secteur : 4 Gr, 1 EAR et 12 DGCVR. Toutes ces instabilités se produisent sur les calcschistes. Les contours de ces RVR ont été plus faciles à déterminer que dans le contexte des autres points chauds car des crêtes secondaires (rebord de cicatrices) parallèles à la pente délimitent par endroits les différents sites. Ceci est notamment le cas pour le sud du point chaud, en amont d'Oulx, où de larges masses glissées se succèdent (Fig. 151). On peut également observer de nombreux ravinement qui dissèquent des masses rocheuses glissées.

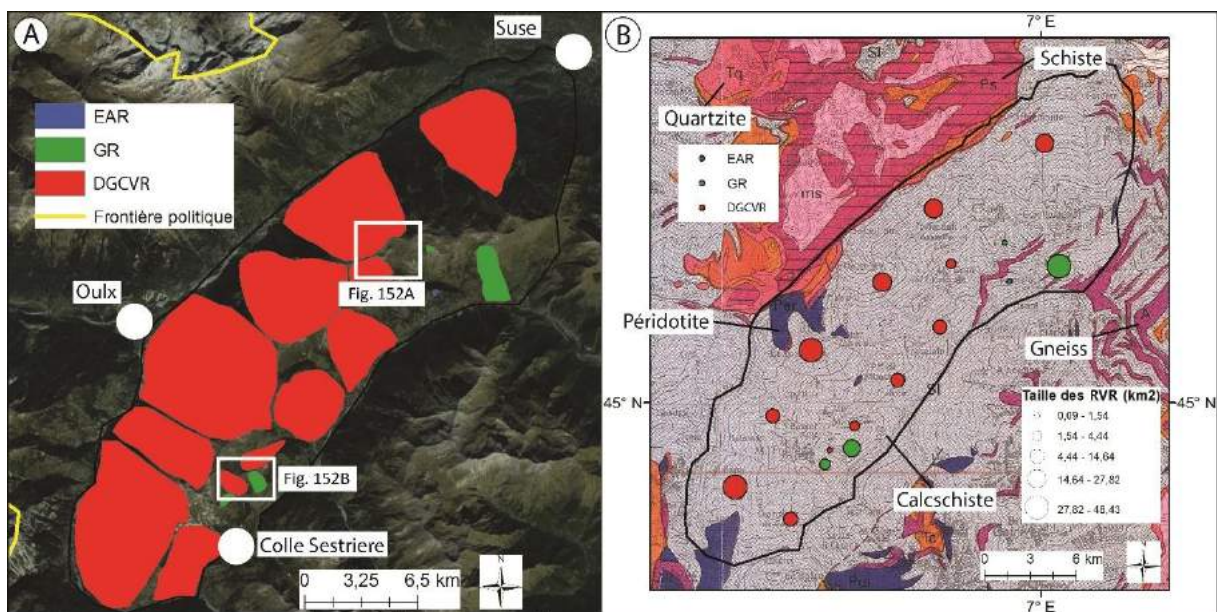


Figure 150 : RVR et lithologie au sein du point chaud de Suse. A : RVR et localisation ; B : lithologie composée en grande majorité de calcschistes. Le fond géologique est extrait de Gidon (1977) (v. Annexe 1).

Sur ce point chaud, les crêtes n'échappent pas aux phénomènes d'instabilité. Tout au long de la crête principale, on observe une crête bifide qui peut faire par endroits près de 250 m de large, avec de multiples petits glissements de chaque côté (Fig. 152A). Les crêtes secondaires sont tout aussi impactées, non pas par la présence d'une crête bifide mais par l'apparition de nombreux glissements de chaque côté (Fig. 152B).

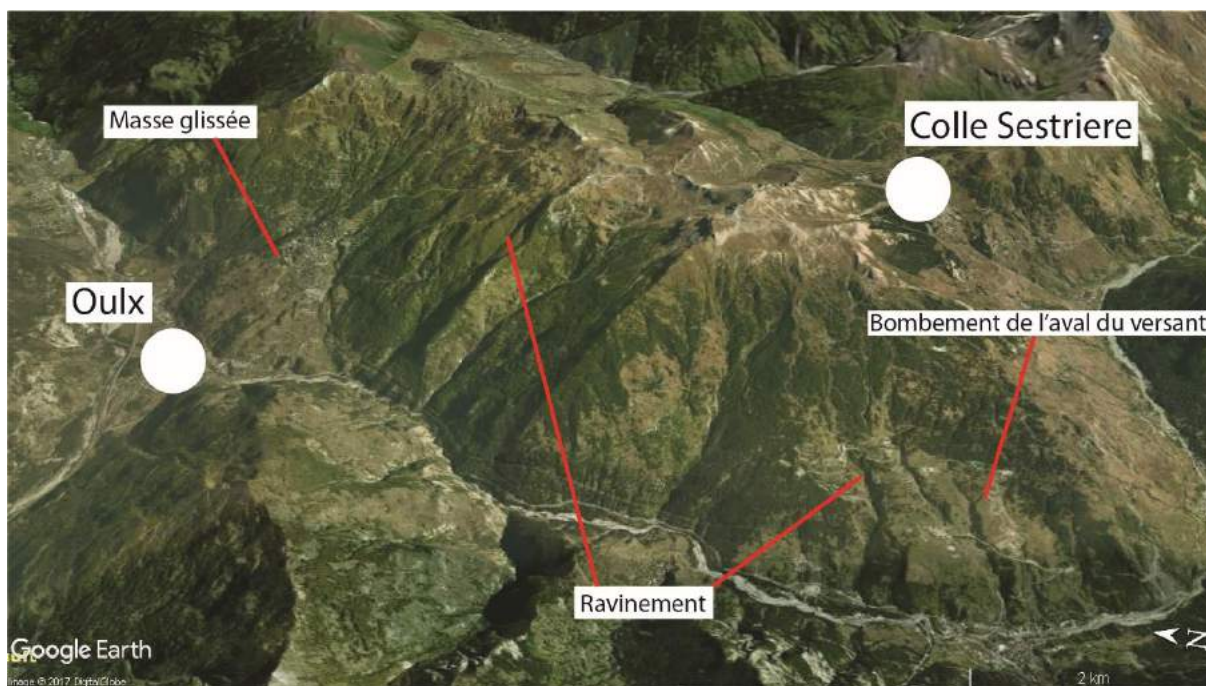


Figure 151 : Partie sud du point chaud composé de grandes masses glissées, avec des formes en arc de cercle ainsi que du ravinement qui dissèquent les masses glissées.

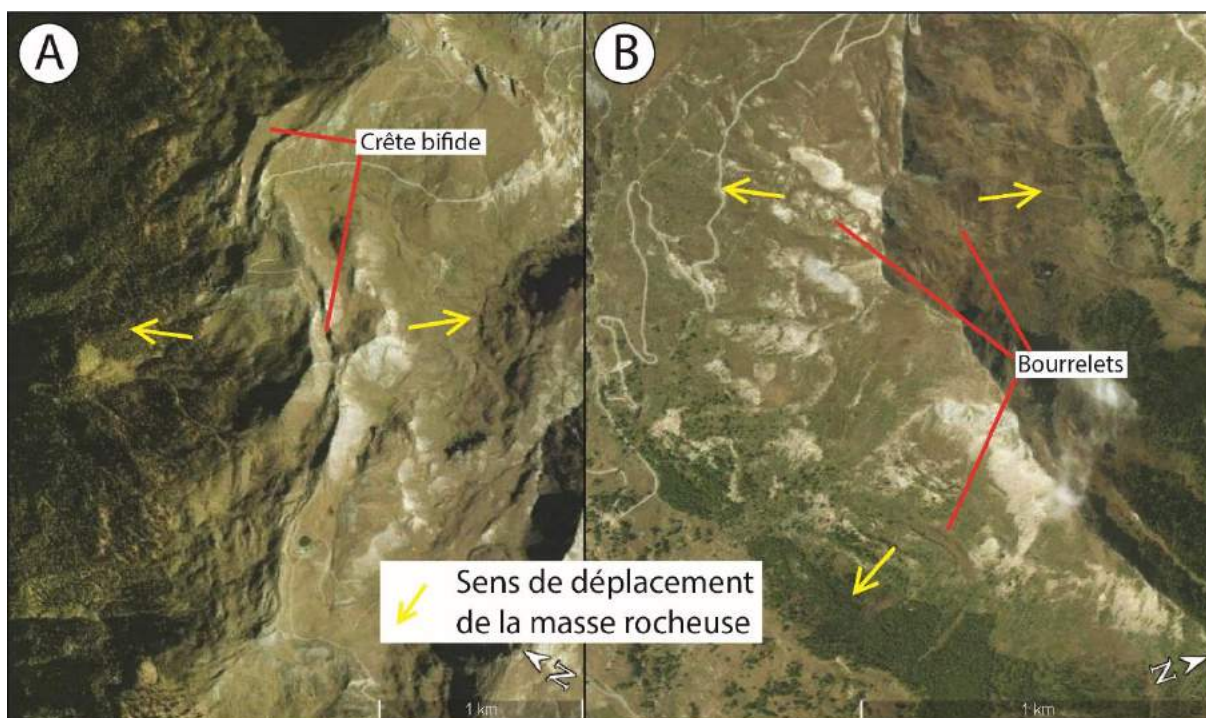


Figure 152 : Vue satellite verticale des versants de chaque côté des crêtes, composé de glissements et de déformations majeures.

5.1.5.4.9 Point chaud de Dorons-Beaune

Le point chaud de Dorons-Beaune se localise dans le massif de la Vanoise, entre Moûtiers et les vallées des Dorons (Les Ménuires, Méribel) pour la vallée de la Tarentaise, et la vallée de Beaune pour la vallée de la Maurienne (Fig. 153A). La lithologie de ce point chaud est nettement dominée par les arkoses, grès et conglomérats, avec 88% des superficies totales qui sont composées de ce type de roche (Fig. 153B).

Un total de 36 RVR individualisables a été identifié dans ce secteur : 3 sur gypse, 32 sur arkoses, grès et conglomérats et 1 sur roches gneissiques (Fig. 154). La RVR sur roches gneissiques n'a pas été représentée dans la figure 154 car la superficie de la RVR est supérieure à la superficie des affleurements des roches gneissiques. Ce biais est du même ordre que les quartzites dans le point chaud de la Valoirette et de la Neuvache. C'est parmi les arkoses, grès et conglomérats que les superficies de RVR rencontrent les valeurs les plus importantes. En effet, 38% des superficies de ce type de roche sont impactées par les RVR (Fig. 154). Les gypses et cargneules présentent également de forts taux (17%), mais ce ne sont que les cicatrices qui se trouvent sur ces roches. Les RVR issues de ce type de roche amènent à déstabiliser également les arkoses, grès, et conglomérats situés plus bas sur le versant.

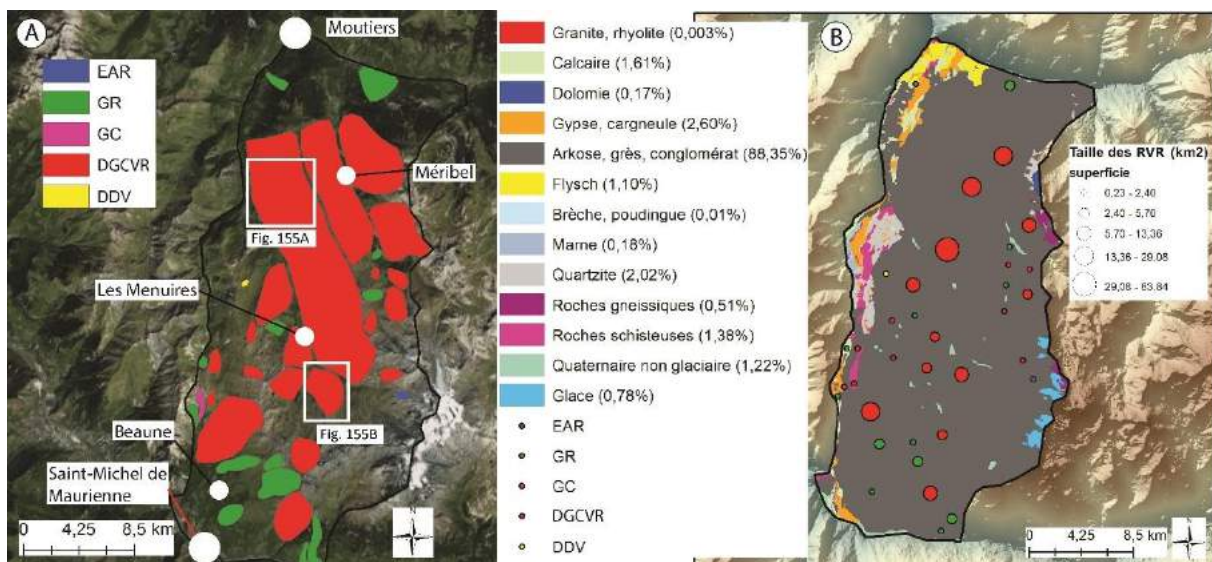


Figure 153 : RVR et lithologie au sein du point chaud de Dorons-Beaune. A : RVR et localisation ; B : lithologie composée en grande majorité d'arkoses, grès et conglomérats.

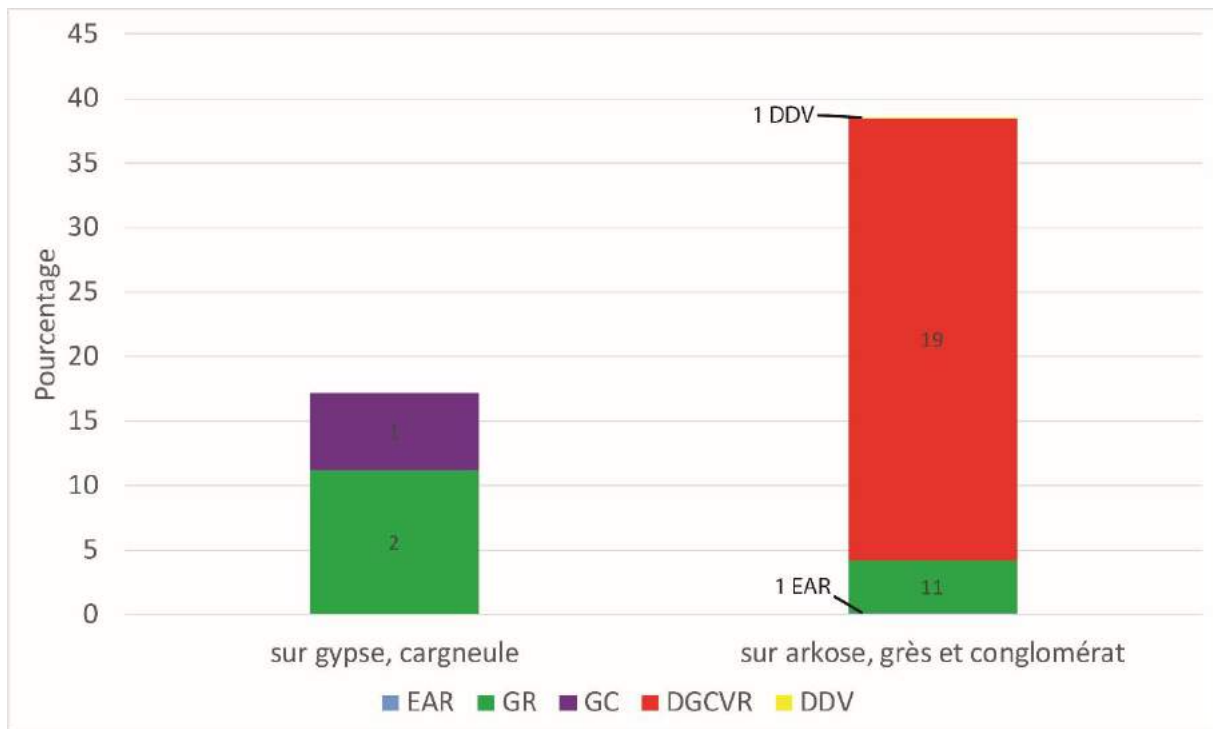


Figure 154 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le point chaud de Dorons-Beaune. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.

Tout comme les autres points chauds, les versants sont en instabilité généralisée car les contours sont difficilement cartographiables. Ceci est notamment le cas pour la DGCVR en rive gauche du Doron de Belleville (Les Ménuires) (code : 2Va, p. 1305 de l'Atlas), qui est de grande taille en raison de l'impossibilité de pouvoir délimiter les contours exacts des différents glissements (Fig. 155). Le versant est effectivement composé de nombreux bourrelets de glissements (Fig. 155A) et quelques cicatrices qui montrent le mouvement de masse plus volumineuse.

Comme certains autres points chauds étudiés, on peut observer des masses rocheuses qui semblent évoluer de manière plus ou moins cohérente avec la présence de nombreux bourrelets volumineux (Fig. 155B). Ces types de masses rocheuses sont observables au sein du point chaud de la Valoiette et de Neuvache notamment, et sembleraient endémiques aux arkoses, grès et conglomérats (zone du Houiller).

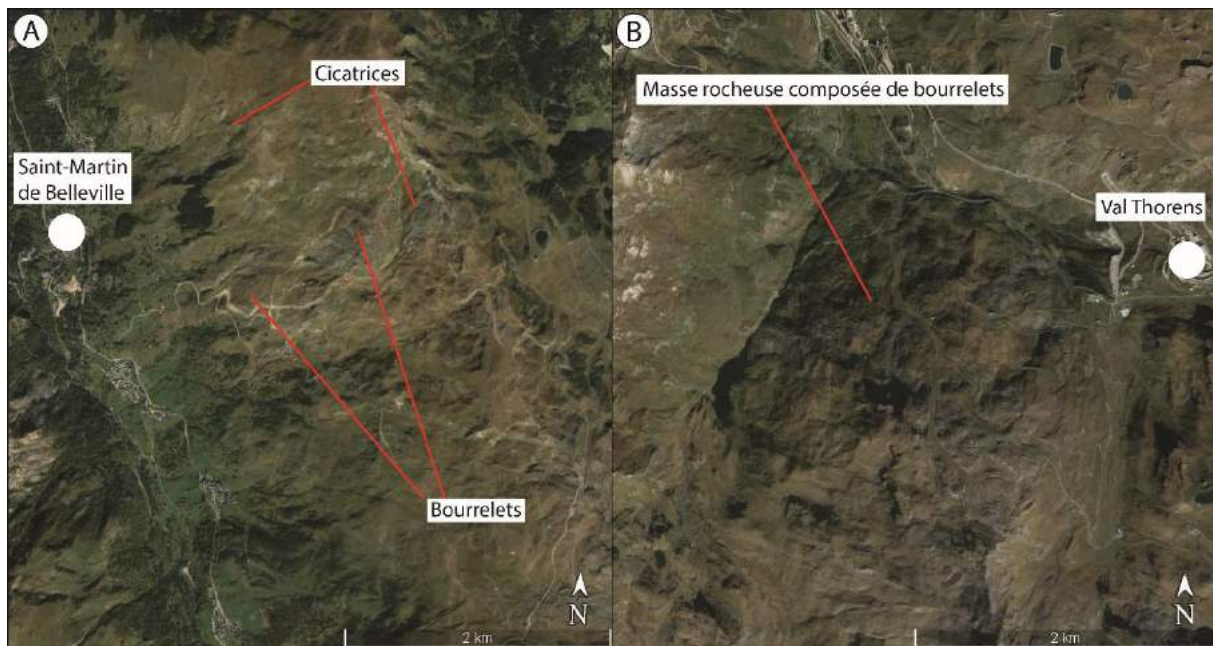


Figure 155 : Modelé de versant du point chaud de Doron-Beaune. A : modelé composé de bourrelets et de quelques cicatrices ; B : modelé composé d'une masse rocheuse qui semble évoluer de manière plus ou moins homogène avec des bourrelets volumineux.

5.1.5.5 Coïncidence de la répartition spatiale des points chauds avec certains domaines géologiques

Nous avons vu que les points chauds présentaient un modelé particulier et qu'ils étaient spécifiques à certains secteurs des Alpes occidentales. Les délimitations des points chauds répondent pour certains à la délimitation de bassin versant (Arvan, Valoirette et la Neuvache) ou bien de petits massifs (Chenaillet, Suse, la klippe des Annes), mais certains ne répondent pas à cette logique spatiale et ne sont qu'une partie d'un massif, englobant plusieurs portions de bassins versants et de massifs (Beaufortin). La logique ici est donc d'un autre ordre et semble en adéquation avec les domaines géologiques. Il peut donc s'avérer pertinent de comparer cette répartition avec les unités tectoniques car les lithologies sont souvent à mettre en relation avec des domaines géologiques. Pour cela, la comparaison se fera avec la carte structurale de Géol-Alp.com (présentée au préalable en 2.2.2, Fig. 48).

Les points chauds correspondent à des unités différentes mais des regroupements peuvent s'observer. Ainsi, plusieurs points chauds coïncident avec le domaine dauphinois (Fig. 156). Le point chaud de Monthey coïncide la zone Ultra-dauphinoise et la zone Sub-alpine (Fig. 156). Néanmoins, il semblait que l'ouest du point chaud était davantage soumis

aux instabilités de type RVR avec contours difficilement identifiables. Ceci peut donc amener à penser que la zone Ultra-dauphinoise est davantage impactée par les modèles caractéristiques des points chauds. Dans la même tendance, le point chaud de l'Arvan se localise en grande partie sur cette zone Ultra-dauphinoise mais également, pour la partie ouest, sur la zone Dauphinoise qui correspond à la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes. Le point chaud du Beaufortin correspond également à cette zone car il est situé sur la zone de Tarentaise intégrée à ce domaine.

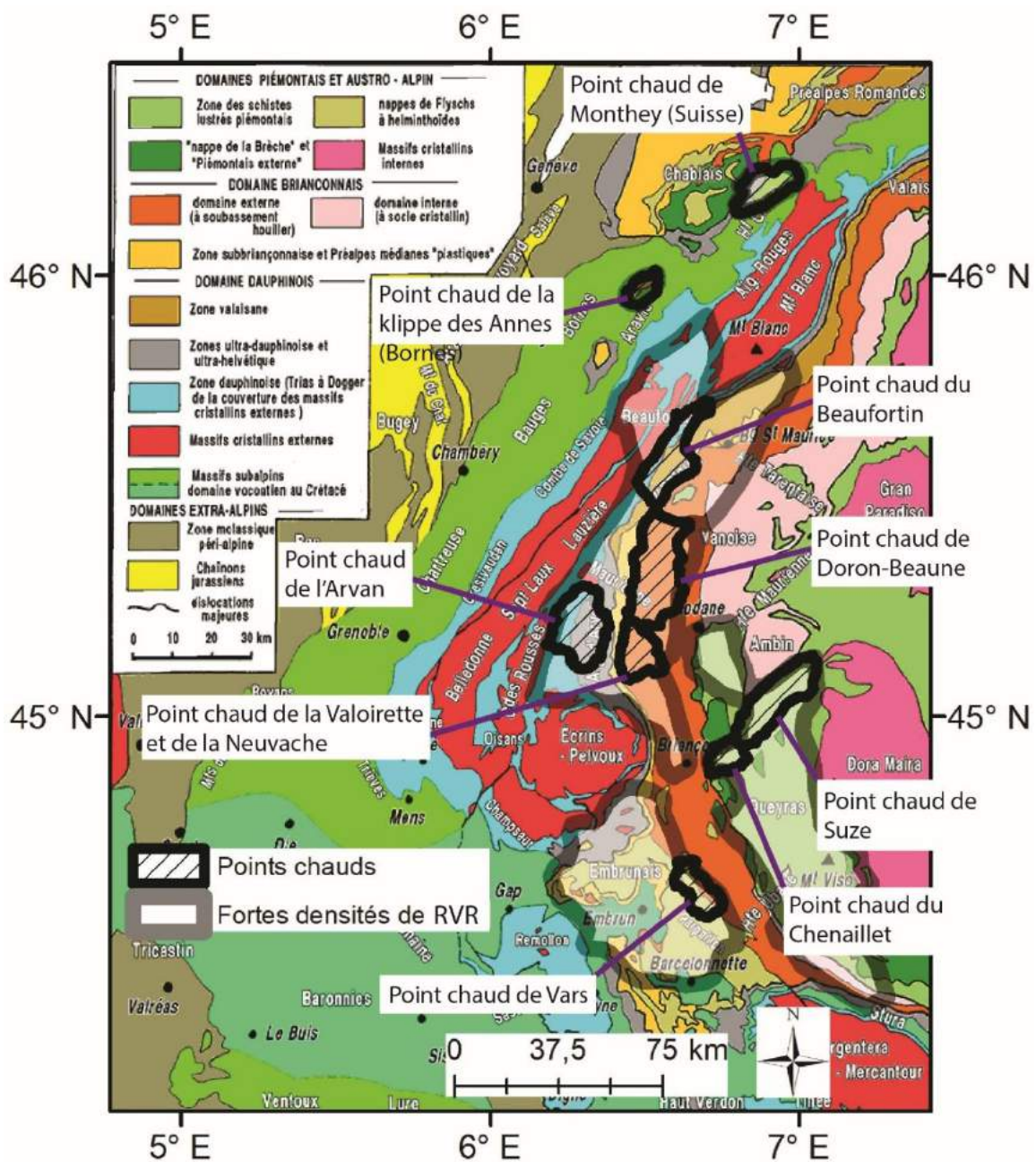


Figure 156 : Coïncidence spatiale des points chauds avec les domaines Briançonnais, du Dauphinois et du Piémontais. Fond cartographique extrait de Géol-Alp (Maurice Gidon).

Le point chaud de la klippe des Annes correspond à deux unités géologiques : Ultra-dauphinoise et Sub-briançonnaise. Ces unités ont été charriées depuis les secteurs internes dans le massif des Bornes.

Les points chauds de Doron-Beaune et de la Valoirette et de Neuvache correspondent entièrement au domaine Briançonnais, tout comme dans une certaine mesure le point chaud de Vars, qui est localisé à la fois sur le domaine Briançonnais mais également sur la nappe des flysch à Helminthoïdes.

Enfin, les points chauds du Chenaillet et de Suse coïncident en grande partie au domaine Piémontais avec néanmoins une différence de taille. Le point chaud de Suse correspond à la zone des Schistes lustrés piémontais métamorphisés alors que le point chaud du Chenaillet concorde avec des ophiolites non métamorphisées du domaine Piémontais externe.

Si on ajoute à ces points chauds, les secteurs où les densités de RVR sont les plus grandes (Fig. 156), on se rend compte que les trois domaines géologiques mentionnés (Ultra-dauphinois, Piémontais et Briançonnais) sont indubitablement des domaines où les RVR sont nombreuses. On peut en effet observer que le domaine Piémontais est très largement susceptible aux RVR avec le secteur du Mont Viso. Dans la même tendance, on peut également ajouter le domaine de la nappe Valaisane (secteur de Bourg Saint-Maurice) et la nappe des flysch à Helminthoïdes (Parpaillon et sud du massif des Ecrins).

Pour synthétiser, trois grands domaines correspondent aux points chauds : le Dauphinois, le Briançonnais et le Piémontais. Ces secteurs correspondent à des roches particulièrement susceptibles aux RVR en lien avec une abondance de roches schisteuses et d'arkoses, grès et conglomérats. On est néanmoins en droit de se poser la question de la localisation des points chauds au sein de chaque domaine géologique. En effet, pourquoi ces points chauds se trouvent sur l'ensemble des domaines géologiques Ultra-dauphinois, Piémontais et Briançonnais ? La réponse revient à formuler plusieurs explications. Tout d'abord, la lithologie n'est pas la même sur l'ensemble des domaines géologiques. Par exemple, la zone Briançonnaise comporte deux points chauds (Dorons-Beaune et Valoirette et la Neuvachette) qui, si on les associe aux plus grandes densités de RVR, est davantage touchée par les instabilités dans sa partie nord (jusqu'à Briançon), alors que sa partie sud n'est pas couverte de points chauds et ne présente pas de grandes densités de RVR. Cela

s'explique par la lithologie qui est, dans sa partie sud, davantage composée de calcaires et de quartzites (Gidon, 1977 ; Debelmas et al., 1966 ; Kerckhove et al., 2005). Par exemple, la partie aval de la vallée du Guil est appelée, le « Queyras calcaire » (Tricart et Lemoine, 2013). L'autre explication est l'amplitude du relief suffisamment importante pour observer des RVR. Un exemple est la klippe de Sulens (massif des Bornes). Contrairement à la klippe des Annes, on observe aucune RVR dans ce secteur. Cela peut en partie s'expliquer par l'amplitude du relief et l'altitude à laquelle se situe la klippe. En effet, la klippe de Sulens culmine à 1839 m et le point le plus bas est à 615 m à Thônes. En comparaison, la klippe des Annes culmine à 2232 à la Pointe d'Armet et le point le plus bas est à 925 m au Grand Bornand. Concernant l'amplitude du relief, il semble qu'elle soit moins forte sur la klippe de Sulens que celle des Annes. En définitive, le fait que la klippe de Sulens soit plus basse en altitude et que l'amplitude du relief soit plus faible (et potentiellement plus érodée par le temps), les RVR ne semblent pas se développer sur cette klippe.

5.1.6 Conclusion et synthèse

Lors des différentes investigations à différentes échelles et en fonction de notre base de données et celle du BRGM, plusieurs enseignements peuvent être tirés. Tout d'abord, les roches métamorphiques sont des lithologies particulièrement impactées par les RVR. Au sein de cette famille, les roches schisteuses et les marbres sont les plus vulnérables, avec des exemples très nets dans les massifs du Queyras et du Beaufortin avec une susceptibilité particulière aux GR et DGCVR. Les roches ophiolitiques métamorphisées sont également affectées par les RVR car, que ce soit à l'échelle du massif ou bien de l'affleurement, les versants composés de cette roche sont généralement touchés par les RVR, et plus particulièrement par les EAR. Parmi les roches métamorphiques, les quartzites, les migmatites et les roches gneissiques sont les roches les moins affectées par les RVR.

La famille des roches sédimentaires donne des résultats contrastés. En effet, si les roches chimiques et biochimiques (calcaires notamment) sont une variété parmi lesquelles les RVR sont finalement assez rares (massif du Vercors), sauf dans une certaine mesure pour les dolomies, il en est tout autrement pour les roches détritiques. En effet, de grandes superficies de flysch et d'arkoses, grès et conglomérats sont impactées par les RVR, notamment dans le sud du massif des Ecrins, le Beaufortin, la Vanoise et le Parpaillon.

Les roches magmatiques montrent également des résultats contrastés. Les roches granitiques montrent en effet des résultats différents selon les massifs. Si le massif de Belledonne donne des taux d'emprise de RVR aux alentours de 10% sur les granites, le massif des Ecrins n'en présente que peu sur ces roches. Par contre, les basaltes et les gabbros (ophiolites non métamorphisées) montrent une plus grande fréquence et emprise de RVR. Ces roches ne sont qu'à l'état de minces affleurements mais il s'avère qu'un certain nombre est touché par les instabilités : massifs du Chenaillet (Queyras-Viso), du Friolin (Vanoise), et de Chamrousse (Belledonne).

A l'échelle régionale, on peut qualifier certains secteurs de points chauds, c'est-à-dire des zones où l'ensemble des versants semble instable et où les contours des RVR individuelles sont difficilement cartographiables. Ces points chauds ont la particularité de se situer dans les domaines géologiques Dauphinois, Piémontais et Briançonnais (externe), unités composées en grande partie de roches schisteuses et d'arkoses, grès et conglomérats.

En définitive, le facteur lithologique est un forçage majeur pour expliquer la répartition spatiale des RVR. Ce constat est clair car lorsque nous sommes en présence de roches peu susceptibles aux RVR, la chance d'en observer s'amenuise alors que lorsque l'on se trouve sur des roches fortement susceptibles, cette chance est plus grande et on peut observer de larges RVR.

5.2 Attributs géomorphométriques des RVR

Initialement utilisés comme outil de mesure dans la comparaison des caractéristiques morphologiques des bassins versants (Douvinet et al., 2008), les indices géomorphométriques servent à présent dans toutes les disciplines géographiques et à toutes les échelles scalaires (Ben Hassen, 2012).

Dans le cadre de l'étude de la distribution spatiale des RVR, plusieurs paramètres morphométriques ont donc été sélectionnés : l'altitude, les valeurs de pente, le relief local, la superficie impactée par les RVR, et enfin les orientations.

5.2.1 *Distribution des RVR en fonction de l'altitude*

Les études qui analysent les altitudes des instabilités rocheuses de type RVR sont rares, il est donc difficile de mentionner des hypothèses de scénarios à partir de la littérature existante. Toutefois, dans le bassin du Haut-Rhône, Pedrazzini et al. (2015) ont estimé que le pic d'activité des RVR se situait à environ 2400 m d'altitude avec une fenêtre comprise entre 1500 et 3000 m. On peut donc formuler l'hypothèse que les RVR des Alpes occidentales se situent dans cette tranche altitudinale pour une raison principale : il est plus aisé de repérer les RVR dans l'étage supraforestier, la couverture forestière voilant le signal des instabilités rocheuses plus bas en altitude (Brardinoni et al., 2003).

5.2.1.1 Distribution statistique des altitudes des RVR à l'échelle régionale

Dans le cadre de l'étude de la répartition statistique des RVR, un certain nombre de critères ont été choisis, tels que : l'altitude de la cicatrice, l'altitude de la base et les dénivelées entre cicatrice et base. Les valeurs altitudinales des cicatrices et des bases sont réparties au sein d'altitudes comprises entre 1000 m et 3000 m, et ce en fonction de chaque critère (Fig. 157). Sur l'ensemble de l'inventaire, les cicatrices ont pour valeur médiane 2346 m et les bases 1775 m. Les dénivelées varient entre 28 m et 2415 m et ont une valeur médiane de 479 m, laissant apparaître le fait que peu de RVR se produisent sur de grandes dénivelées.

Ainsi, ce sont les EAR qui présentent la gamme de valeurs d'altitude des cicatrices d'arrachement la plus large (Fig 157). Aussi, que ce soit à haute altitude, comme le montre l'exemple à 3413 m d'altitude maximale de la zone de départ dans le massif de la Vanoise (Fig. 158A) (code : 134Va, p. 1438 de l'Atlas) ; ou à très basse altitude, comme c'est le cas pour une altitude maximale de la zone de départ à 685 m pour un éboulement au bord du lac Léman (Fig. 158B) (code : 37Cha, p. 580 de l'Atlas), les EAR semblent donc se produire indifféremment de l'altitude.

Les GR présentent également un site dont la cicatrice se situe à haute altitude (3132 m de la niche d'arrachement pour un GR dans la haute vallée de Thures (Fig. 158C) (vallée de Suse, Italie ; code : 7Ac, p. 63 de l'Atlas) mais également un à basse altitude (620 m pour un GR dans la dépression du Trièves (Fig. 158D) (code : 19Ve, p. 1461 de l'Atlas).

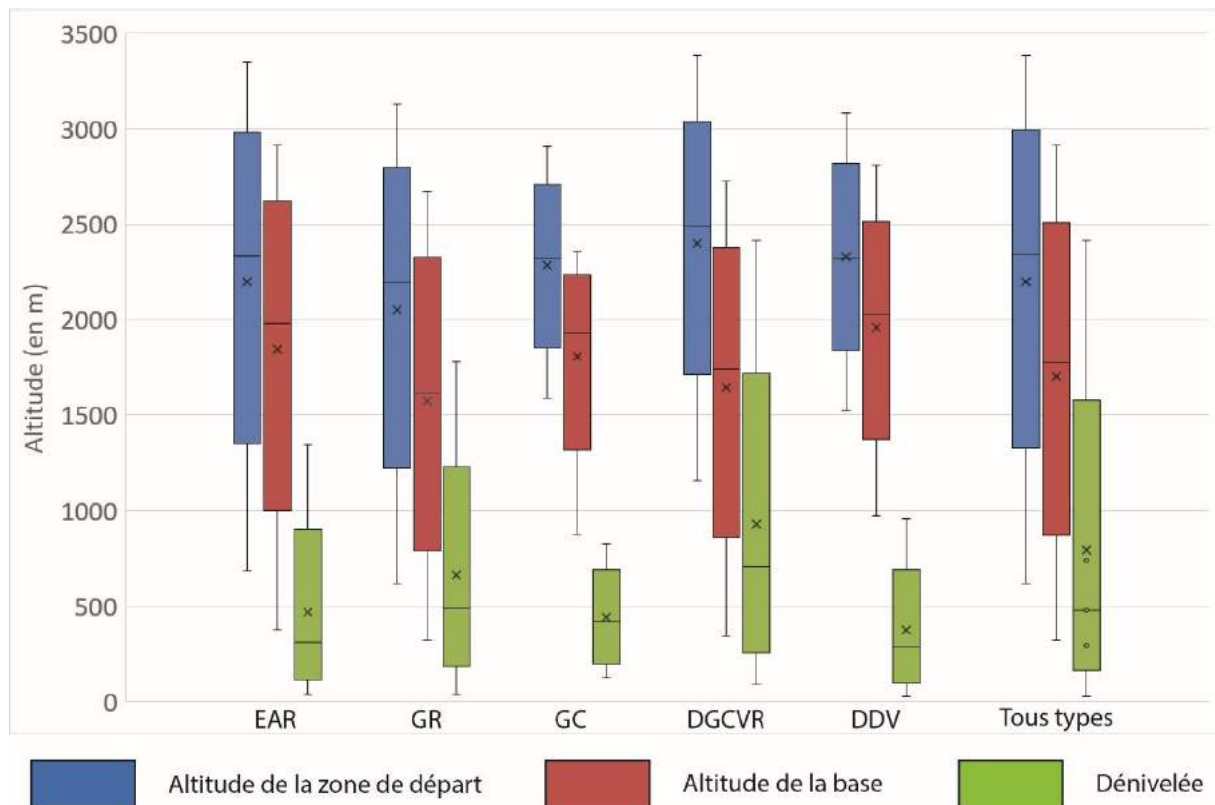


Figure 157 : Valeurs altitudinales des types de RVR. Les bornes de la boîte à moustache représentent les 1^{er} et 3^{ème} quartiles avec la médiane (2^{ème} quartile) représenté par un trait. La moyenne correspond à la croix et les points des boîtes à moustache représentent les

Les GC présentent, eux, une occurrence à des altitudes plus élevées car la plus basse valeur des altitudes maximales des cicatrices d'arrachement est de 1587 m. En rapport à la dénivelée, il semble que les GC aient une aptitude à s'étaler davantage sur la pente car la dénivelée minimale est de 127 m (valeur la plus élevée par rapport aux autres types de RVR) (Fig. 157).

Pour ce qui est des DGCVR, l'élément le plus marquant est leur incidence à des hautes altitudes et leur capacité à également impacter les parties basses des versants. Ainsi, le maximale des dénivelées atteint 2445 m (Fig. 158E) (valeur de loin la plus importante) pour une DGCVR en rive droite de la vallée de la Baltéa, surplombant la ville d'Aoste (Italie) (code : 31Gp, p. 918 de l'Atlas). Les DGCVR peuvent également se produire à toutes les altitudes car les niches d'arrachement se rencontrent dans une gamme d'altitudes entre 1160 et 3386 m. Néanmoins ils peuvent également être de petite taille, avec une moyenne de dénivelée de 84 m.

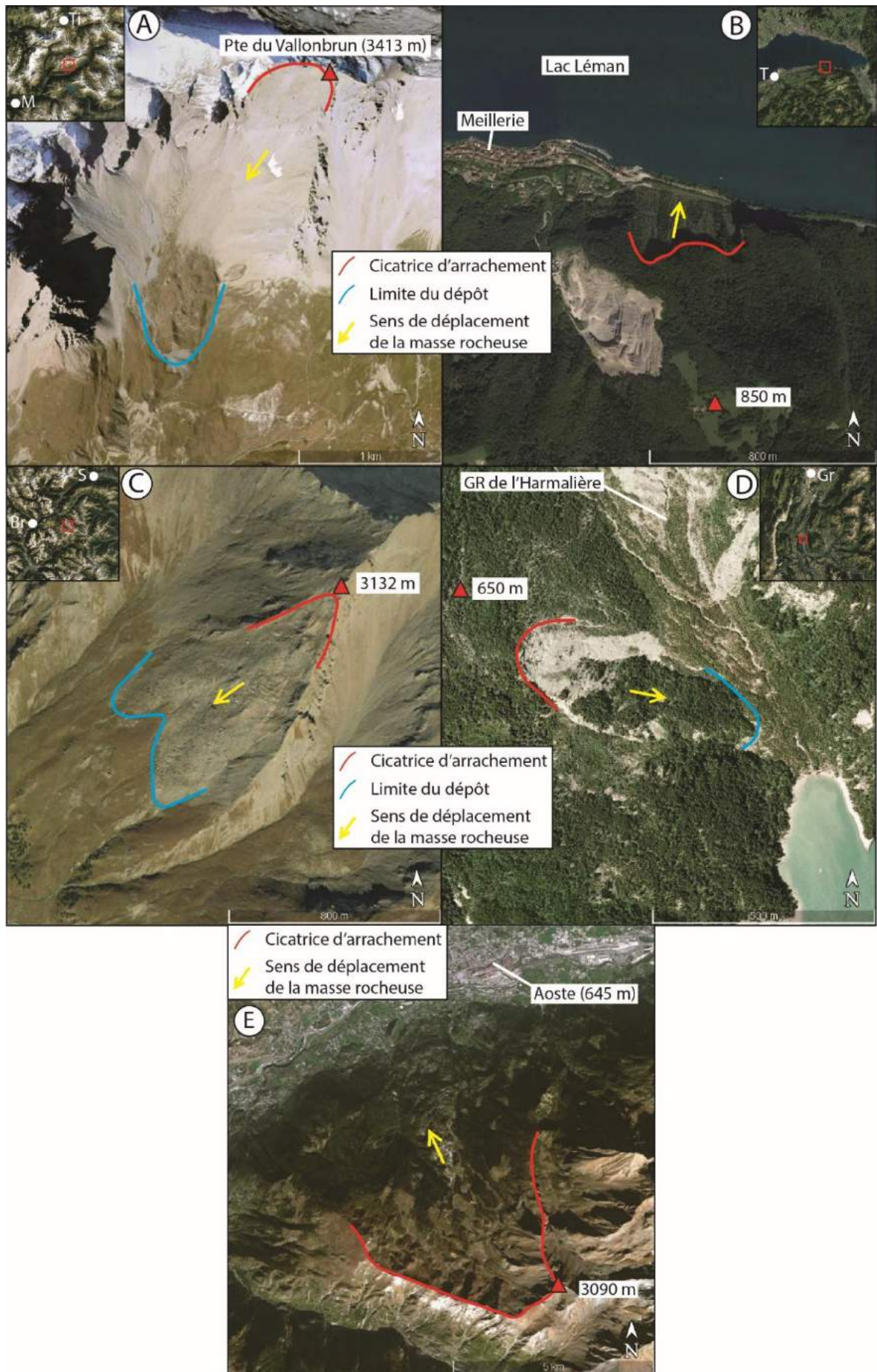


Figure 158 : Altitudes des cicatrices les plus hautes et les plus basses des EAR, des GR et dénivelée la plus grande d'une DGCVR. A : EAR avec la cicatrice la plus haute dans le massif de la Vanoise (code : 134Va, p. 1438 de l'Atlas) ; B : EAR avec la cicatrice la plus basse dans le massif du Chablais (code : 37Cha, p. 580 de l'Atlas) ; C : GR avec la cicatrice la plus haute dans la haute vallée de Suse (Italie) (code : 7Ac, p. 63 de l'Atlas) ; D : GR avec la cicatrice la plus basse dans le Trièves (code : 19Ve, p. 1461 de l'Atlas) ; E : dénivelée la plus grande pour une DGCVR dans la vallée d'Aoste (code : 31Gp, p. 918 de l'Atlas) ; Ti : Tignes ; M : Modane ; T : Thonon les Bains ; S : Suse ; Br : Briançon ; Gr : Grenoble.

Le constat pour les DDV est identique à celui des GC, si ce n'est qu'ils auraient tendance à se produire à des altitudes sensiblement plus hautes (3081 m) et que les dénivelées soient moins grandes (959 m pour la plus importante).

Il s'avère donc que les GC et les DDV présentent une occurrence à se développer à des altitudes plus hautes que les autres types de RVR. Les GR et les EAR présentent une capacité à se produire sur une gamme d'altitudes large. Néanmoins on observe que les GR ont davantage tendance à présenter des dénivelées plus fortes que les EAR. Pour finir, ce sont les DGCVR qui présentent une capacité à se produire sur un versant partant de la crête et se finissant au niveau du talweg. En effet, les altitudes des cicatrices sont plus élevées que les EAR et GR et les altitudes des bases des DGCVR sont inférieures à 500 m. Les dénivelées de cette catégorie présentent également la gamme de dénivelées la plus large. Par rapport à l'ensemble de l'inventaire et avec une altitude maximale d'une RVR se situant à 3413 m, ce qui suggère que la zone supérieure à cette altitude serait immunisée contre les RVR, c'est-à-dire qu'il s'agirait d'une zone résiduelle de quasi-stabilité (au-dessus de la trimline würmienne) se rétrécissant progressivement sous l'effet de l'érosion à la fois des cirques mais également des processus périglaciaires. Toutefois, cela peut être nuancé avec la dégradation du pergélisol continu pour les EAR (cf. 5.6).

Le champ d'activité pour l'ensemble de l'inventaire se situe dans une ceinture d'altitudes située entre environ 1800 et 3000 mètres d'altitude, avec un maximum vers 2400-2600 m (Fig. 159). Ce résultat est conforme avec les données trouvées dans le bassin du Haut-Rhône (Pedrazzini et al., 2015), où le pic d'activité se situe à environ 2400 m et où les RVR se localisent entre 1500 et 3000 m d'altitude.

La quasi absence de RVR au-dessus de 3000 m amènent à revenir à la définition même des RVR. Au-dessus de ces altitudes ne subsistent la plupart du temps que des pics rocheux, sources de nombreux petits éboulements mais inférieurs au seuil de détection sur

imagerie satellitale (cf. 5.2.2.1.2). La deuxième raison est qu'à ces altitudes, il peut subsister des glaciers qui, si un éboulement tombe dessus, le remanie. Dans ces cas-là, les sédiments de l'éboulement sont « mélangés » aux autres et il ne reste plus que la cicatrice qui témoigne d'un évènement brutal. Il est nécessaire de rappeler que lorsque ceci est le cas et que la cicatrice se situe sur une paroi quasi verticale, il est presque impossible de pouvoir observer par imagerie un évènement. Dans ce contexte topographique de hautes altitudes, il est également possible qu'un éboulement évolue rapidement en glacier rocheux. Pour toutes ces raisons, l'observation de RVR dans des hautes altitudes est moins courante qu'à des altitudes plus basses.

Sur l'ensemble des catégories de RVR, les pics d'activité se situent tous entre 2300 et 2700 m, avec néanmoins des différences (Fig. 159). Si les DDV, les GC et les GR présentent un pic d'activité vers 2300-2400 m, les DGCVR et les EAR se produisent comparativement aux altitudes les plus hautes, avec des pics d'occurrence respectivement à 2600 m et 2500-2700 m.

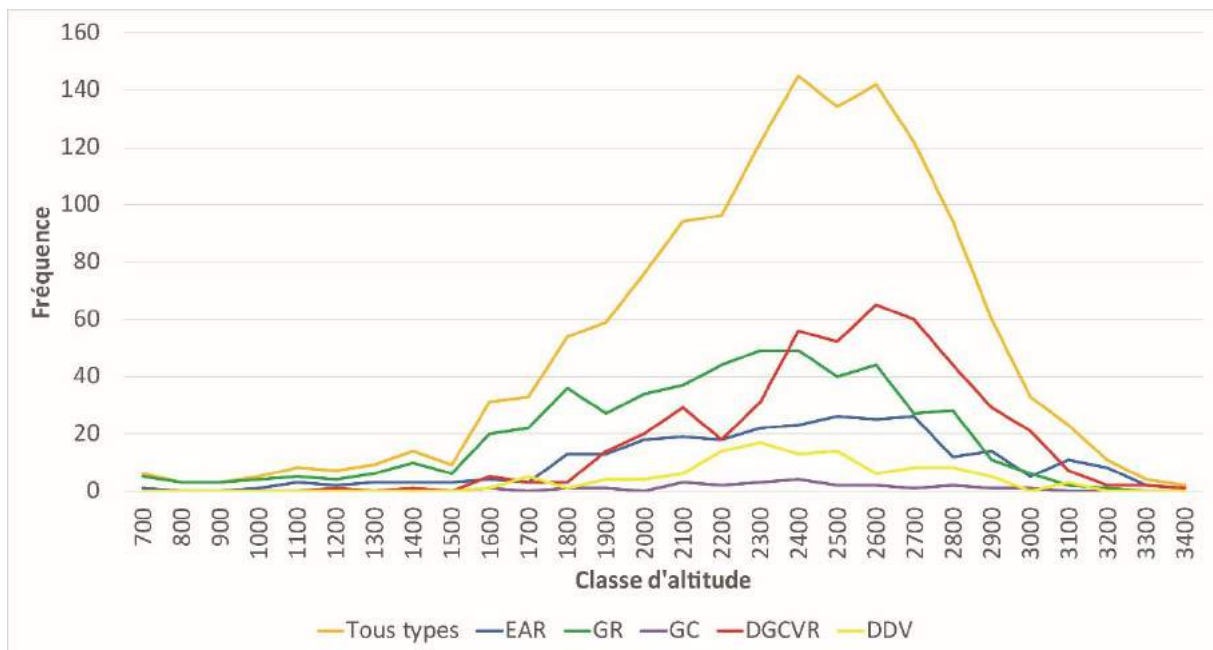


Figure 159 : Distribution altitudinale des cicatrices d'arrachement pour l'ensemble de l'échantillon (n = 1400) et par types de RVR.

5.2.1.2 Distribution spatiale des RVR en fonction de leurs altitudes et de leurs dénivelées

5.2.1.2.1 Répartition spatiale des types de RVR en fonction de l'altitude

De l'ensemble des critères d'altitudes présentés précédemment, c'est celui de la cicatrice d'arrachement qui sera adopté car c'est physiquement le plus concret et le plus perceptible dans le paysage, critère d'ailleurs adopté par le BGS (British Geological Survey) par exemple. Comme nous l'avons vu précédemment, la distribution statistique des cicatrices a pour médiane 2346 m, c'est donc avec le seuil de 2350 m que sera appliquée l'analyse spatiale des types de RVR.

A l'échelle de la zone d'étude, sans surprise, les RVR dont les cicatrices se trouvent au-dessous de 2350 m se localisent dans les massifs aux altitudes moyennes les plus basses (massifs subalpins : Vercors, Chartreuse, Aravis, Bornes, Chablais), mais également dans les parties basses des vallées de la Tarentaise, de la Maurienne ou bien de la vallée de Suse (Fig. 160A). Les RVR se situant au-dessus de 2350 m se trouvent principalement dans le cœur de la chaîne.

Lorsque l'on regarde, les types de RVR, on s'aperçoit que les répartitions spatiales sont différentes. Ainsi, les EAR présentent la même tendance que pour l'ensemble des RVR (Fig. 160B). Les GR dont les cicatrices sont inférieures à 2350 m se concentrent sur plusieurs massifs : Bornes, Aravis, Belledonne, Beaufortin, Grandes Rousses, Chablais et dans une certaine mesure au sein du massif du Parpaillon (pour sa partie sud) alors que les GR dont les cicatrices sont supérieures à 2350 m se localisent dans le cœur du terrain d'étude (Fig. 160C). Tout comme pour les altitudes, il est difficile d'établir une tendance spatiale pour les GC étant donné leurs nombres (Fig. 160D). En ce qui concerne les DGCVR et les DDV (Fig. 160E ; Fig. 160F), les sites dont la cicatrice est supérieure à 2350 m suivent l'axe de la chaîne cristalline externe (Belledonne, Vanoise, Beaufortin et Aiguilles Rouges. Toutefois on peut noter que les DDV se produisent également dans les massifs subalpins, à des altitudes inférieures à 2350 m.

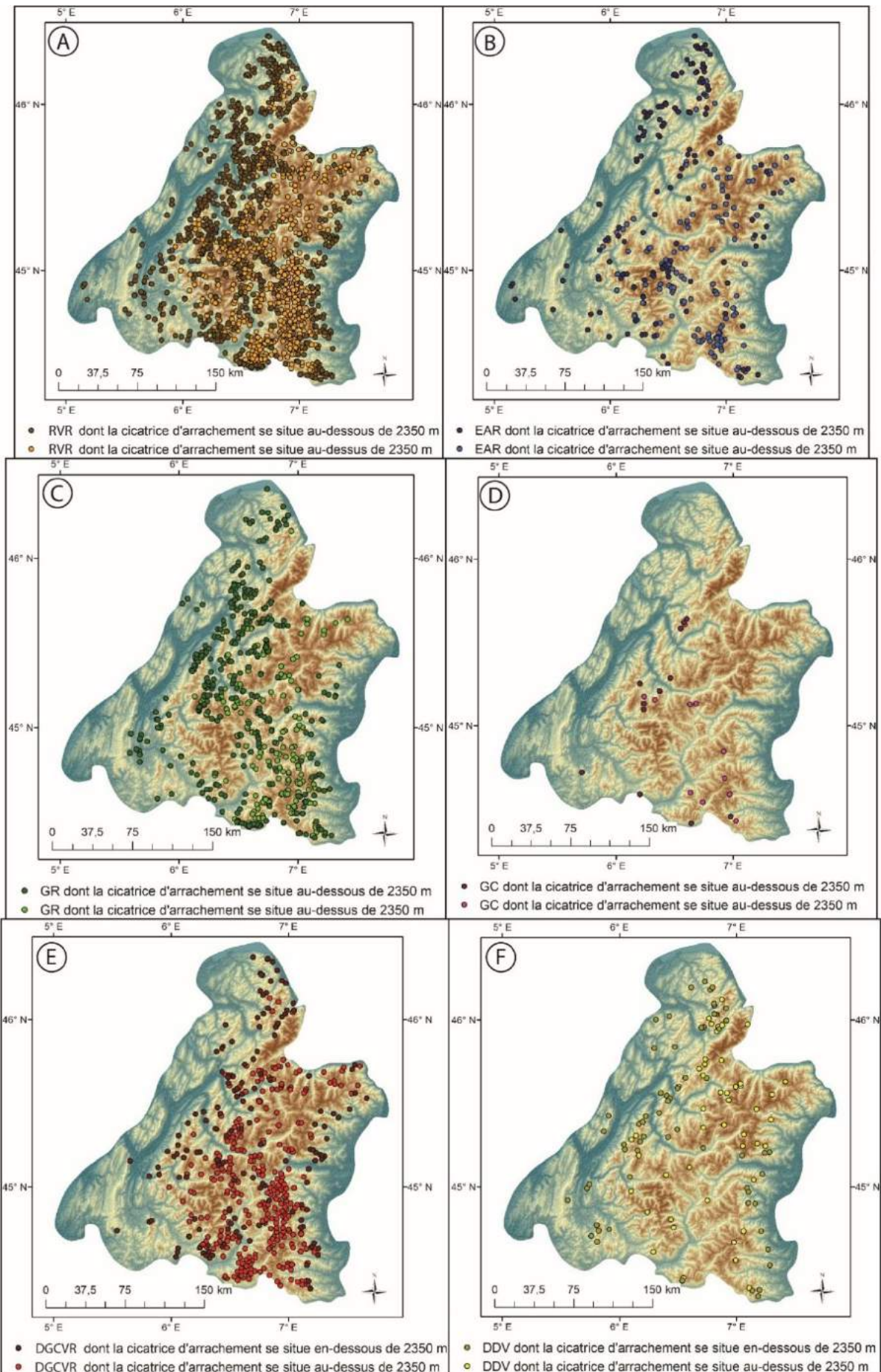


Figure 160 : Altitude des cicatrices d'arrachement de RVR (toutes catégories) selon leur position au-dessus ou en-dessous de 2350 m. A : Tous les types de RVR ; B : EAR ; C : GR ; D : GC ; E : DGCVR ; F : DDV.

5.2.1.2.2 Les dénivelées des RVR

Comme nous l'avons déjà vu, la distribution statistique des dénivelées indique que les dénivelées sont d'environ 500 m car la médiane est à 479 m. Néanmoins, au vu de la Fig. 157 (cf. 5.2.1.1), certaines RVR attirent cette distribution vers de fortes dénivelées et en particulier les DGCVR. C'est pourquoi le choix a été fait de cartographier ici les RVR situées en-dessous de 500 m de dénivelée et celles supérieures à 500 m. Pour compléter et approfondir l'analyse, et en accord avec la figure 161 où l'on peut observer que la courbe de distribution s'atténue en direction des plus grandes dénivelées. Le choix a également été fait de différencier les RVR comprises entre 500 et 1000, puis celles comprises entre 1000 et 2000 m et enfin celles supérieures à 2000 m.

Comme énoncé précédemment, les valeurs de dénivelée présentent de grandes disparités selon les différents types de RVR (Fig. 157, cf. 5.2.1.1). En observant la figure 161, on remarque qu'une grande partie des RVR présentent des dénivelées faibles, inférieures à 500 m (n = 729). Les EAR enregistrent les valeurs les plus faibles, avec un pic à 200 m ; et les DGCVR les plus hautes, avec deux pics : l'un à 400 m, l'autre à 700 m. De plus, la proportion des RVR de moins de 1000 m de dénivelée est forte (n = 1232), et celles-ci sont réparties de manière relativement aléatoire sur la zone d'étude (Fig. 162 A et B). C'est avec les RVR de plus de 1000 m de dénivelée que les résultats témoignent d'une répartition spatiale plus étroitement localisée. Cette classe de RVR se trouve, en effet, au sein des massifs où le relief local est le plus élevé et où les vallées glaciaires sont les plus creusées. Ceci se vérifie pour l'ensemble des massifs et grandes vallées du cœur de la chaîne : Ecrins, Haut-Rhône, vallée d'Aoste, Aiguilles Rouges, Parpaillon, Queyras, Arves-Thabor notamment) (Fig. 162C). Les Préalpes sont dépourvues de grandes RVR, si ce n'est une exception : la RVR du Moucherotte (Vercors) (code : 1Ve, p. 1443 de l'Atlas). Le cœur de la chaîne présente ainsi non seulement une plus grande densité de RVR avec des dénivelées supérieures à 1000 m, mais présente également des concentrations spatiales (Fig. 162C). Ces regroupements s'observent

principalement dans trois endroits : la moyenne Tarentaise, la moyenne Maurienne et les Alpes cottiennes.

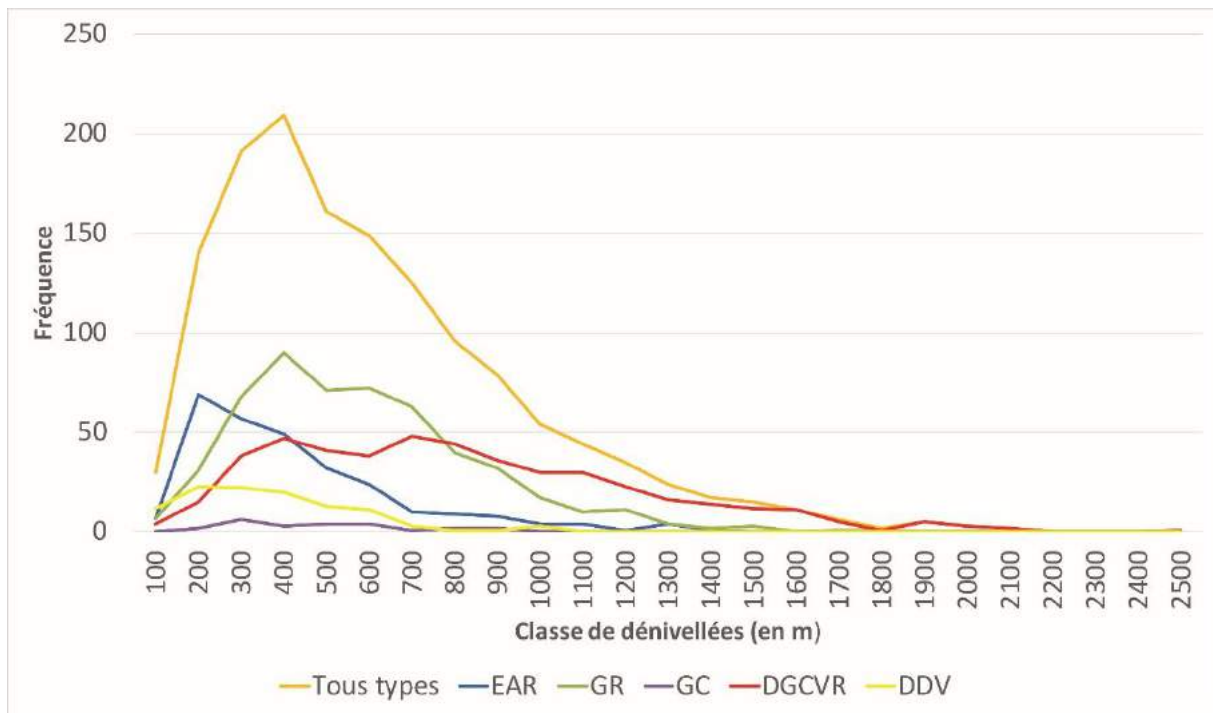


Figure 161 : Analyse altitudinale des dénivelées pour l'ensemble de l'inventaire et pour chacun des types de RVR.

5.2.2 Superficies et densités des RVR

5.2.2.1 Distribution statistique des superficies de RVR

5.2.2.1.1 Distribution par type de RVR

Pour rappel, la taille de chaque RVR a été calculée sous SIG pour chaque polygone vectorisé en projection verticale et est exprimée en km². La projection utilisée a été « WGS 1984 Web Mercator Auxiliary Sphere ».

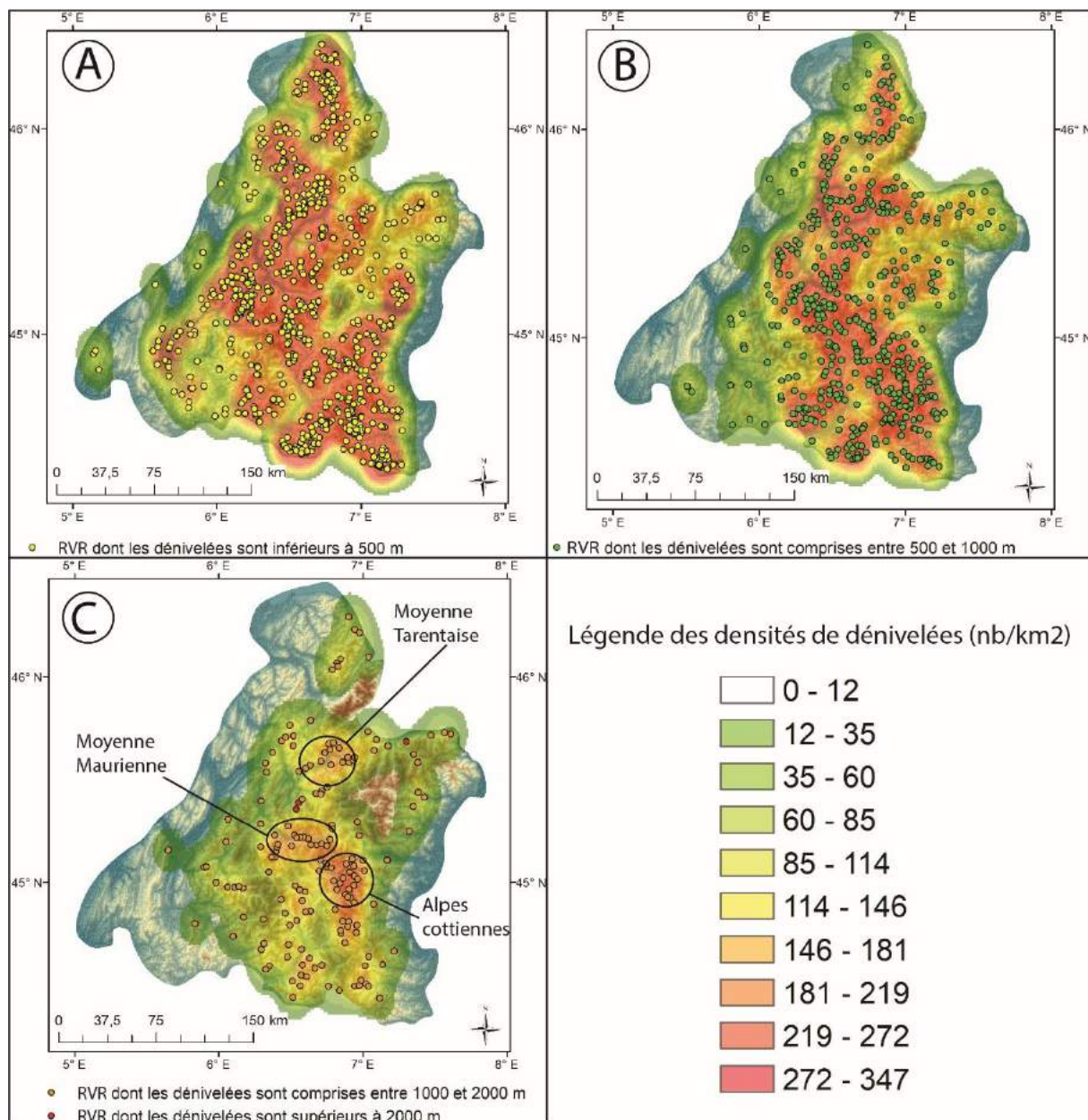


Figure 162 : Analyse spatiale des dénivelées de RVR. A : RVR dont les dénivelées sont inférieures à 500 m ; B : RVR dont les dénivelées sont comprises entre 500 et 1000 m ; C : RVR dont les dénivelées sont supérieures à 1000 m.

Les DGCVR présentent le taux le plus important de présence sur les reliefs alpins avec 5% des superficies du terrain d'étude impactées par ces instabilités (Tableau 4). La valeur la plus basse concerne les GC avec 0,03%. Pour l'ensemble des types et selon la zone d'étude, les RVR représentent 7% de la totalité des superficies. En comparant cette valeur avec celles trouvées dans d'autres chaînes de montagne, on se rend compte qu'elle est supérieure à ce que Jarman et al. (2014) ont trouvé dans les Pyrénées orientales (1,5-1,8%), aux 2% dans les Alpes Néo-zélandaises (Allen et al., 2011), au 2,4% dans les Carpathes méridionales

(Blondeau et al., 2016) et également aux 5,6% de Crosta et al. (2013). Ce n'est que lors d'investigations à l'échelle plus restreinte des bassins versants, et avec des prospections de terrain systématique, que les taux deviennent supérieurs à 10%. Pedrazzini et al. (2015) ont ainsi donné le chiffre de 11% pour le bassin versant du Haut-Rhône impacté par les RVR, et Martinotti et al. (2011) ont signalé que 13,5% de la vallée d'Aoste était touchée par des RVR de type DSGSD. C'est Lahousse (1998) qui a trouvé le taux le plus élevé avec 15% dans la vallée de la Guisane (Haute-Durance).

Tableau 4 : Superficie des RVR : par type et par rapport à l'aire du terrain d'étude.

	Nb de RVR	Superficie totale des RVR par type (km ²)	Moyenne des superficies (km ²)	Superficie totale de l'aire d'étude (km ²)	Superficie affectée par les RVR (en %)
EAR	280	147	0,53	57478	0,26
GR	523	831	1,59		1,45
GC	24	20	0,85		0,03
DGCVR	464	2942	6,34		5,12
DDV	109	110	1,01		0,19
Total	1400	4050	10,32		7,05

5.2.2.1.2 Seuils de taille des types de RVR

La distribution de l'ensemble de l'inventaire montre une asymétrie en faveur des valeurs les plus faibles (Fig. 163A). Pour l'ensemble de l'inventaire, cette figure illustre un domaine de haute fréquence couvrant des aires comprises entre 0.5 et 3 km², avec un mode situé entre 0.2 et 0.5 km². En regardant la figure 163B, on se rend compte que le premier pic se trouve à 0,06 km². Le seuil d'identification des RVR dans les Alpes occidentales, et avec Google Earth Pro™, semble donc être une sur fourchette entre 0,01 et 0,06 km². En dessous de ce seuil, il paraît difficile d'identifier avec certitude la présence de RVR. Cela peut s'expliquer en partie par l'écrasement des images du relief alpin dans Google Earth Pro™. En effet, lorsque le relief est fortement découpé et incisé, il est difficile d'identifier des RVR car on peut aisément confondre les cicatrices avec des ravinements. La médiane des superficies des RVR est 1,04 km², valeur supérieure à ce que l'on peut trouver en Grande Bretagne

(Hurst et al., 2013). En effet, cette communication, en étudiant la base de données des glissements du BGS (British Geological Survey) enregistre une médiane de superficie à 0,0153 km². Cette grande différence peut s'expliquer tout d'abord par l'objet d'étude car l'inventaire du BGS comprend également des glissements superficiels (de très petite taille en générale par rapport à des RVR). Ensuite, la méthode est différente, nous travaillons avec des images satellites alors que le BGS a construit sa base de données avec des prospections de terrain (avec les évènements survenus depuis la création de la base de données) et les cartes géologiques. Ces deux méthodes sont donc différentes et cela peut en partie expliquer pourquoi les deux valeurs de médianes présentent un grand écart.

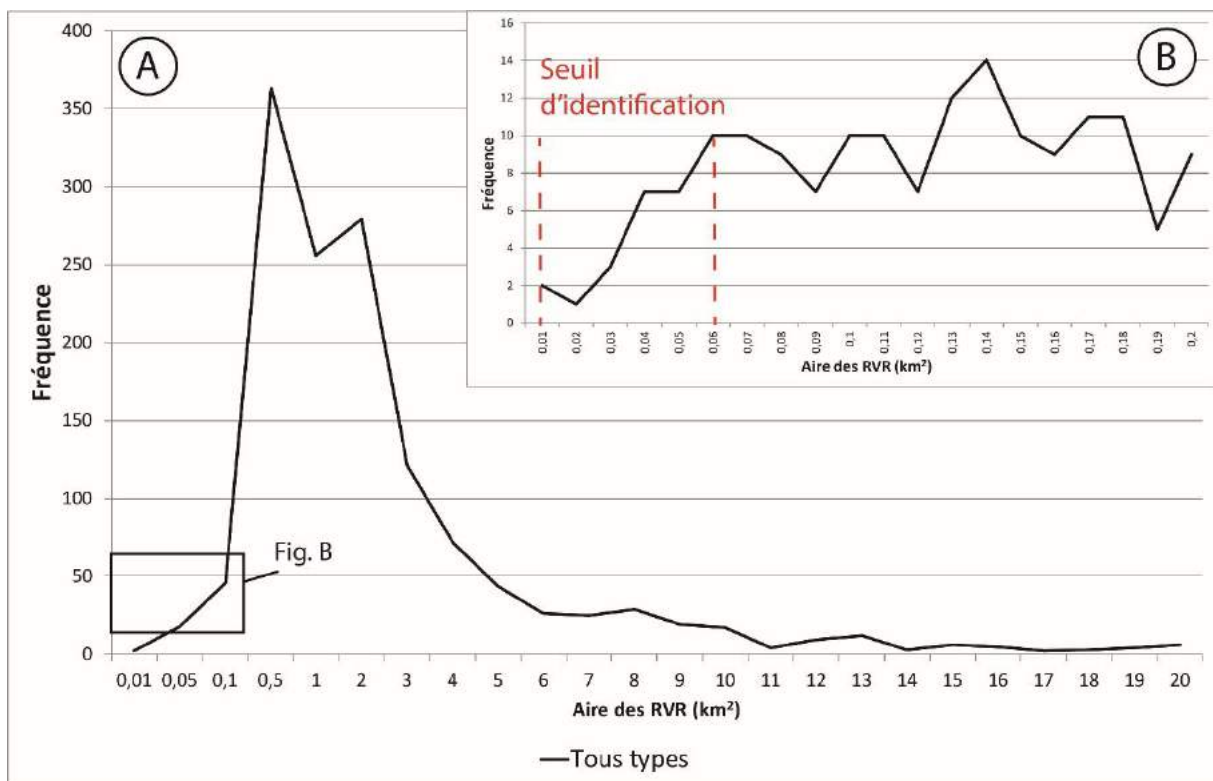


Figure 163 : Distribution statistique de la surface des RVR pour l'ensemble de l'inventaire, avec le seuil de détection.

Pour ce qui est des divers types de RVR, il apparaît que les EAR, les GC et les DDV ont un pic à 0,5 km² avec une moyenne des superficies respectivement de 0,53, 0,85 et 1,01 km², synonymes de la relative faible superficie de ces RVR (Fig. 164A). La distribution des EAR montre également que le pic est très resserré autour de 0,5 km², contrairement aux DDV qui s'étalent davantage vers des valeurs autour de 2-3 km². Ce sont les GR et les DGCVR

qui ont les emprises moyennes les plus importantes, avec un pic à 2 km² (Fig. 164A) pour les DGCVR et 1-2 km² pour les GR, avec une superficie moyenne respectivement de 6.34 et 1.59 km². Si les GR se cantonnent aux valeurs situées entre 0.5 et 6 km², les DGCVR enregistrent une plus grande dispersion statistique (Fig. 164B) car des valeurs entre 0.5 et plus de 10 km² peuvent être observées.

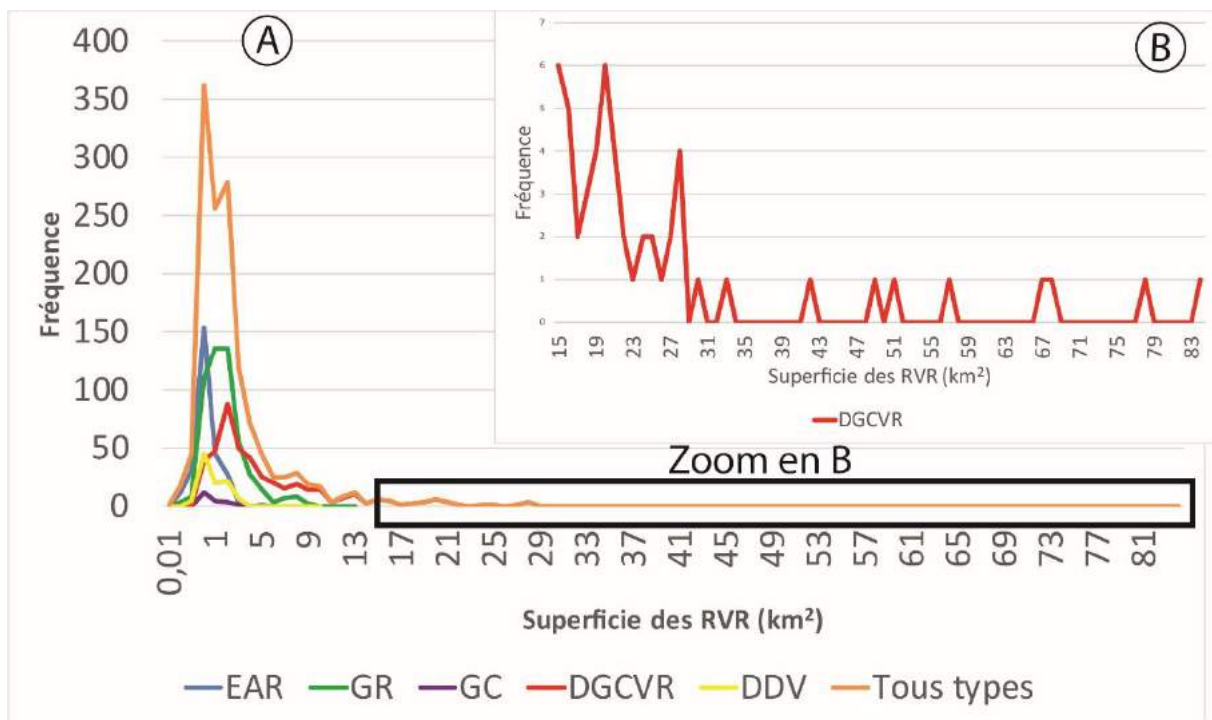


Figure 164 : Distribution statistique des superficies de RVR en fonction des différentes catégories. A : distribution pour l'ensemble de l'inventaire ; B : distribution des plus grands RVR (que des DGCVR), compris entre 15 et 84 km².

5.2.2.1.3 Distribution par massif

Les massifs sont impactés de manière inégale par les RVR, ce que nous voyons à travers toutes les comparaisons déjà réalisées. L'étude des surfaces affectées par les RVR conduit au même constat : certains massifs sont largement impactés par les RVR, à l'inverse d'autres (Tableau 5).

En comparaison avec la moyenne de l'ensemble des massifs sur l'ensemble des Alpes occidentales (7%), c'est celui du Beaufortin qui présente le pourcentage le plus élevé avec 20%, suivi de près par le massif du Parpaillon avec 19% puis par le massif des Arves-Thabor avec 17%. La valeur la plus basse concerne le massif de la Chartreuse avec 0,28%. Comme

déjà énoncé dans les parties précédentes, les massifs préalpins ne sont que pauvrement pourvus en RVR, et cela se confirme également avec les faibles pourcentages de surfaces impactées par les RVR : Bauges (0,51%) et Vercors (0,34%). Toutefois, certains massifs préalpins sont dotés de concentrations plus élevées, comme le massif des Bornes (3%), celui des Aravis (4%) et celui du Dévoluy (2%). Ceci est sans doute imputable à la plus forte présence de RVR sur des lithologies favorables, comme la klippe des Annes dans le massif des Bornes mais également, dans une moindre mesure, par la forte présence d'EAR sur des massifs composés de calcaires, associée à un fort potentiel gravitationnel comme cela est visible dans le massif des Aravis.

Tableau 5 : Superficie impactée par les RVR par massif.

	No de RVR	Superficie des RVR (km ²)	Taille moyenne des RVR (km ²)	Superficie des massifs (km ²)	Superficie affectée par les RVR (%)
Aiguilles Rouges	48	129,72	2,7	1537	8,44
Alpes Cotiennes	82	403,94	4,93	3168	12,75
Alpes Grées	50	108,9	2,18	3263	3,34
Aravis	24	35,98	1,5	936	3,84
Arves-Thabor	119	361,24	3,04	2071	17,44
Bauges	7	9,77	1,4	1905	0,51
Beaufortin	107	368,84	3,45	1885	19,57
Belledonne	56	140,49	2,51	2438	5,76
Bornes	21	39,32	1,87	1190	3,30
Chablais	54	75,14	1,39	3677	2,04
Chambeyron	114	148,43	1,3	2843	5,22
Chartreuse	3	4,46	1,49	1585	0,28
Dévoluy	18	37,83	2,1	1641	2,31
Ecrins	141	399,16	2,83	5828	6,85
Grand Paradis	78	294,08	3,77	4899	6,00
Grandes Rousses	38	63,3	1,67	736	8,60
Mont Blanc	21	61,71	2,94	1589	3,88
Mont Cenis	33	130,18	3,94	1119	11,63
Queyras-Viso	159	442,73	2,78	3766	11,76
Parpaillon	71	235,16	3,31	1240	18,96
Vanoise	136	541,84	3,98	4159	13,03
Vercors	20	20,38	1,02	6003	0,34
Total	1400	4052,6	2,89	57478	7,05

On retrouve encore une fois les hautes densités du cœur de la chaîne (cf. ci-après) et les localisations des « points chauds » à RVR (5.1.5). Les massifs cristallins externes se trouvent dans une fourchette intermédiaire, avec des valeurs allant de 4% pour le massif du Mont-Blanc à 8% pour celui des Aiguilles Rouges en passant par les 6% du massif de Belledonne.

5.2.2.2 Répartition et variations spatiales des densités de RVR

5.2.2.2.1 A l'échelle de l'aire d'étude

La répartition des RVR et leurs densités varient selon les massifs, et parfois de manière très importante (Fig. 165). A l'échelle de la zone d'étude, les tailles de RVR peuvent varier entre 0,009 et 84 km² (Fig. 165A). Selon leurs superficies on observe que les plus grandes RVR se localisent en plusieurs secteurs (Fig. 165B) : la zone de Bourg Saint-Maurice, celle des vallées des Dorons de Belleville et des Alluès, la vallée de la Guisane et la vallée du Suse. La vallée de Valloire comporte également de larges RVR mais avec des instabilités relativement plus petites que les autres vallées. Les zones de grandes densités se regroupent en plusieurs secteurs et qui peuvent faire parfois plusieurs centaines de kilomètres (Fig. 165C). Cela concerne le massif du Beaufortin, des Arves-Thabor, des Grandes Rousses, du Parpaillon, et enfin un grand secteur autour de l'amont de la haute Ubaye englobant une partie des massifs du Chambeyron et du Queyras-Viso.

Ces plus grandes densités font écho dans une certaine mesure aux zones de « points chauds » (cf. 5.1.5), car ces secteurs font partie des zones où les plus grandes densités de RVR sont observées.

5.2.2.2.2 Répartition des densités en fonction des types de RVR

En fonction des différents types de RVR, les constats des répartitions spatiales mais également des variations de densités s'avèrent très différents.

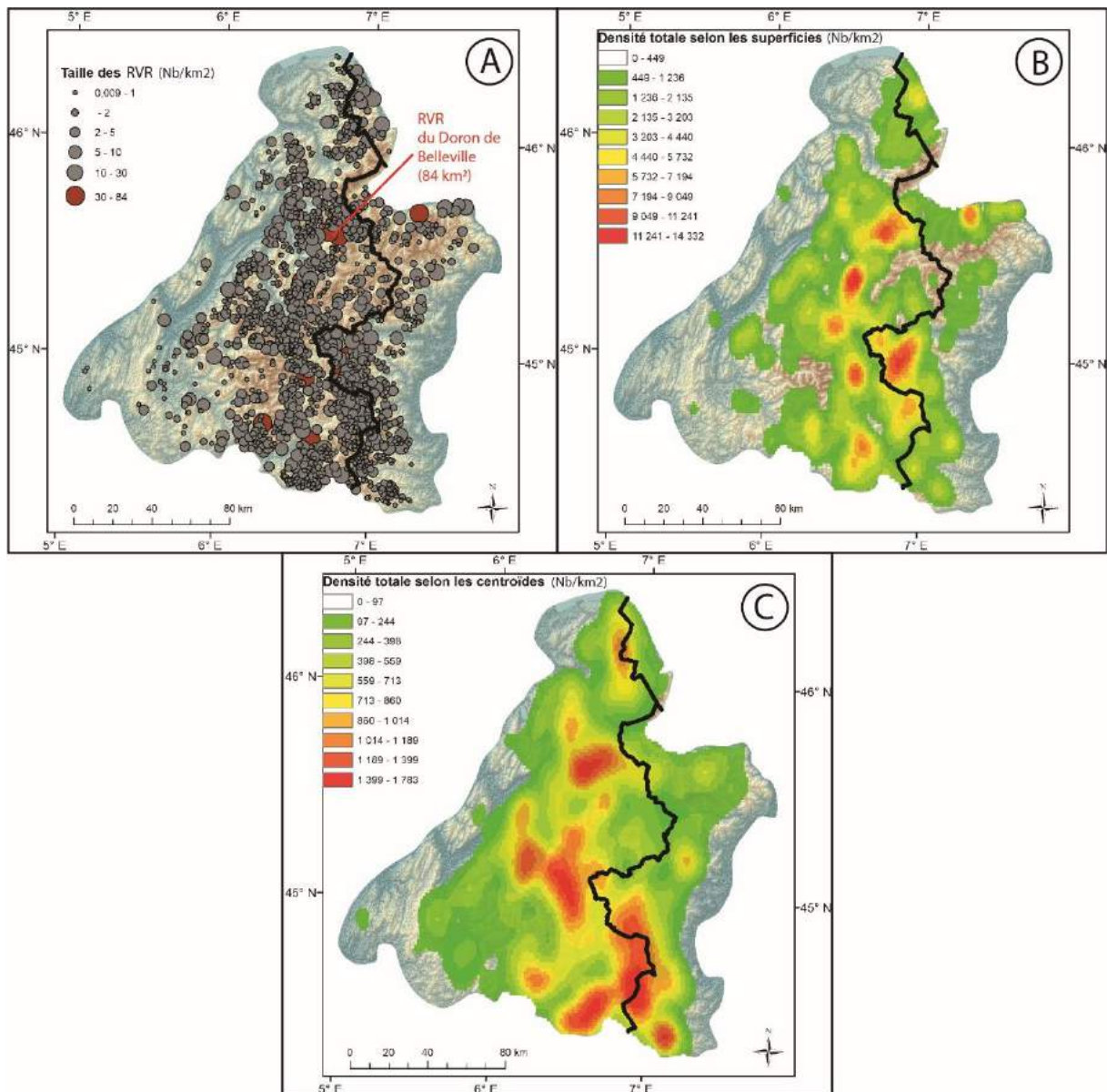


Figure 165 : Répartition et densité spatiale des RVR sur le terrain d'étude. A : répartition des RVR selon leurs tailles ; B : densité des RVR selon leurs superficies ; C : densité des RVR selon leurs centroïdes. Les calculs de densité ont été réalisés avec le modèle Kernel. Cet outil calcul la densité des entités en fonction de la présence ou non dans leurs voisinages d'autres entités. Les traits noirs représentent la frontière politique.

Les EAR sont globalement de petite taille et sont répartis assez aléatoirement sur l'aire d'étude (Fig. 166A), aussi bien dans le massif des Bornes que dans le massif du Queyras par exemple. Les plus fortes densités de larges EAR se localisent dans les hauts de la vallée de la Guisane, la haute Maurienne, dans le massif du Grand Paradis, et dans celui des Aiguilles Rouges dans une certaine mesure. Sur la base des critères de centroïdes, les EAR sont davantage présents dans le massif des Aiguilles Rouges, dans la vallée de la Guisane et

dans la haute Ubaye à la frontière avec l'Italie (Fig. 166B). Il paraît donc difficile d'établir avec certitude une tendance spatiale si ce n'est que ces EAR ont une tendance à se produire sur des roches massives (calcaire, granite).

Tout comme les EAR, la répartition des GR semble de prime abord aléatoire. On constate néanmoins quelques tendances spatiales. En effet, si les GR sont plutôt de grande taille (Fig. 166C), les plus fortes densités de cette catégorie de GR se localisent dans le nord du massif du Beaufortin, et dans une moindre mesure dans le massif des Grandes Rousses ainsi qu'aux marges ouest du massif de la Vanoise. Ces plus grandes densités se situent sur la couverture dauphinoise qui enveloppe la zone cristalline externe, mais également en vertu du relief modéré de ces zones, qui sont propices aux GR. Lorsque l'on prend les densités en fonction du critère du centroïde, on s'aperçoit que la répartition spatiale des GR est conforme à l'organisation générale de l'ensemble de l'inventaire (Fig. 166D), y compris au niveau des zones de points chauds (cf. 5.1.5).

En ce qui concerne les GC, du fait de leur nombre restreint il est difficile de détecter une tendance spatiale. Néanmoins, un petit foyer s'observe dans le massif des Arves-Thabor, autour des Aiguilles d'Arves (Fig. 166E et F). Il n'est cependant pas cartographié car les valeurs de surface sont trop petites.

Les DDV sont des RVR de plutôt de grandes dimensions (Fig. 166G) mais il est évident que les plus grandes densités, que ce soit selon la superficie (Fig. 166G) ou selon le centroïde (Fig. 166H), sont faibles à l'échelle de la zone d'étude, et que seuls deux regroupements apparaissent : massif des Aiguilles Rouges, et le nord-Belledonne.

Il est indéniable que ce sont les DGCVR qui sont les plus étendues et qui occupent de larges vallées alpines (Fig. 166I). Les densités les plus grandes de DGCVR se localisent dans la vallée de Suse (Italie) et dans le secteur des Dorons de Bellevilles (France), avec des foyers secondaires au niveau de Bourg Saint-Maurice et de Briançon. Selon le critère des centroïdes (Fig. 166K), les plus fortes densités se regroupent en trois zones : la moyenne Maurienne, le massif de Parpaillon et les Alpes cottiennes. Encore une fois, les plus grandes densités sont en étroite adéquation avec la lithologie car les grands regroupements sont situés sur des flysch (sud des Ecrins), des calcschistes (vallée du Guil, vallée de Suse), des grès, des conglomérats et des schistes (vallée de la Tarentaise).

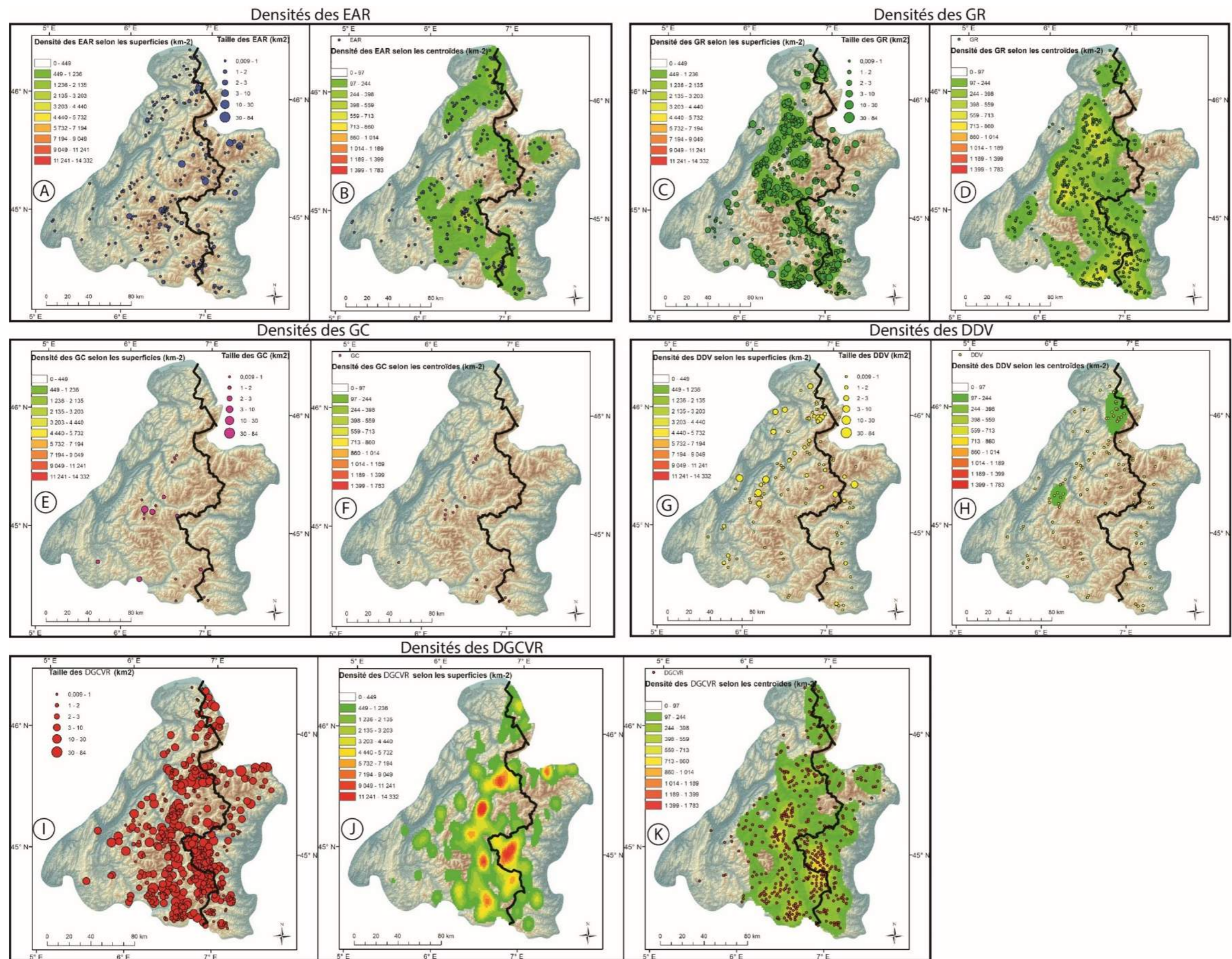


Figure 166 : Répartition spatiale et densités des différents types de RVR. A : taille et densité par les superficies des EAR ; B : densité par les centroïdes des EAR ; C : taille et densité par les superficies des GR ; D : densité par les centroïdes des GR ; E : taille et densité par les superficies des GC ; F : densité par les centroïdes des GC ; G : taille et densité par les superficies des DDV ; H : densité par les centroïdes des DDV ; I : taille des DGCVR ; J : densité des DGCVR par les superficies ; K : densité des DGCVR par les centroïdes. Les traits noirs sont la frontière politique.

5.2.3 Distribution des RVR en fonction de la valeur de la pente

Dans la perspective d'une analyse multivariée, il est important de travailler sur les valeurs de pentes des RVR. L'analyse de celle-ci ne peut pas permettre de fournir un pouvoir explicatif quant à l'apparition d'une RVR mais il est important de pouvoir comprendre la localisation des RVR en fonction des pentes.

La littérature évoque que les RVR sont observées sur des pentes de 24° selon Agliardi et al. (2013) et 30° selon Pedrazzini et al. (2015). L'hypothèse consiste à dire que les RVR du terrain d'étude se situent dans cette fourchette.

5.2.3.1 Méthodes de calcul

Le calcul de ce paramètre a nécessité d'utiliser l'algorithme « pente » sur un MNT sous SIG. Pour l'obtention du MNT, le choix s'est porté sur les données ASTER, produites en 2009 par les Etats-Unis et le Japon à partir du satellite ASTER avec une résolution de 30 m (cf. 3.6). La carte des pentes consiste à calculer le taux de variation des valeurs de chaque cellule par rapport à ses voisines. Pour chaque RVR vectorisée sous la forme de polygone, il a été défini une pente moyenne avec le MNT. Il aurait été plus significatif de prendre les pentes des cicatrices d'arrachement mais cette méthode ne fonctionne qu'avec les EAR, les GR et les GC. En effet, les RVR de type DGCVR et DDV n'ont pas de cicatrice d'arrachement à proprement parlé et prendre la pente des parties supérieures de ces RVR consisterait à extraire les pentes douces des crêtes d'où débutent la plupart du temps les DGCVR et DDV. Pour plus de facilité lors des lectures de cartes, et parce qu'elles épousent l'ensemble de la gamme des pentes des RVR selon la distribution statistique (Fig. 167), six classes ont été produites : les RVR sur des pentes de 8 à 19°, de 19 à 22°, de 22 à 25°, de 25 à 29°, de 29 à 34° et de 34 à 58°.

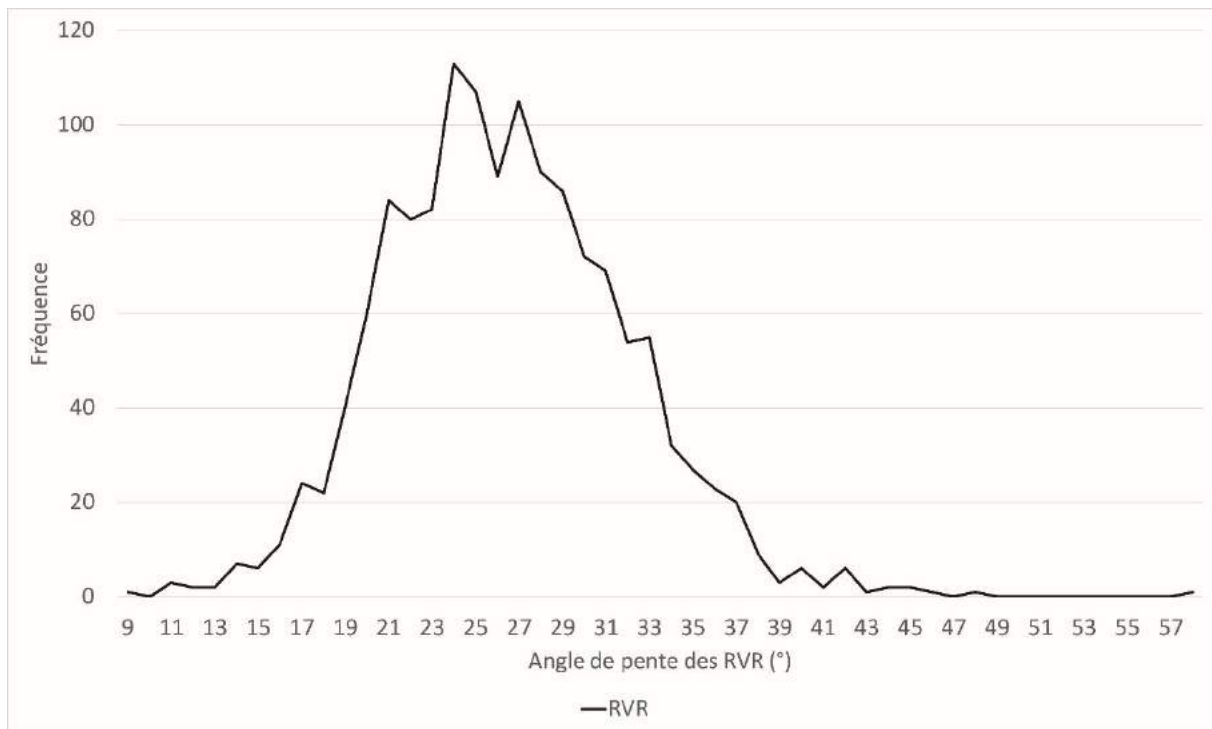


Figure 167 : Distribution statistique des valeurs de pente moyennes des RVR.

5.2.3.2 Distribution des pentes et RVR

5.2.3.2.1 Distribution des pentes selon les types de RVR

Les pentes peuvent jouer un rôle important dans l'occurrence des RVR car, même si c'est un facteur passif, elles peuvent favoriser la mise en mouvement de masses rocheuses. Les valeurs de pente pour chaque type de RVR seront étudiées ici afin de pouvoir évaluer les pentes moyennes et de définir une éventuelle pente critique.

Au vu du tableau 6, il apparaît que les EAR sont associés aux pentes les plus fortes avec 86 sur 280 sites se produisant sur des pentes allant de 29 à 34° (moyenne : 29.5°). Les DDV sont également un type de RVR qui se développent sur des pentes fortes, mais le nombre n'est pas aussi conséquent qu'avec les EAR avec environ 25% se développant sur des pentes entre 29 à 34° (moyenne : 26.6°). Les GR et les DGCVR se rencontrent majoritairement en association avec des pentes allant de 22 à 29°. Les GC sont, quant à eux, plutôt du domaine des pentes douces (8 à 19°).

Tableau 6 : Nombre de proportion de RVR en fonction de l'angle de pente.

Valeur de la pente (°)	EAR (Nb. et %)	GR (Nb. et %)	GC (Nb. et %)	DGCVR (Nb. et %)	DDV (Nb. et %)
8-19	7 (2,50)	58 (11,08)	14 (58,33)	27 (5,81)	12 (11)
19-22	23 (8,24)	93 (17,78)	2 (8,33)	88 (18,96)	18 (16,51)
22-25	35 (12,54)	126 (24,09)	3 (12,5)	122 (26,29)	15 (13,76)
25-29	63 (22,58)	146 (27,91)	4 (16,66)	132 (28,44)	25 (22,93)
29-34	86 (30,71)	91 (17,39)	0	79 (17,02)	27 (24,77)
34-58	66 (23,57)	11 (2,10)	1 (4,16)	16 (3,44)	12 (11)
Moyennes	29,5	24,7	19,6	25,3	26,6

5.2.3.2.3 Valeurs moyennes des pentes des RVR

La valeur moyenne de pente pour l'ensemble des RVR de notre inventaire est 26°, et la médiane 25,6°. Cela implique que la courbe de distribution est légèrement asymétrique en direction des valeurs faibles. En fonction des différents types de RVR, cette valeur varie de 29,4° pour les EAR à 19,9° pour les GC, en passant par 26,6° pour les DDV, 25,3° pour les DGCVR, et 24,7° pour les GR (Tableau 6).

Au vu de la figure 168, il apparaît que seuls les GR et les DGCVR ont des courbes de distribution sensiblement identiques à celles qui comprend tous les types. En effet, la fenêtre de fréquence varie de 20 à 28° pour ces deux types mais également pour l'ensemble de l'inventaire avec néanmoins un pic de fréquence plus prononcé pour les DGCVR à 24°. Les EAR, les DDV et les GC montrent des courbes de distribution différentes par rapport à la courbe de toutes les RVR. Les DDV et les GC présentent une courbe différente mais cela est sûrement dû au petit nombre de GC et à la difficulté d'établir avec certitude une pente pour les DDV se présentant sur les crêtes. Néanmoins, il semble apparaître que les GC se produisent majoritairement sur des pentes faibles. Les EAR montrent, quant à eux, des valeurs associées aux pentes les plus élevées avec une plage de fréquence : autour de 30-37°. De manière générale, on peut donc dire que seules les RVR de type EAR ont tendance à se produire sur des pentes plus élevées que les autres types. Cela peut s'expliquer selon nous par la forte prédisposition de ce type sur des roches sédimentaires détritiques

chimiques et biochimiques (calcaire notamment), les reliefs étant davantage escarpés (parois rocheuses) que les autres lithologies.

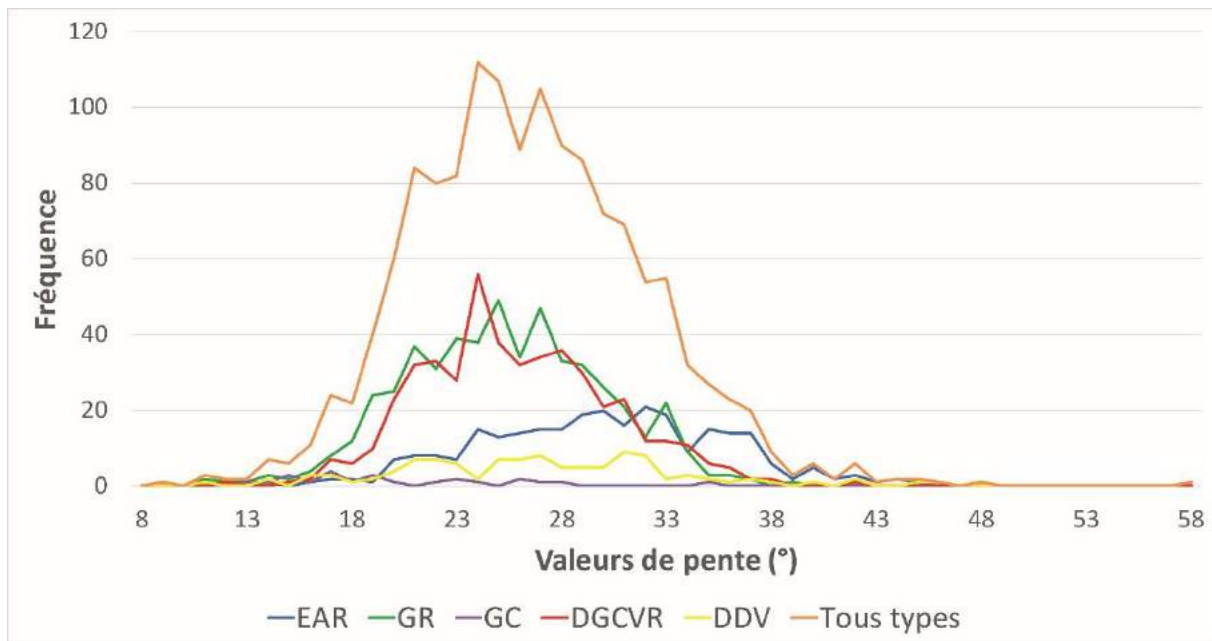


Figure 168 : Distribution des différents types de RVR en fonction de l'ensemble des valeurs de pente.

En comparant statistiquement les types de RVR et les valeurs de pente avec le chi2, il s'avère que la relation est extrêmement significative avec un chi2 de 235 avec un degré de liberté de 16.

Nos résultats sont en accord avec la littérature alpine. En effet, Agliardi et al. (2013) ont défini que l'angle des pentes des DSGSD était de 24°, comparé à 26° pour les aires non affectées par les DSGSD, ce qui est comparable à nos résultats. Néanmoins, ils ont travaillé avec un MNT de 90 m de résolution. Pour le bassin versant du Haut-Rhône, Pedrazzini et al. (2015) ont trouvé un angle de pente moyen de 30° pour un inventaire composé de l'ensemble des types de RVR présentées ici. Leurs résultats correspondent à un travail sur un MNT de 25 m de résolution, et les valeurs de pentes dans les polygones sous SIG ont été incluses. A la vue de cela, et avec un MNT sensiblement plus fin, leurs résultats peuvent être comparables aux nôtres.

5.2.3.3 Analyse par superficie de RVR

Selon les superficies et en fonction des catégories de RVR, on se rend compte tout d'abord que, de manière générale et en fonction de l'ensemble de l'inventaire, ce sont les pentes comprises entre 19 et 25° qui enregistrent les plus forts taux de présence de RVR (Tableau 7). Les EAR sont majoritairement sur des pentes fortes : entre 25 et 49°. Cela peut s'expliquer par la forte présence de ce type de RVR sur les parois verticales des massifs composées de roches sédimentaires chimiques et biochimiques. Les GR présentent une large gamme d'occurrence sur les valeurs de pente. En effet, les classes entre 19-22, 22-25, 25-29 enregistrent un ratio de plus de 20% avec néanmoins la valeur la plus forte pour la classe entre 25 et 29°. Les GC présentent, quant à eux, une forte susceptibilité pour les pentes entre 8 et 18° (67%). Les DGCVR enregistrent sensiblement le même résultat que les GR (valeur supérieure à 20% pour les classes entre 19 et 29°), si ce n'est que la valeur la plus forte concerne la classe de pente entre 19 et 22° (33%), suivie de près par la classe entre 22 et 25° avec 32%. Les DDV présentent des résultats contrastés qui reflètent la difficulté de délimiter les contours. En effet, elles se produisent majoritairement sur des pentes fortes (entre 29 et 49°) avec 37% des superficies de ce type de RVR sur cette classe, mais enregistrent également 22% sur les pentes entre 25 et 29° et 18% sur la classe entre 19 et 22°. Pour cette catégorie, la classe entre 22 et 25° enregistre 7% des superficies de ce type de RVR.

Tableau 7 : Ratio des superficies de RVR (par catégorie) selon les 5 classes des valeurs de pentes.

	Superficie des catégories de RVR (km ²)	Ratio des superficies des RVR en fonction des valeurs de pente (°)				
		8-18°	19-22°	22-25°	25-29°	29-49°
EAR	147	2,20	6,01	12,14	33,05	46,61
GR	831	12,42	22,58	23,54	27,84	13,62
GC	20	66,95	11,65	11,95	7,75	1,70
DGCVR	2942	6,24	32,94	31,61	20,41	8,80
DDV	110	15,37	18,28	6,82	22,05	37,47
Tous RVR	4050	7,91	29,33	28,48	22,37	11,90

5.2.3.4 Distribution spatiale des RVR en fonction de leurs pentes

5.2.3.4.1 Difficulté d'observer une logique spatiale des RVR à l'échelle régionale

A l'échelle de l'aire étudiée, il est difficile d'établir avec certitude une logique spatiale (Fig. 169). En effet, des RVR avec des valeurs de pentes diverses peuvent s'observer sur tous les massifs. Néanmoins, certaines tendances, qui s'avèrent finalement logiques, peuvent s'observer :

- les RVR aux valeurs de pente moyenne les plus élevées se rencontrent dans des massifs fortement creusés par la glace et l'érosion : dans des terrains à dominante calcaire (Le Haut-Giffre ou bien les Bornes) et granitique (Ecrins et Grand Paradis), dans les secteurs plus escarpés.
- les vallées glaciaires peu profondes et conformément à la cartographie de Champagnac et al. (2007) (Fig. 27, cf. 1.4.1.4) semblent être majoritairement impactées par des RVR avec des angles moyens entre 20 et 30°. Ceci est le cas pour les vallées de Suse (Italie) ou bien dans la vallée du Guil (Queyras). Une des explications pourrait être la lithologie, favorable aux RVR de type DGCVR et GR dans le sud-est de l'aire d'étude (Queyras-Viso, Chambeyron, Parpaillon et Alpes cottiennes), qui, de par le mouvement vers l'aval de grandes masses rocheuses, atténue les valeurs de pente moyenne.
- les RVR associées aux valeurs de pente moyenne les plus faibles se localisent soit au niveau des crêtes, ce qui est le cas pour le massif du Beaufortin par exemple, soit dans des secteurs où le relief est peu prononcé (cf. 5.2.4) comme par exemple dans la dépression du Trièves.

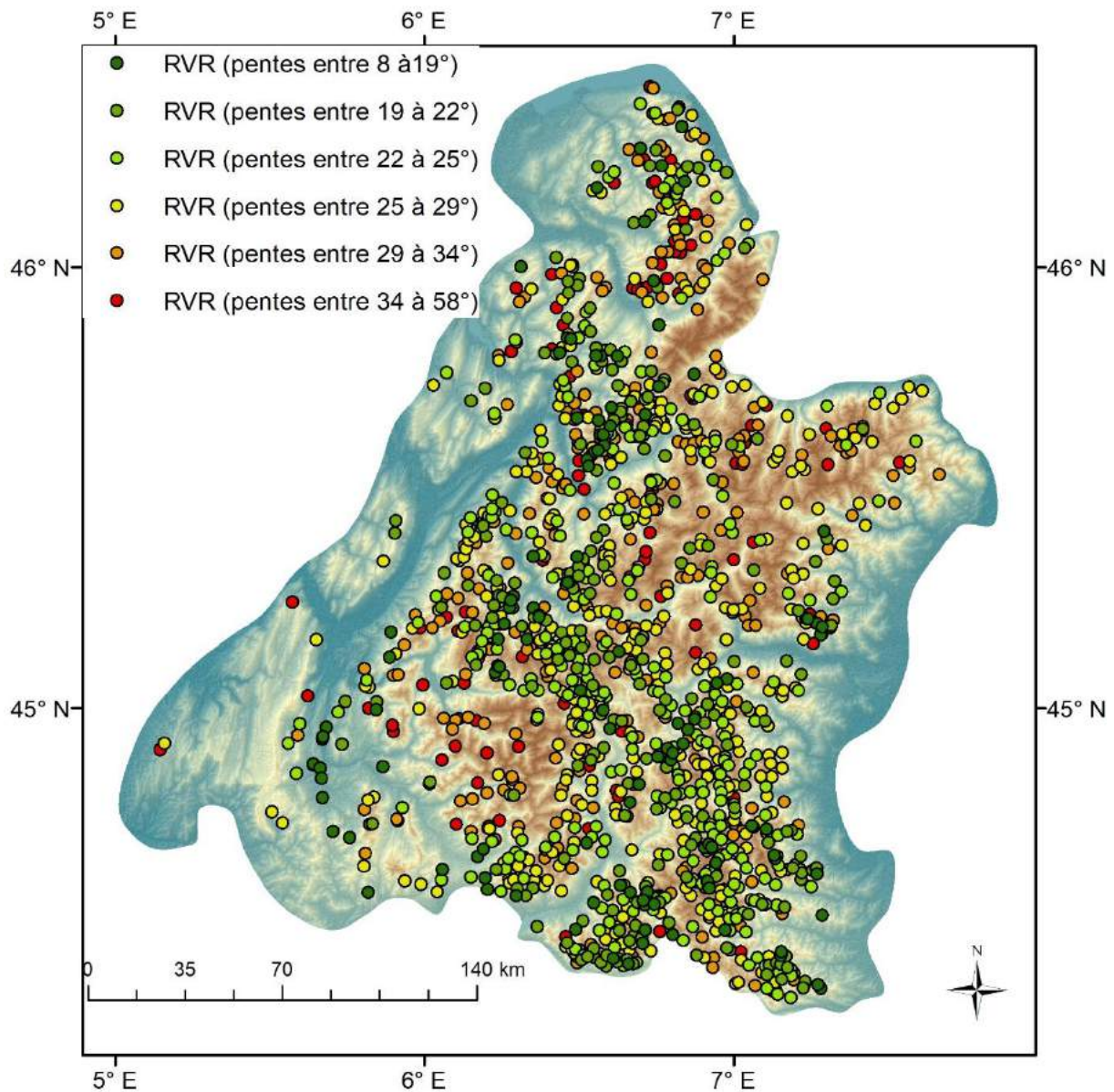


Figure 169 : Distribution spatiale des RVR en fonction des pentes moyennes.

5.2.3.4.2 Répartition spatiale en fonction des types de RVR

Les tendances statistiques montrées précédemment sont globalement plutôt logiques, mais lorsque l'on regarde la répartition spatiale des types de RVR, la logique de répartition par classes de pentes ne se reflète pas pour autant dans une géographie régionale des RVR. Quelques prédispositions peuvent ainsi être identifiées (Fig. 170) :

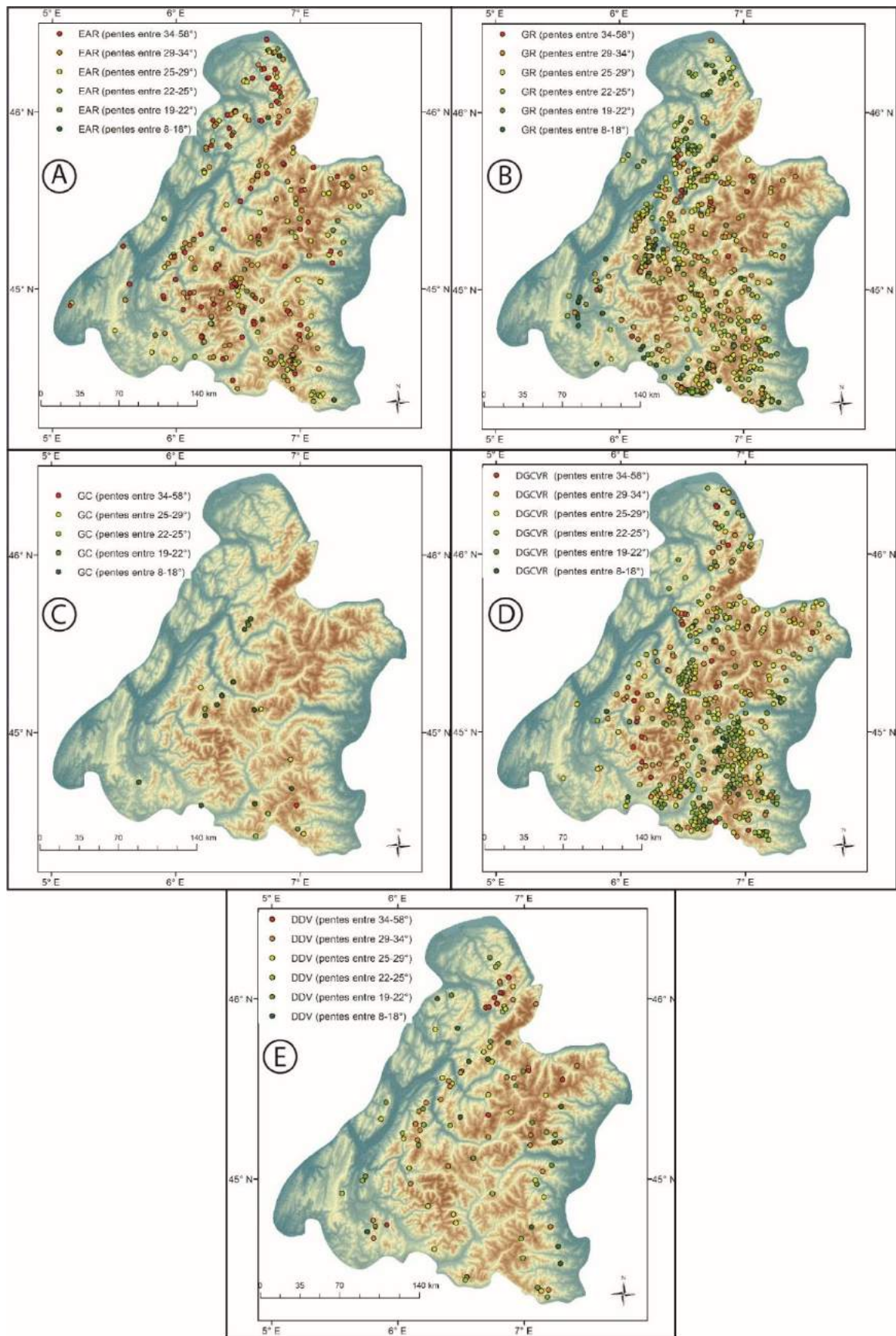


Figure 170 : Répartition spatiale des différents types de RVR en fonction de leurs pentes moyennes. A : classes de pentes des EAR ; B : classes de pentes des GR ; C : classes de pentes des GC ; D : classes de pentes des DGCVR ; E : classes de pentes des DDV.

- les EAR se produisent sur des pentes fortes en grande majorité car 86 et 66 sites sur 280 EAR apparaissent sur des pentes comprises entre 29 et 34° et entre 34 et 58° respectivement (Tableau 6, cf. 5.2.3.2.1). Les massifs concernés par des EAR sur pentes fortes sont ceux du Chablais, des Bornes et la partie amont de la vallée de la Guisane (massif des Arves-Thabor) (Fig. 170A). Il se trouve que les deux premiers massifs cités sont composés de roches sédimentaires et que ces roches affleurent également en amont de la vallée de la Guisane ;
- les GR enregistrent un pic de fréquence entre 22 et 29° avec respectivement 271 GR sur un total de 523 sites (Tableau 6). Ainsi, là où les pentes sont les plus fortes (Ecrins, Grand Paradis, Préalpes), les GR sont quasi absents (Fig. 170B). Dans les massifs où les pentes sont plus douces, on peut voir de nombreux GR comme le Queyras ou bien le massif des Aiguilles d'Arves. Les GR sur versants peu déclives se localisent dans la dépression du Trièves et dans une certaine mesure dans le bassin de Barcelonnette ;
- la répartition spatiale des GC est difficile à établir étant donné le faible nombre de ce type dans l'inventaire (Fig. 170C). Il serait ici hasardeux d'établir une répartition avec un si petit nombre de GC sur une aire aussi vaste ;
- la tendance pour les DGCVR est sensiblement la même que pour les GR, car les classes les plus représentées sont celles entre 22 et 29° avec 254 DGCVR sur un total de 464 sites (Tableau 6). Les DGCVR sur les pentes les plus fortes se localisent dans les massifs cristallins (Belledonne, Ecrins, et dans une moindre mesure Grand Paradis) et les massifs composés de roches sédimentaires (Aiguilles Rouges et Chablais) (Fig. 170D). Les DGCVR sur des pentes plus douces se situent sur un axe partant des massifs du Parpaillon et de Chambeyron en allant sur le massif du Beaufortin. Cet axe suit globalement l'axe central des « points chauds » (voir 5.1.5) ;
- les DDV apparaissent majoritairement sur des pentes comprises entre 25 et 29° et entre 29 et 34° car ce sont les catégories les plus représentées avec 25 et 27 sites respectivement sur un total de 109 (Tableau 6). Malgré le relatif faible nombre de

DDV, il semble néanmoins possible de définir un foyer de ces DDV sur ces pentes au sein de l'axe des massifs cristallins externes : Belledonne, Aiguilles Rouges et dans une moindre mesure dans le massif des Ecrins (Fig. 170E). On peut également noter qu'un regroupement de DDV avec les pentes les plus fortes (34-58°) se concentrent dans le massif des Aiguilles Rouges, et plus précisément dans les calcaires du Haut-Giffre. On peut donc suggérer que, malgré la faible susceptibilité de cette lithologie à l'apparition des RVR, ces derniers puissent se développer sur cette lithologie dans la mesure où l'amplitude du relief est forte.

De manière générale, si statistiquement, il est plus facile d'établir une pente relative d'occurrence des RVR et de ses différents types, cela semble plus difficile à démontrer avec une répartition spatiale car toutes les RVR peuvent apparaître sur toutes les valeurs de pente de la classification. Cossart et al (2008) et Holm et al. (2004) énoncent que les RVR se localisent majoritairement dans les parties basses et intermédiaires des versants anciennement englacés, mais cela s'est avéré difficile à confirmer à l'échelle régionale à partir du seul critère des valeurs de pente.

5.2.4 Fréquence des RVR et amplitude du relief

5.2.4.1 Principes de bases et méthodologie

Le relief local, ou amplitude relative du relief, est la différence d'altitude entre le point le plus haut et le point le plus bas d'une unité de paysage donnée. Le relief observé est principalement le résultat de la tectonique (déformation des roches, plissement, etc...), et de l'incision fluviale ou glaciaire en réponse au soulèvement crustal. Facilement calculé grâce à l'usage d'un MNT, le relief local est souvent utilisé pour décrire les caractéristiques du relief (Burbank, 1992). Sous SIG, la méthode consiste à déplacer une fenêtre mobile circulaire ou carrée sur un fichier raster correspondant à un MNT et qui calcule à chaque incrément la valeur du relief local dans la fenêtre à partir des valeurs d'altitude des pixels contenus dans la fenêtre (Grohmann et Riccomini, 2009). En comparant les RVR et le relief local, cela permet de regarder la localisation des RVR en fonction de l'amplitude du relief, ce

qui a notamment déjà été étudié dans le bassin du Haut-Rhône (Pedrazzini et al., 2015) (Fig. 171). Le calcul a été ici effectué à partir d'une fenêtre carrée d'une taille de 20 km de côté, et le résultat est illustré par la figure 172A.

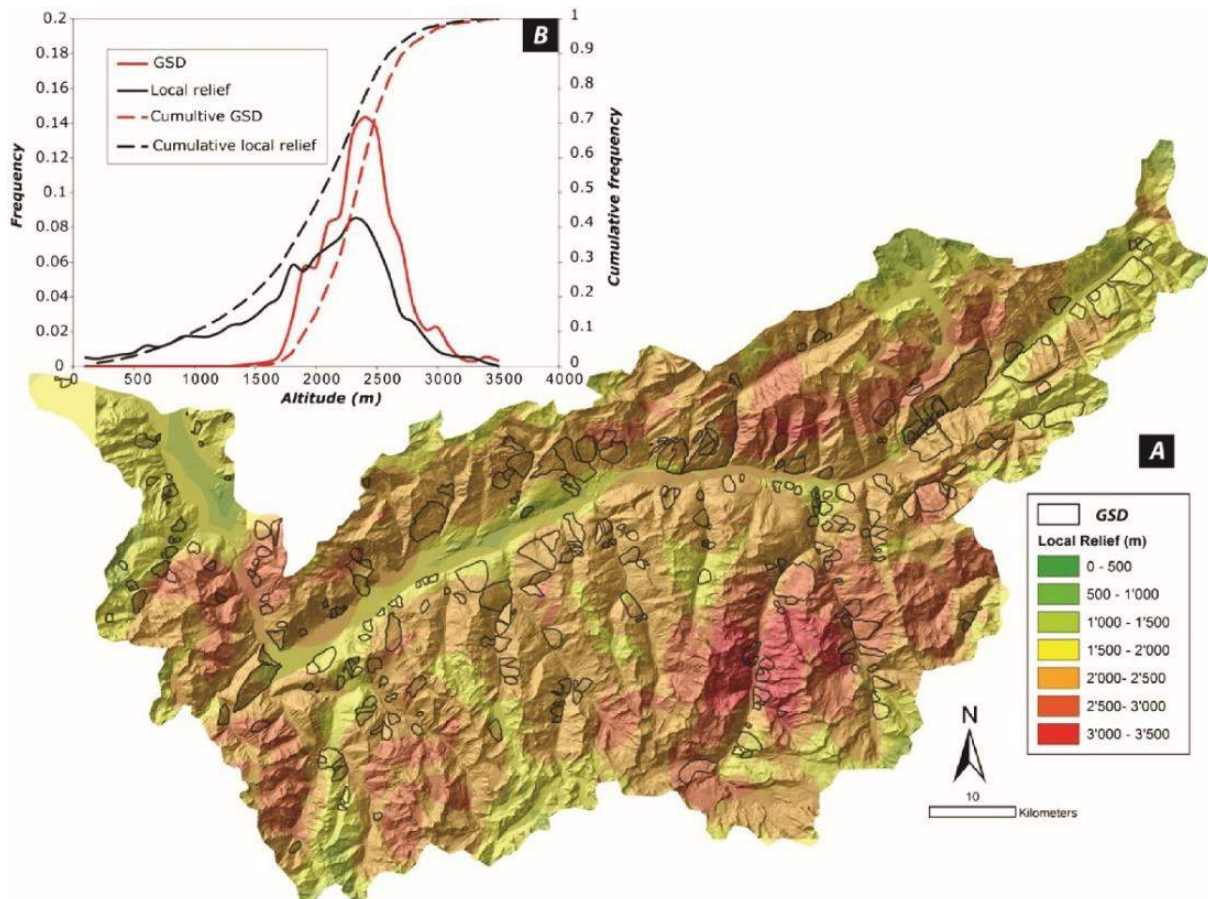


Figure 171 : RVR et relief local dans le bassin du Haut-Rhône. D'après Pedrazzini et al. (2015).

5.2.4.2 Analyse à l'échelle régionale et locale

Le relief des Alpes, comme nous l'avons déjà évoqué, est très prononcé dans certaines vallées. Cela se confirme avec l'étude du relief local, dans les vallées de la Romanche et dans l'ensemble du massif des Ecrins en France (Fig. 172A) ou dans la vallée du Col du Nivollet en Italie (Fig. 173A). Plus globalement, les massifs des Ecrins, du Grand Paradis et du Mont Blanc sont ceux qui comportent les amplitudes de relief local les plus fortes. Les valeurs les plus faibles se trouvent dans la dépression du Trièves et le massif du

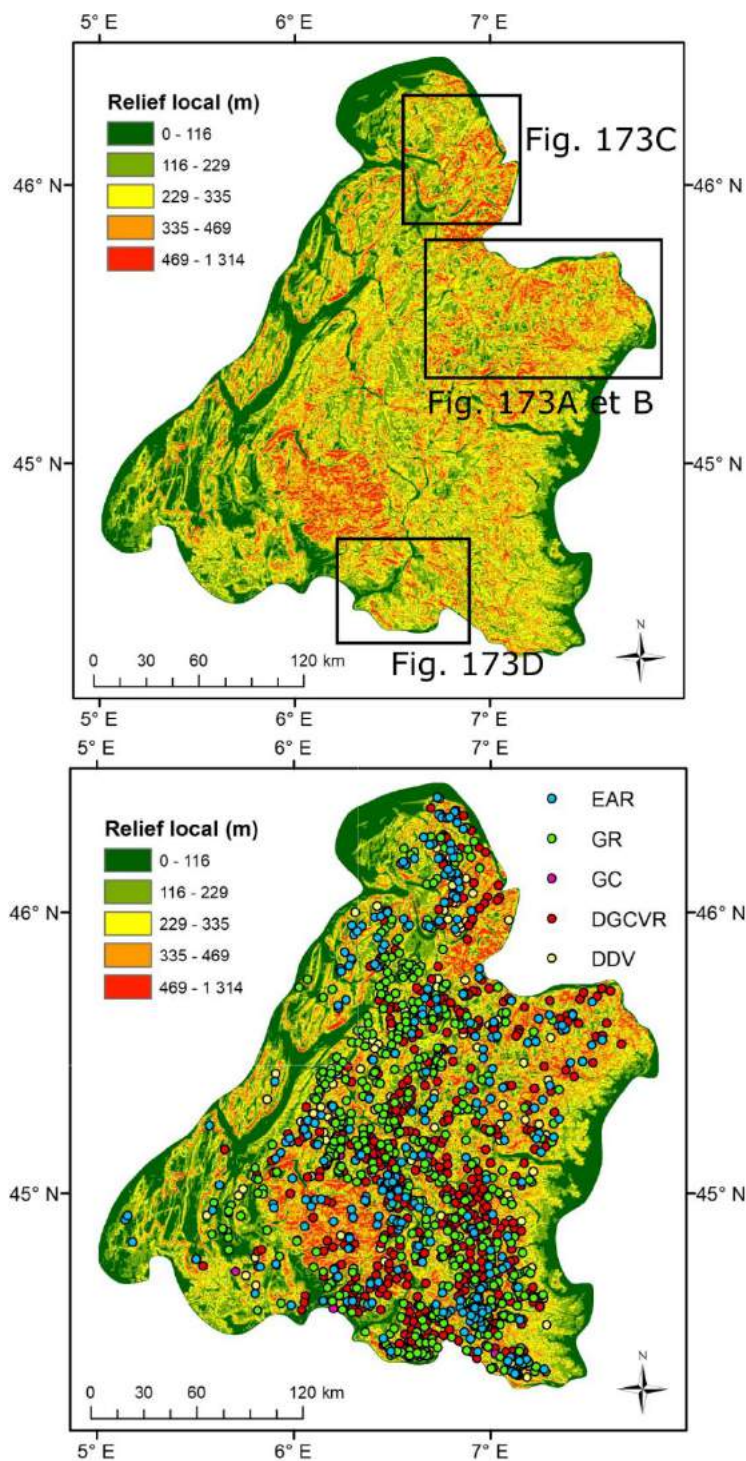


Figure 172 : Relief local et RVR dans les Alpes occidentales. A : relief local ; B : relief local avec la position de chaque type de RVR (pour rappel).

Vercors (Fig. 172A). La pente moyenne d'apparition des RVR est de 26° : cela suggère qu'il n'est pas nécessaire d'avoir de fortes pentes (sauf peut-être dans les cas de EAR) pour l'apparition de RVR, et cela semble se confirmer avec le relief local. En effet, c'est dans les massifs aux valeurs de relief local les plus fortes (114-567 m) que les RVR sont plus rares, et c'est à l'inverse, dans les massifs avec les valeurs de relief local intermédiaires que les RVR sont plus présentes (Fig. 172B).

5.2.4.2.1 Analyse locale à l'aide de trois exemples : le massif des Aiguilles Rouges, du Grand Paradis et du Parpaillon

Les résultats généraux énoncés peuvent être approfondis, confirmés, mais aussi nuancés à travers plusieurs exemples. De manière générale,

les massifs très fortement creusés sont peu pourvus en RVR : on l'observe dans le cas du massif du Mont Blanc, sûrement à cause de la présence encore importante de glaciers dans les vallées ; mais également dans la vallée de la Romanche. Une nuance semble devoir être apportée pour ce qui concerne la confluence de ces vallées creusées. Prenons l'exemple du Massif du Grand Paradis : si les vallées creusées sont presque dépourvues de RVR, un foyer

de RVR apparaît au niveau de la ville de Cogne (Italie), où l'on peut observer de larges EAR et quelques DGCVR (Fig. 173A). Ce constat s'observe également au niveau de Bourg Saint-Maurice, mais ici avec un relief moins prononcé que dans le Grand Paradis. Cela peut laisser entendre que, malgré le relief prononcé dans certains massifs, les RVR peuvent se concentrer autour de sites de confluence des vallées plutôt que dans tout autre contexte.

Dans certains secteurs, ce lien entre quasi absence de RVR et vallées fortement creusées et ayant gardées en partie la forme en « U » ne semble pas fonctionner. Ceci est notamment observable dans le massif du Haut-Giffre dans le massif des Aiguilles Rouges (e.g. Moiriat et Nedelec, 2003) (Fig. 172C). Dans ce dernier massif, les vallées sont creusées et il n'est pas rare d'y observer de nombreuses RVR et surtout des DGCVR et des EAR. Au vu des caractéristiques géologiques, cela pourrait s'expliquer par l'intense plissement des couches sédimentaires qui se fragmentent et s'écartent en larges fissures, mais également par la forte amplitude du relief engendré par le paléoenlacement (Valla et al., 2012).

Parmi les reliefs moins prononcés, le résultat visible à l'échelle régionale se confirme en grande partie à l'échelle plus restreinte des massifs, car des RVR de tous types peuvent s'observer partout où le relief est modéré. Le massif du Parpaillon en constitue un exemple, où de nombreuses RVR de grande taille sont présentes exclusivement sur des reliefs locaux (Fig. 173D). Les reliefs plus prononcés que sont les crêtes, ne sont pas impactés par des RVR mais peuvent être considérées dans certains cas comme des zones de départ.

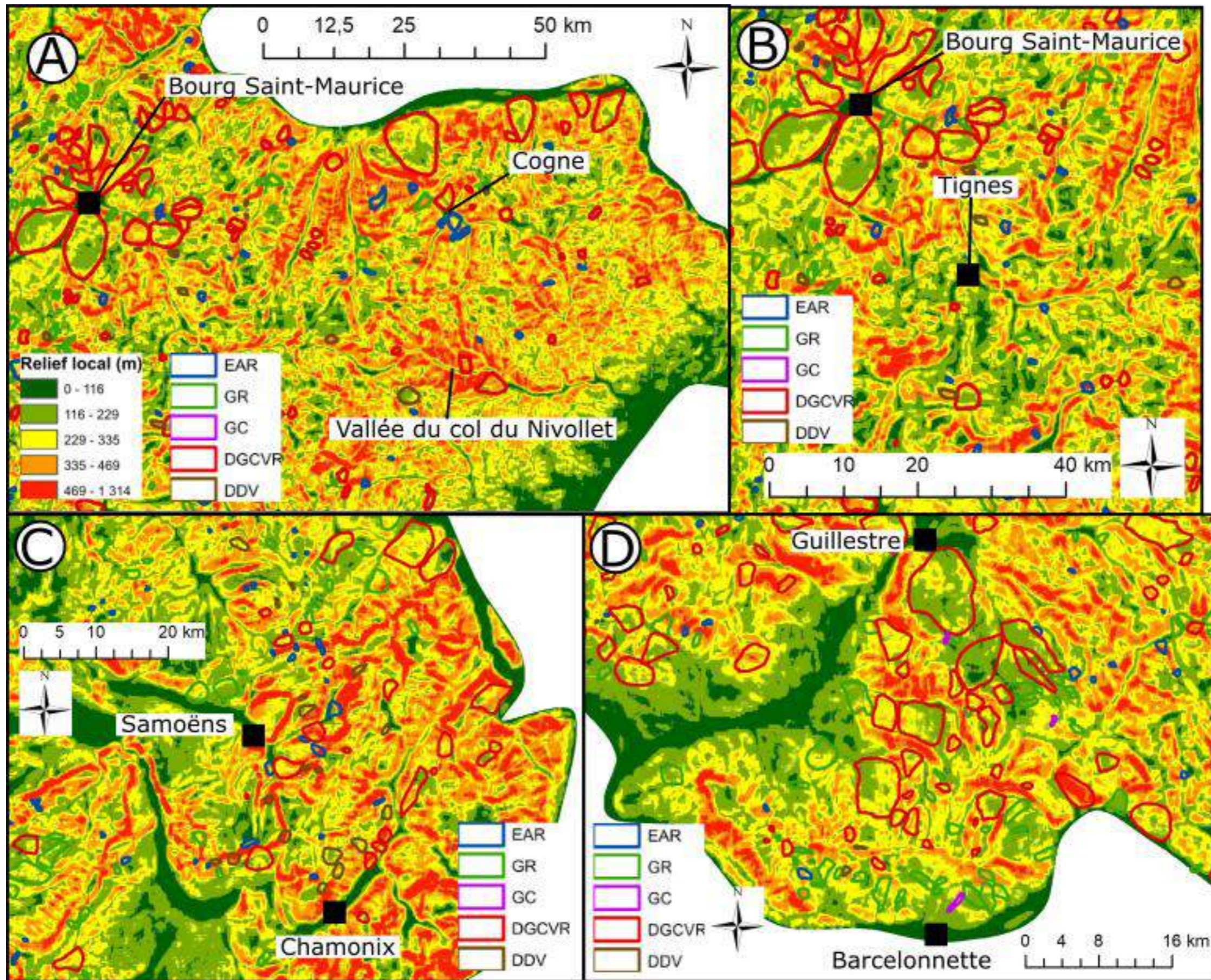


Figure 1733 : Analyse du relief local et la localisation des RVR. A : massif du Grand Paradis ; B : zone aux alentours de Tignes (Vanoise) ; C : massif des Aiguilles Rouges ; D : massif du Parpaillon.

Malgré cette évidence entre relief modéré et forte densité de RVR, certains secteurs plus petits qu'un massif montrent un constat inverse. Là où on pourrait s'attendre à une forte densité de RVR en raison d'un relief modéré voire de faible intensité, les RVR sont sporadiques voire inexistantes. L'exemple des alentours de la station de ski de Tignes Val Claret est significatif (Fig. 173B). Sur les versants qui se situent en dessous de la Grande Motte, côté Tignes, se localise un relief faiblement creusé, fait de petits vallons et de buttes arrondis. Ces zones se trouvent être pauvrement impactées par des RVR mais cela peut en partie s'expliquer par la faible présence de celles sur les gypses, lithologie fortement présente aux alentours de Tignes.

Les résultats présentés ici sont globalement en accord avec ceux de Agliardi et al. (2013) (pour le type DGCVR) qui ont travaillé à l'échelle de la chaîne. Ils ont observé que les aires densifiées de DSGSD (terme utilisé) sont en corrélation positive avec l'incision des vallées car leurs DSGSD se produisent dans les aires avec du relief supérieur à 1000 m. L'inventaire des DGCVR sur l'aire étudiée se produisent également au sein de reliefs supérieurs à 1000 m comme la vallée de la Tarentaise, de la Maurienne, de Suse, ou bien d'Aoste par exemple, les vallées secondaires n'étant pas épargnées.

5.2.4.2.2 Comparaison entre amplitudes du relief et dénivelées maximales de RVR

Comme nous l'avons vu précédemment, les RVR dont les dénivelées sont supérieures à 1000 m se regroupent en 3 secteurs principaux : les Alpes cottiennes, la moyenne Maurienne et la moyenne Tarentaise (cf. 5.2.1.2.2). Il paraît donc intéressant de voir si ces secteurs mais également les autres massifs de l'aire d'étude s'intègrent dans les constats déjà établis en ce qui concerne l'amplitude du relief et les RVR. Au vu de la figure 174, si on prend l'ensemble de l'inventaire, il s'avère que certaines RVR dont les dénivelées sont supérieures à 1000 m ainsi qu'une grande majorité de celles comprises entre 500 et 1000 m se localisent au sein de reliefs modérés : les vallées des Dorons de Bellevilles et des Alluès, le massif des Arves-Thabor, du Queyras-Viso, des Alpes cottiennes, le sud des Ecrins et la moyenne Maurienne.

Un autre constat peut être notamment fait en ce qui concerne les grandes vallées alpines. On constate par exemple qu'une grande partie des RVR dont les dénivelées sont supérieures à 1000 m se localisent au sein des grandes vallées alpines là où les amplitudes

de relief sont suffisantes pour voir se produire des RVR : la vallée d'Aoste, le Haut-Rhône, la Maurienne et la Tarentaise. On peut également constater que ces plus grandes RVR peuvent se produire dans des massifs où le relief est escarpé et composé de profondes vallées glaciaires. Ceci est par exemple le cas dans le massif des Ecrins où de grandes RVR apparaissent en aval de la vallée de la Romanche mais également dans la vallée du Vénéon avec notamment la RVR de La Toura (Vengeon et al., 1999) (code : 8Ec, p. 751 de l'Atlas).

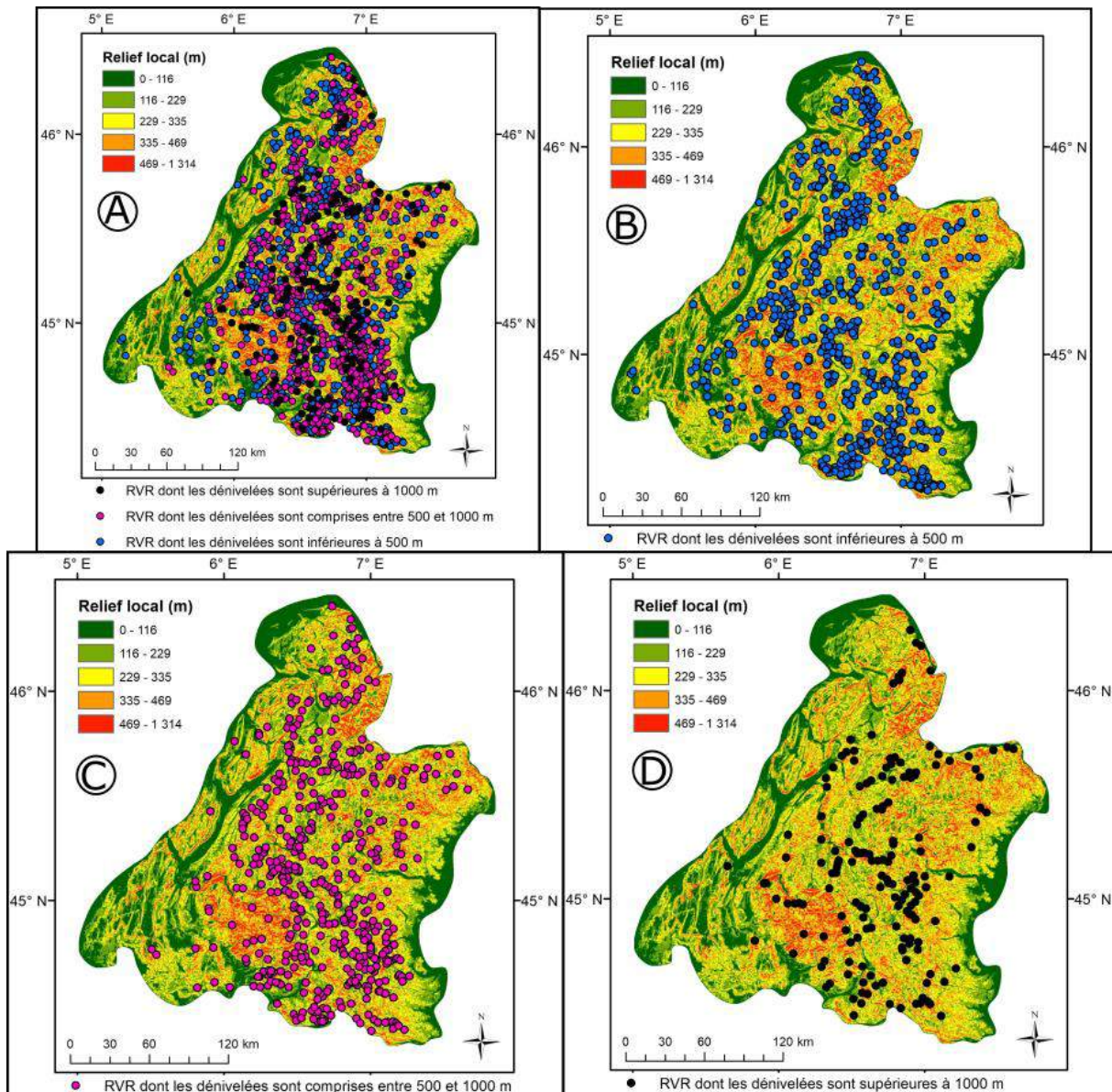


Figure 1744 : Comparaison entre dénivelées de RVR et amplitude du relief. A : comparaison avec l'ensemble des données ; B : RVR dont les dénivelées sont inférieures à 500 m ; C : RVR dont les dénivelées sont comprises entre 500 et 1000 m ; D : RVR dont les dénivelées sont supérieures à 100 m.

5.2.5 *Distribution des RVR en fonction de leur orientation*

Tout comme les autres facteurs géomorphométriques, les études analysant les orientations sont rares. Toutefois, en ce qui concerne les EAR, Bourgeat (1990) indique qu'il n'y aurait pas de lien entre orientation et éboulements / écroulements. Pedrazzini et al. (2015) estiment pour leur part que les EAR sont préférentiellement orientés au NO. Pour l'ensemble de l'inventaire, ce dernier montre que l'axe préférentiel des RVR est NO-SE. Au vu de ces résultats il est difficile d'établir des hypothèses.

5.2.5.1 L'orientation : principes de base et méthode

L'exposition correspond à l'orientation d'un versant en fonction des points cardinaux. En montagne alpine, on distingue les versants exposés au nord (ubac) aux versants exposés au sud (adret). Le calcul de l'orientation de l'ensemble des versants a été réalisé sous SIG et est mesuré dans le sens horaire, de 0° (plein nord) à 360° (de nouveau plein nord), formant ainsi un cercle complet. Les surfaces planes se voient attribuer la valeur -1. Tout comme pour les valeurs de pente, une moyenne des valeurs d'orientation de chaque pixel a été opérée pour chaque polygone de RVR, produisant ainsi une orientation dominante pour chaque RVR.

5.2.5.2 Distribution des orientations pour l'ensemble de l'inventaire et selon chaque type de RVR

De manière générale, les RVR peuvent se produire dans toutes les directions (Fig. 175A). Néanmoins, en comparant avec les orientations de l'ensemble des versants de la zone d'étude, des préférences d'orientation pour les RVR semblent se dessiner. Tout d'abord, les orientations pour l'ensemble de l'aire d'étude montrent une prédominance des versants orientés au nord et au sud. Ce constat est également visible pour la totalité de l'inventaire de RVR avec davantage de sites sur cet axe N-S que sur un axe E-O (Fig. 175A). Seule l'orientation au nord présente une différence significative, peut-être expliquée en partie par la plus faible susceptibilité de l'occurrence des RVR à se produire dans des milieux

froids et humides. Il n'existe donc pas de forte prédisposition à l'apparition de RVR dans un axe en particulier.

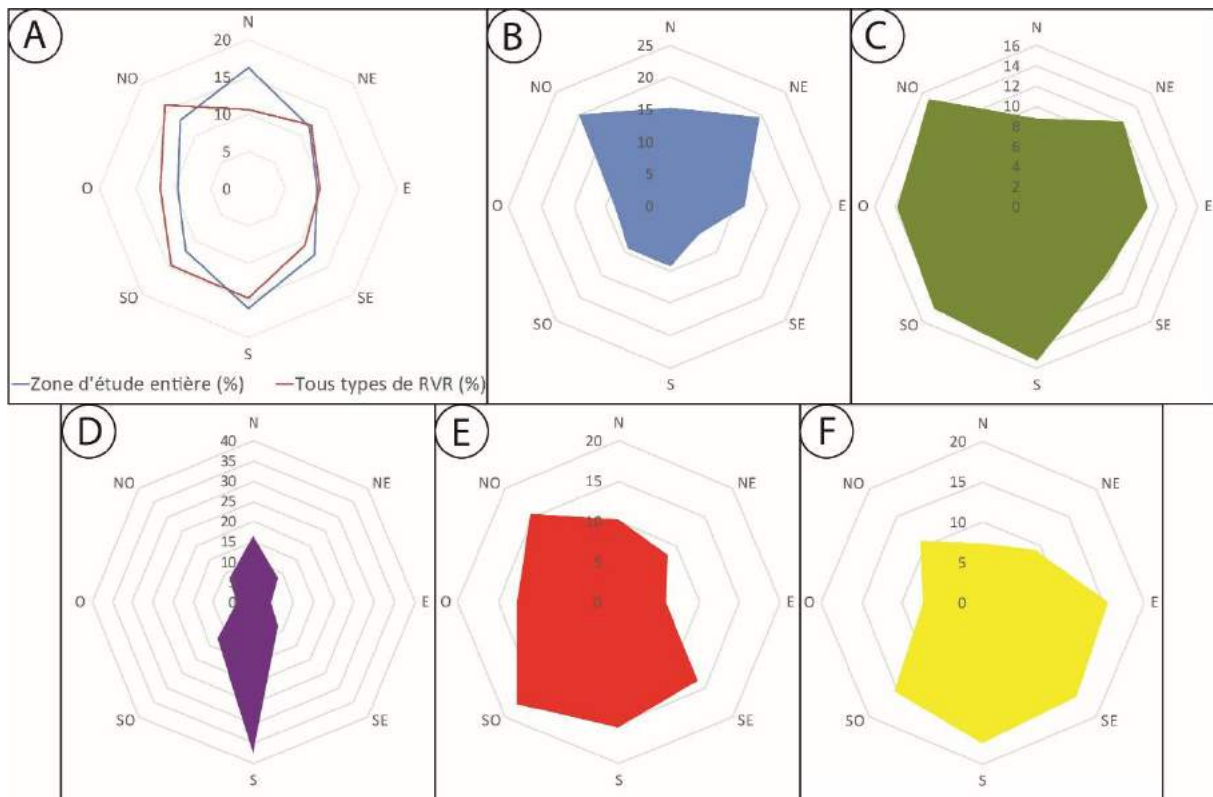


Figure 1755 : Orientations des RVR par catégorie et selon l'ensemble des RVR (en %). A : Orientations de l'ensemble de l'inventaire avec celles de la zone d'étude ; B : orientations des EAR. C : orientations des GR ; D : orientations des GC ; E : orientations des DGCVR ; F : orientations des DDV.

Par type de RVR, les orientations préférentielles sont mieux marquées. Seuls les EAR présentent un axe en direction du nord (Fig. 175B), contrairement à l'étude de Bourgeat (1990) qui indique qu'il n'y aurait pas de lien entre orientation et éboulements / écroulements mais en accord avec Pedrazzini et al. (2015) dans le bassin du Haut-Rhône. Les autres types de RVR ont tous une prédisposition pour les expositions en direction du sud (Fig. 175 C, D, E, F). Malgré le faible nombre de GC, c'est ce type de RVR qui comporte le plus grand effectif en direction du sud, avec près de 40%.

5.2.5.3 Analyse selon les superficies

En fonction des orientations, les superficies des RVR ne présentent pas de grande préférence pour une exposition. En effet, en fonction de l'ensemble de l'inventaire, les ratios sont compris entre 8% et 18% de superficies cumulées de RVR. Si ce n'est une très légère préférence pour le SO, les autres orientations ne semblent pas préférentielles pour l'occurrence des RVR (Fig. 176). En fonction des catégories de RVR, les résultats sont plus probants. Les EAR présentent une nette préférence pour le NO, N et NE avec 19%, 21% et 20% respectivement de superficies cumulées pour ce type de RVR. Les GR, les DGCVR et les DDV ne présentent pas de réelle exposition préférentielle car ils sont sensiblement identiques à l'ensemble de l'inventaire et répartis sur l'ensemble des axes. Les GC présentent une très nette exposition préférentielle pour le sud avec 39% des superficies cumulées.

On peut observer un creux marqué dans la figure 176 dans les orientations aux NE et E pour l'ensemble de l'inventaire. En fonction des catégories, cela est plus marqué pour les DGCVR. Une des explications peut résider dans le relief lui-même. En effet, les versants exposés au nord sont davantage soumis à des phénomènes de cryoclastie avec un relief plus prononcé alors que les versants exposés au sud sont davantage soumis à des phénomènes de solifluxion fluant sur le versant et le nivelant depuis la fin de la dernière glaciation. Ceci est notamment visible dans le massif du Queyras (Tricart et Lemoine, 2013). Les expositions aux NE et E sont moins soumises à l'ensoleillement que celles exposées au sud, cela pouvant potentiellement jouer sur la susceptibilité d'apparition des RVR, et en particulier des DGCVR.

5.2.5.4 Orientation de l'inventaire en fonction de trois catégories de taille de RVR : < 1 km², > 1 km², et > 10 km²

Comme nous l'avons vu précédemment, le pic de taille des RVR se situe entre 0,2 et 0,5 km². A partir de 1 km², la courbe des distributions s'adoucit (Fig. 163, cf. 5.2.2.1.2). Ce seuil est donc significatif de la distribution des plus larges RVR, et nous allons à présent regarder si une orientation préférentielle se manifeste parmi les plus grosses ou les plus petites RVR.

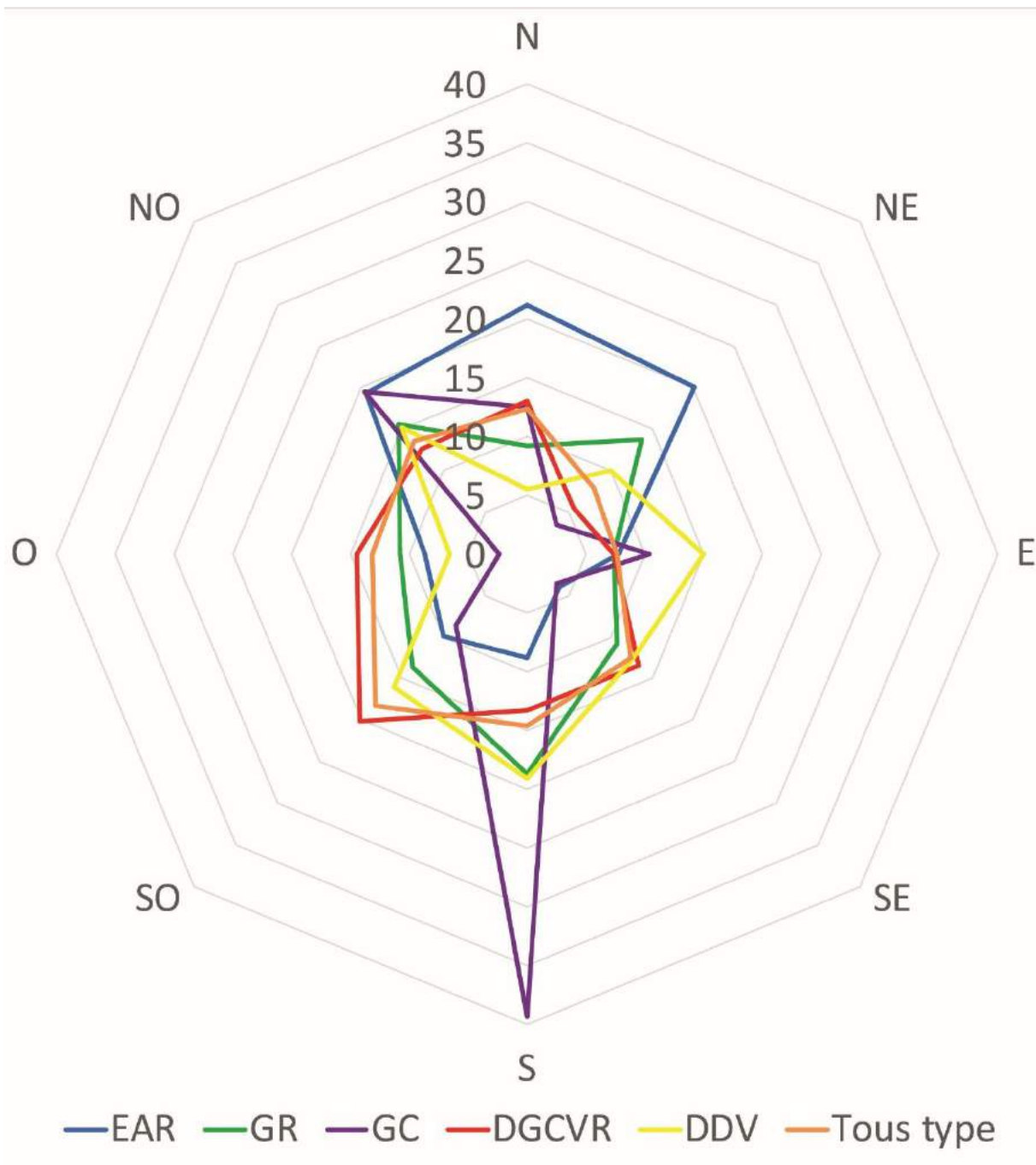


Figure 1766 : Ratio (en %) des superficies de RVR (par catégorie) selon les orientations.

Au regard de la figure 177B, il s'avère que les RVR de tous types, comprises entre 1 km² et 10 km², ont une orientation préférentielle plus affirmée que lorsque l'on regarde l'ensemble de l'inventaire (Fig. 176). Si les EAR montrent toujours une orientation préférentielle au nord, il s'avère que les orientations au sud sont davantage représentées, avec plus de 13% des EAR orientés au sud comparé aux 9% avec l'ensemble des tailles d'EAR. Dans la même tendance que ce résultat, les GR ont une orientation davantage prononcée au

sud par rapport à l'ensemble des tailles de GR (Fig. 177B) car ils atteignent 17% avec une orientation au sud quand le pourcentage atteint 15% pour l'ensemble des tailles. Ce constat est similaire pour les DGCVR, les DDV et les GC.

Sur l'échantillon des RVR de plus de 10 km², composé de 82 DGCVR et de 2 GR, la tendance plus nette vers le sud se confirme, car près de 24% de ces 84 RVR ont une orientation préférentielle au sud-ouest (Fig. 177C).

L'échantillon des RVR de moins de 1 km² montre une préférence pour les orientations au nord, avec 18% des RVR en direction du nord-ouest et 13% pour celles au nord-est (Fig. 177A). Les GR, les EAR et les DGCVR tendent légèrement aux mêmes orientations avec respectivement près de 17%, plus de 20% et enfin 28% au nord-ouest.

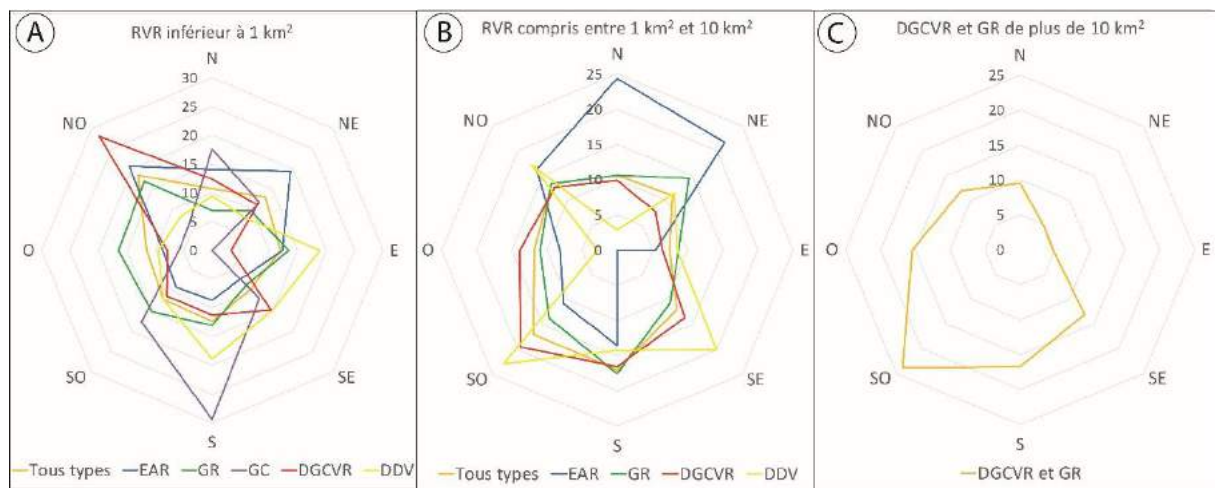


Figure 1777 : Orientation des RVR selon leurs superficies. A : RVR inférieure à 1 km² ; B : RVR compris entre 1 et 10 km² ; C : DGCVR et GR de plus de 10 km².

Ces résultats indiquent que l'axe pour l'ensemble de l'inventaire tend vers le sud, attiré par les plus grosses RVR. L'axe du nord est attiré, lui, par les plus petites RVR mais dans une moindre mesure que l'attraction vers le sud pour les plus grosses RVR. Si l'on regarde la tendance générale des orientations de l'ensemble des RVR (Fig. 176), montrant un axe nord-sud, et en prenant en compte le plus grand nombre de RVR inférieures à 1 km², on peut en déduire que les RVR orientées au nord sont davantage représentées par des RVR inférieures à 1 km², et que les RVR orientées au sud sont davantage représentées par les RVR de plus de 1 km², exception faite des EAR.

5.2.5.5 Orientation des RVR en fonction des altitudes

Avec le grand nombre des RVR de l'inventaire, il paraît intéressant de pouvoir comparer les altitudes des RVR et leurs orientations. Pour ce faire, et comme nous l'avons déjà effectué précédemment, les altitudes des cicatrices d'arrachement ont été choisies comme marqueur.

En analysant la figure 178, on constate plusieurs tendances. Pour l'ensemble de l'inventaire, il n'existe pas de tendance car les RVR se dispersent sur toute la gamme des orientations à l'altitude d'environ 2300 m. On constate également que les EAR se produisent à des altitudes sensiblement plus élevées au nord. À l'inverse, tous les autres types de RVR apparaissent à des altitudes plus hautes sur des versants exposés au sud. Par exemple, les DGCVR se produisent en moyenne à des altitudes de 2600 m au sud-ouest, quand celles exposées à l'est atteignent les 2250 m. Ce constat est encore plus net avec les GR, car ils peuvent atteindre des altitudes de 2200 m au sud et 2000 m au nord. Par contre on s'aperçoit que ces GR ont des altitudes moyennes des cicatrices plus basses que les autres types de RVR.

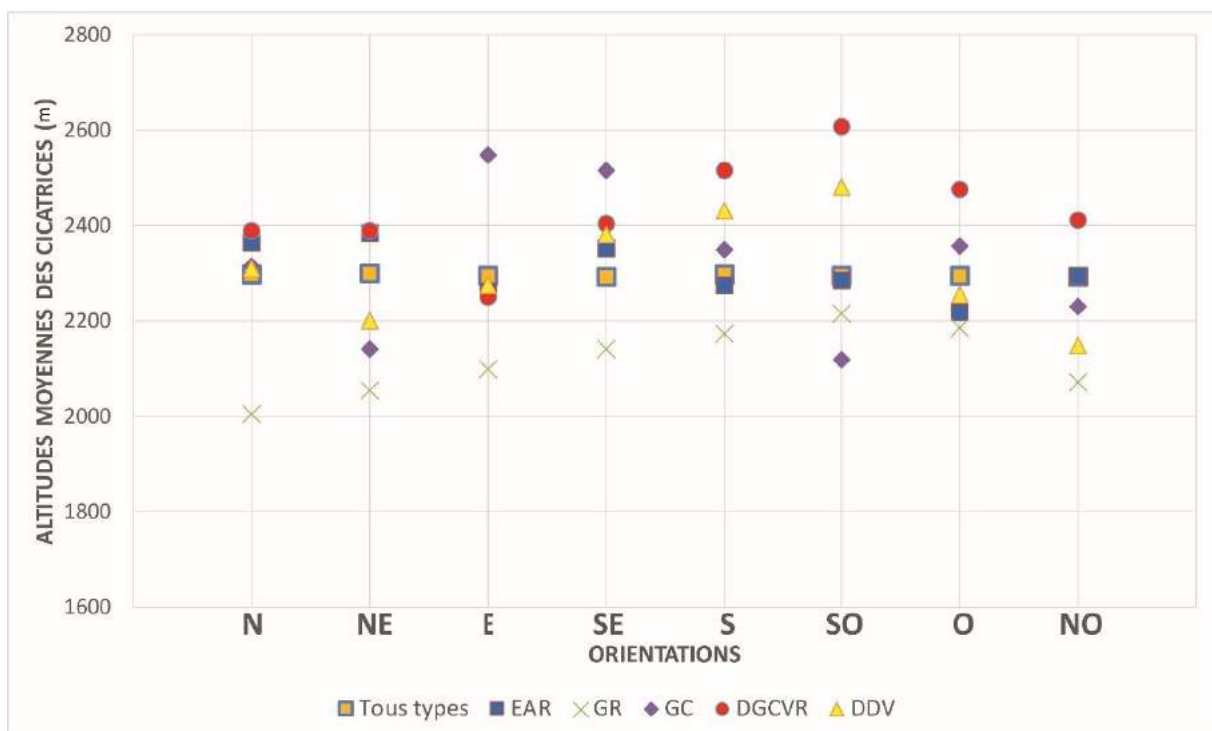


Figure 1788 : Orientation des RVR en fonction des altitudes des cicatrices d'arrachement.

5.2.6 Conclusion et synthèse

En conclusion de cette présentation analytique sur les attributs géomorphométriques des RVR, on peut retenir un certain nombre d'éléments. Tout d'abord, les RVR ont une tendance à être exposées au sud et à l'ouest, sauf pour les EAR qui ont préférence pour une exposition nord. Les densités de RVR, aussi bien en fonction des centroïdes des RVR que de leurs superficies, peuvent être fortes. On observe ainsi des densités élevées dans les massifs du Chambeyron, du Beaufortin, des Arves-Thabor, dans les Alpes cottiennes, le Parpaillon et le Queyras-Viso. Ces fortes densités sont localement couplées avec de fortes dénivelées de RVR comme ceci est le cas pour la moyenne Tarentaise, la moyenne Maurienne ainsi que pour les Alpes cottiennes. Pour finir, on constate que, dans la gamme de pentes qui est celle d'une chaîne comme les Alpes, les RVR se produisent majoritairement sur des pentes et des reliefs de rang intermédiaire, donc ni très élevées, ni très faibles. Toutefois, il est nécessaire d'ajouter que les RVR qui se produisent sur de fortes pentes sont plutôt caractéristiques des EAR et plutôt regroupées sur des massifs cristallins, internes comme externes, telles que ceux des Ecrins et du Grand Paradis.

5.3 Incidence du paléoenglacement sur la répartition spatiale des RVR

La décompression post-glaciaire est, comme nous l'avons vu dans le 1.4.2.2, un des facteurs prédominants en domaine de montagne anciennement englacée pour expliquer la déstabilisation des versants. Les études sur le paléoenglacement sont fréquentes dans la littérature, mais principalement dans le but d'en déduire l'amplitude du rebond glacio-isostatique (e.g. Norton et Hampel, 2010 ; Delunel, 2010) ; elles n'ont que peu servi jusqu'ici pour expliquer la répartition régionale des instabilités de type RVR.

L'hypothèse principale consiste à formuler que le paléoenglacement würmien est un des facteurs premiers qui explique la répartition spatiale des RVR. On peut également supposer que les plus grandes RVR se localisent dans les vallées où les glaciers étaient les plus épais. Toutefois, comme Pánek et al. (2015) l'ont formulé, des nuances peuvent être amenées en amenant l'hypothèse que des RVR se localisent en dehors de toute emprise glaciaire. Nous verrons également l'importance ou non du rôle passif de la glaciation et du surcreusement glaciaire sur les versants. Pour finir, l'hypothèse consistant à dire que des

brèches glaciaires (zone de dissection majeure sur les crêtes principales par les glaciers quaternaires) peuvent s'observer dans les Alpes occidentales va être analysée. Cela a notamment été étudié par Jarman (2006) en Ecosse.

5.3.1 Méthode de travail

La carte du paléoenglacement maximum de Coutterand (2010) (Fig. 54, cf. 2.4.1.1) est à notre connaissance la seule qui existe à l'échelle régionale dans les Alpes occidentales, et c'est pour cette raison qu'elle a été utilisée pour notre étude sur les RVR. Cette cartographie montre plusieurs zones : les névés et reliefs en zones d'accumulation (qui correspondent aux nunataks où il peut apparaître des petits glaciers peu épais, qu'ils soient de plateau ou à base froide), les langues glaciaires, les lacs proglaciaires et juxtaglaciaires, les nappes et couloirs fluvio-glaciaires, et les régions non englacées (Fig. 179). Nous avons choisi de digitaliser seulement les glaciers de vallée et non les zones de fjell anciennement recouvertes de glaciers de plateau ou autres reliefs en zone d'accumulation (Fig. 179), car il s'agit de zones où la décompression post-glaciaire est inexistante.

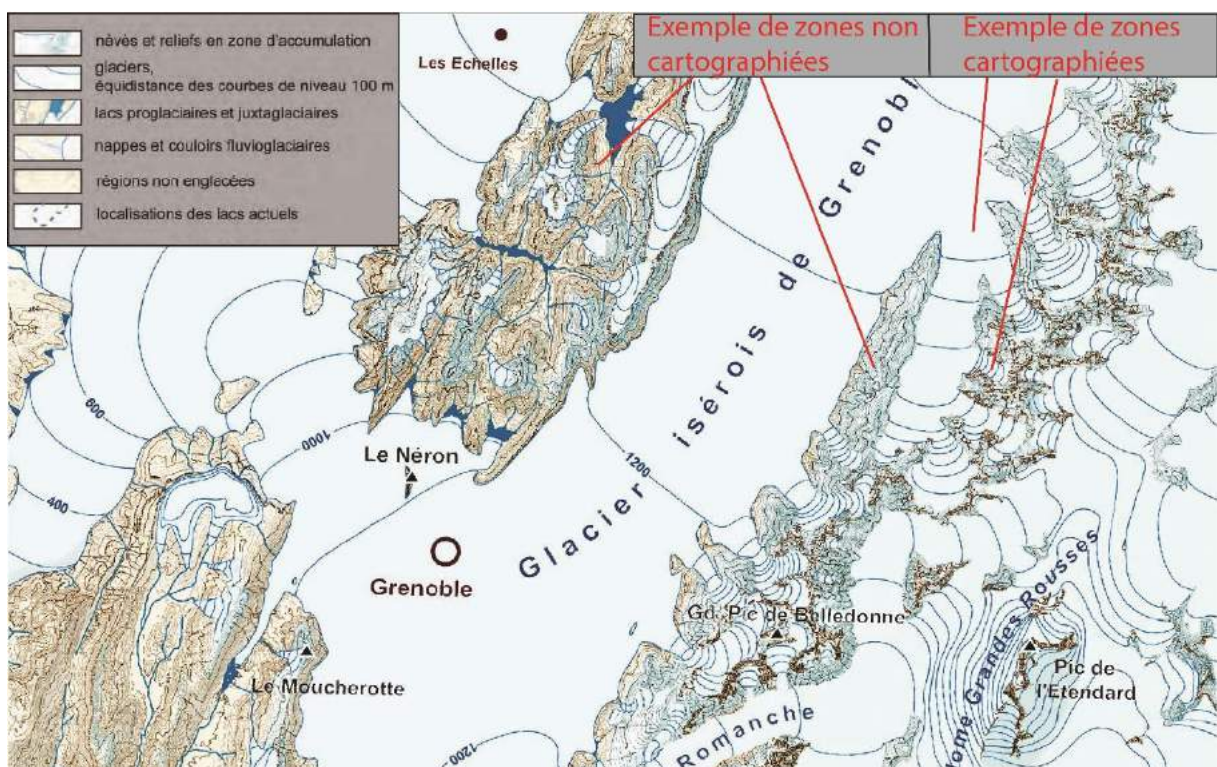


Figure 17979 : Choix de cartographie pour le paléoenglacement. D'après Coutterand (2010).

Le choix a été fait dans cette partie de prendre les critères de la cicatrice d'arrachement et de la base de chaque instabilité, en correspondance avec les polygones créés sous SIG. Ainsi, nous chercherons à savoir si la proportion de RVR en relation avec le paléoenglacement est forte mais également si les instabilités peuvent se produire en dehors de toute emprise glaciaire.

5.3.2 RVR en zone englacée vs. RVR en zone non englacée

Dans le but d'analyser les RVR et essayer de montrer si elles sont impactées de près ou de loin par les glaces würmiennes, nous essayerons de regarder, à travers la localisation des bases et des cicatrices d'arrachement, combien de RVR sont touchées par les glaces würmiennes. Dans un deuxième temps, un deuxième regard se fera en fonction de l'épaisseur des glaces estimée à l'aplomb des localisations des bases des RVR afin de donner une idée plus précise du pouvoir de la décompression post-glaciaire mais également de la répartition des RVR où la glace a eu certainement un effet sur les déstabilisations des versants.

5.3.2.1 Analyse statistique selon les cicatrices d'arrachement et les bases de RVR

5.3.2.1.1 Analyse statistique des RVR en fonction des cicatrices d'arrachement

En fonction des cicatrices d'arrachement, les RVR qui auraient été soumises à la décompression sont nombreuses (Tableau 8). En effet, 55% (770 sur 1400) des RVR se localisent en-dessous des trimlines würmiennes et 45% ont leurs niches d'arrachement qui se situent au-dessus de toute emprise glaciaire.

Parmi les différentes catégories, ce sont les GR (60%), puis les DDV (56%) et les EAR (55%) qui se situent le plus fréquemment sous la limite supérieure des glaces. Les DGCVR présentent une parfaite égalité dans le nombre de sites se produisant au-dessus et au-dessous des trimlines (50%). Seul les GC enregistrent un taux plus important au-dessus des trimlines avec 58%.

Tableau 8 : Nombre et pourcentage de RVR se situant en-dessous et au-dessus de la trimline würmienne en fonction des altitudes de cicatrices d'arrachement et bases des RVR.

	Critère : altitude des cicatrices				Critère : altitude des bases			
	RVR sous glace		RVR au-dessus de la glace		RVR sous glace		RVR au-dessus de la glace	
	Nb.	%	Nb.	%	Nb.	%	Nb.	%
EAR	154	55	126	45	223	80	57	20
GR	313	60	210	40	468	89	55	11
GC	10	42	14	58	23	96	1	4
DGCVR	232	50	232	50	416	90	48	10
DDV	61	56	48	44	75	69	34	31
Total	770	55	630	45	1205	86	195	14

5.3.2.1.2 Analyse statistique des RVR en fonction des bases de RVR

En fonction des bases des RVR, les résultats montrent que 86% des instabilités se localisent au-dessous des glaces würmiennes (55 pour les cicatrices) et que 14% des RVR se localisent en dehors de toute emprise glaciaire (Tableau 8).

En fonction des catégories, les DGCVR, les GR et les GC présentent les plus fortes relations avec le paléoenlacement, avec 90, 89 et 96% respectivement des sites se situant en-dessous des glaces würmiennes. Par rapport aux RVR qui se localisent au-dessus de l'emprise glaciaire, ce sont les EAR et les DDV qui présentent les plus forts taux avec 20 et 31% respectivement.

En comparant les taux des cicatrices et des bases des RVR qui se localisent au-dessus des glaces, on se rend compte que les DDV ne présentent pas de fortes différences. Cela témoigne du fait que de nombreux sites se situent seulement sur les crêtes et qu'il est difficile d'établir une coïncidence spatiale avec le paléoenlacement à partir du moment où elles sont situés dans des zones en dehors de toute emprise glaciaire. En revanche, leurs localisations posent la question du phénomène de décompression du versant. Les autres types de RVR présentent de fortes différences. On pourrait s'attendre à ce que les RVR se situent au milieu des versants mais ces grandes différences suggèrent que celles-ci peuvent démarrer de la crête pour s'étaler sur le talweg. Cela est significatif pour les DGCVR avec une différence de 40%. En effet, on sait que ce type a une tendance à s'étendre depuis les plus

hautes crêtes. Les GC présentent la plus grande différence (54%) mais elle peut être nuancée car l'effectif de ce type est faible.

Il est néanmoins utile de préciser que, même si les RVR, situées sur les crêtes, dont les bases se trouvent au-dessus de l'emprise glaciaire würmienne ne suggèrent pas d'impact du paléoenglacement, les déformations et le creusement des vallées engendrés par la glace peuvent se propager vers l'amont par déformation rétrogressive. Ainsi, les RVR dont les bases se localisent au-dessus de la trimline et où il existait néanmoins un glacier dans le talweg, peuvent être en partie dues, mais de manière indirecte, à la présence d'un glacier.

5.3.2.2 Analyse des RVR en fonction des épaisseurs des glaces würmiennes

Les épaisseurs de glace pour chaque RVR ont été prises sur la cartographie de Coutterand (2010) et soustraites à la base de chaque instabilité afin d'avoir une épaisseur maximale.

5.3.2.2.1 Analyse statistique

Les épaisseurs de glace selon les RVR varient entre 0 et 1855 m (Fig. 180). Le chiffre 0 étant les RVR où il n'y a pas eu de glace dans la vallée ou lorsque celle-ci se situait plus bas que les marges basses des RVR. Au total, 195 RVR sur 1400 (14%) sont concernées par les phénomènes autres que la glace würmienne et cela concerne 57 EAR (20%), 55 GR (10%), 1 GC (4%), 48 DGCVR (10%) et 34 DDV (31%). Pour l'ensemble de l'inventaire, les épaisseurs sont en grande partie concentrées au sein d'une fourchette comprise entre 147 et 750 m d'épaisseur de glace.

Selon les catégories (Fig. 180), ce sont les DGCVR qui présentent la gamme la plus large avec une fourchette comprise entre 233 et 835 m d'épaisseur de glace, suivie de près par les GR avec une fourchette entre 222 et 792 m. Ce sont ces deux catégories de RVR qui présentent les plus fortes hauteurs de glaces würmiennes avec 1855 m pour les DGCVR et 1791 m pour les GR. Les GC présentent la gamme la plus resserrée avec une fourchette entre 313 et 572 m. Les EAR enregistrent des valeurs d'épaisseurs de glace comprises entre 28 et

524 m. Ce sont les DDV qui présentent les valeurs les plus basses avec une fourchette comprise entre 0 et 359 m d'épaisseur.

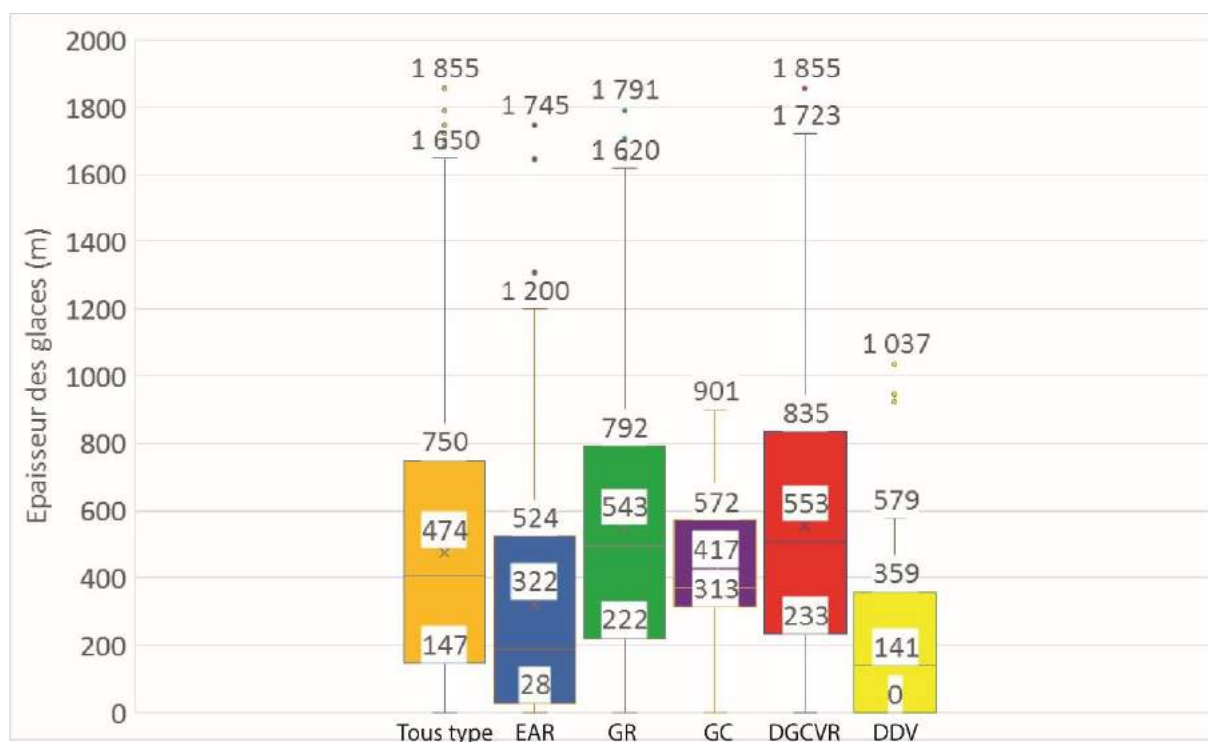


Figure 1800 : Distribution des épaisseurs de glace pour les RVR et selon les catégories. Les bornes de la boîte à moustache représentent les 1^{er} et 3^{ème} quartiles avec la médiane (2^{ème} quartile) représenté par un trait. La moyenne correspond à la croix et les barres des boîtes à moustache représentent les valeurs les plus hautes et basses. Les points correspondent aux valeurs extrêmes.

Ces résultats confirment ce qui a déjà été énoncé : les EAR et les DDV semblent être les types de RVR qui seraient les moins soumis à l'influence au paléoenlacement würmien, à cause de la haute altitude de leurs cicatrices pour les EAR et l'endémisme des déformations au niveau des crêtes pour les DDV.

5.3.2.2.2 Analyse spatiale des épaisseurs de glace

Les RVR où les épaisseurs sont les plus importantes se localisent au sein de la moyenne vallée de la Tarentaise, en aval de Bourg Saint-Maurice mais également dans les vallées des Dorons des Bellevilles (Les Menuires, Méribel) (Fig. 181A). Les parties où les RVR ne sont pas concernées par les glaces se concentrent sur plusieurs massifs : Chablais, Bornes,

Bauges, Vercors, Dévoluy, Belledonne et dans une certaine mesure celui du Parpaillon. Il apparaît néanmoins que la partie italienne soit celle où il y aurait les plus grandes densités de RVR et où la glace n'aurait pas eu d'impact dans la déstabilisation des versants.

Pour les EAR, 20% de ceux-ci se trouvent être localisés où la glace würmienne n'a pas impacté les versants. Ces EAR se concentrent dans les Préalpes (Vercors, Bauges, Dévoluy et Chablais) mais on peut également en observer dans la partie italienne du massif de Chambeyron et de Queyras-Viso (Fig. 181B). Les EAR où les épaisseurs de glace sont les plus importantes sont concentrés au sein des grandes auges glaciaires comme la vallée de la Tarentaise en Vanoise et celle du Vénéon dans le massif des Ecrins.

La répartition spatiale des GR selon les épaisseurs de glace würmienne montre à la fois des secteurs où la glace n'était pas présente mais également où il y avait de grandes épaisseurs. En effet, les secteurs concernés par les 10% de GR où la glace n'était pas présente sont localisés dans la dépression du Trièves, sur les hautes crêtes du Beaufortin et du Parpaillon mais surtout dans la partie italienne des massifs du Chambeyron et du Queyras-Viso (Fig. 181C). Tout comme les EAR, les GR concernés par les plus grandes épaisseurs de glaces sont localisés dans les grandes auges glaciaires comme la vallée de la Tarentaise, du Val d'Arly et dans une moindre mesure dans la vallée de Suse au niveau de Bardonecchia et dans la vallée de Névache.

En ce qui concerne les GC, il est difficile d'établir une répartition spatiale car leur nombre est restreint et ils ne présentent pas de fortes épaisseurs de glace (Fig. 181D). Le GC, connu comme le glissement de la Valette (Malet et al., 2005) (code : 66Pa, p. 1131 de l'Atlas) dans la vallée de l'Ubaye, enregistrent la valeur la plus forte.

La répartition spatiale des DGCVR présente sensiblement le même visage que les GR (Fig. 181E). En effet, les sites où les épaisseurs de glace sont les plus importantes se trouvent au sein des principales auges glaciaires que sont la Tarentaise, la Durance, la vallée de Suse et d'Aoste. Les DGCVR où il n'apparaissait pas de glace sont endémiques à quelques crêtes de Belledonne, de la Vanoise, du Chablais et du sud des Ecrins mais l'essentiel se situe en Italie au sein des massifs de Chambeyron et du Queyras-Viso.

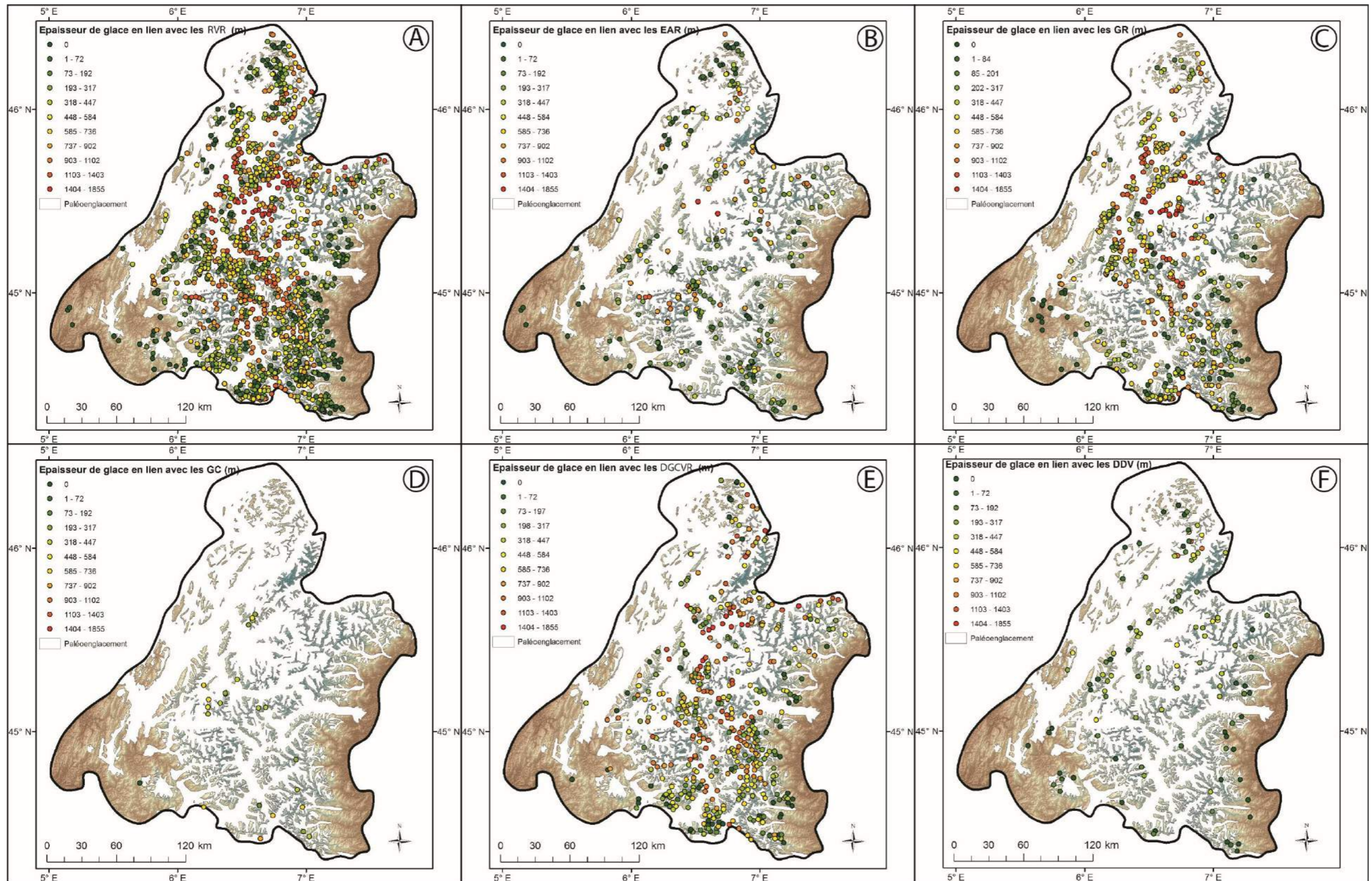


Figure 1811 : Répartition spatiale des RVR et différentes catégories de RVR : lien avec les épaisseurs de glaces würmiennes. A : Toutes les RVR ; B : EAR ; C : GR ; D : GC ; E : DGCVR ; F : DDV.

Les DDV enregistrent le plus fort taux de sites où n'apparaissait pas de glace (31%). Ces sites-là sont répartis sur le nord (Chablais, Bauges) et le sud (Vercors, Dévoluy) des Préalpes, sur le massif de Belledonne mais également en grande partie sur la partie italienne (Fig. 181F). Seul le massif des Aiguilles Rouges présente trois DDV qui atteignent plus de 900 m d'épaisseur de glace würmienne.

5.3.2.3 Les RVR les plus étendues (> 10 km²) se localisent majoritairement dans les grandes auges glaciaires

Comme nous l'avons déjà évoqué, les plus grosses RVR (> 10 km²) sont des DGCVR (n = 80) et des GR (n = 2). Ces RVR (sauf une) se localisent toutes au sein de grandes vallées glaciaires (Fig. 182), ce qui favorise l'hypothèse que la fonte des grands glaciers de vallée würmiens a eu un impact sur la déstabilisation de très grands versants des vallées du canevas morphostructural des Alpes. En effet, il semble que la haute vallée du Rhône, la vallée d'Aoste, les vallées de la Maurienne, de la Tarentaise et de Suse soient particulièrement impactées par les RVR de grande taille, dont les centroïdes se situent tous en dessous des limites maximales des glaces würmiennes. Certaines vallées connexes à ces grandes auges principales sont également touchées par de grandes RVR, comme la vallée du Guil ou celle des Dorons de Belleville et des Alluès.

Cette constatation renvoie à nouveau à la lithologie car cette population de très grandes RVR, pour lesquelles la décompression glaciaire aurait eu un impact majeur, se trouvent sur des lithologies favorables à l'apparition de RVR (voir 5.1). Lorsque le processus de décompression est possible au sein de grandes vallées glaciaires sur des lithologies favorables à l'apparition de RVR, celles-ci s'avèrent donc de taille plus importante que dans le contexte de lithologies moins favorables à la production de grandes RVR. Cette nuance fondamentale s'observe par exemple dans la vallée de la Romanche, où la vallée a été fortement approfondie par les glaciers (Champagnac et al., 2007) mais où les RVR de plus de 10 km² sont rares.

Alors que les plus grandes RVR se situent dans les grandes vallées glaciaires, ce n'est pas forcément le cas des plus petites, qui, pour leur part, peuvent se localiser aussi bien au sein des auges qu'à proximité des crêtes.

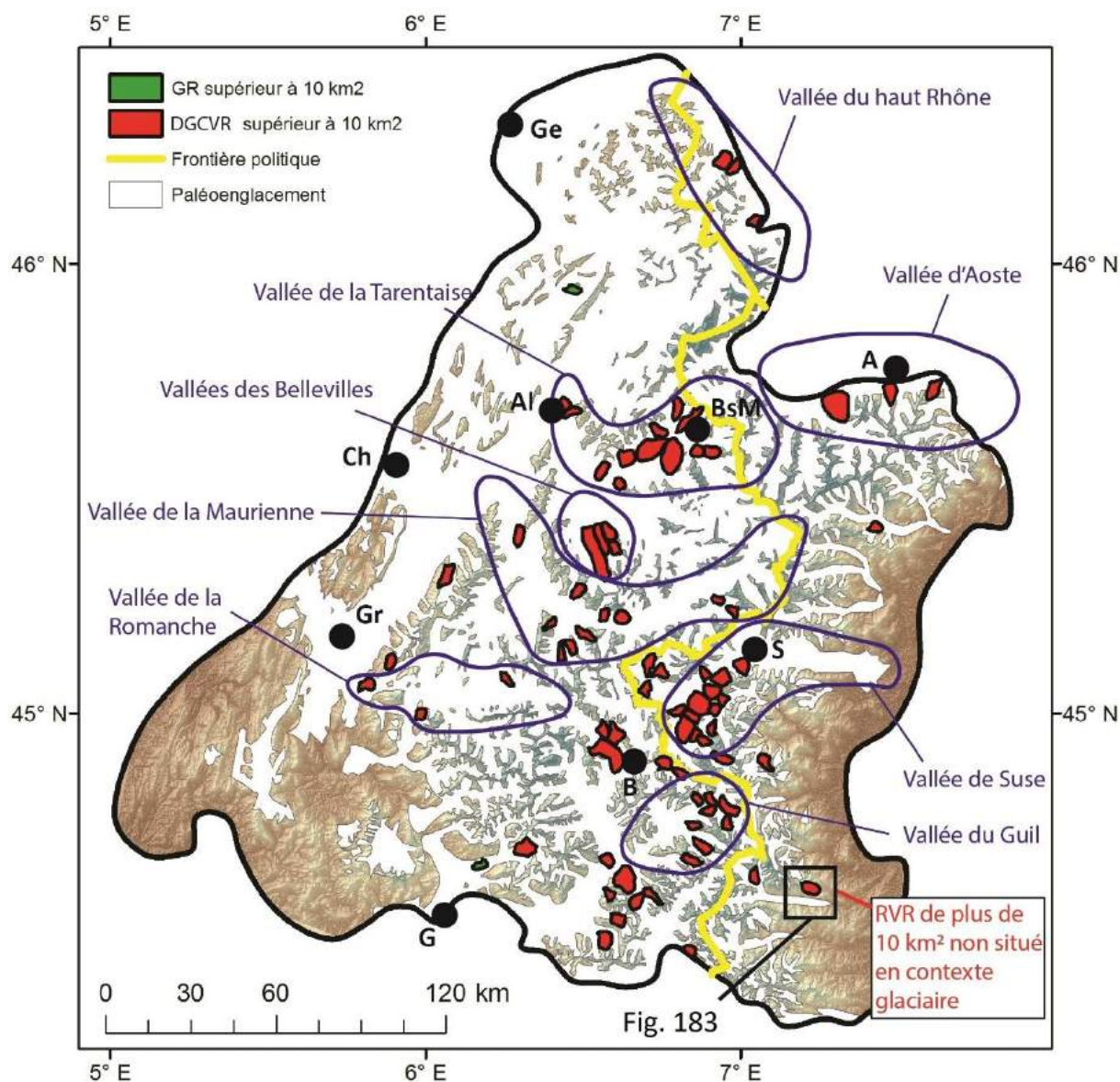


Figure 1822 : RVR de très grande taille (> 10 km²) en lien avec le paléoenglacement. Ge : Genève ; Al : Albertville ; A : Aoste ; Ch : Chambéry ; BsM : Bourg Saint-Maurice ; Gr : Grenoble ; S : Suse ; B : Briançon ; G : Gap.

La seule DGCVR de plus de 10 km² qui ne se trouve pas en contexte glaciaire se localise en Italie dans le massif du Queyras-Viso (Fig. 182-183) (code : 135Qv, p. 1274 de l'Atlas) et impacte des micaschistes. Il peut néanmoins être considéré comme une réponse passive à la glaciation. Seule la partie amont, au-dessus des nombreuses incisions fluviales, est considérée comme étant une RVR. Ces incisions suggèrent une RVR fossilisée. Dans ce secteur, la glace a atteint une centaine de mètres d'épaisseur, celle-ci pouvant saboter l'aval du versant et déstabiliser l'amont par érosion régressive. Le contact lithologique peut également avoir joué dans la déstabilisation car il est très marqué dans le paysage et soumis

à une forte incision. L'association de ces deux paramètres peut avoir eu un impact dans la déstabilisation de l'amont du versant et des crêtes associées.

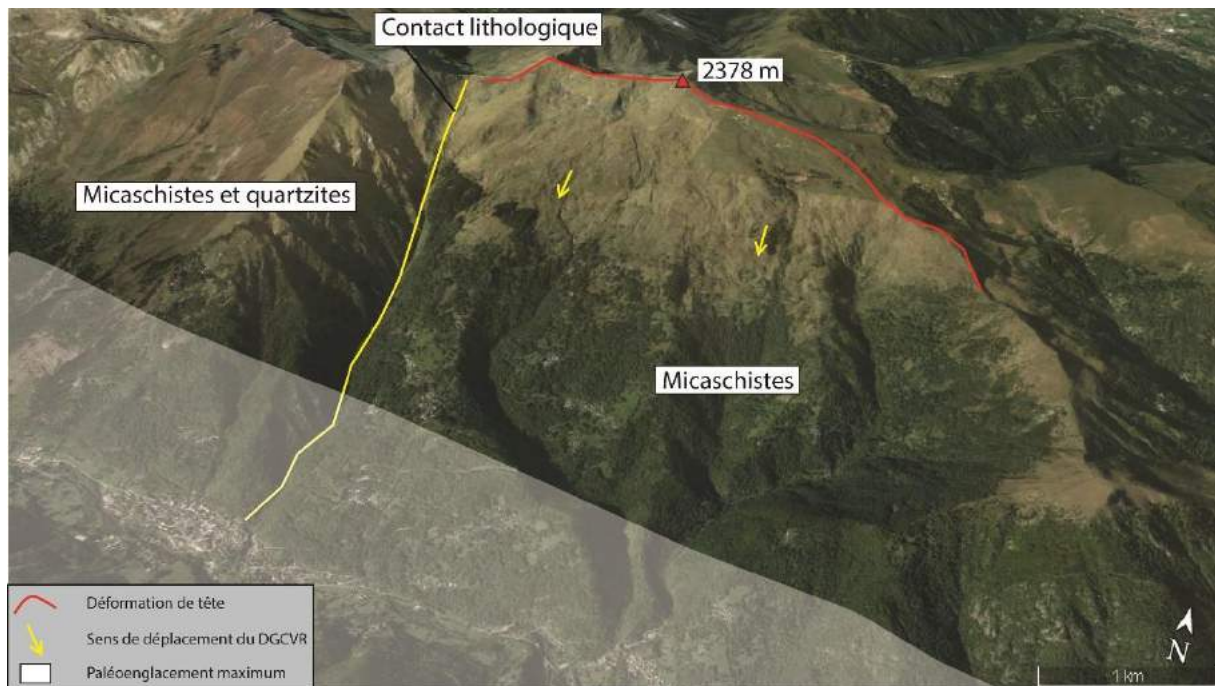


Figure 1833 : Seule RVR de plus de 10 km² situé en dehors des limites des glaces. La localisation de ce site est indiquée en figure 182.

5.3.2.4 Particularités des RVR se situant au-dessus des *trimlines* würmiennes

5.3.2.4.1 Les EAR sont plus fréquents au-dessus que dans la zone d'emprise des glaces würmiennes

Au vu des cicatrices (paramètre le plus logique pour l'analyse des EAR dans la mesure où la cicatrice est la zone de départ des masses rocheuses), 55% des EAR se situent au-dessus des toits de glaces. En raison de la provenance des débris, il est plus logique de prendre la cicatrice d'arrachement pour l'analyse des EAR.

Des exemples décrits dans la littérature, comme les EAR du Lauvitel (Delunel et al., 2010) (code : 54Ec, p. 797 de l'Atlas) ou celui du Pré de Mme Carle (Cossart et Fort, 2008) (code : 81Ec, p. 824 de l'Atlas), font partie de ces exemples qui ont leur niche d'arrachement au-dessus de la limite maximale des glaces mais leurs centroïdes en dessous. Plusieurs autres exemples, cette fois absents de la littérature et présentés pour la première fois ici,

font également partie de ces cas-là, comme pour les massifs du Grand Paradis et d'Arves-Thabor. Dans le Grand Paradis, au niveau de la confluence glaciaire de Cogne, où un cluster de RVR a déjà été observé (Fig. 173, cf. 5.2.4.2.1), d'imposants EAR sont localisés sur le versant qui surplombe la ville de Cogne (Italie) (Fig. 184A). Les trois EAR observés ont tous leurs niches d'arrachement au-dessus de la limite maximale des glaces et les dépôts en dessous.

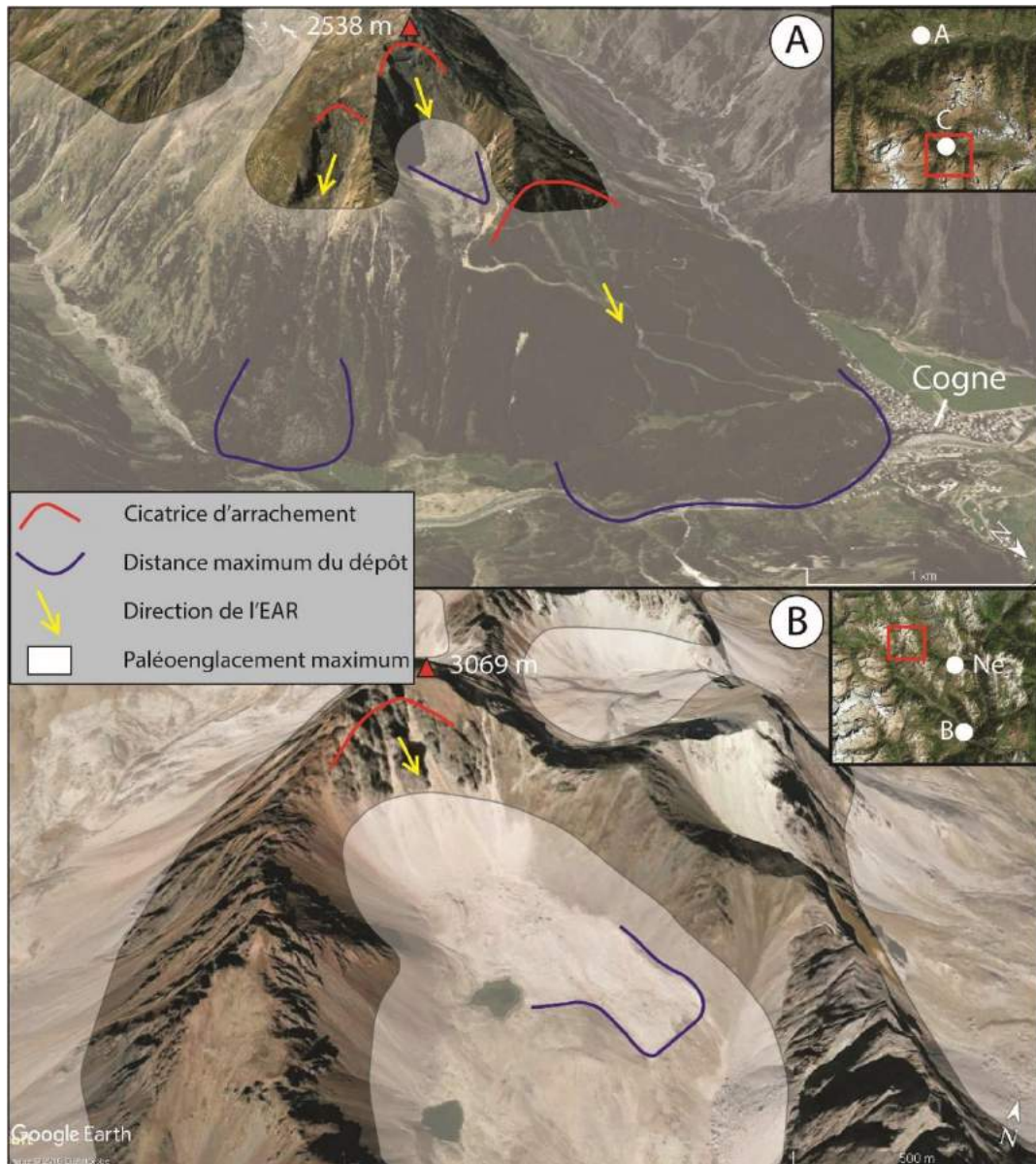


Figure 1844 : Exemple d'EAR où la niche d'arrachement se situe au-dessus de la limite maximum des glaces würmiennes. A : EAR au-dessus de Cogne (Italie), l'altitude estimée de l'emprise glaciaire pour cette ville est de 2450 m (code : 37Gp, 60Gp, 61Gp, p. 924, 947 et 948 respectivement de l'Atlas) ; B : EAR dans le massif des Arves-Thabor, l'altitude de la glace est estimée à 2600 m (code : 117At, p. 336 de l'Atlas). A : Aoste ; C : Cogne ; B : Briançon ; Né : Névache.

L'exemple dans le massif d'Arves-Thabor est identique : la niche d'arrachement se situe au-dessus du toit des glaces, et le dépôt en dessous (Fig. 184B). La différence s'observe dans la distance qu'a parcouru la masse éboulée car l'exemple dans les Arves-Thabor semble avoir parcouru une distance moins importante que celles dans le Grand Paradis.

Les exemples présentés ici montrent que la décompression glaciaire n'est pas forcément un agent majeur dans l'activation des EAR, même si un peu plus de la moitié des niches d'arrachement associées à des EAR de l'inventaire se trouvent en domaine d'emprise glaciaire würmienne. Pour finir, on peut se demander, au vu des localisations des cicatrices d'arrachement, si la dégradation du pergélisol post-glaciaire et même en relation avec le réchauffement climatique de l'Anthropocène, ne pourrait pas être un facteur majeur dans l'occurrence des EAR situés au-dessus du toit des glaces würmiennes (voir 5.6). Par contre, il paraît difficile de définir une datation relative en fonction des dépôts liés aux EAR. Une des pistes que nous pourrions évoquer est la « fraîcheur » du dépôt mais il est nécessaire d'aller observer le site sur le terrain.

5.3.2.4.2 Les DDV et les facteurs de prédisposition de ces formes dans les zones de crêtes

Les DDV sont le type de RVR dont la fréquence dans la zone d'emprise des glaces würmiennes est une des plus basse (62% pour les centroïdes et 56% pour les cicatrices) (Tableau 8, cf. 5.3.2.1.1). De plus, nous avons vu que 31% de ces RVR se localisent en dehors de toute emprise glaciaire. La particularité de ces formes est qu'elles peuvent se localiser aussi bien sur un versant que sur une crête, et sans glissement apparent en lien avec la DDV. Les DDV se situant sur le versant sont souvent en dessous du toit des glaces malgré certaines nuances (notamment en Italie) ; en ce qui concerne les DDV sur crêtes, en revanche, celles-ci peuvent n'avoir aucun lien clair avec les glaces würmiennes (Fig. 185). Néanmoins, des DDV sur les crêtes et situées hors de l'emprise glaciaire ne veulent pas forcément dire que les glaces n'ont pas une responsabilité dans l'apparition des DDV. C'est le cas, par exemple, pour les DDV du Mont Rognier (Hippolyte et al., 2012) (code : 2Bel, p. 463 de l'Atlas), où une crête dédoublée et des contre-escarpements sont observables, et où ces DDV seraient une réponse à la décompression post-glaciaire. L'exemple de la figure 185 montre des déformations épousant la crête sommitale et que l'on peut interpréter comme des signes de futures déstabilisations. Malgré la présence de glace dans la vallée située au sud des

déformations, la masse rocheuse semble plutôt avoir été mise en mouvement par la forte incision fluviale observable dans la vallée au nord. D'ailleurs, un potentiel GR pourrait aller dans ce sens. Dans ce cas précis, et comme c'est très souvent le cas parmi les autres DDV situées au-dessus de la limite supérieure des glaces, elles peuvent être interprétées soit comme une incidence de l'incision fluviale (RVR parafluvial : Jarman et al., 2014), soit comme une réponse à la tectonique locale.

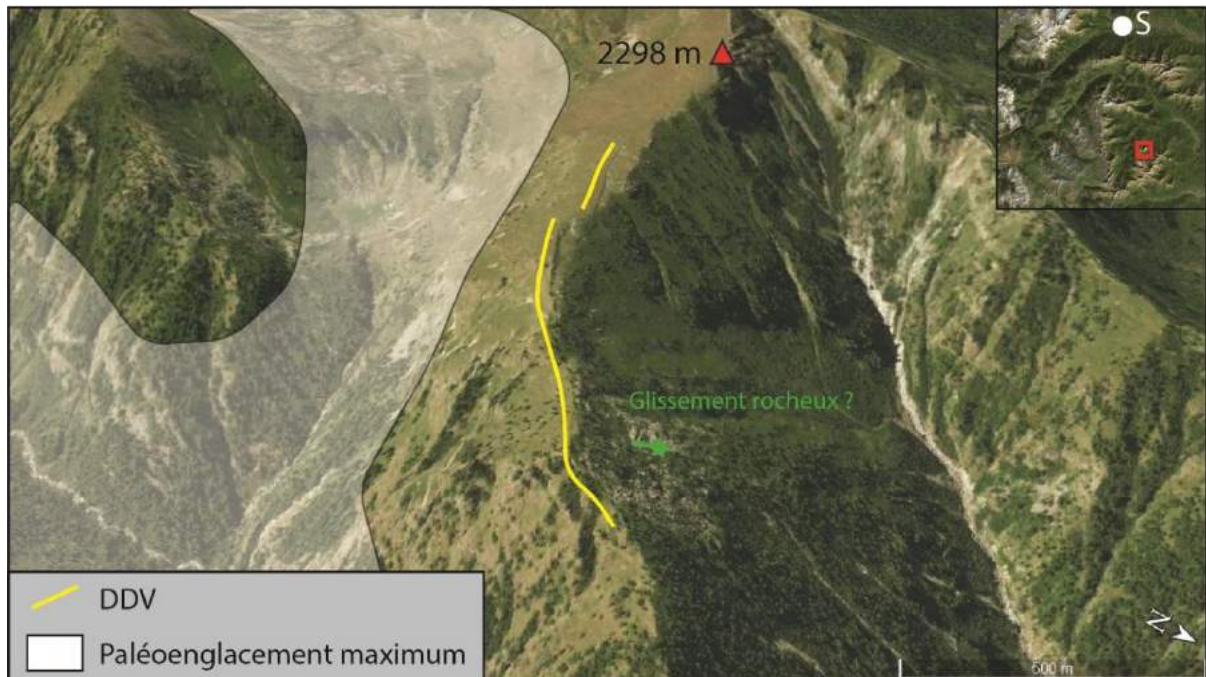


Figure 1855 : DDV positionnée sur la crête et sans lien avec les glaces würmiennes. L'altitude de la glace est estimée à 2100 m (code : 69Ac, p. 125 de l'Atlas). S : Suse.

5.3.2.4.3 La relativement petite taille des GR et des DGCVR

Tout comme les DDV, les GR et les DGCVR qui ne sont pas en relation avec la glace würmienne se localisent principalement en Italie ainsi que dans les secteurs du Trièves et du Dévoluy, mais présentent également une zone de départ au niveau des crêtes sommitales.

Selon les centroïdes, 136 GR (26% du total) sont situés au-dessus du toit des glaces würmiennes (Tableau 8, cf. 5.3.2.1.1), et la taille moyenne de cet échantillon est de 1,12 km². Selon les épaisseurs de glace, 55 GR n'ont aucune empreinte glaciaire à leurs bases, la taille moyenne de cet échantillon est de 1,14 km². Ceci s'avère inférieur à la taille moyenne de l'ensemble des GR, qui est de 1,59 km² (cf. 5.2.2.1.2). La particularité des cicatrices

d'arrachement de ce type de RVR est qu'elles se localisent soit sur la crête où la glace n'exerçait que peu ou pas de pression (Fig. 186A), soit juste en dessous des crêtes sommitales. Etant donné que la cicatrice d'arrachement, mais également les centroïdes de ces GR sont situés au-dessus de la limite supérieure des glaces, on pourrait considérer ces GR comme des RVR qui ne sont pas mise en mouvement prioritairement en réponse à la décompression glaciaire (Fig. 186B).

Même si la plupart des GR concernés ici sont plutôt de petite taille, on peut observer des GR de grande taille dans la même situation. L'une de leurs caractéristiques majeures est leur situation : plus bas en altitude ou dans des vallées dans lesquelles la glace n'a pas parcouru de longue distance. Il existe deux GR majeurs dans les Alpes occidentales : le premier se trouve dans le massif du Dévoluy et fait 6,49 km² (Fig. 187A) (code : 17De, p. 738 de l'Atlas) ; le second a été identifié dans la vallée de Viu (Italie) (code : 29Ag, p. 169 de l'Atlas) et fait 6,24 km² (Fig. 187B). Ces deux exemples montrent ainsi qu'il ne serait pas nécessaire d'avoir des glaciers pour mettre en mouvement de grandes masses rocheuses. L'exemple du massif du Dévoluy en est un exemple net. En effet, l'ensemble du versant durant la dernière glaciation et a été mis en mouvement par d'autres facteurs, dont deux qui expliqueraient l'instabilité d'une telle masse rocheuse : l'incision fluviale, et le contexte lithologique. La masse est en effet composée de « terres noires » (Gidon et al., 1971), fortement susceptibles aux glissements, et l'association avec l'incision fluviale peut avoir joué de concert dans l'évolution du versant. L'exemple du Viu, quant à lui, montre une langue rocheuse qui se développe à partir d'une niche d'arrachement composée de prasinites (roches schisteuses) (Kerckhove et Monjuvent, 1979), que l'on sait être particulièrement soumise aux instabilités de type RVR. Dans ce cas-là, le paléoenglacement würmien ne semble pas avoir eu d'impact sur le secteur concerné par le GR.

Dans la littérature, il a déjà été démontré que des GR de grande taille pouvaient être mis en mouvement hors de toute emprise glaciaire (e.g. Pánek et al. 2012 sur le piémont caucasien en Russie). D'après les résultats présentés ici, même au sein de chaînes de montagne englacées, il semblerait donc que les GR ne soient pas tous déstabilisés par les glaces disparues.

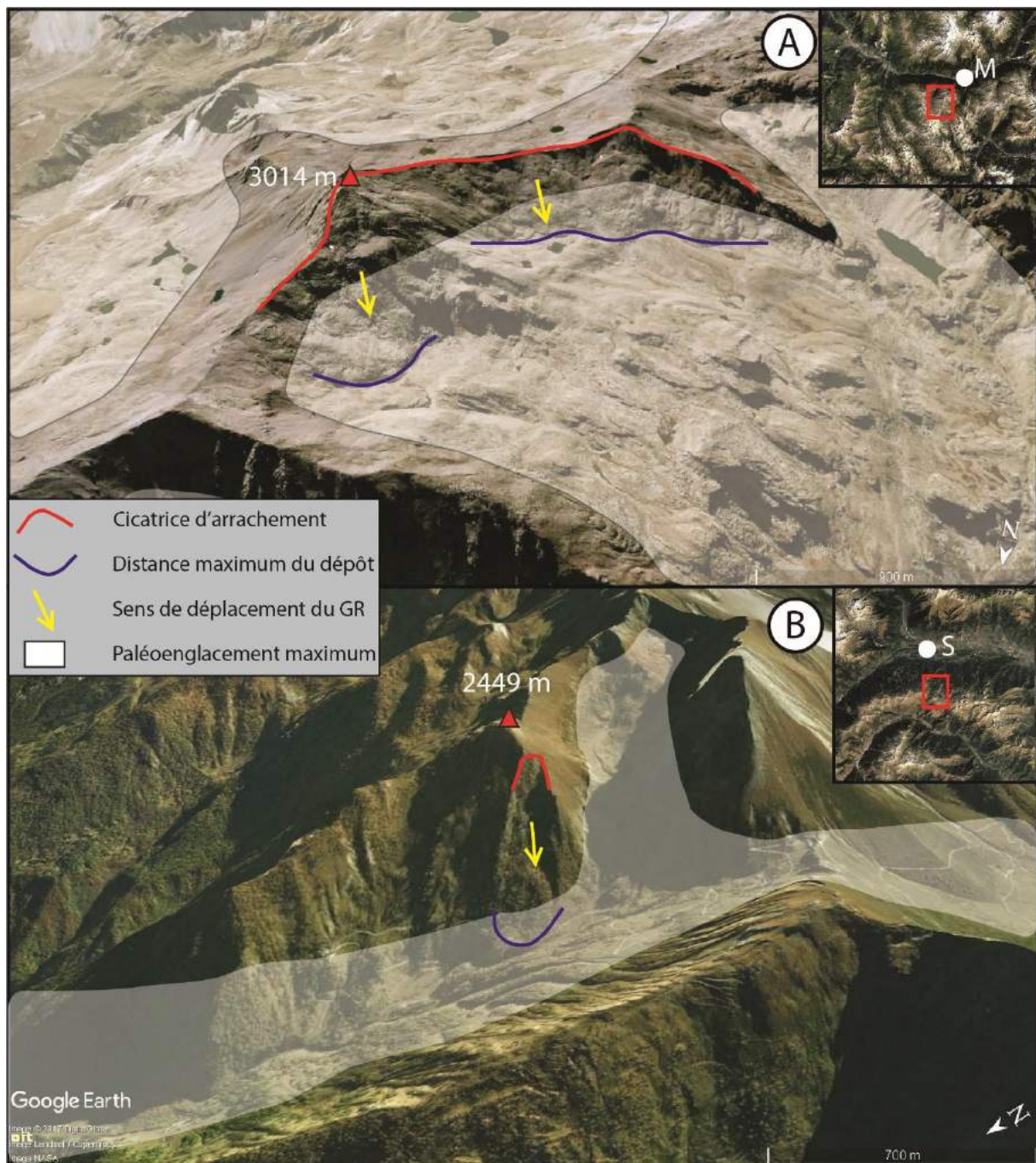


Figure 1866 : GR au-dessus de la limite supérieure des glaces et sans doute pas imputable à la décompression post-glaciaire. A : GR au-dessus du lac de Bissorte (Savoie) avec deux GR de 0,83 et de 0,84 km², l'altitude de la glace est estimée à 2600 m (code : 57At et 115At, p. 276 et 334 respectivement de l'Atlas) ; B : GR au-dessus de Suse (Italie) de 0,13 km², l'altitude de la glace est estimée à 1950 m (code : 40Ac, p. 96 de l'Atlas). M : Modane, S : Suse.

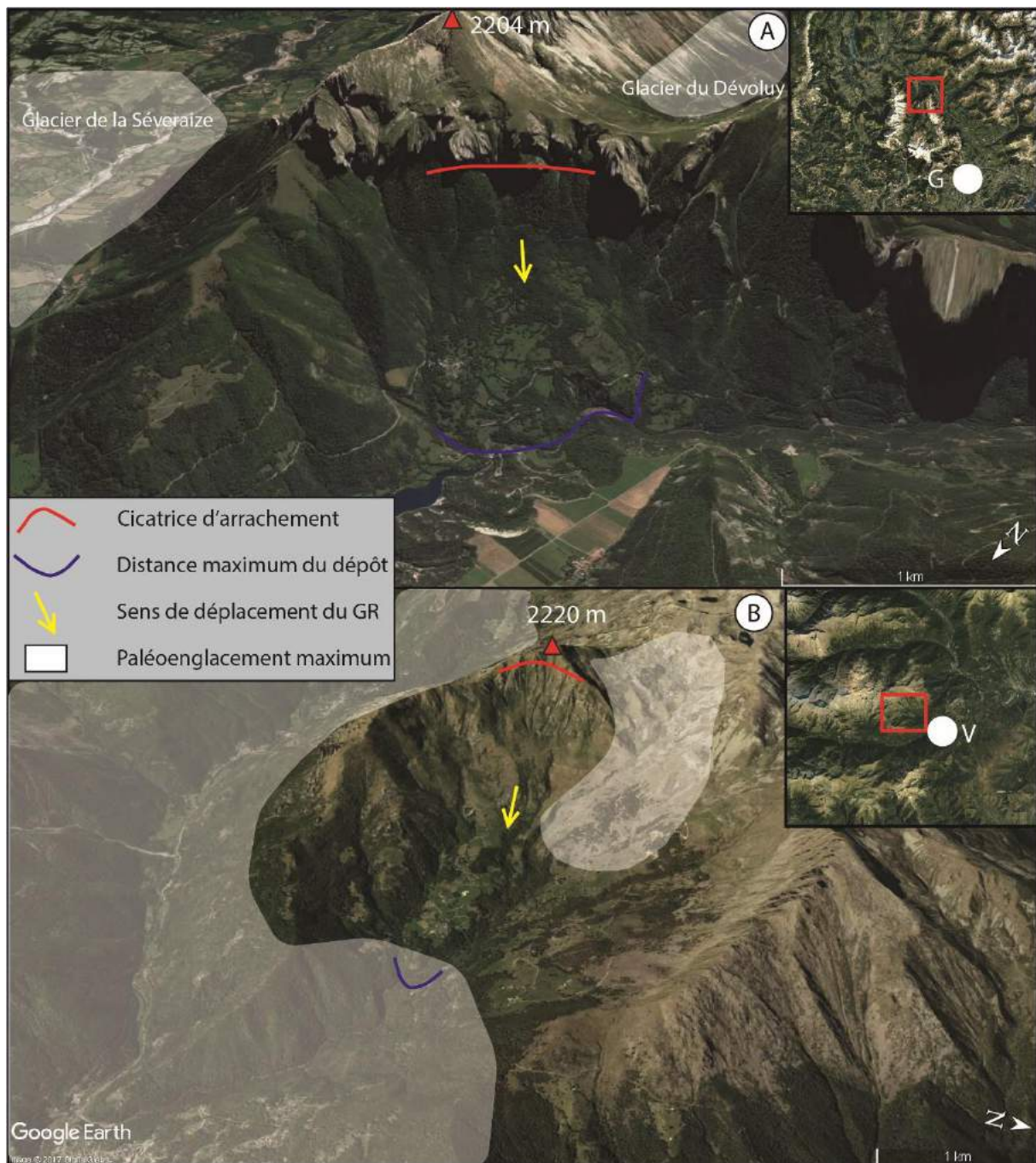


Figure 1877 : GR de grande taille, en partie en dehors de toute emprise glaciaire. A : GR de 6,49 km² dans le massif du Dévoluy (code : 17De, p. 738 de l'Atlas) ; B : GR de 6,24 km² dans les Alpes grées, en amont de la ville de Viu (Italie) (code : 29Ag, p. 169 de l'Atlas). G : Gap, V : Viu.

Un examen des DGCVR dont les centroïdes se situent au-dessus de la limite supérieure des glaces permet d'observer le même phénomène qu'avec les GR. Selon ce critère, 140 DGCVR (30%) ont été trouvés au-dessus des trimlines würmiennes (Tableau 8, cf. 5.3.2.1.1). La moyenne de taille des DGCVR dans ce cas est de 3 km² alors que la moyenne de

l'ensemble des DGCVR est de 6 km². De plus, 10 % des DGCVR sont en dehors de toute emprise glaciaire et font en moyenne 2 km².

Les exemples sont nombreux et leurs caractéristiques sont identiques car on peut observer de nombreuses déformations sur les crêtes (ou à proximité) et des zones de dépôt (quand il y en a) qui ne sont pas étendues sur le versant. Les zones de fractures se situent toutes au-dessus des limites des glaces et il est difficilement crédible que les glaces würmiennes soient les premiers responsables de ces DGCVR. Prenons l'exemple de deux DGCVR situées dans le massif de la Vanoise (17Va et 18Va, p. 1321 et 1322 respectivement de l'Atlas), qui semblent éloignées de toute emprise glaciaire : La figure 188 montre qu'elles sont accolées l'une à l'autre mais présentent des sens de déplacement différents. Elles sont éloignées de toute emprise glaciaire et des phénomènes plus petits de type GR et EAR peuvent s'observer sur ces versants. Il semble donc probable que certaines DGCVR puissent se mettre en mouvement sans l'aide directe de la décompression post-glaciaire.

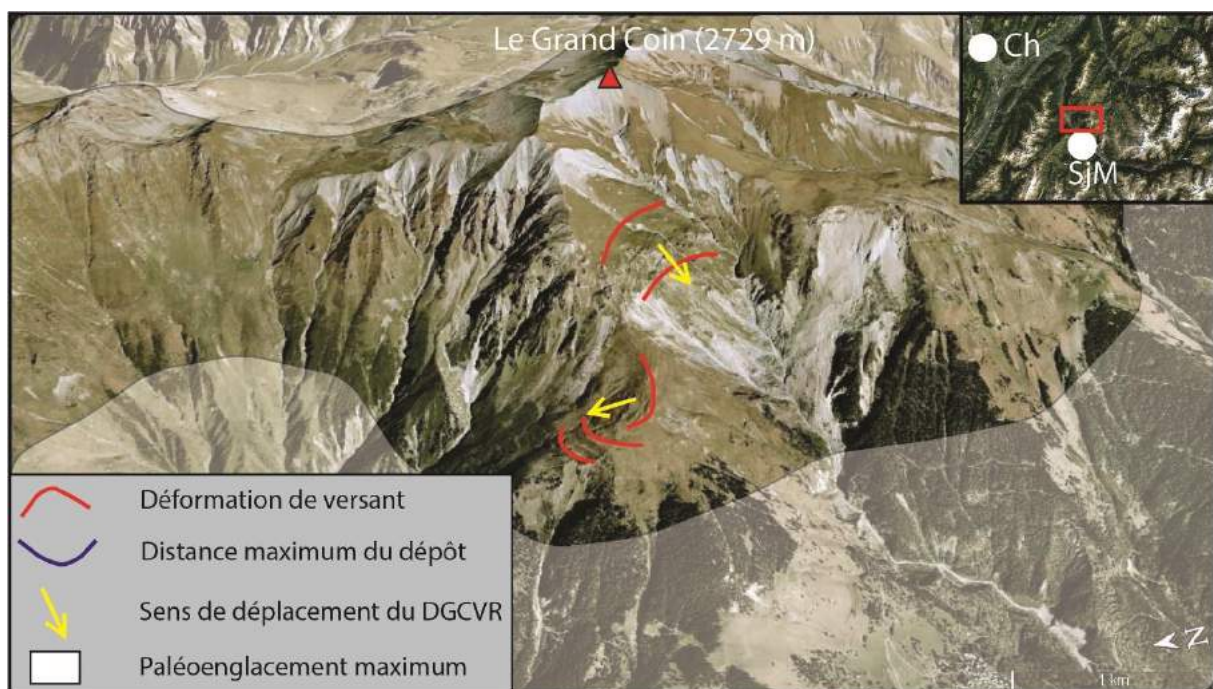


Figure 1888 : DGCVR qui ne seraient pas impactées prioritairement par la décompression glaciaire. Exemples de deux DGCVR au pied du Mont Coin dans la vallée de la Maurienne, l'altitude de la glace est estimée à 1900 m Vanoise (17Va et 18Va, p. 1321 et 1322 respectivement de l'Atlas). Ch : Chambéry ; SjM : Saint-Jean de Maurienne.

5.3.2.4.4 Particularité du côté padan (Italie)

Si la partie française, du fait de l'étalement des langues glaciaires, est occupée par des RVR qui peuvent être identifiées comme étant issues de la décompression, il en va différemment de la partie italienne. Comme on peut l'observer sur la figure 181 (cf. 5.3.2.2.2), les Alpes italiennes n'ont pas été occupées par de larges langues glaciaires qui se prolongeaient sur le piémont, hormis le glacier de la Ripaire alimenté par les massifs du Mont Cenis et des Alpes cottiennes, et la vallée d'Aoste alimentée par les massifs du Grand Paradis, du Mont Blanc et du Cervin. Les exemples de RVR où la glace n'a pas été présente durant l'emprise würmienne concernent essentiellement des GR, DGCVR et DDV (Fig. 181).

Dans la partie italienne on dénombre tout d'abord 63 EAR, 4 GC, 115 GR, 141 DGCVR, et 29 DDV (Tableau 9). Selon les bases, c'est 20% des RVR qui se localisent au-dessus des toits des glaces würmiens, ce qui est supérieur aux 14% enregistrées pour l'ensemble de la zone d'étude. Le même constat qu'à l'échelle régionale apparaît en fonction des cicatrices. Ainsi, c'est 57% des cicatrices qui ne sont pas concernées par les glaces alors qu'à l'échelle régionale, ce sont 45%.

Tableau 9 : Analyse statistiques des RVR en relation avec le paléoenglacement en Italie.

	Nb. de RVR en Italie	Critère : altitude des bases		Critère : altitude des cicatrices	
		Nb. de RVR au-dessus des <i>trimlines</i>	%	Nb. de RVR au-dessus des <i>trimlines</i>	%
EAR	63	14	22,2	35	55,6
GR	115	25	21,7	65	56,5
GC	4	0	0	2	50
DGCVR	141	18	12,8	83	58,9
DDV	29	15	51,7	16	55,2
Total	352	72	20,5	201	57,1

En fonction des épaisseurs de glace pour chaque RVR, nombreuses sont les RVR en Italie qui surplombent des vallées où la glace würmienne n'était pas présente (Fig. 189). Cela concerne l'ensembles des types de RVR mais plus particulièrement les DDV, GR et DGCVR. On peut ainsi observer par endroits des masses rocheuses qui se développent dans des contextes fluviaux et parafluviaux, en dehors de toute emprise glaciaire durant le Würm. Par

exemple, dans le massif du Queyras-Viso, on peut observer deux RVR qui se sont développées hors du contexte glaciaire (Fig. 189).

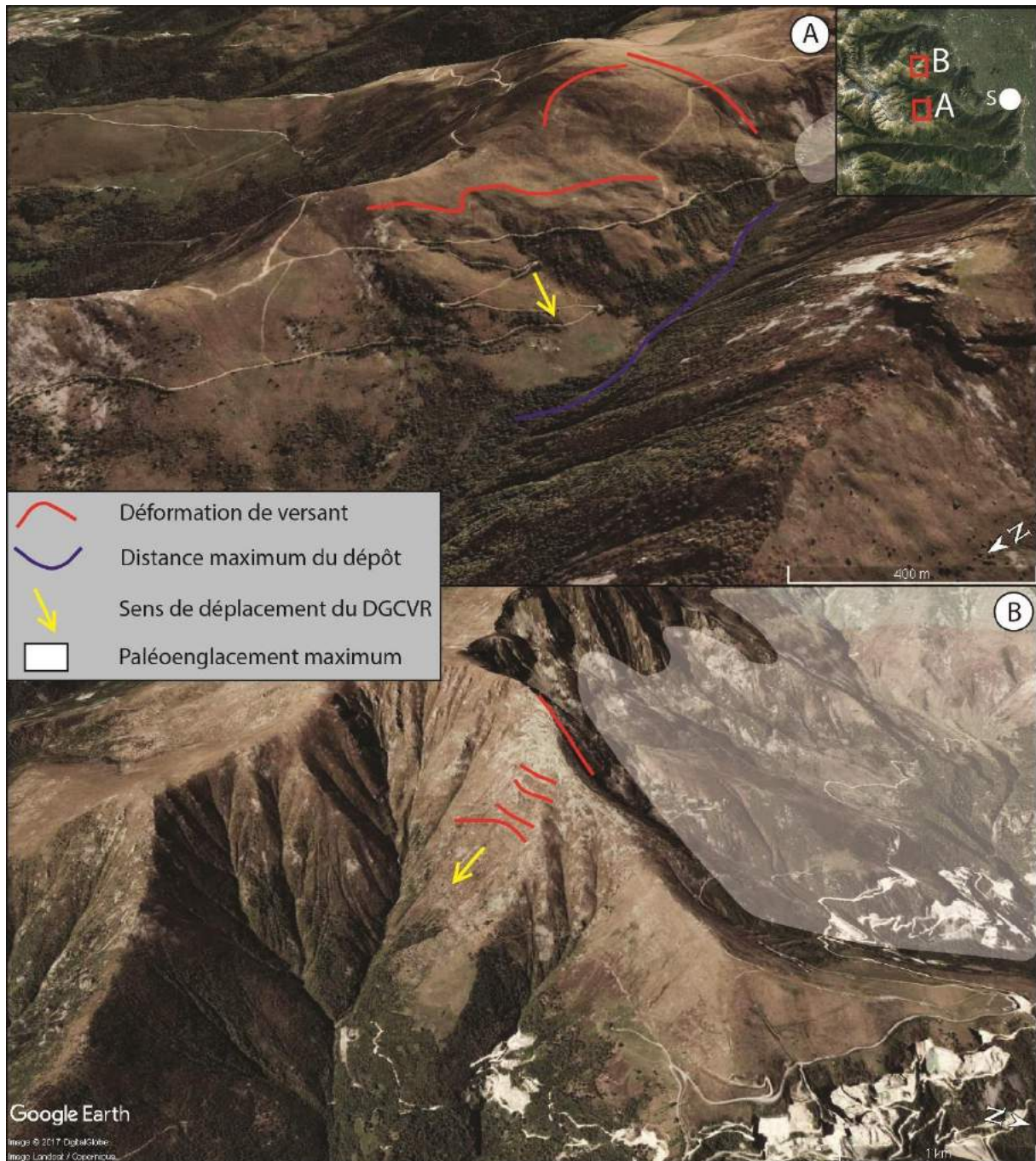


Figure 18989 : RVR se développant hors de toute emprise glaciaire dans la partie italienne du massif du Queyras-Viso. A : DGCVR composée de multiples déformations et de quelques mouvements de type GR (code : 132Qv, p. 1271 de l'Atlas); B : DDV composée de déformations (code : 147Qv, p. 1286 de l'Atlas). S : Saluces.

La figure 189A montre une DGCVR composée de multiples déformations avec le développement de quelques mouvements de type GR. La figure 189B montre une DDV où il apparaît des déformations qui se développent principalement sur un versant mais la déformation de tête semble se prolonger sur le versant opposé. Ces deux exemples se produisent en contexte fluvial (connecté au torrent) pour la DGCVR et en contexte parafluviale (déconnecté du torrent) pour la DDV. Ces exemples illustrent des reliefs commandés à la fois par l'emprise glaciaire würmienne mais également par le processus d'incision fluviale. Nous sommes donc en présence dans cette partie italienne de RVR qui se développent en phase de transition entre phénomènes glaciaires et fluviaux. A lithologie sensiblement égale, le relief de ce secteur ressemble beaucoup à celui des Carpathes du Sud (Roumanie) où de nombreuses RVR ont été repérées à la fois en contexte glaciaire mais également en grande partie en contexte parafluvial (Blondeau et al., 2016).

Tout comme l'ont déjà énoncé Pánek et al. (2015), et à la vue de ces résultats, il peut donc paraître cohérent de dire que le tout paraglaciare est à nuancer dans la production de RVR, même au sein d'une chaîne largement englacée comme les Alpes.

5.3.2.5 Rôle passif de la décompression

Nous avons vu, tout au long de cette partie, qu'un certain nombre de RVR avait leurs centroïdes qui se situaient au-dessus de la limite maximale des glaces würmienne. Cette localisation du centroïde pourrait laisser penser à un rôle mineur des glaces dans la déstabilisation. Même si cela pourrait être le cas pour des petites RVR situées sur les crêtes et où étaient présents des glaciers peu épais en zone d'accumulation, cela peut être nuancé pour les larges RVR dans les vallées. En effet, le rôle de la décompression passive d'un versant peut être évoqué (Jarman et Ballantyne, 2002 ; Eberhardt et al., 2004). Ainsi, même avec un glacier de vallée qui entaillait les parties basses du versant, on peut avoir des répercussions sur l'amont. Un bon exemple pour montrer cela se trouve au col d'Ornon en Isère (Fig. 190) (code : 26Ec, p. 769 de l'Atlas). Celui-ci présente une large déformation sur la crête et évolue actuellement en larges ravinements dans un dispositif lithologique constitué de calcaires et de marnes. Durant le maximum glaciaire, l'épaisseur de glace est estimée dans ce secteur à 550 m. Ceci est largement suffisant pour que, un fois le glacier disparu, l'aval du versant se mette en mouvement et se transforme en multiples événements

géomorphologiques de type laves torrentielles ou bien potentiellement en EAR. La déstabilisation de l'aval entraîne l'amont à se fragiliser et à se déformer, ceci pouvant se caractériser par l'apparition d'une large déformation sur la crête sommitale.

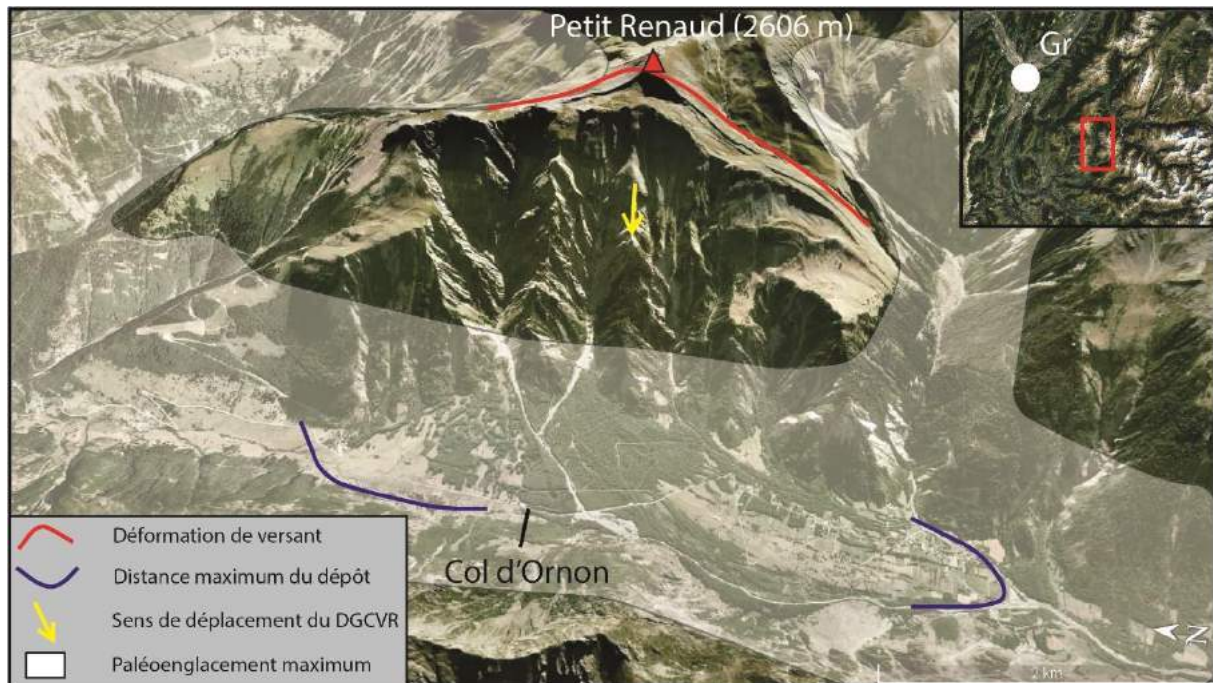


Figure 1900 : DGCVR du Col d'Ornon (Isère). Celle-ci peut être interprétée comme une réponse passive à la présence de glace würmienne, la fragilisation de l'aval entraînant la déstabilisation de l'amont. Code : 26Ec, p. 769 de l'Atlas. L'altitude de la glace est estimée à 2050 m. Gr : Grenoble.

Nous avons vu également précédemment qu'un certain nombre de RVR avait leurs bases en dehors de toute emprise glaciaire. Tout comme l'exemple du col d'Ornon, cela peut être nuancé car même si la glace n'atteignait pas les parties basses actuelles du RVR, le rôle passif de la décompression peut également jouer un rôle notoire dans la déstabilisation de l'amont. La station de ski de Chamrousse en Isère (Fig. 191) (code : 17Bel, p. 478 de l'Atlas) en est un exemple. Les déformations observées sur imageries satellites se localisent en amont du toit des glaces würmiennes. La morphologie de la station de ski est composée de plusieurs déformations qui sont interprétées comme des déformations structurales (contre-escarpements). On peut également observer au milieu des pistes de ski, de multiples bourrelets rocheux. L'ensemble des contours de la DGCVR se trouve en dehors de toute emprise glaciaire mais peut être considéré comme une réponse indirecte et passive de l'englacement würmien de la vallée du Grésivaudan, épais de 1000 m. En effet, on pourrait

considérer que le glacier du Grésivaudan, associé à celui de la Romanche a fortement déstabilisé les zones aujourd'hui urbanisées et recouvertes de forêt. La fragilisation des zones basses de la vallée a pu entraîner par la suite la déstabilisation des zones hautes et la formation des déformations visibles sur imageries.

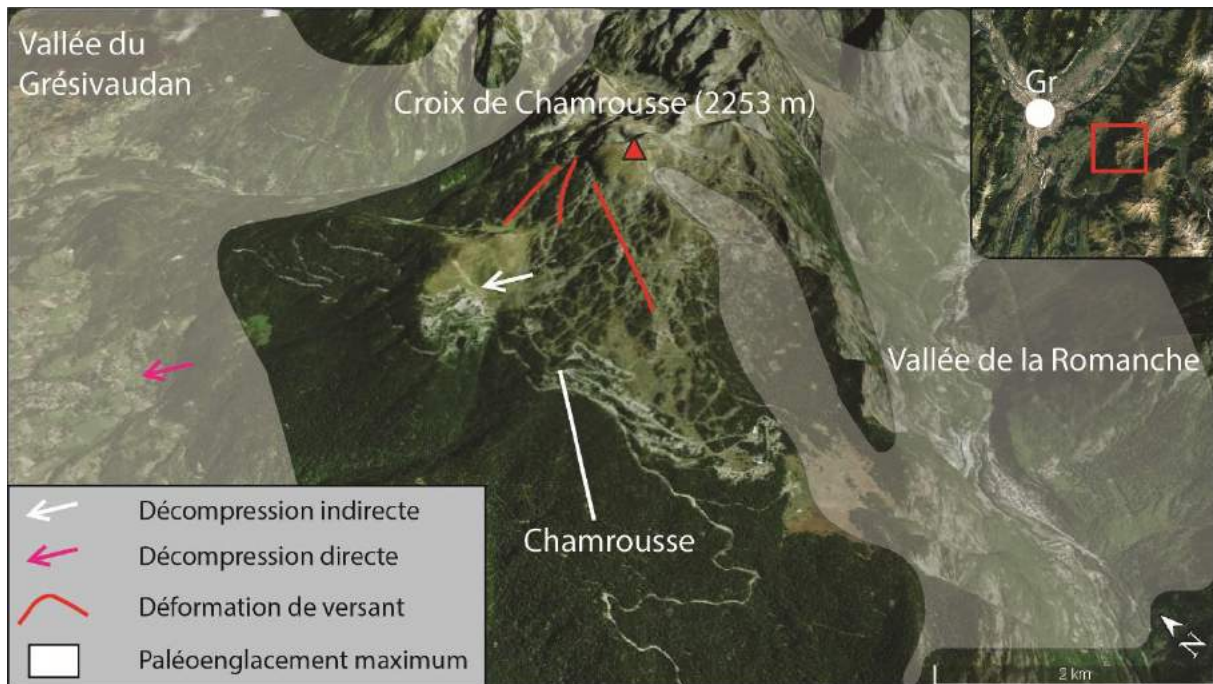


Figure 1911 : DGCVR de Chamrousse. Celle-ci est interprétée comme une conséquence indirecte de la décompression glaciaire. Code : 17Bel, p. 478 de l'Atlas. L'altitude de la glace est estimée à 1300 m. Gr : Grenoble.

Ces exemples sont essentiellement français car les glaces würmiennes occupaient presque l'ensemble des vallées, rares étaient les bassins versants où celles-ci n'étaient pas présentes. Ces exemples montrent également une distinction à mettre en avant : la réponse passive d'un versant à la fonte d'un glacier d'une part et l'impact du surcreusement glaciaire, qui augmente le relief local par rapport à la situation préglaciaire, et du coup augmente le potentiel gravitationnel du versant et donc sa susceptibilité à rompre. En effet, de part la faible largeur de la vallée, l'exemple du col d'Ornon montrerait un exemple où le surcreusement glaciaire peut avoir joué un rôle non négligeable dans la déstabilisation généralisée du versant alors que l'exemple de Chamrousse montrerait plutôt le rôle passif de la décompression post-glaciaire.

5.3.3 Analyse des écarts entre ligne de partage des eaux et ligne de partage des glaces

Il est intéressant de comparer la ligne de partage des eaux actuelle et la ligne de partage des glaces au maximum würmien. En effet, comme l'a montré Jarman (2006), la séparation de ces deux lignes dans le relief peut avoir une incidence sur la répartition spatiale des RVR en lien avec la production de brèches glaciaires. Dans les Highlands d'Ecosse, de fortes densités de RVR peuvent ainsi s'observer dans les secteurs où des différences notables sont constatées entre la ligne de partage des eaux actuelle et la ligne de partage des glaces würmiennes.

5.3.3.1 Identification des brèches glaciaires

La ligne de partage des eaux actuelle entre Rhône et Pô dans les Alpes occidentales épouse approximativement la frontière politique. La ligne de partage des glaces, quant à elle, a été interprétée à partir de la carte du paléoenglacement de Coutterand (2010).

Il n'apparaît pas nettement de grande différence entre les deux lignes car, sauf dans certains secteurs, elles se confondent (Fig. 192). On peut toutefois identifier trois zones de décalage, ou « brèches » glaciaires : l'une où les deux lignes ne se suivent pas : la zone du col de Montgenèvre (Hautes-Alpes) ; et deux autres où les glaces passaient en transfluence par le col du Mont Cenis et par la zone des cols du Petit Saint-Bernard, de la Seigne, et du Cormet de Roselend (Savoie, Haute-Savoie).

5.3.3.2 Analyse statistiques des RVR au sein de chaque brèche glaciaire

Lorsque l'on effectue un zoom sur ces zones de transfluence glaciaire et que l'on apprécie les RVR sous l'angle de leurs superficies, la perspective change sensiblement. En effet, deux des trois brèches glaciaires se distinguent par la grande superficie cumulée des RVR. Ainsi, la brèche des cols du Petit Saint-Bernard, de la Seigne et du Cormet de Roselend mais également celle de Montgenèvre enregistrent 105 et 311 km² respectivement alors que la brèche glaciaire du Mont-Cenis enregistre 38 km² de superficie cumulée de RVR (Tableau 10). Cette dernière voit une superficie d'impact qui atteint 11% de la totalité de la superficie de la brèche alors que celle des cols du Petit Saint-Bernard, de la Seigne et du Cormet de

Roselend et celle de Montgenèvre enregistrent respectivement 16 et 25% de superficie d'impact. Ces deux dernières sont donc des brèches qui apparaissent comme étant plus importantes que celle du Mont-Cenis.

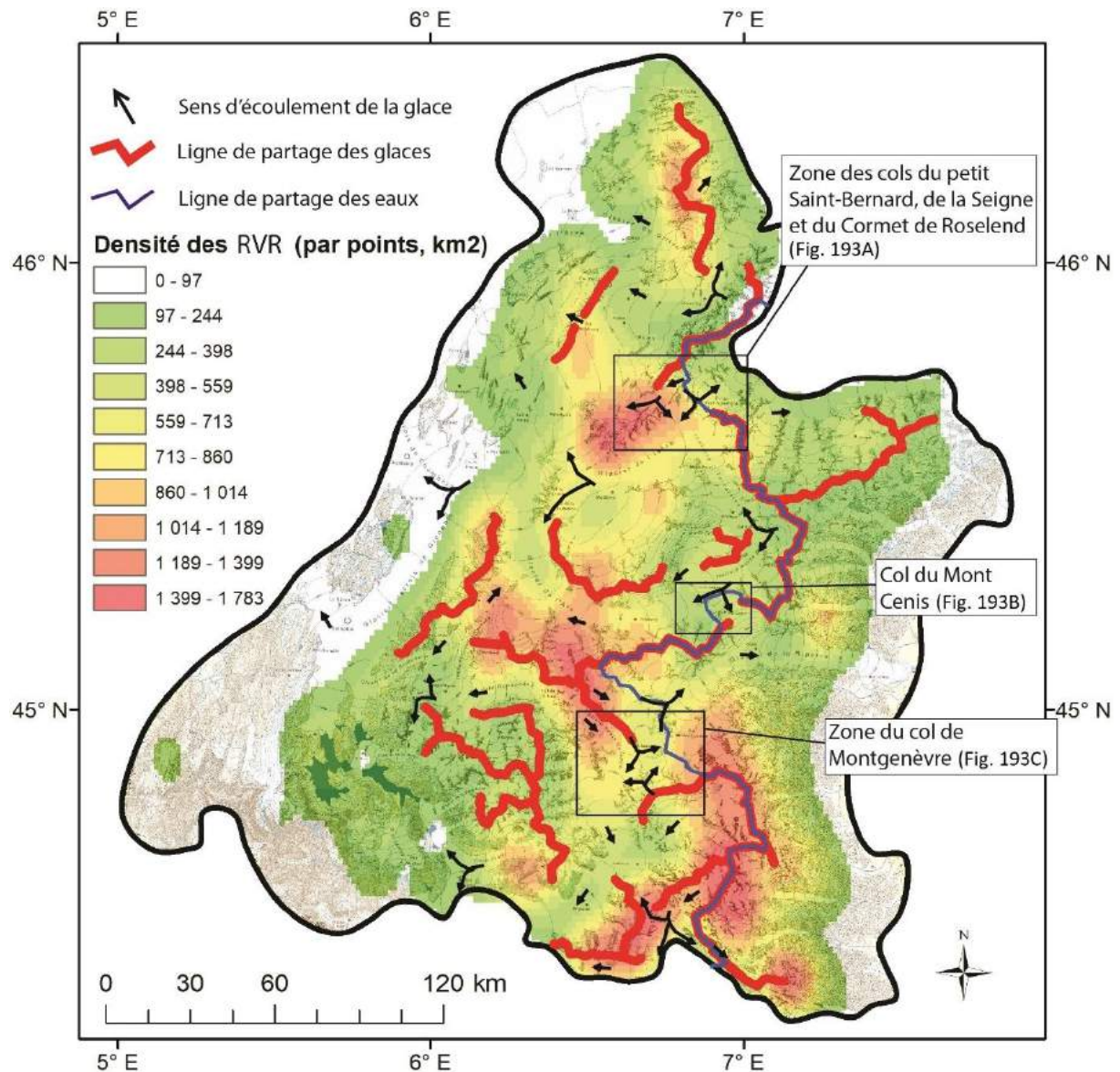


Figure 1922 : Relation entre lignes de partages des eaux et des glaces, avec densités de RVR. Fond de carte d'après Coutterand (2010).

Par catégorie de RVR, ces sont les DGCVR et les GR qui sont les plus présents au sein de ces brèches glaciaires (Tableau 10). Ainsi, au sein de celle des cols du Petit Saint-Bernard, de la Seigne et du Cormet de Roselend apparait 13 DGCVR sur un total de 25 RVR. Au sein des deux autres brèches, apparaissent sensiblement le même nombre de GR et DGCVR avec

3 GR et 4 DGCVR pour la brèche du Mont-Cenis et 34 GR et 32 DGCVR pour celle de Montgenèvre.

Tableau 80 : Attributs des RVR en lien avec chaque brèche glaciaire identifiée.

	Type de RVR				Superficie totale des RVR concernées (km ²)	Superficie d'impact des RVR sur la brèche (%)
	EAR	GR	DGCVR	DDV		
Brèche glaciaire des cols du Petit Saint-Bernard, de la Seigne et du Cormet de Roselend	5	6	13	1	105	16,33
Brèche glaciaire du Mont-Cenis	1	3	4	0	38	11,18
Brèche glaciaire de Montgenèvre	13	34	32	2	311	25,16

5.3.3.3 Analyse spatiale au sein de chaque brèche glaciaire

Tout d'abord, à l'échelle régionale, et au regard de la grande superficie de la zone d'étude et du faible nombre de brèches glaciaires identifiées (Fig. 192), ces dernières ne semblent pas avoir un impact majeur dans l'occurrence des RVR, d'autant plus que les plus fortes densités de RVR ne se localisent pas forcément dans ces secteurs. En effet, au sein des trois secteurs les densités sont faibles, à la mesure près que la zone du col du Petit Saint-Bernard présente une forte densité de RVR côté français. Le côté rhodanien (français) présente une large emprise de RVR, alors que le côté padan (italien) est nettement moins impacté (Fig. 193A). Au niveau du secteur de Montgenèvre, de grandes RVR se localisent dans l'ensemble des vallées, sauf dans la vallée Etroite, cœur de la brèche glaciaire (Fig. 193C). Cette exception peut s'expliquer par la lithologie car nous sommes dans cette vallée en présence de roches sédimentaires chimiques et biochimiques (calcaires, dolomies et gypses) avec des infiltrations de quartzites (Barféty et al., 2006). Au sein de la brèche glaciaire du Mont-Cenis, seules 8 RVR ont été observées mais la zone du col, où les plus larges RVR apparaissent (2 DGCVR), est impactée par les instabilités seulement sur le versant NE (Fig. 193B), au pied de la pointe de Ronce (3612 m).

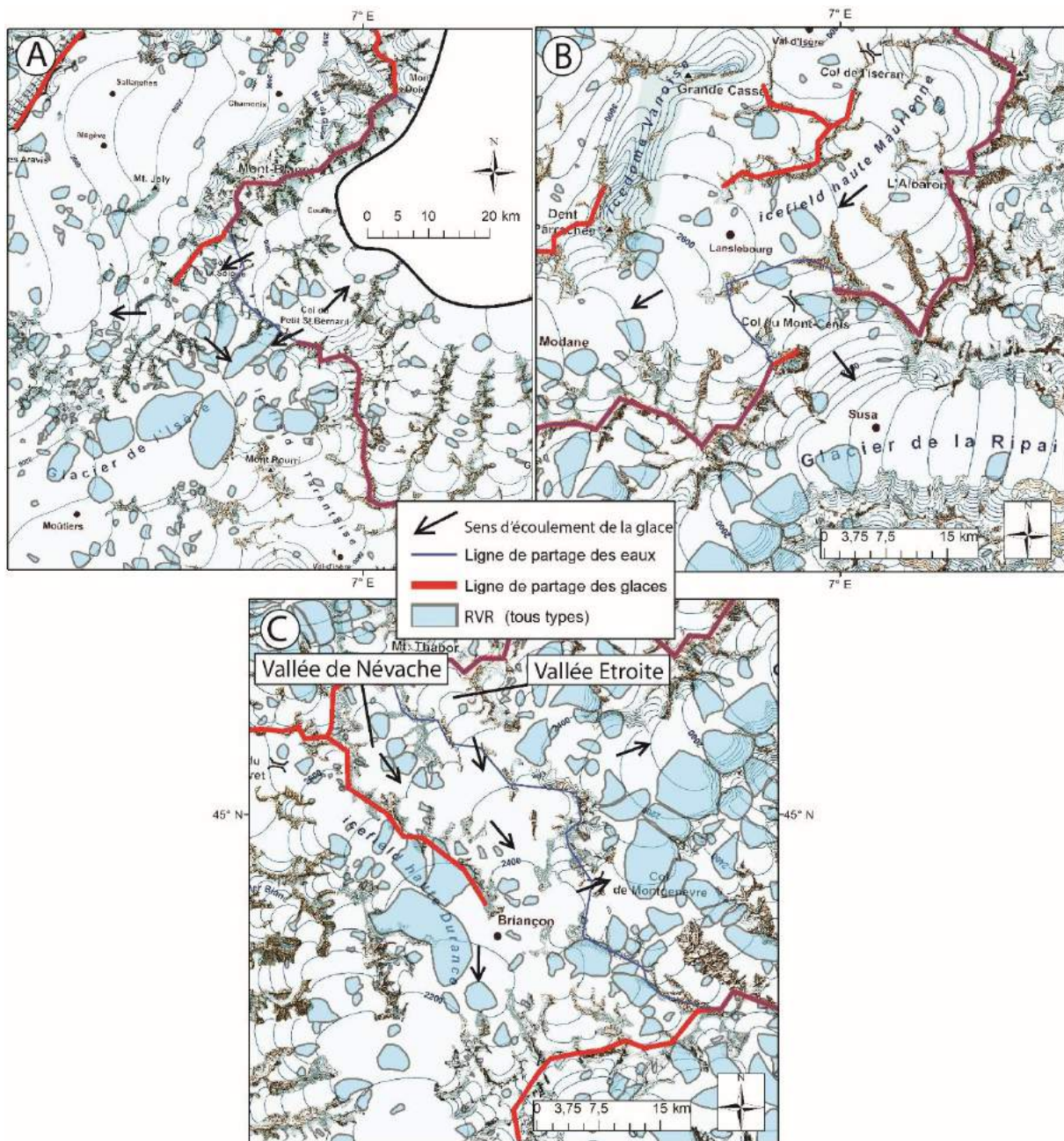


Figure 1933 : Les trois brèches de transfluence glaciaire identifiées sur le terrain d'étude.
 A : brèche de la zone des cols du Petit Saint-Bernard, de la Seigne, et du Cormet de Roselend ;
 B : brèche du Mont-Cenis ; C : brèche de la zone du col de Montgenèvre. Les brèches montrées en A et C semblent en relation partielle avec les densités de RVR. Il n'apparaît pas la même corrélation en B. Fond de carte extrait de Cutterand (2010).

Pour conclure, la relation entre RVR et brèches glaciaires est difficile à établir, en tout cas moins nette dans un contexte de montagne alpine où de nombreux facteurs interviennent (énergie du relief, valeur des pentes, relative abondance de roches plastiques issues des paléoenvironnements de marge continentale) que dans un environnement de

socle (roches massives dominantes) et de plus faible énergie du relief (moyenne montagne, hauts plateaux) comme les Highlands d'Écosse et en Norvège. Si cette relation semble en partie vérifiée dans le cas des brèches de Montgenèvre et du col du Petit Saint-Bernard en termes de dimension des RVR, les fortes densités de RVR ne semblent pas entretenir de lien direct avec les brèches. Si cette relation est avérée dans les Highlands écossaises et moindre dans les Alpes, nous pouvons formuler l'hypothèse que ce lien ne s'exprime vraiment que dans les régions de plateau couverts par des calottes ou inlandsis.

5.3.4 Conclusion et synthèse

Le paléoenglacement apparaît pour être un moteur majeur et sans doute une cause première dans l'occurrence et l'apparition des RVR. Malgré qu'un peu moins de la moitié des cicatrices d'arrachement se localisent au-dessus de la trimline würmienne, les RVR peuvent être souvent interprétées comme une propagation des déformations vers l'amont depuis des zones soumises à la décompression glaciaire. Ceci peut notamment être le cas pour l'exemple du Col d'Ornon et de la station de Chamrousse (Isère). La relation entre RVR et paléoenglacement apparaît plus nettement pour les DGCVR et particulièrement pour celles de plus de 10 km² qui se localisent dans les principales auges glaciaires alpines et où des épaisseurs de plus de 2 km d'épaisseur ont été mesurées. C'est avec les EAR que la relation semble moins effective. En effet, plus de la moitié des RVR de ce type se localisent au-dessus du paléoenglacement würmien et l'on sait que les propagations de déformations de l'aval vers l'amont ne fonctionnent pas pour ces types de RVR. Au terme de ce chapitre, nous pouvons évoquer la possibilité que les EAR puissent être davantage soumis à la dégradation du pergélisol continu, facteur qui impacte les altitudes élevées des surfaces rocheuses.

Si la relation entre RVR et paléoenglacement semble effective pour le côté français, c'est sur la partie italienne que cette relation semble moins probante. Nous pouvons en effet observer des RVR qui se développent en dehors de toute emprise glaciaire et particulièrement dans le massif du Chambeyron où les glaciers se sont peu développés. Ce constat peut également être observable pour quelques sites du côté français et en particulier dans le massif du Dévoluy.

Pour finir, l'analyse des différences entre les lignes de partage des eaux actuelles et des glaces würmiennes ne montre pas de résultats probants. Si on peut observer trois

brèches glaciaires (différence spatiale entre les deux lignes de partage), les fortes densités de RVR ne semblent pas entretenir de lien avec elles car on peut observer les plus fortes densités dans des secteurs où il n'apparaît pas de brèches.

5.4 Les précipitations

Les précipitations sont maintenant analysées en fonction de la répartition spatiale des RVR. Les hypothèses travaillées ici cherchent à savoir si la répartition des précipitations peut correspondre à la répartition des RVR. Si l'on s'en tient à la littérature, les précipitations auraient un fort potentiel à la déstabilisation de versant. L'hypothèse principale serait que les RVR auraient donc une forte susceptibilité aux précipitations. L'analyse se fera en fonction des précipitations actuelles et non celles du Würm où nous avons actuellement que des estimations hypothétiques (e.g. Monegato et al., 2017). Nous regarderons également si une coïncidence spatiale existe avec les précipitations neigeuses en France.

5.4.1 Choix des données utilisées

Pour l'analyse des pluviométries et des RVR, le choix s'est porté sur les données de Schwarb et al. (2001) (Fig. 194). Malgré le grand nombre d'inventaires disponibles, seule cette cartographie repose sur un nombre suffisant de stations pluviométriques qui se situent aussi bien dans les vallées qu'en altitude, pour obtenir une cartographie relativement fiable. Nous avons ainsi écarté à la fois l'inventaire pluviométrique de Auer et al. (2007), qui se focalise sur les données pluviométriques dans les vallées, et celui de Durand et al. (2009), qui se concentre sur l'ensemble de la France avec le modèle SAFRAN.

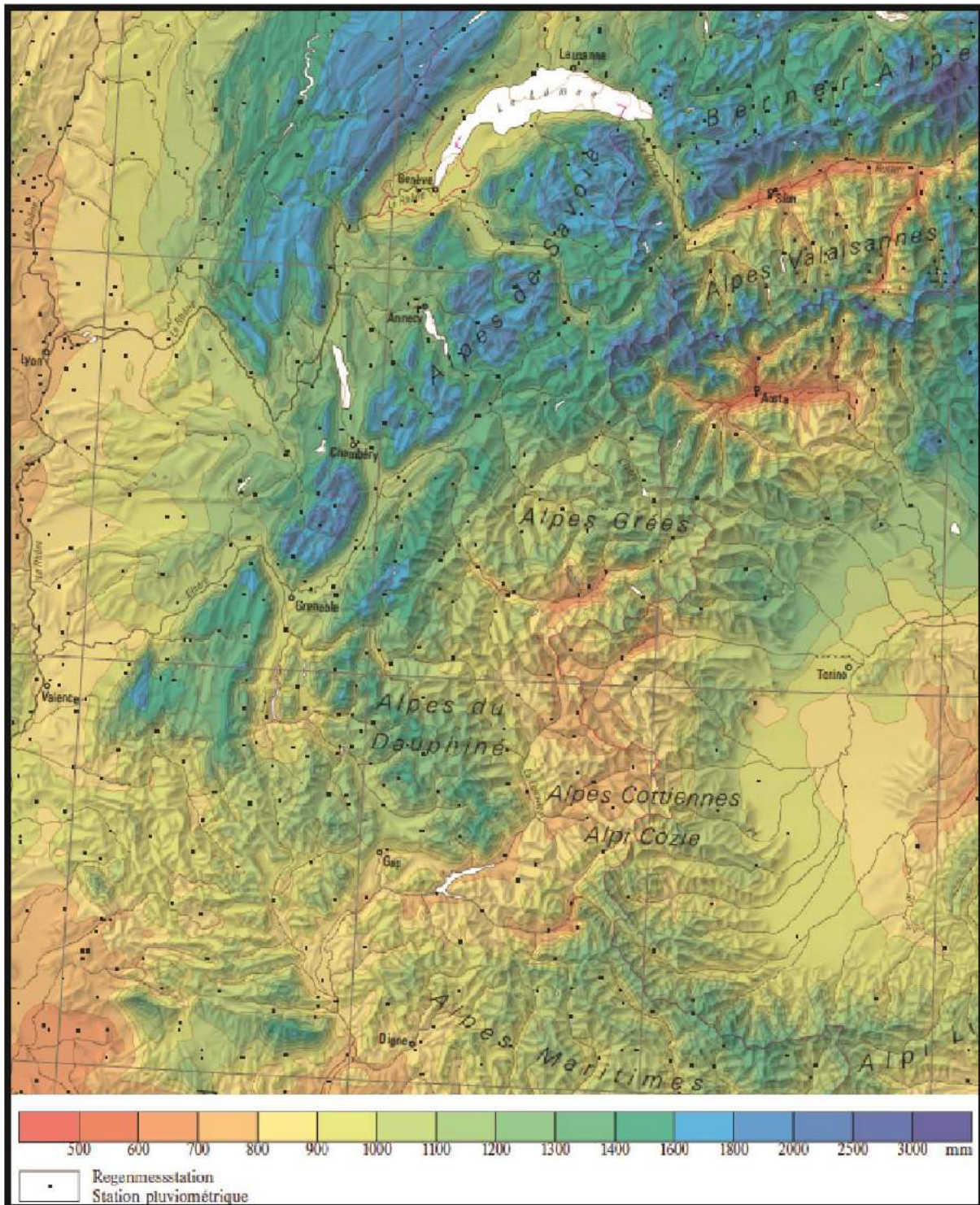


Figure 1944 : Carte pluviométrique des Alpes occidentales. D'après Schwarb et al. (2001).

5.4.2 *Corrélations entre RVR et précipitations (pluie et neige) à plusieurs niveaux scalaires*

5.4.2.1 A l'échelle de la zone d'étude

Lorsque l'on compare l'inventaire de RVR avec la répartition spatiale des pluies, force est de constater que le lien entre RVR et pluviométrie est faible à nul, car au sein des massifs (principalement préalpins) où les pluviométries sont les plus élevées, les RVR sont rares, voire inexistantes (Fig. 195). On peut observer cela dans le massif de la Chartreuse, par exemple, avec seulement 3 RVR, malgré un cumul de précipitations qui peut atteindre 2500 mm/an. On peut également constater que les massifs où les cumuls de précipitations annuelles sont les moins importants, les RVR sont omniprésentes — avec notamment les nombreuses RVR des massifs du Parpaillon, du Queyras-Viso ou bien des Alpes cottiennes. Dans le massif du Queyras-Viso, le maximum pluviométrique est de 800 mm/an, avec pourtant de grandes densités de RVR et des instabilités de grande taille.

Il existe quelques exceptions à cette règle générale car dans les massifs du Chablais, des Bornes et des Aravis, de nombreuses RVR apparaissent dans ces massifs où les précipitations annuelles atteignent 2000 mm/an. On observe à l'inverse des densités faibles de RVR dans les massifs du Grand Paradis et des Ecrins alors que les totaux annuels moyens y atteignent les ~ 1600 mm/an. Ces corrélations spatiales confirment donc la règle générale : hormis quelques massifs en Haute-Savoie, les tendances indiquent que les totaux actuels de précipitations annuelles n'exercent pas de contrôle majeur sur la répartition géographique des RVR dans les Alpes occidentales.

Au vu de ces résultats, la relation paraît très mince car les RVR se produisent sur les massifs dont les pluviométries peuvent être fortes mais également faibles. A l'échelle globale, elle n'existe pas mais lorsque l'on regarde à une échelle plus grande, on peut constater, à ce moment-là, une possible relation.

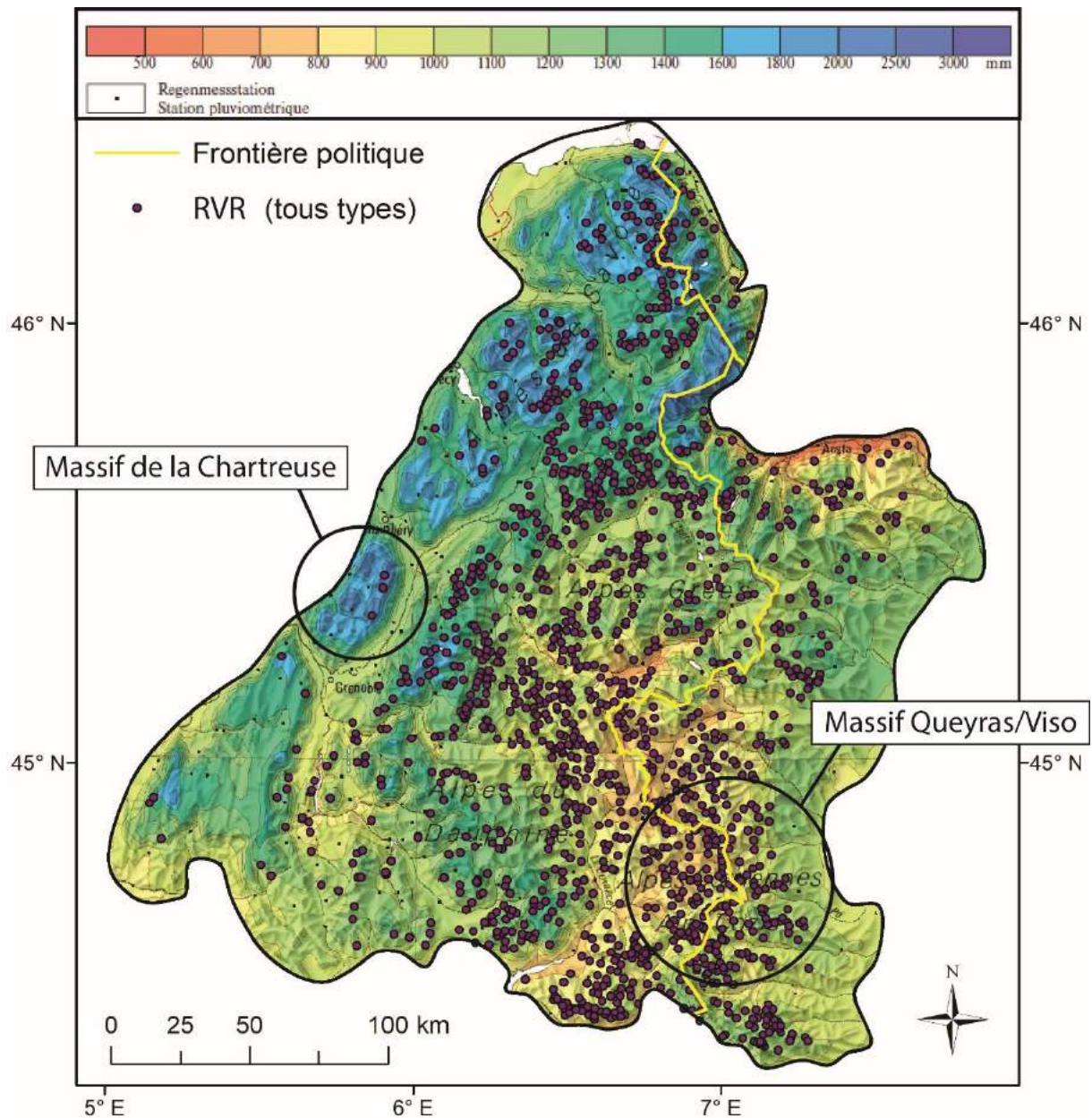


Figure 1955 : Faible corrélation spatiale entre RVR et précipitations moyennes annuelles. Cartographie climatique de Schwarb et al. (2001).

5.4.2.2 La relation RVR/nivologie ne fonctionne pas

La cartographie utilisée ici est celle de Martin et al. (1994), qui a pour contour uniquement la partie française et qui s'appuie sur le modèle SAFRAN. Nous venons d'évoquer la faiblesse du lien entre RVR et précipitations. Le constat est le même pour la composante nivométrique des précipitations. En effet, les massifs qui reçoivent les plus forts cumuls de neiges sont les massifs des Préalpes (Chartreuse, Bornes, Aravis, Bauges et

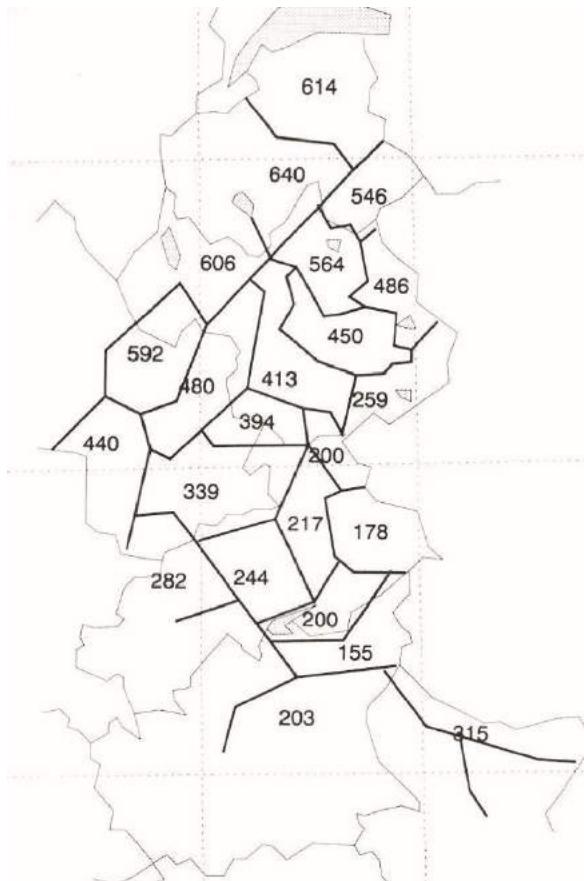


Figure 196 : Carte d'enneigement moyen pour les Alpes françaises à une altitude à 1500 m sur la période 1980-1991, analysé par le modèle SAFRAN (en équivalent en eau, mm/an). D'après Martin et al. (1994). Pour les noms de massifs, voir la figure 52 (cf. 2.3.1).

Chablais) avec de fortes valeurs au sein des massifs du Mont Blanc et du Beaufortin (Fig. 196). Hormis le Beaufortin, point chaud de RVR principalement pour des raisons lithologiques, les RVR sont relativement peu nombreuses dans ces massifs. Ainsi 130 RVR (9%) ont été identifiées dans les massifs de la Chartreuse, des Bornes, des Aravis, des Bauges, du Chablais et du Mont Blanc. Ces RVR représentent 226 km², soit 2% de la totalité de la superficie de ces massifs. Les valeurs les plus faibles se trouvent dans les massifs internes, avec le taux le plus faible dans le massif Queyras-Viso (178 mm/an de précipitations neigeuses) où pourtant on observe les plus fortes densités de RVR.

5.4.3 Existe-t-il un lien avec les données pluviométriques corrigées de Gottardi (2009) ?

En recalculant les données de précipitations à l'échelle des montagnes françaises, italiennes et suisses, Gottardi (2009) a remarqué que les précipitations avaient été sous-estimées par les études antérieures et il semble que cela concerne les données de Schwarb et al. (2001) car de grandes différences dans les cumuls de précipitations existent entre les deux cartographies. L'auteur s'est aperçu de la nécessité d'une significative correction à la hausse des données publiées dans certaines stations, pouvant atteindre + 800 mm/an — voire davantage (Fig. 197A). Ainsi, cette augmentation des estimations de précipitations concerne plusieurs massifs des Alpes du Nord (Mont Blanc, Vanoise, Grand Paradis et Arves-Thabor notamment) ainsi que les massifs des Ecrins et du Queyras dans les Alpes du Sud.

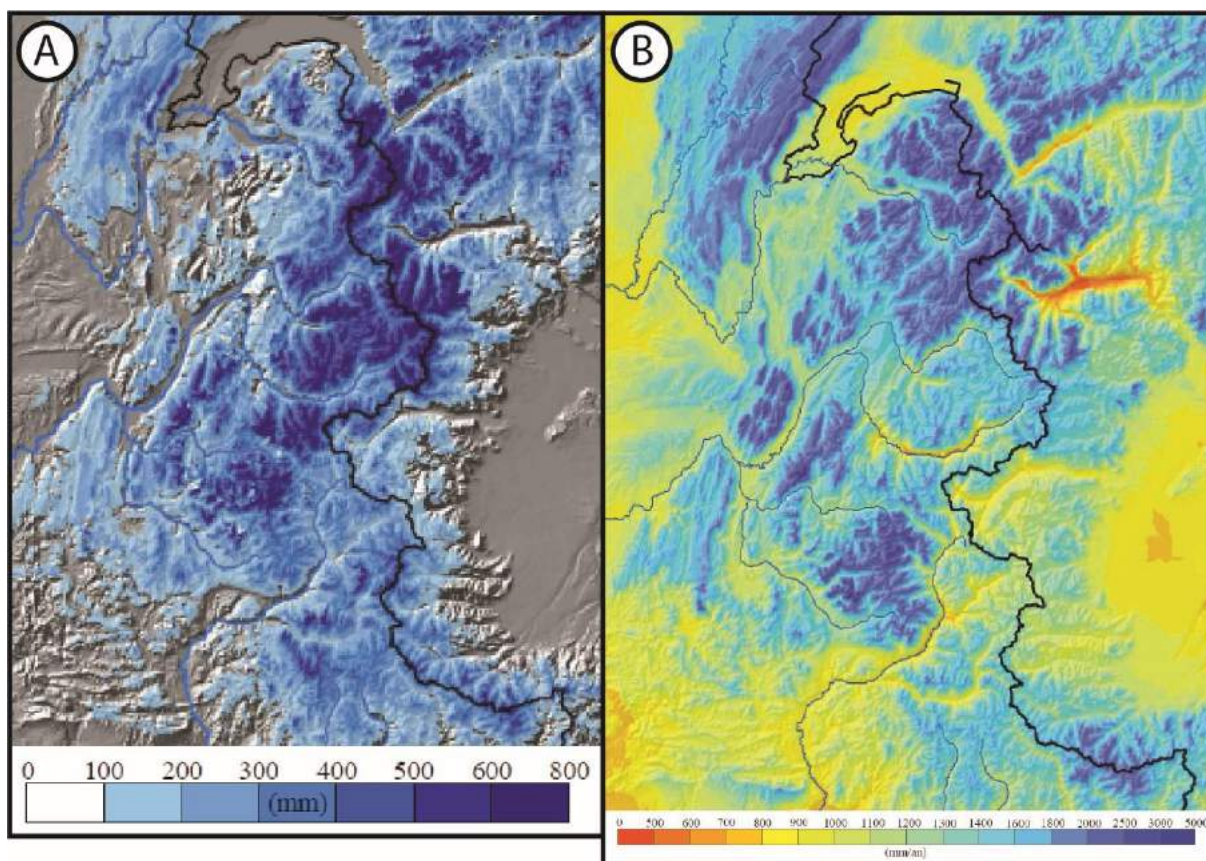


Figure 1977 : Sous-estimations des précipitations alpines selon Gottardi (2009). A : Différence entre les anciennes et nouvelles estimations de précipitations entre 1957 et 1973. B : précipitations annuelles corrigées moyennes entre 1957 et 1973. D'après Gottardi (2009).

Sur la base de ces nouvelles valeurs, on constate que les résultats énoncés à partir de Schwarb et al. (2001) sont à nuancer, mais pas de façon significative. Ainsi le lien inexistant entre RVR et précipitations apparaît encore nettement (Fig. 198). Les constats évoqués pour les massifs de la Chartreuse et du Queyras-Viso, par exemple, ne sont pas modifiés. Néanmoins, les massifs présentent davantage de précipitations (Fig. 197) dans les Alpes du Nord, renforçant la présomption d'un lien entre RVR et pluviométrie, comme c'est le cas dans les massifs savoyards (Chablais, Bornes, Aravis, Belledonne, Beaufortin) (Fig. 198). Le massif du Mont Blanc continue à faire figure d'exception à cause de son fort englacement actuel. Le massif des Ecrins, malgré une hausse des estimations de précipitations, reste quant à lui encore un massif où la coïncidence spatiale ne fonctionne pas.

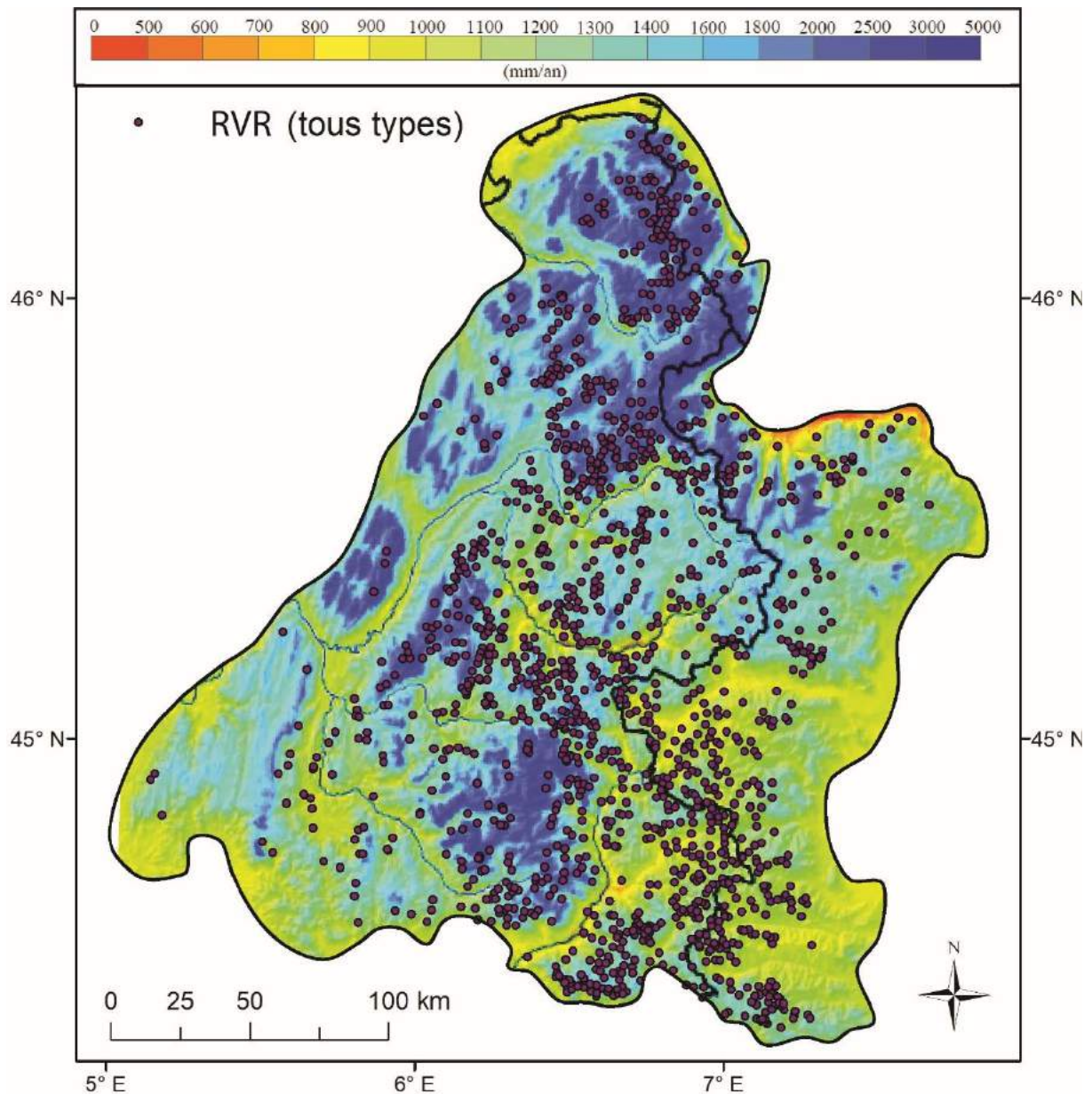


Figure 1988 : Absence de corrélation spatiale systématique entre RVR et précipitations moyennes annuelles selon les données de Gottardi (2009).

Sur l'ensemble de la zone d'étude, et au vu de ces nouvelles données, la relation RVR/précipitations semble un peu plus probante pour la partie nord-savojarde des Alpes du Nord. Mais les exceptions demeurent trop nombreuses pour placer les précipitations au sommet de la hiérarchie des causes de répartition des RVR dans la zone d'étude, et confirment la règle de prudence qui dicte qu'une coïncidence n'est pas une explication.

5.4.4 Discussion

Les discussions présentées ici sont basées sur la distribution actuelle des précipitations.

5.4.4.1 Hypothèse de corrélation entre RVR et régimes pluviométriques

Etant donné que la relation entre RVR et cumuls de précipitations n'est pas probante, il restait à s'interroger sur un éventuel lien entre RVR et régime pluviométrique. Au sein des Alpes occidentales, on observe des régimes contrastés entre le nord, où les pluies sont plus régulières au cours de l'année, et le sud où elles sont plus intenses et fortes sur une période plus courte. Les Alpes du Nord, comme nous l'avons vu, présentent de fortes précipitations annuelles pouvant dépasser 2000 mm/an (Fig. 198) mais les précipitations présentent une répartition plutôt au long de l'année (Loup, 1966). A l'inverse, les Alpes du Sud ont des précipitations moindres pouvant atteindre des maximas d'environ 1200 mm/an et sont caractérisées par des régimes pluviométriques où des pics de précipitation apparaissent en automne et en hiver pouvant atteindre près de 100 mm sur un mois (Fig. 199) (Flageollet et al., 1999 ; Remaître, 2006) avec des épisodes longs. En revanche, les étés et les printemps, plus secs, se caractérisent par des orages violents et très localisés.

Un des exemples qui peut montrer une relation entre RVR et régimes pluviométriques dans le sud de l'aire d'étude est la crue du Guil en 1957 (Tricart, 1958) où de très forts cumuls pluviométriques ont eu lieu. Par exemple, le cumul le plus important a été mesuré à Abriès avec 202,4 mm le 13 juin 1957. Cette crue a eu de nombreux impacts sur les versants mais n'aurait provoqué que des glissements superficiels car Tricart (1958) indique que « les plaies ouvertes par l'érosion sont nombreuses sur les versants ». Si les pluies participent à l'évolution des versants sous la forme de glissements superficiels, elles ne semblent pas avoir mis en mouvement des masses rocheuses plus importantes, de type RVR. Toutefois, il faut signaler que ces glissements superficiels font partie intégrante des RVR de ce bassin versant et participent à l'évolution spatiale et temporelle des instabilités profondes de versant ainsi qu'à leur identification par imagerie satellite.

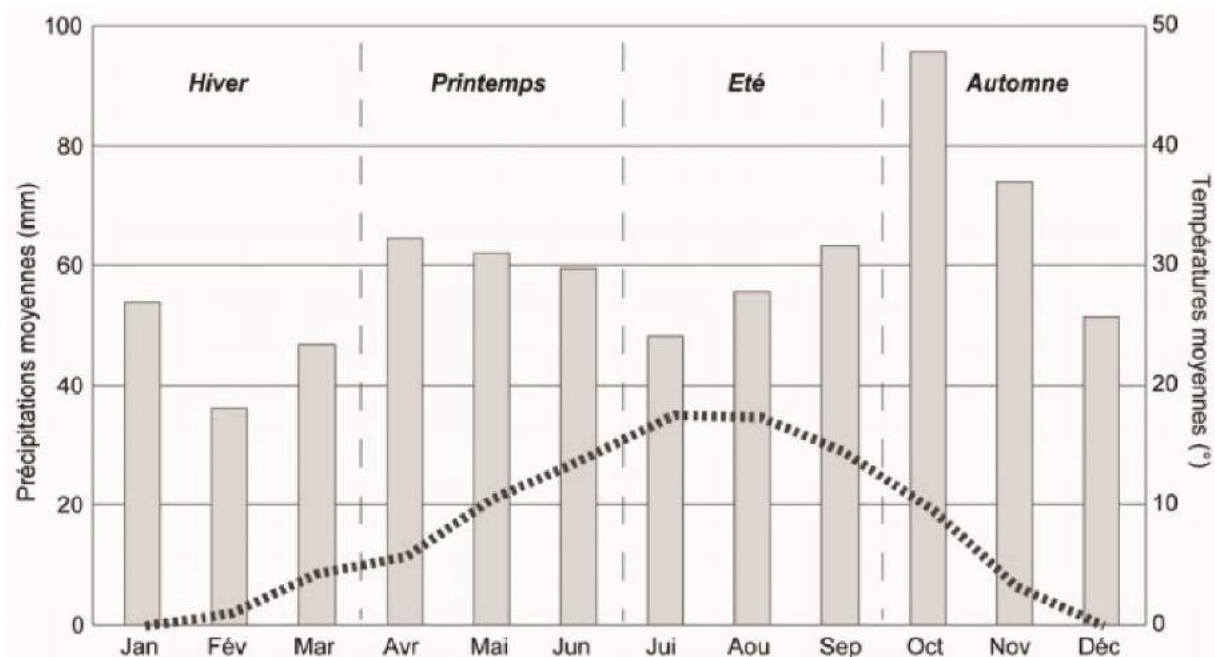


Figure 199 : Diagramme ombrothermique de la station climatique de Barcelonnette (1975-2004). D'après Remaître (2006).

La plus forte concentration saisonnière des précipitations dans le sud de l'aire d'étude, et le caractère exceptionnel que peuvent prendre les phénomènes orageux, pourraient en partie expliquer les fortes densités de RVR dans ce secteur en terme de probabilité de déclenchement. En effet, lors de pluies de très forte intensité horaire ou journalière, on peut imaginer des conditions de mobilisation des masses rocheuses au comportement plastique. Il n'en reste pas moins que le régime des précipitations joue probablement surtout en termes de susceptibilité au déclenchement : les Alpes du Sud sont malgré tout aussi caractérisées par une plus forte emprise de lithologies à comportement plastique que dans les Alpes du Nord, avec donc une prédisposition, ou vulnérabilité, majeure à ce niveau.

En ce qui concerne les glissements superficiels, Wood et al. (2016) ont démontré que les modèles de types de temps avec les plus fortes précipitations (automne et printemps) sur l'arc alpin étaient compatibles avec la haute fréquence de glissements enregistrés, démontrant que les types de temps peuvent être utilisés comme un prédicteur de l'occurrence des glissements superficiels. Cette étude montre donc que les glissements superficiels seraient en relation avec les plus fortes pluies. Les glissements superficiels peuvent se produire sur des masses rocheuses en déstabilisation, considérées ici comme des

RVR. Ainsi, la présence de glissements superficiels répétés dans le temps et provoqués entre autres par le régime pluviométrique (caractérisé par de fortes pluies en automne et au printemps), dans des secteurs à lithologie plastique comme dans les Alpes du Sud, pourrait provoquer l'apparition de RVR qui elles-mêmes participeraient à la déstabilisation globale du versant.

5.4.4.2 Comparaison entre densité de DGCVR de certains massifs des Alpes centrales avec les cumuls de précipitations

Nous avons plusieurs fois mentionné l'étude de Crosta et al. (2013), qui ont fourni un inventaire des DSGSD à l'échelle de l'arc alpin. A cette échelle, certains secteurs sont arrosés de manière plus importante que le massif de la Chartreuse (massif le plus arrosé des Alpes occidentales), comme en témoigne les totaux annuels de précipitations d'environ 3000 mm. Il paraît donc intéressant de s'arrêter un instant afin d'évaluer si le constat pour le terrain d'étude est comparable à celui qui prévaut dans les Alpes centrales. A cette fin, la cartographie de Schwarb et al. (2001) pour les précipitations et celle de Crosta et al. (2013) pour les DSGSD seront superposées en vue de tester la valeur de cette relation (Fig. 200).

On constate que la relation ne fonctionne pas plus dans les Alpes occidentales que dans les Alpes centrales et orientales (Fig. 200). En effet, les Alpes bavaroises comme le Tessin (Fig. 200A) sont des secteurs où la pluviométrie est élevée (jusqu'à 2000 mm/an). Par contre, les DSGSD sont quasi inexistantes dans ces secteurs (Fig. 200B). En ce qui concerne le massif de Ötztal en Autriche et en Suisse, les densités de DSGSD sont plus fortes que dans les autres massifs cités malgré des précipitations de l'ordre de 1200 mm/an sur les hauteurs et 600 mm/an dans les vallées. Le Val Venosta (Fig. 200A), au sud de ce massif, est pourtant connu pour ses abondants dépôts issus de RVR (Jarman et al., 2011).

La conclusion est donc sans appel : à l'échelle régionale, la relation entre RVR et précipitations annuelles est soit nulle, soit secondaire (Savoie). Les observations déjà produites dans les Alpes centrales et orientales ainsi qu'à l'échelle du bassin du Haut-Rhône (Pedrazzini et al., 2015) confirment celles qui ont été démontrées ici pour les Alpes occidentales. Les précipitations seraient à voir comme une cause négligeable voire inexistante pour certains secteurs.

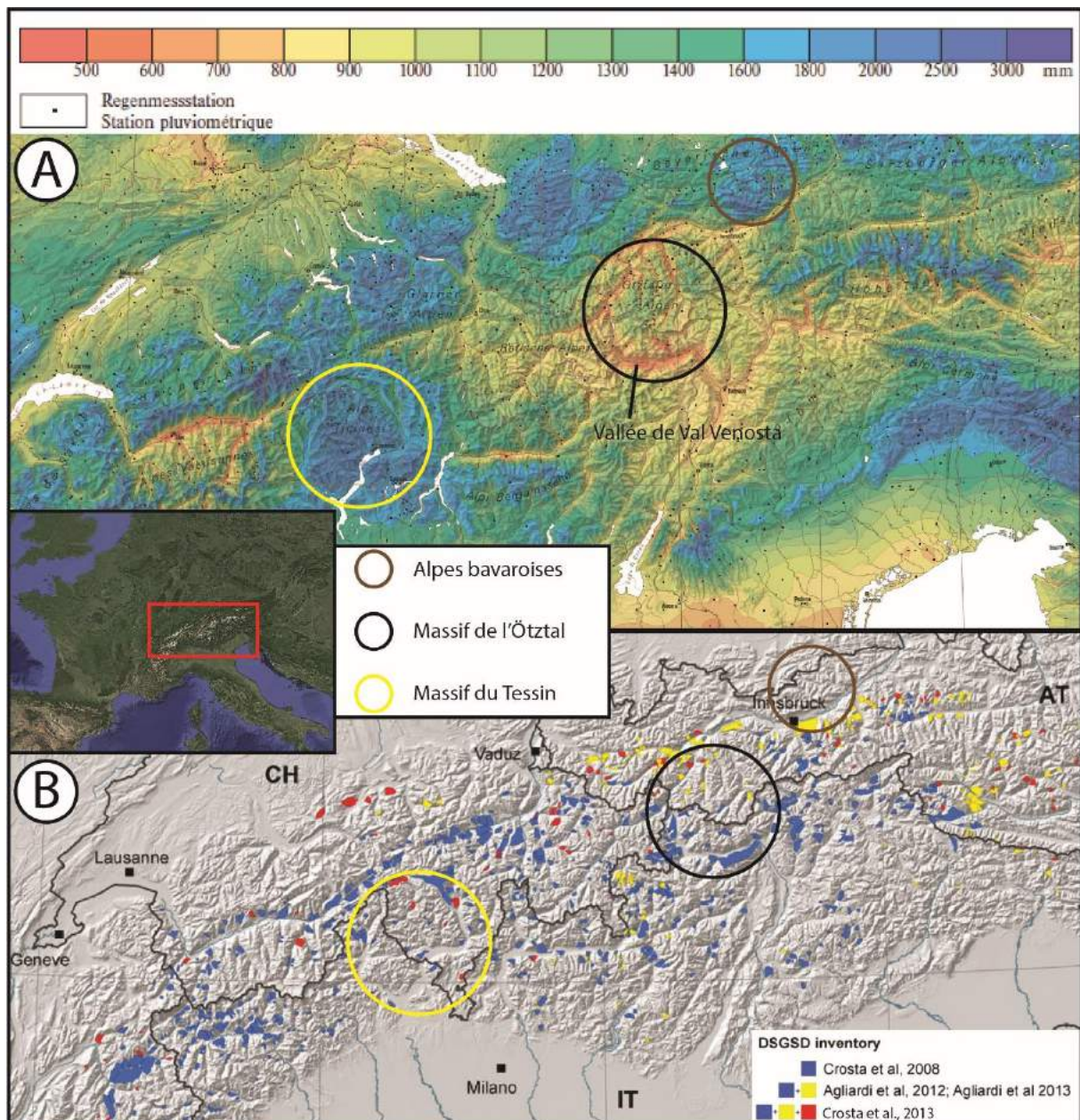


Figure 1990 : Coïncidence spatiale négative entre RVR et précipitations dans les Alpes centrales. A : Extrait de la cartographie des cumuls de précipitations de Schwarb et al. (2001). B : Inventaire des DSGSD de Crosta et al. (2013).

5.4.4.3 Les pluies déclenchaient davantage de glissements superficiels

Au vu de l'ensemble des réflexions mentionnées jusqu'ici, la relation entre RVR et précipitations est difficile à établir. Pourtant, la littérature fourmille de communications signalant explicitement cette relation (cf. 1.4.2.3). Pourquoi alors une telle différence ? Il semble qu'elle ait pour cause l'objet d'étude. En effet, la littérature établit un lien explicite

entre précipitations et glissements de terrain mais se focalise en réalité surtout sur les glissements superficiels. Une des raisons serait l'utilisation du terme générique assez fourre-tout de « landslides », couramment employé et qui peut regrouper, en général, tous les types de glissements, aussi bien profonds que pelliculaires. Les glissements inventoriés, par exemple à l'échelle des Alpes (Wood et al., 2016), en Italie (e.g. Cardinali et al., 2000 ; Guzzetti et al., 2004) ou en Roumanie (Baron et al., 2011 ; Bălteanu et al., 2012), sont causés par les pluies ou la fonte subite des neiges, et ne sont que des glissements superficiels et non des RVR au sens que nous les décrivons. Il se peut néanmoins que les glissements cartographiés se localisent au sein d'une masse rocheuse plus vaste qui est en instabilité, le glissement n'étant qu'une réactivation locale. Cette éventualité n'est cependant rarement évoquée. Dans la communication de Guzzetti et al. (2004), 40 glissements sur 1200 sont considérés comme profonds. Sur l'illustration de la figure 201, en tout cas en comparaison avec les RVR qui font l'objet de la présente étude, ce glissement fait malgré tout figure de glissement peu profond.

Il y a donc matière à poser des nuances importantes en ce qui concerne les objets que l'on inventorie dans le paysage, car la notion de profondeur lorsqu'on évoque les RVR est en réalité relative sur le spectre des processus de mouvements de masse : un spécialiste des coulées de débris ou de la solifluxion trouvera qu'un glissement-coulée comme celui de la figure 201 est profond — auquel cas les RVR de la présente étude sont presque hors-jeu ; en revanche, dans la gamme des RVR présentées ici, un petit glissement ou éboulement tel que ceux qui sont répertoriés dans la base BDMvt du BGRM sont fondamentalement négligeables. Comme le montre la littérature la plupart du temps, les glissements superficiels sont davantage soumis à l'effet des pluies que les glissements de type RVR, qui pour leur part, seraient contrôlés par des facteurs préparatoires d'une autre nature, sans doute avec des forçages plus endogènes. Tout au mieux, et sans preuve immédiate, nos résultats ont permis de suggérer que le régime des précipitations dans les Alpes du Sud aurait un éventuel impact en tant que facteur déclenchant des grandes instabilités de versant. Ce possible facteur déclenchant se distingue toutefois de ce que nous avons choisi d'appeler dans ce travail les causes et les forçages (*drivers*) — thèmes sur lesquels nous nous focalisons majoritairement.



Figure 2001 : Glissement profond (deep-seated slump-earth flow) selon Guzzetti et al. (2004). Le site se situe dans la province d'Imperia (Ligurie occidentale, Italie).

5.4.5 Conclusion et synthèse

Au vu de ce chapitre sur les coïncidences spatiales entre les précipitations et les RVR, il semblerait que cette relation ne fonctionne pas à l'échelle régionale car ce sont les secteurs où on peut observer les cumuls de précipitations les plus forts (plus de 2000 mm/an) que les RVR sont les moins nombreuses. Inversement, ce sont les secteurs de grandes densités de RVR où sont mesurés les plus faibles cumuls de précipitations (700-800

mm/an). Toutefois, à l'échelle des massifs, la coïncidence spatiale entre précipitation et RVR fonctionne davantage pour les Alpes du Nord, ce qui semble être le cas pour le massif des Aravis, du Beaufortin et des Bornes mais sans que cette relation ne soit démontrable.

Cette coïncidence spatiale négative ne fonctionne pas également dans les Alpes centrales en comparant les cumuls de précipitations et l'inventaire de DSGSD de Crosta et al. (2013). Tout comme les Alpes occidentales, les plus grandes densités de DSGSD ne sont pas localisées systématiquement dans les secteurs où sont mesurés les plus forts cumuls de précipitations.

Ces observations participent donc à la conclusion que les précipitations ne sont pas une cause importante dans l'occurrence des RVR. Toutefois, et comme énoncé à plusieurs reprises, les pluies produisent davantage de glissements superficiels, qui peuvent se produire sur des versants soumis, eux, à des phénomènes de type RVR. Dans ces cas-là, les glissements superficiels font partie de l'évolution spatio-temporelle des RVR, les glissements pelliculaires étant considérés comme une réactivation localisée.

5.5 Sismicité, soulèvement crustal, grandes failles alpines et RVR

Afin d'étudier la localisation des RVR dans les Alpes occidentales en fonction de variables géologiques autres que la lithologie, nous analyserons les influences de la sismicité, du soulèvement crustal et des contacts anormaux (failles et fronts de chevauchement). Au vu de la faible sismicité dans les Alpes occidentales, l'hypothèse est qu'il n'existe pas de relation avec la répartition spatiale des RVR. En ce qui concerne le soulèvement crustal, et au vu de ce qui a déjà été montré (cf. 2.2.4), l'hypothèse consisterait à dire que la relation spatiale existe, à partir du moment où la zone de plus forts taux de soulèvement est relativement large. Pour les contacts anormaux, la relation semble évidente tant les failles et fronts de chevauchement sont nombreux dans les Alpes occidentales.

Pour les données sismiques, nous évoquerons dans quelle mesure les RVR peuvent être en relation avec les données sismiques existantes, notamment en matière de localisation des épicentres, de profondeur des hypocentres, et de nature des déformations tectoniques résultantes. La base de données contient les séismes enregistrés entre 1987 et 2007 (base de données SISMALP) et ne contient pas de séismes historiques. En effet, il n'existe pas à ce jour de magnitudes calculées mais seulement des intensités estimées

(sisfrance.net). Pour le soulèvement crustal, nous examinerons à la fois les données de soulèvement vertical, mais également la part du rebond glacio-isostatique dans les taux estimés de soulèvement. Nous regarderons enfin l'éventuelle coïncidence spatiale entre la présence de RVR et la présence de faille et fronts de chevauchement.

5.5.1 RVR et sismicité

La présence de contacts anormaux engendre par endroits des séismes mais pas de manière systématique car certains contacts sont actifs et d'autres non. La relation entre RVR et sismicité va être analysée sous l'angle de trois variables : la localisation des séismes, leur profondeur, et le régime tectonique correspondant (compression, extension).

5.5.1.1 Localisation des RVR par rapport aux épicentres

5.5.1.1.1 Données sismiques utilisées et présentation de la base de données

Du fait que le réseau SISMALP (Thouvenot et Fréchet, 2006) (Fig. 202) couvre l'ensemble des Alpes occidentales, les données du réseau ont été utilisées en vue d'une superposition spatiale entre RVR et sismicité. Néanmoins, pour couvrir la Suisse, les données du réseau du SED (Service Sismologique Suisse) ont été implémentées dans la base de données. Nous n'avons pas utilisé les données sismiques historiques car, à notre connaissance, il n'existe aucune magnitude calculée pour les séismes connus. La base composite ainsi construite attribue les localisations des épicentres et des profondeurs de foyer pour chaque séisme de magnitude supérieur à $M_L = 2$ entre 1989 et 2007. Le séisme le plus puissant répertorié durant ces dates est de $M_L = 4,61$ et s'est produit dans le massif des Aiguilles Rouges, au-dessus de Vallorcine. La sismicité est enregistrée dans cette base de données en échelle de Richter (M_L).

La base de données compte 664 événements sismiques répartis entre $M_L = 2$ et $M_L = 4,61$. La plupart des magnitudes sont regroupées dans une tranche modale comprise entre $M_L = 2$ et 2,5 (Fig. 203A). Les magnitudes supérieures à $M_L = 3$ sont rares, et plus particulièrement lorsque celles-ci sont supérieures à 3,5. Les profondeurs des séismes ont

tendance à se regrouper entre 5 et 15 km (Fig. 203B). Les profondeurs supérieures à 20 km deviennent très rares, seul 1 séisme atteint 28 km de profondeur.

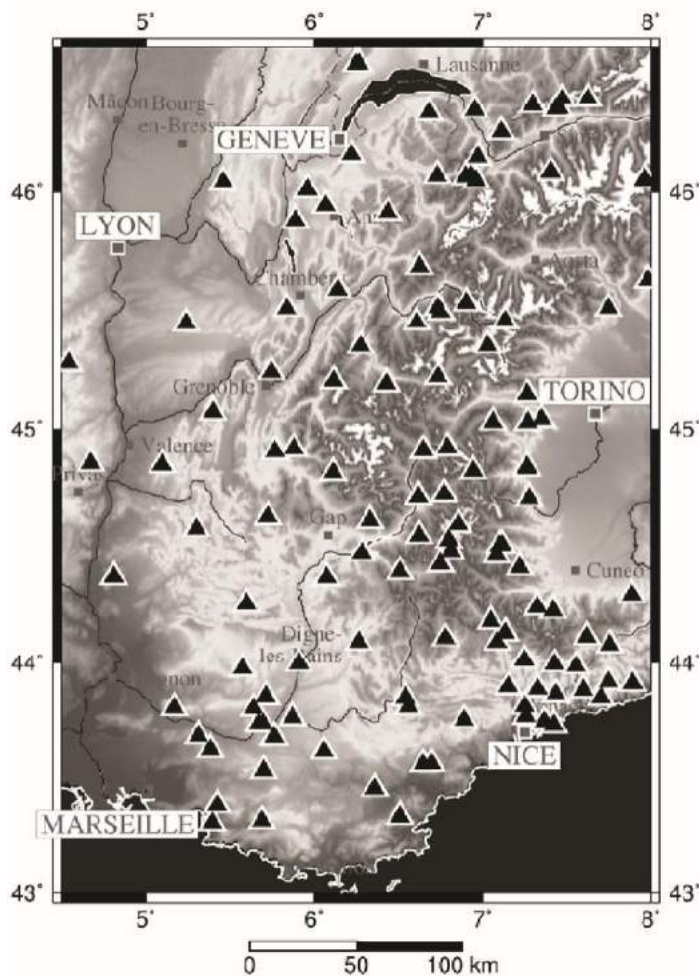


Figure 201 : Réseau des stations SISMALP pour le suivi des séismes. Extrait de Thouvenot et Fréchet, 2006).

Comme nous l'avons déjà mentionné, Keefer (1984) suggère que $M_L = 4$ est un seuil pour le déclenchement de glissements superficiels. Au vu de la littérature, il semble qu'il faille des séismes de $M_L > 5$ pour le déclenchement d'évènements plus significatifs et rocheux (Tiwari et Ajmera, 2017). Plus l'évènement sismique est puissant, plus la masse rocheuse mobilisée est grande et plus la surface d'impact est grande. Tiwari et Ajmera (2017) montrent par exemple que des séismes de $M_L > 7$ ont des superficies d'impact de plus

de 10 000 km². Cela se confirme d'ailleurs au Népal avec l'étude de Roback et al. (2018) qui ont étudié

l'évènement sismique de Gorkha (Népal) ($M_W = 7,8$).

En ce qui concerne notre analyse, les séismes inférieurs à $M_L = 3,5$ seront écartés de l'analyse, que ce soit par localisation ou par superficie car ce sont des séismes qui ont très peu d'effets sur les reliefs (Keefer, 2002 ; Tiwari et Ajmera, 2017). Ils seront toutefois montrés dans l'analyse à l'échelle régionale car ils présentent l'intérêt de montrer les arcs sismiques et leurs potentiels liens avec les plus grandes densités de RVR. D'après la sismicité alpine (M_L maximum = 4,6) et conformément à Tiwari et Ajmera (2017), la zone d'impact prise des plus gros séismes sera de 10 km² (zone tampon de 10 km de rayon sous SIG). Toutefois, nous pourrons analyser selon un rayon de 5 km pour regarder le comportement

des RVR lorsque la sismicité est inférieure à $M_L = 3,5$. Avec des requêtes spatiales, nous extrairons ainsi les RVR qui peuvent être potentiellement corrélées avec les séismes.

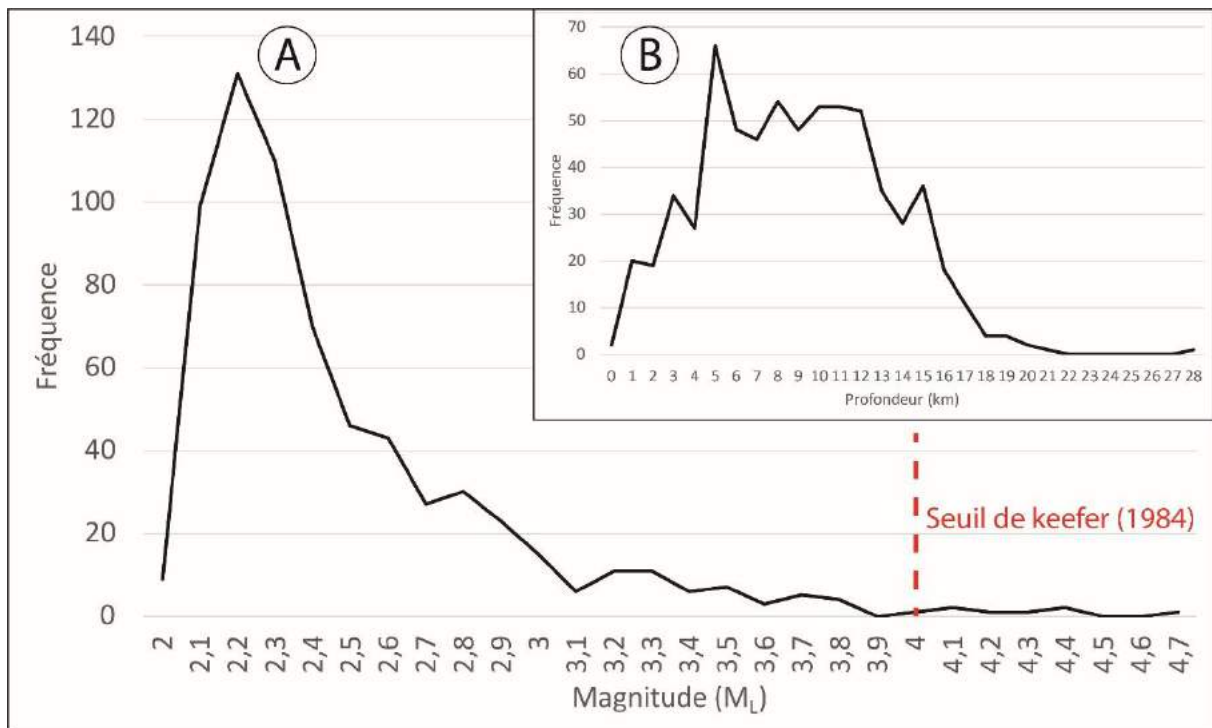


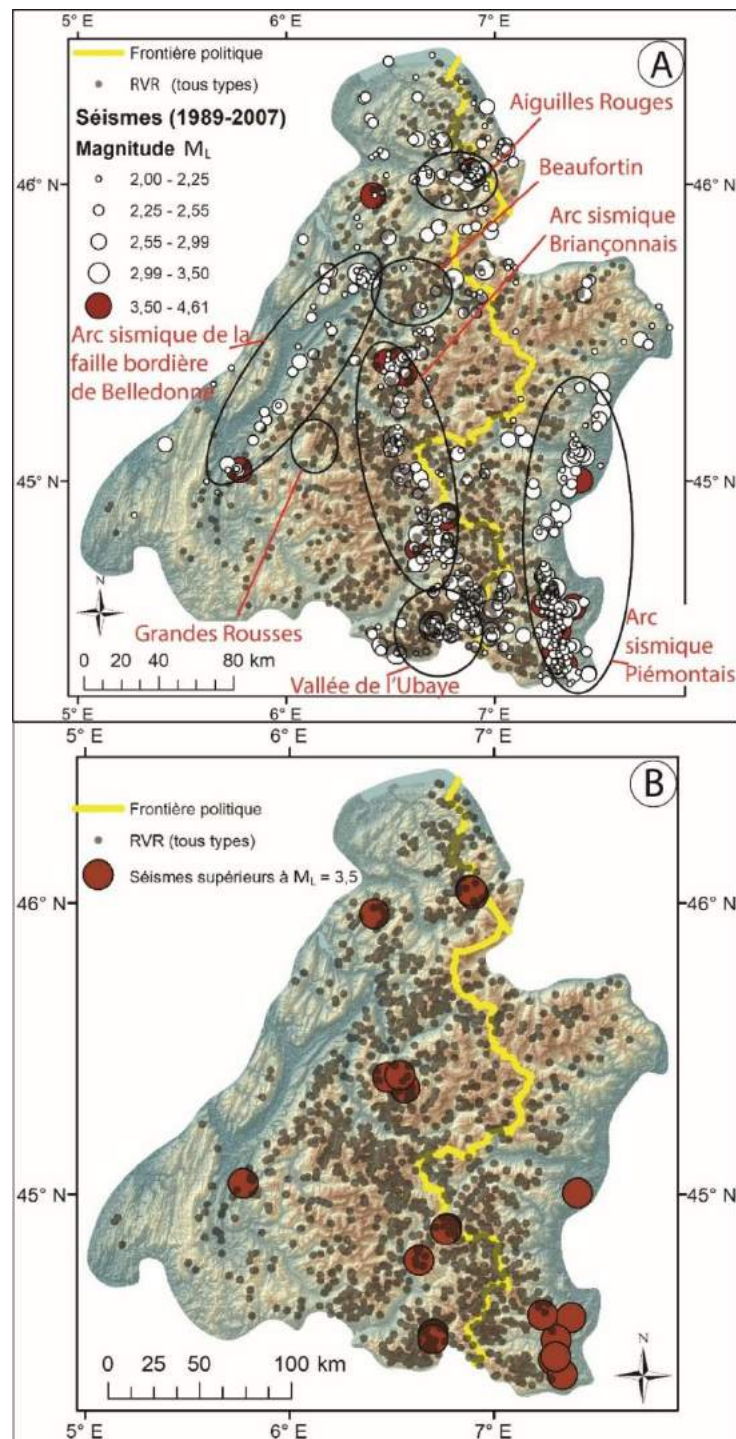
Figure 2023 : Distribution des magnitudes et des profondeurs de séismes. A : magnitude (M_L) ; B : profondeur (km). Extrait de la base de données SISMALP.

5.5.1.1.2 Analyse à l'échelle régionale

5.5.1.1.2.1 Analyse selon l'ensemble de l'inventaire sismique

A l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude, la relation entre RVR et sismicité est loin d'être évidente. En effet, les secteurs des grands arcs sismiques (cf. 2.2.3.2) sont visibles (Fig. 204), mais ils ne sont pas tous en lien étroit avec les fortes densités de RVR. Ainsi l'arc sismique piémontais, sur le piémont padan, est une région dans laquelle les RVR sont plutôt rares, en grande partie en raison du faible potentiel gravitationnel mais également avec la présence de gneiss et de calcaires dans ces secteurs (Kerckhove et Monjuvent, 1979). Toutefois, selon la cartographie italienne des glissements de terrain (IFFI project, Trigila et al., 2007), il se produit un grand nombre de glissements de terrain (et peut-être des RVR) mais qui ne sont pris dans cette étude car invisibles par imagerie satellitale. Les massifs du

Beaufortin, des Grandes Rousses et du Queyras, malgré de fortes densités de RVR, ne montrent également pas de coïncidence spatiale avec la sismicité. On note que ce sont des secteurs asismiques. A l'inverse, de fortes densités de RVR sont présentes tout le long de l'arc sismique du Briançonnais et dans la vallée de l'Ubaye (Alpes de Haute-Provence).



En ce qui concerne la faille bordière de Belledonne, la relation semble partiellement vérifiable car elle se vérifie pour le massif des Aiguilles Rouges mais reste plus ténue sur le massif de Belledonne. Cela s'explique probablement par le fait que les fortes densités de RVR se situent sur les hauteurs et que ce sont ainsi, des secteurs plus fragiles sismiquement (Geli et al., 1988 ; Sepúlveda et al., 2005) et que le potentiel gravitationnel est plus fort, alors que la faille passe plus bas en altitude le long des versants bordant l'ouest de ce massif. De ces trois arcs, celui du Briançonnais semble celui où, dans l'ensemble, la coïncidence spatiale entre RVR et sismicité est la plus évidente.

Au regard du tableau 11, et selon une zone tampon de 5 km de rayon, il s'avère que 65% de la totalité des superficies de RVR se localisent dans un rayon de 5 km autour des épicentres de séismes de la base de données. Par catégories, ce sont les DGCVR et les GR qui enregistrent les taux le plus importants avec 70% et 59% respectivement. Les autres catégories enregistrent des valeurs inférieures à 50% : 42% pour les GC, 40% pour les DDV et 37% pour les EAR. Cela montre que les DGCVR sont associées à de larges vallées soient, érodées durant les phases glaciaires le long de zones de failles ou, par la tectonique préexistante (fissures, grabens). Ceci est notamment le cas pour les vallées des Dorons de Belleville et des Alluès (Savoie). Les EAR ont un comportement plus aléatoire, associés à des localisations morphostructurales spécifiques comme des pics ou des contacts structuraux différentiels et, sur certaines lithologies. Les EAR peuvent donc être considérés comme un « bruit de fond », moins susceptible d'être concentré dans les zones de failles.

5.5.1.1.2 Analyse selon les séismes supérieurs à $M_L = 3,5$

Les séismes les plus forts (supérieurs à $M_L = 3,5$) sont rares et se localisent à plusieurs endroits (Fig. 204B) : les massifs des Bornes au niveau du Grand Bornand, des Aiguilles Rouges à Vallorcine, de la Vanoise dans le secteur des Dorons de Belleville et des Alluès, dans le massif de Queyras-Viso à proximité du Chenaillet, dans le massif des Ecrins avec le séisme de Laffrey, dans le Parpaillon au sud du col de Vars et sur la partie orientale de l'aire d'étude sur le Padan italien (qui correspond à l'arc sismique piémontais).

Tableau 91 : Superficies des RVR affectées par la sismicité alpine (rayon d'incidence choisi : 5 km autour des épicentres).

Type de RVR	Superficie des RVR pour une zone tampon de 5 km autour des épicentres (km ²)	Superficie totale des RVR (km ²)	Superficie des RVR affectée par les séismes (%)
EAR	55	147	37,41
GR	488	831	58,72
GC	8,5	20	42,50
DGCVR	2057	2942	69,92
DDV	44	110	40,00
Tous types	2652,5	4050	65,49

Les séismes de $M_L = 4$ ont une zone d'influence d'environ 10 km² (Tiwari et Ajmera, 2017). Pour cette raison, la zone tampon opérée sous SIG a été de 10 km de rayon (Fig. 205). Les superficies des RVR dans ce rayon de 10 km autour des séismes montrent que 22% de la totalité des superficies des RVR serait susceptible d'être touchée par les séismes de plus de $M_L = 3,5$ (Tableau 12). En fonction de la totalité de l'aire d'étude, c'est 1,5% de la superficie qui est affectée par les zones tampons créées. En fonction des catégories, les ratios sont resserrés entre 17 et 23% des superficies impactées par ces séismes, si on exclut les GC (2%) ; mais les DGCVR et DDV présentent les valeurs les plus élevées avec 23% chacun. Entre les EAR (type le moins grand) et les DGCVR (type le plus grand), l'écart est moins important que la base de données entière des séismes. Cela pourrait montrer que les zones où se produisent les séismes supérieurs à $M_L = 3,5$ sont des secteurs où les EAR sont de plus grande ampleur.

En fonction des superficies des zones tampons, nous avons calculé les superficies des RVR afin d'obtenir un poids relatif des instabilités dans ces secteurs. La comparaison entre les différents secteurs montre que celui du Parpaillon, des Dorons de Belleville et des Alluès et du Chenaillet-Durance enregistrent les plus fortes valeurs avec 28%, 22% et 21%, respectivement (Fig. 206). Ces taux sont supérieurs aux résultats de secteurs du Viso de la klippe des Annes et de Séchilienne qui enregistrent des pourcentages de superficies faibles. Le secteur de Chamonix enregistre des superficies d'impact de l'ordre de 9%.

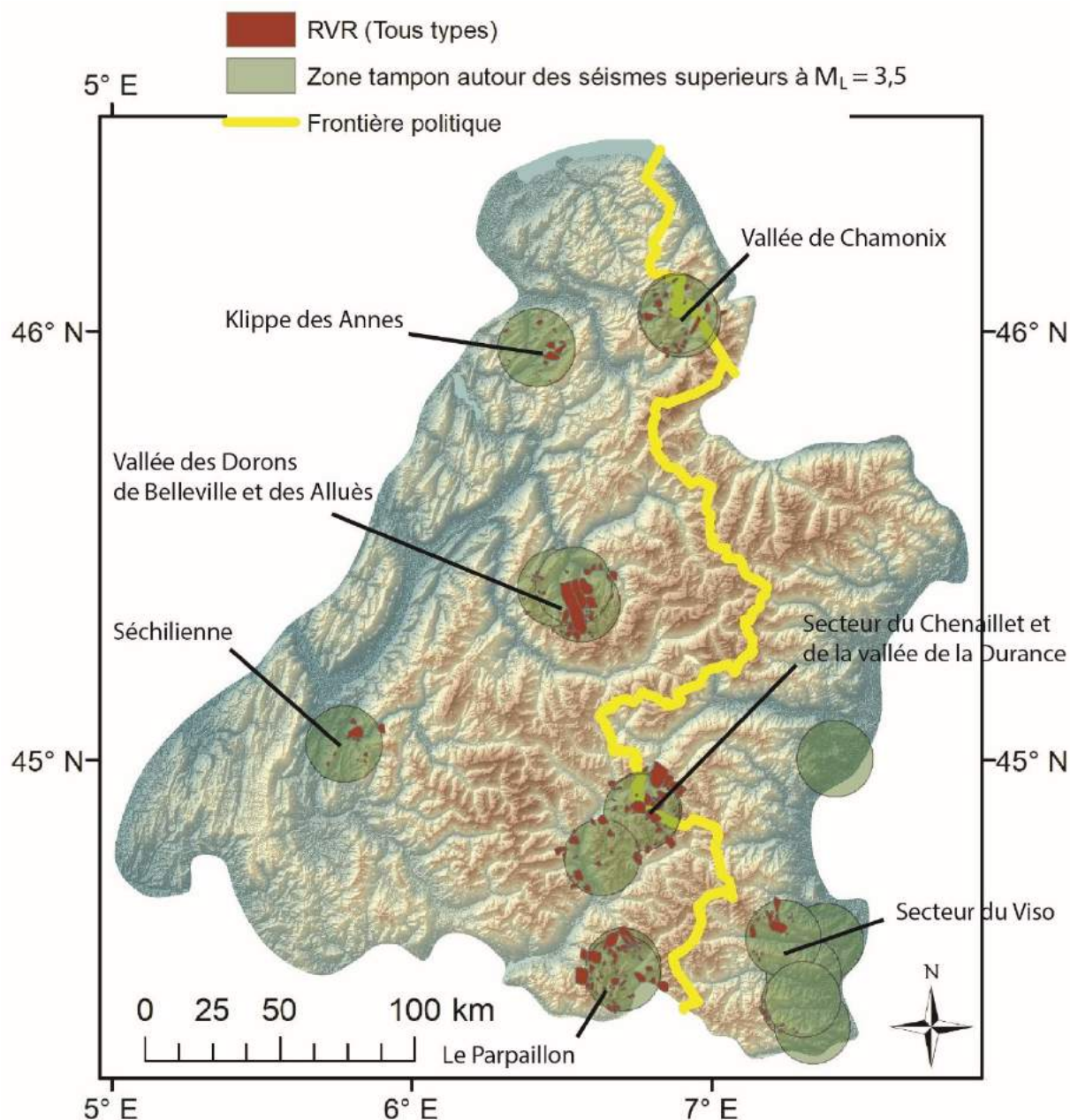


Figure 2045 : Localisation des RVR dans un rayon de 10 km des séismes d'intensité supérieure à $M_L = 3,5$.

La figure 206 montre une très nette dominance des phénomènes de type DGCVR. Toutefois, la relation entre DGCVR et sismicité n'est pas évidente et n'a jamais été prouvée à notre connaissance. Dans notre zone d'étude, les événements sismiques sont de trop faible magnitude pour provoquer des RVR et encore moins pour des DGCVR. Cependant, à l'échelle de l'arc alpin, Crosta et al. (2013) montrent une coïncidence spatiale avec les zones à plus forte sismicité mais également le long des grands axes de fractures alpines. Selon nous, c'est ce deuxième point qui est le plus important pour expliquer la répartition spatiale des DGCVR.

Tableau 102 : Superficies des RVR affectées par les séismes d'intensité supérieure à $M_L = 3,5$ (rayon d'incidence choisi : 10 km).

Type de RVR	Superficie des RVR pour une zone tampon de 10 km autour des séismes supérieurs à $M_L = 3,5$ (km ²)	Superficie totale des RVR (km ²)	Superficie des RVR affectée par les séismes supérieurs à $M_L = 3,5$ (%)
EAR	25,74	147	17,51
GR	143,07	831	17,22
GC	0,37	20	1,85
DGCVR	683,24	2942	23,22
DDV	25,35	110	23,05
Tous types	877,77	4050	21,67

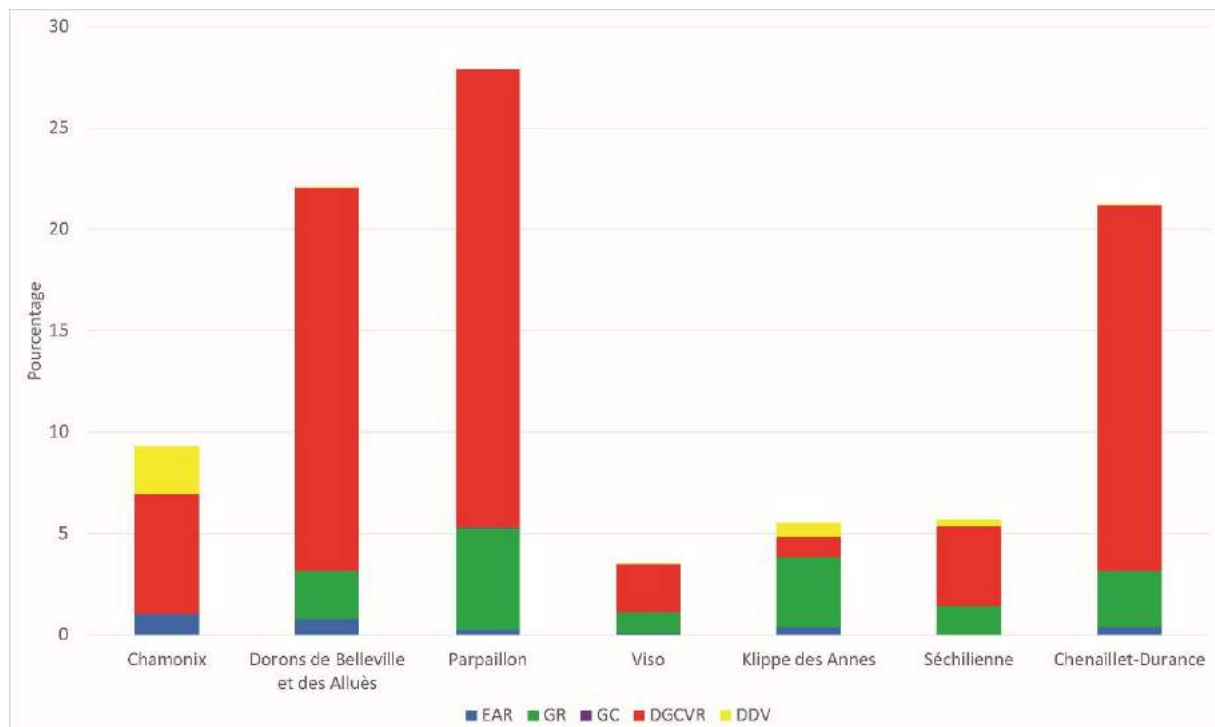


Figure 2056 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction des zones tampons de 10 km des séismes d'intensité supérieure à $M_L = 3,5$.

5.5.1.1.3 Analyse par secteurs d'intérêt ($M_L > 3,5$)

Les secteurs de Vallorcine et des Dorons de Belleville et des Allués sont des bons cas d'étude pour analyser à plus grande échelle la possible relation entre les RVR et les secteurs où des séismes supérieurs à $M_L = 3,5$ se sont produits. Le cas de Séchillienne sera analysé plus loin dans un développement concernant la profondeur des séismes.

Si on pose l'hypothèse actualiste que la carte des séismes issue de mesures instrumentales récentes localise les zones sismiques qui ont fonctionné sur le plus long terme au cours du Quaternaire récent, il apparaît plausible, à travers ces deux exemples, que les séismes jouent un rôle préparatoire dans l'occurrence des RVR.

A la vue de l'étude régionale, il semble qu'aucune RVR ne soit corrélée avec les séismes alpins. En effet, il est nécessaire d'avoir des magnitudes supérieures à $M_L = 5$ pour pouvoir observer des RVR en relation avec des séismes (Keefer, 2002 ; Tiwari et Ajmera, 2017 ; Roback et al., 2018). Toutefois, certains secteurs présentent une coïncidence spatiale entre RVR et séismes qui semblent intéressante à montrer.

5.5.1.1.3.1 Le secteur de Vallorcine

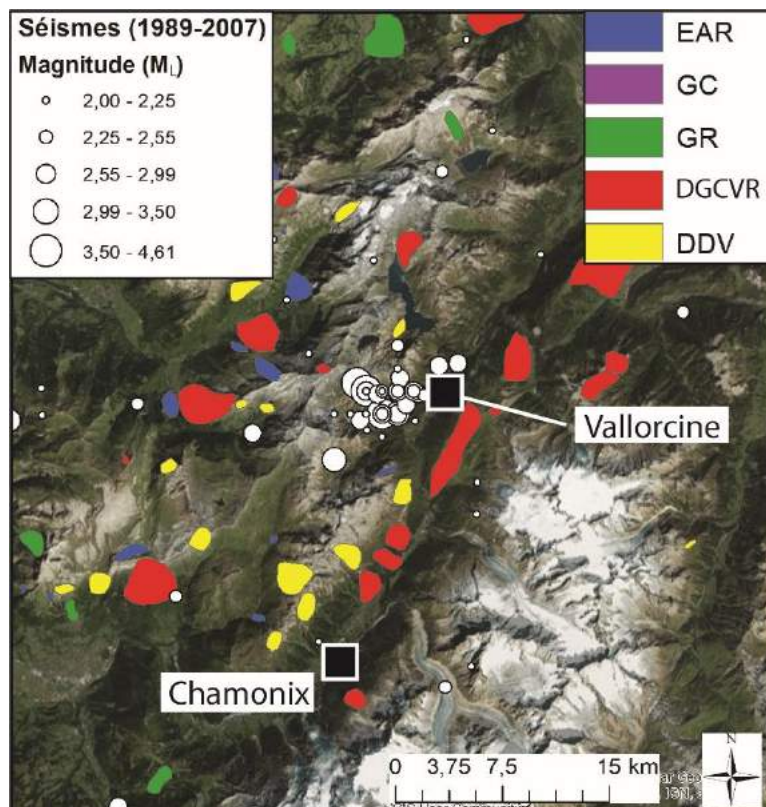


Figure 206 : RVR et sismicité dans le secteur de Vallorcine.

Le secteur de Vallorcine présente plusieurs intérêts pour l'analyse. Tout d'abord, le massif des Aiguilles Rouges présente une forte proportion de RVR, alors que la lithologie est composée en grande partie de calcaire et de gneiss (roches peu sensibles aux RVR). Ainsi, d'autres paramètres sont à étudier pour comprendre les instabilités dans ce secteur, et le facteur sismique pourrait faire partie de ceux-ci, pouvant expliquer en partie la répartition des RVR. En effet, le secteur de Vallorcine présente une forte concentration sismique avec notamment le séisme $M_L = 4,6$ en 2005.

Dans ce secteur on observe de nombreuses instabilités de type RVR, et en particulier des EAR, DGCVR et DDV. Toutefois, on observe qu'aucune RVR n'est associée aux épicentres

(Fig. 207), malgré le séisme de 2005. Il semble donc que des séismes de $M_L = 4,6$ ne soient pas capables de produire des RVR et que l'aspect sismique ne soit pas important pour l'apparition d'instabilités rocheuses.

Plus globalement, le massif des Aiguilles Rouges est présenté à de nombreuses reprises comme une exception à l'échelle des Alpes occidentales car de nombreuses RVR se produisent sur des roches peu susceptibles aux instabilités rocheuses. Si la sismicité ne semble être un facteur de forçage à l'échelle du massif, celui de l'amplitude du relief semble être une cause directe de l'apparition de nombreuses RVR dans ce secteur. En effet, Valla et al. (2012), émettent le postulat que le fort approfondissement des vallées durant le Pléistocène est dû aux glaciations Quaternaires. Cette forte amplitude du relief peut donc expliquer, davantage que la sismicité, l'apparition de RVR dans des roches qui sont peu susceptibles aux instabilités rocheuses.

5.5.1.1.3.2 Le secteur des Dorons de Belleville et des Alluès

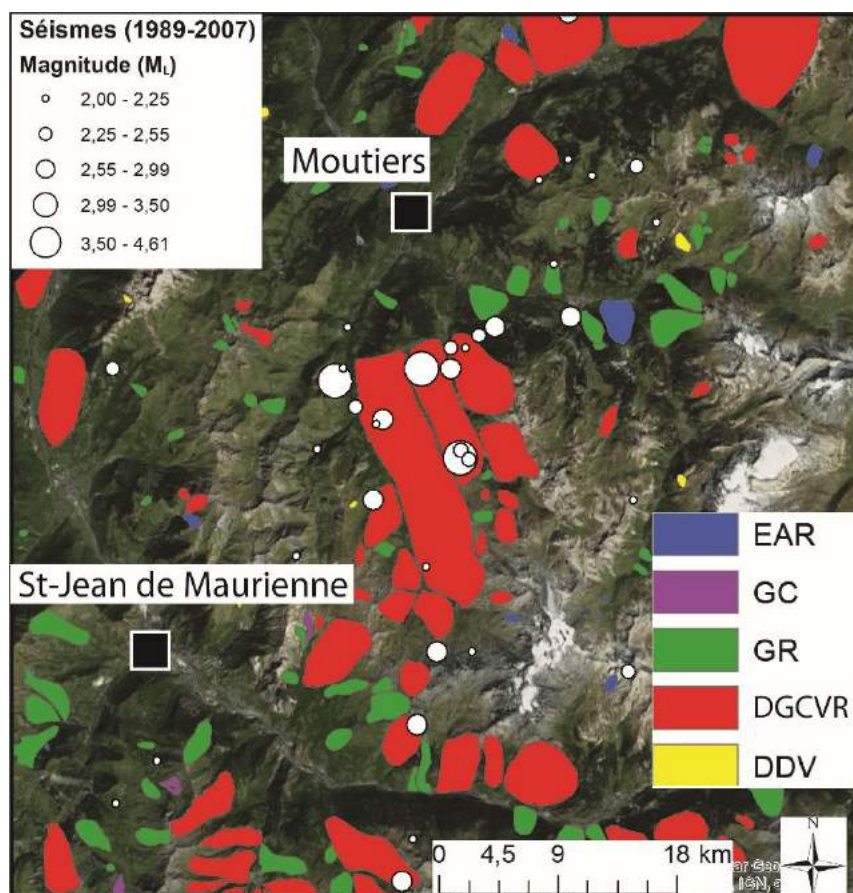


Figure 207 : RVR et sismicité dans le secteur des Dorons de Belleville et des Alluès.

Le deuxième secteur d'intérêt est celui des Dorons de Belleville et des Alluès, deux vallées du massif de la Vanoise. Ces vallées sont le domaine skiable des « 3 Vallées » (Courchevel, Val Thorens, Méribel, les Ménuires). Il présente l'intérêt de pouvoir observer les plus grands DGCVR du terrain d'étude. De plus, trois épisodes sismiques ont dépassé les $M_L = 3,5$.

Si ce secteur présente des épacentres de séismes au niveau des DGCVR (Fig. 208), cela ne suggère pas pour autant que la sismicité ait un rôle dans les nombreuses déstabilisations de ces versants. En effet, aucun signe ne montre une quelconque relation avec la sismicité. Toutefois, il est à noter que ce secteur se localise sur le front pennique, qui peut sembler plus favorable à la déstabilisation et à l'apparition de RVR de type DGCVR (cf. 5.5.3).

5.5.1.1.4 Discussion : L'apport de la sismicité dans la « fatigue de la roche »

A travers plusieurs exemples, nous avons observé que la relation entre RVR et sismicité était négligeable et que la localisation des séismes n'était pas suffisante pour expliquer la répartition des RVR. Toutefois, il semble utile de mentionner que la sismicité peut avoir un pouvoir de fragilisation du substratum. En effet, même si des séismes d'environ $M_L = 4$ dans les Alpes occidentales ne sont pas en capacité de déclencher des séismes, ceux-ci sont en revanche en capacité de fragiliser et fracturer la roche et « préparer » l'apparition de déformations. Les secteurs de Vallorcine et des Dorons de Belleville et des Alluès présenteraient un lien potentiel avec la fatigue de la roche par la sismicité. Nous pourrions ajouter que le secteur de l'Ubaye semble dans la même situation que ces deux exemples avec des séismes pouvant être supérieurs à $M_L = 3$ et avec de fortes densités de RVR.

Un autre paramètre sismique peut être mentionné pour fragiliser la roche : les essaims de séismes. Ce sont des zones où plusieurs milliers de séismes sont enregistrés dans un laps de temps très court. Plusieurs évènements de ce type ont déjà été signalés et inventoriés : dans la vallée de l'Ubaye en 1989 (Guyoton et al., 1990) et en 2003-2004 (Jenatton et al., 2007) et dans la vallée de Sampeyre (au pied du Viso) en 2010 (Godano et al., 2013). Toutefois, ces essaims de séismes ne dépassent pas les $M_L = 3,1$ et ne peuvent donc que fragiliser le substratum. En fonction de l'hypothèse actualiste déjà mentionnée dans ce chapitre, la concordance entre séismes localisés et essaims sismiques sera, t en capacité de fragiliser la roche et ainsi, de pouvoir permettre à d'autres facteurs (causes) de mobiliser les masses rocheuses.

Pour conclure sur l'analyse des épacentres de séismes, on peut dire que la coïncidence spatiale entre RVR et épacentres de séismes ne semble pas possible à l'échelle

régionale car de nombreuses RVR se produisent dans des zones asismiques. Les zones qui pourraient présenter un lien présente davantage une préparation de l'agent sismique à la déformation. En effet, les évènements sismiques sont de trop faible ampleur pour provoquer des RVR, et en particulier les DGCVR. Dans ce sens et à notre connaissance, aucune RVR des Alpes occidentales n'a été attribuée à un séisme. La sismicité peut donc être interprétée comme un forçage faible à l'échelle régionale. Toutefois, dans certains secteurs, elle peut être considérée comme un forçage d'importance relative et davantage interprétée comme jouant dans la fatigue de la roche.

5.5.1.2 Localisation des RVR en fonction de la profondeur au foyer des séismes

5.5.1.2.1 Méthode et analyse des profondeurs des séismes

Par convention, on classe les profondeurs des séismes en 3 groupes : les séismes superficiels (0-33 km), les séismes intermédiaires (33-70 km), et les séismes profonds (plus de 70 km) (Bureau central sismologique français, 2017). Selon cette classification, l'ensemble des séismes répertoriés dans les Alpes occidentales sont superficiels, car le plus important atteint une profondeur de 28 km (Fig. 203B, cf. 5.5.1.1.1)). On note sur cette figure que la plupart des séismes se localisent même à des profondeurs situées entre 0,5 et 17 km, avec un pic isolé à 5 km et un mode entre 7 et 11 km. Pour cette base de données (n = 664), quatre séismes ont été supprimés de la cartographie car aucune profondeur n'était indiquée.

5.5.1.2.2 Analyse statistique du lien profondeur/magnitude

Lorsque l'on compare les magnitudes des séismes avec leurs profondeurs, on constate tout d'abord qu'il n'existe pas de corrélation statistique entre les deux variables (Fig. 209). Ensuite, on observe un regroupement des séismes avec des magnitudes entre $M_L = 2$ et $M_L = 2,5$ et entre 5 et 15 km de profondeur. Les séismes à plus fortes magnitudes ne montrent pas de profondeur plus élevée. Par exemple, les séismes supérieurs à $M_L = 3,5$ ne se sont pas produits à des profondeurs plus élevées car ils restent situés dans une fourchette entre 2,5 et 15 km.

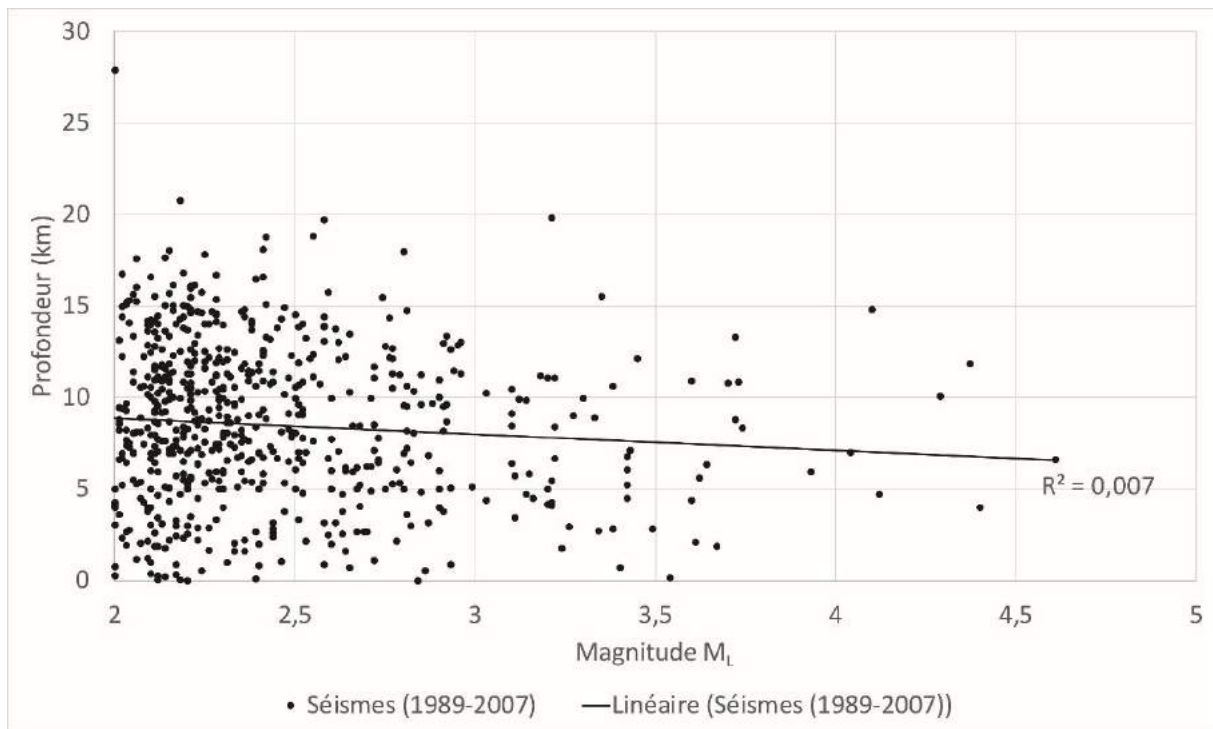


Figure 20809 : Relation statistique entre magnitudes et profondeurs des séismes (entre 1989 et 2007).

5.5.1.2.3 Analyse à l'échelle régionale

Il paraît intéressant de pouvoir cartographier les séismes en fonction à la fois des magnitudes mais également par rapport aux profondeurs. Cette approche bivariable repose sur un ratio calculé sous SIG lors du choix du mode de représentation. Dans le contexte des séismes alpins, cela revient à montrer des cercles proportionnels qui sont larges lorsque la magnitude est élevée et la profondeur faible (Fig. 210) (noter que, à magnitude donnée, ce sont les séismes les plus superficiels qui occasionnent le plus de dégâts en surface, avec donc des conséquences particulières pour les RVR). Ce sont ces séismes qui sont les plus dangereux pour les infrastructures mais également pour la stabilité des RVR. A l'inverse, un cercle mince suggère trois interprétations : une magnitude relativement forte en lien avec une grande profondeur, une magnitude faible avec une forte profondeur, et une magnitude et une profondeur moyenne.

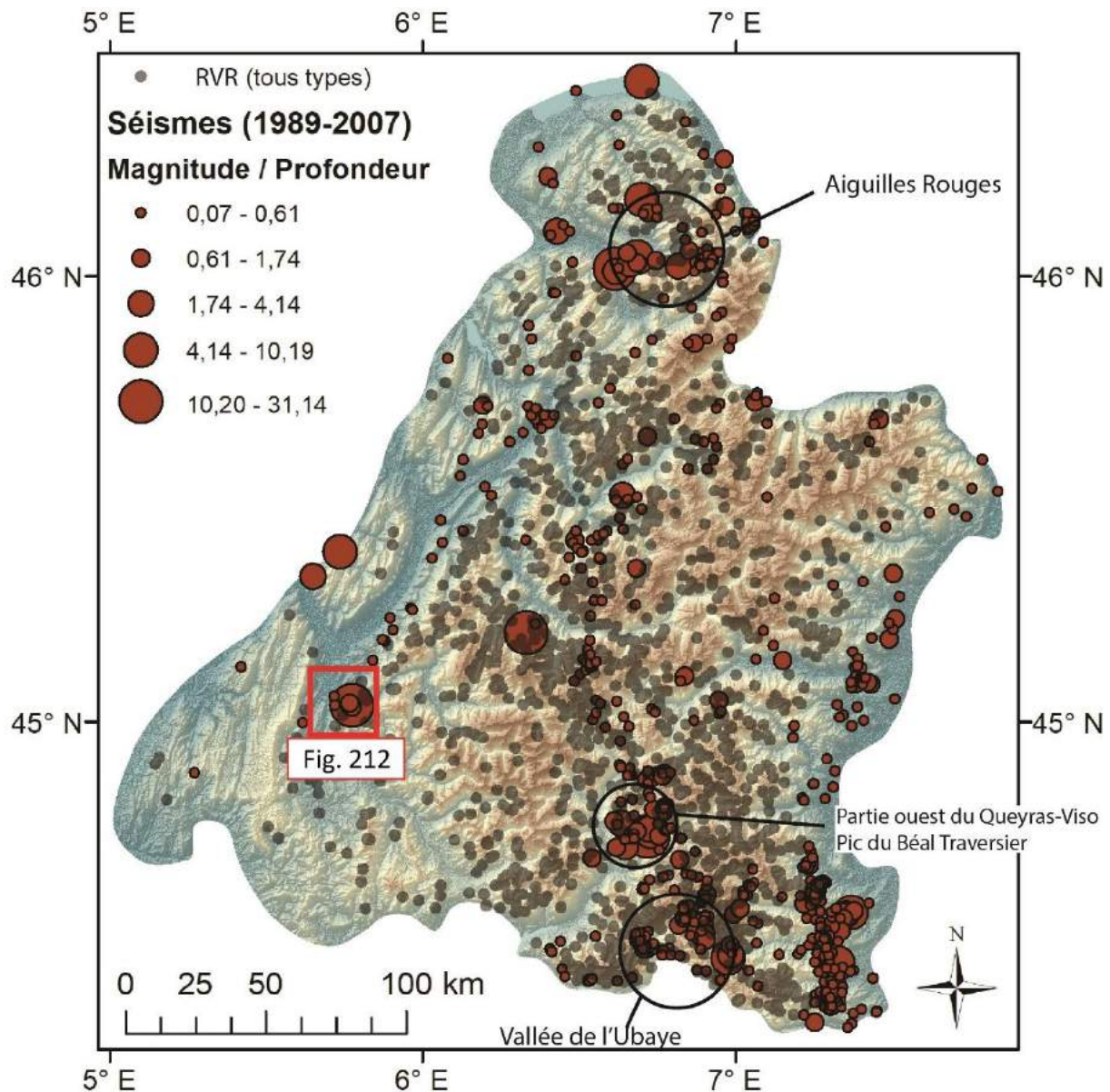


Figure 2090 : Cartographie du ratio magnitude/profondeur dans les Alpes occidentales. Plus le cercle est gros, plus la magnitude est élevée et l'hypocentre proche de la surface.

Les résultats de cette approche montrent que les séismes les plus puissants et les moins profonds répondent à une logique spatiale (Fig. 210). En effet, ceux-ci semblent se regrouper en plusieurs endroits : dans le massif des Aiguilles Rouges, et plus particulièrement dans le Haut-Giffre mais également dans la partie française des massifs Queyras-Viso et Chambeyron au niveau du pic de Traversier (2910 m). Les deux exemples mentionnés ici sont caractéristiques de séismes peu profonds avec de relativement fortes magnitudes, et ce sont avec ceux-là que les résultats sont le plus probants. En effet, les faibles profondeurs sont en adéquation avec les résultats déjà montrés. Avec les fortes

densités de séismes dans certains secteurs, on peut y ajouter le facteur de leur faible profondeur. Cela est visible notamment dans la vallée de l'Ubaye ou bien dans le massif des Aiguilles Rouges. Le secteur du Pic de Traversier montre, quant à lui, une tendance inverse car dans cette zone à séismes peu profonds, les densités de RVR sont faibles (Fig. 210). Ceci s'explique certainement par le fait que la roche est constituée en grande majorité de calcaires (Debelmas et al., 1966 ; Gidon, 1977). Tout comme l'exemple de l'essai de séismes du Chambeyron, ceci montre que des séismes à relativement faible profondeur et avec des magnitudes, pour certains épicentres, supérieures à $M_L = 3$, mais situés sur des roches carbonatées, ne sont pas des secteurs susceptibles à l'apparition de RVR.

Les séismes les plus profonds ont tendance à se concentrer dans le sud de l'arc Piémontais, dans le massif du Chambeyron (Fig. 210). Mais cela ne permet pas d'établir de relation entre le positionnement géographique de cette zone et les séismes parce que la présence de RVR y est finalement assez rare. Un autre secteur ressort quand on regarde avec précision les séismes peu profonds : les ruines de Séchilienne. Cette zone est connue pour sa possible rupture brutale ainsi que son suivi quotidien, et mérite que l'on s'y attarde.

5.5.1.2.4 Séchilienne : un site activé par des séismes peu profonds ?

Nous avons vu précédemment que le secteur des ruines de Séchilienne a enregistré un séisme supérieur à $M_L = 3,5$ (3,54 pour le séisme de Laffrey en 1999). Nous venons également de voir que les profondeurs des hypocentres dans ce secteur sont faibles, inférieures à 4,9 km.

Le secteur de Séchilienne est particulièrement intéressant pour témoigner de la possible relation entre RVR et faible profondeur des séismes. Ce secteur est particulièrement connu aujourd'hui pour l'affaissement général du plateau du Mont Sec (code : 11Bel, p. 472 de l'Atlas), surplombant une zone particulièrement instable : les ruines de Séchilienne (Fig. 211), qui a débuté vraisemblablement il y a 8 à 6 ka (Schwartz et al., 2017). La zone est instrumentée et suivie quotidiennement car le secteur que l'on nomme « ruines de Séchilienne » est en mouvement permanent depuis plusieurs décennies. Les déplacements mesurés au cours des années ont permis de conclure à une possible implication du séisme de Laffrey (Pothérat et Effendiantz, 2009).



Figure 2101 : Les ruines de Séchilienne dans la vallée de la Romanche. Extrait de géol-alp.com.

Le secteur est également connu pour les séismes qui peuvent se produire dans la région. Le 11 janvier 1999, un séisme $M_L = 3,54$, ressenti par la population et qui a fait de nombreux dégâts, s'est produit dans la région de Laffrey (Fig. 212). Ce séisme, localisé sur les marges ouest du massif de Belledonne (Bureau Central Sismologique Français, 2017), est un des plus importants depuis plusieurs décennies. La faille bordière de Belledonne, qui a donné son nom à l'arc sismique partant de Belledonne et allant jusque dans le massif des Aiguilles Rouges (Thouvenot et al., 2002), n'est pas une faille profonde car la zone active se trouve à des profondeurs de l'ordre de 5 km (Thouvenot, 2011).

D'après notre cartographie, on peut confirmer que cette relation peut être établie dans ce secteur car ce lieu est propice aux séismes peu profonds. Entre 1987 et 2007, quatre séismes ont ainsi été mesurés dans cette zone avec des magnitudes comprises entre $M_L = 2$ et $M_L = 3,5$ (Fig. 212). Bien qu'il demeure aujourd'hui encore difficile dans les Alpes de démontrer de manière univoque un lien entre RVR et sismicité, il semble que cette dernière joue un rôle dans l'instabilité de Séchilienne. Toutefois, Le Roux et al. (2009) suggèrent que les précipitations ont davantage d'impact que la sismotectonique dans le mouvement de versant. Le problème pourrait venir de la forte différence de temporalité entre l'occurrence des pluies et des séismes. La période de retour d'un séisme de magnitude supérieur à $M_L = 3,5$ est longue, et le suivi quotidien des séismes alpins n'a commencé que depuis 30 ans environ. Les données ne sont ainsi pas encore suffisantes pour bien comprendre la sismicité

et le possible lien avec les RVR, et plus particulièrement avec la DGCVR des ruines de Séchilienne.

La sismicité seule ne peut pas expliquer entièrement l'instabilité de Séchilienne. En effet, la diffusion vers le nord des tremblements le long des failles cartographiées par Debelmas et al. (1979), peut expliquer en partie le fait que c'est en rive droite de la Romanche que l'instabilité se déroule (beaucoup moins importante en rive gauche avec 2 GR, Fig. 212), d'autant plus que le substratum est constitué de micaschiste et que l'amplitude du relief est très importante dans ce secteur. Ces observations peuvent donc en partie expliquer pourquoi les Ruines de Séchilienne sont apparues dans le secteur que l'on connaît plutôt qu'un autre.

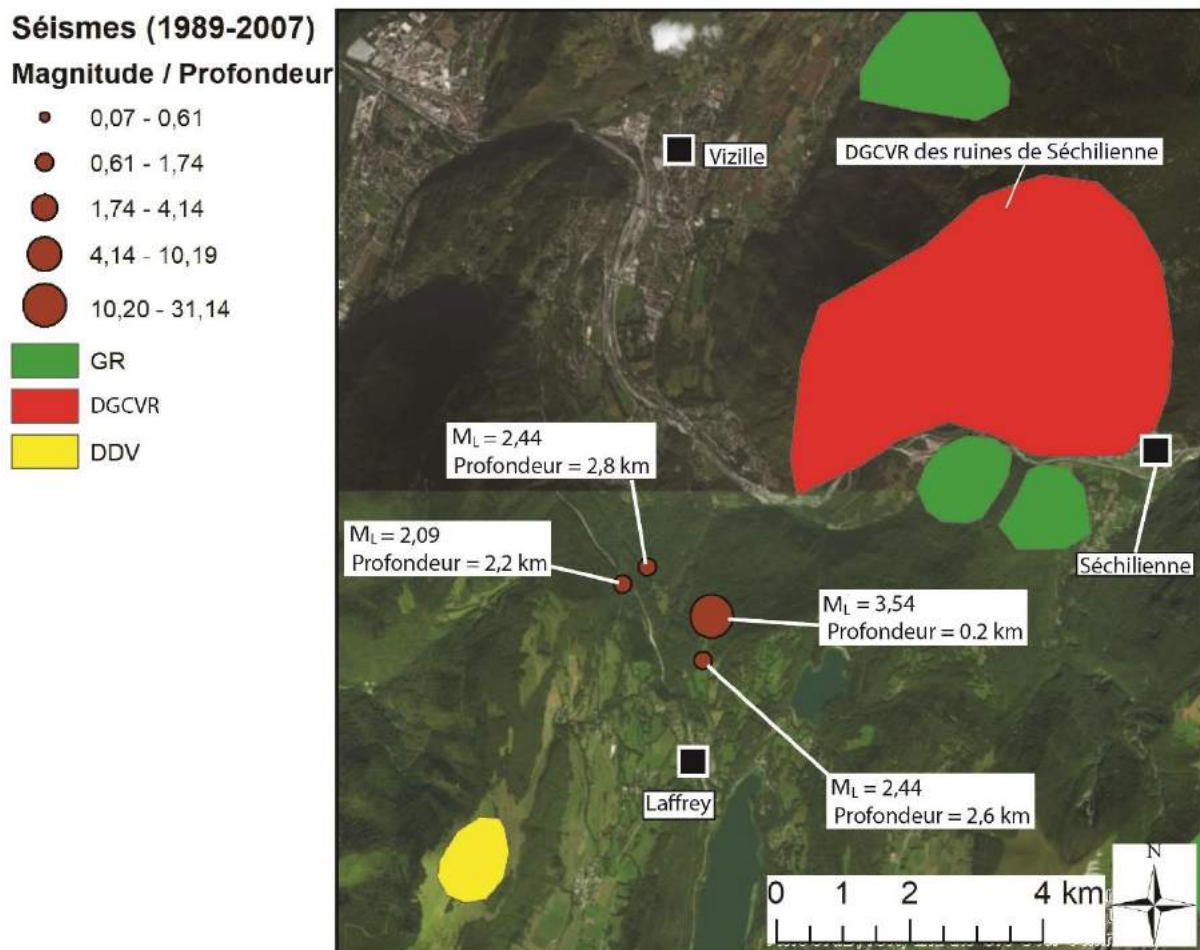


Figure 2112 : RVR et séismes de faible profondeur dans le secteur des ruines de Séchilienne.

5.5.1.3 Régime tectonique associé à la sismicité (compression, extension, décrochement)

L'analyse de la sismicité fournit des informations capitales concernant l'activité tectonique de la chaîne (Delacou et al., 2004). Comme nous l'avons déjà évoqué en 2.2.3.1, la caractéristique principale des Alpes occidentales est l'occurrence actuellement d'un régime extensif généralisé à l'ensemble des zones internes des Alpes depuis le Valais jusqu'au massif de L'Argentera (Sue et al., 2007b).

En comparant les données concernant le régime tectonique associé à la sismicité (Delacou et al., 2004) et la localisation des RVR (Fig. 213), il s'avère qu'une coïncidence spatiale entre secteurs actuellement en extension et RVR semble fonctionner, tout du moins dans le cœur de la chaîne. En effet, ces secteurs en extension partent des marges occidentales du massif du Grand Paradis et s'étendent jusqu'aux massifs du Parpaillon et Queyras-Viso en formant un arc de cercle (Fig. 213). Ces secteurs enregistrent de fortes densités de RVR (cf. 5.2.2.2). De plus, une petite zone, située entre les massifs du Chablais et des Aiguilles Rouges (du côté de la vallée du Haut-Rhône) semble présenter une relation positive entre RVR et séismes en extension.

Il apparaît également que de nombreuses RVR se produisent dans des zones où on observe ni extension, ni compression mais des décrochements (strike-slip). Ceci est notamment le cas pour le massif du Beaufortin et le sud du massif des Ecrins (Fig. 213).

Les zones en compression sont rares par rapport à l'aire d'étude et se localisent dans les vallées alpines (Grésivaudan) et dans la plaine du Pô. Les RVR se semblent pas associées à ces secteurs, si ce n'est potentiellement dans le sud du massif des Aravis (Préalpes française).

Il apparaît donc une tendance au développement des RVR au régime de l'extension et cela se confirme avec le tableau 13. Pour l'ensemble de l'inventaire, 773 RVR apparaissent en régime d'extension quand 604 seraient en régime de décrochement. Le régime en compression concerne que 23 RVR. Selon les superficies de RVR concernées, le constat est encore plus flagrant car on peut observer que 68% des superficies de l'ensemble des RVR se localise en régime d'extension. Selon les catégories, les dispositions que l'on observe pour l'ensemble des RVR s'observent pour l'ensemble des types et en particulier pour les DGCVR avec 76% des superficies de ce type concernées par le régime en extension. Seules les DDV

présentent une prédisposition plus importante pour le régime en décrochement avec 74% des superficies.

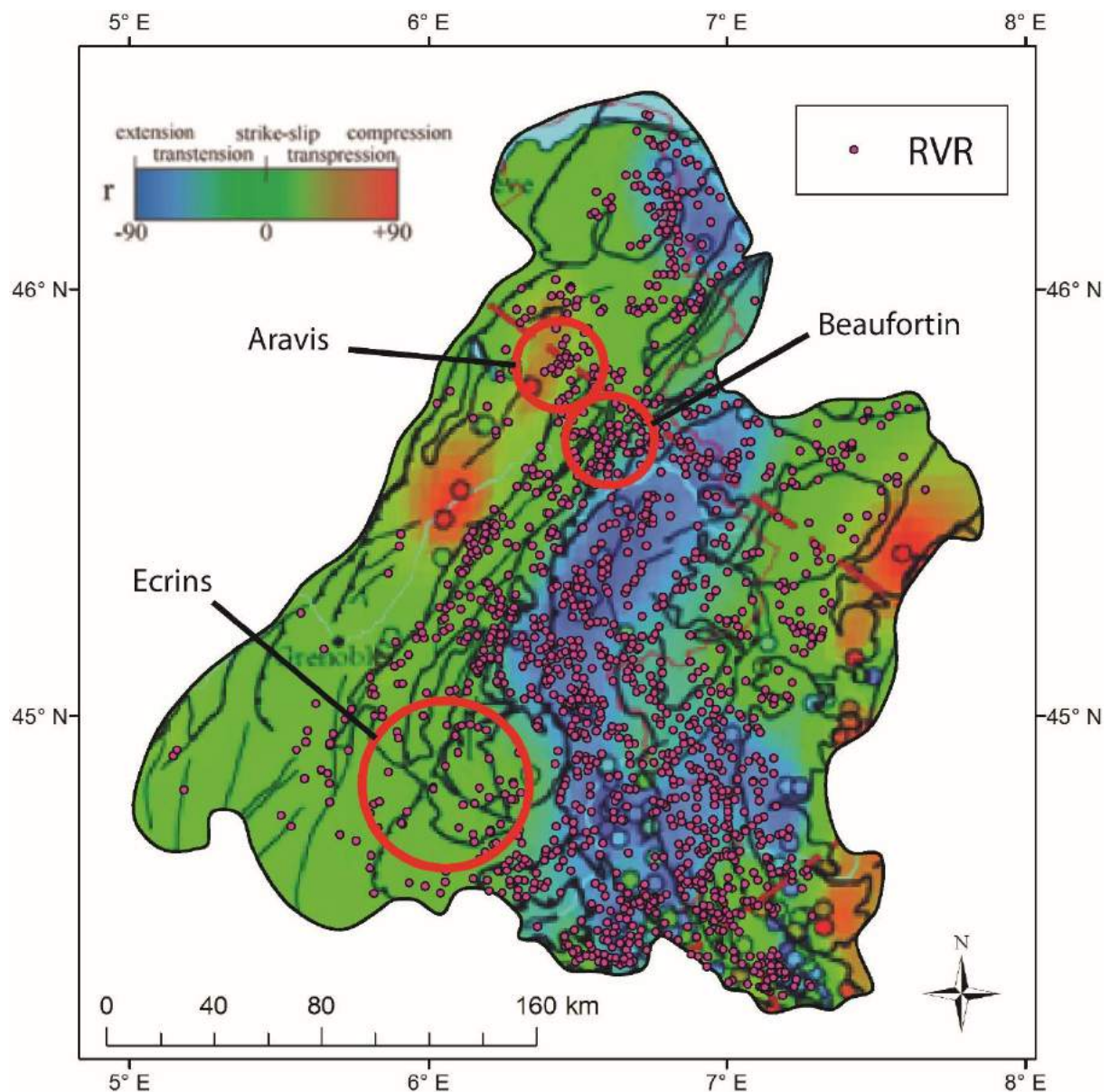


Figure 2123 : RVR et régime tectonique associé à la sismicité dans les Alpes occidentales. Fond cartographique d'après Delacou et al. (2004). r = interpolation entre les axes de direction du paramètre P (compression) et du paramètre T (extension).

La prédisposition générale pour le régime en extension peut s'expliquer par la possibilité plus grande aux RVR, et en particulier pour les DGCVR, de se développer dans des vallées larges, comme ceci est le cas pour la vallée de moyenne Tarentaise. Structurellement,

des régimes en extension peuvent favoriser le développement de graben et de larges vallées, ce que le régime en compression peut bloquer.

Tableau 113 : RVR et régime tectonique associé à la sismicité.

	Régime en compression		Régime en extension		Régime en décrochement	
	Nb. De RVR	Superficies (en % par rapport à la superficie totale de chaque type)	Nb. De RVR	Superficies (en % par rapport à la superficie totale de chaque type)	Nb. De RVR	Superficies (en % par rapport à la superficie totale de chaque type)
EAR	9	2,31	144	55,44	127	42,58
GR	7	1,95	271	49,24	245	48,70
GC	0	0,00	11	46,20	13	55,70
DGCVR	7	1,15	306	75,85	151	23,26
DDV	0	0,00	41	25,79	68	74,48
Tous types	23	1,32	773	68,14	604	30,73

La forte prédisposition des DDV pour le régime en décrochement peut s'expliquer tout d'abord par la lithologie. En effet, les DDV concernées se produisent en majorité sur l'arc cristallin externe composé de roches massives (gneiss et granites). Ce sont des roches qui produisent davantage de déformations que de glissements. Ensuite, le décrochement est un déplacement horizontal de compartiment rocheux, ce qui n'est pas favorable au déplacement de grandes masses rocheuses, appelées par le potentiel gravitationnel.

5.5.2 RVR et intensité du soulèvement crustal

Le mouvement crustal des Alpes, qu'il soit vertical ou horizontale, est étudié de manière continue depuis plusieurs dizaines d'années à travers le réseau RENAG (Réseau National GNSS permanent). Celui-ci permet de quantifier la déformation tectonique lente et de faire le lien avec la sismicité (<http://renag.resif.fr/>). Plusieurs résultats susceptibles d'aider à comprendre la répartition des RVR seront présentés ici, et s'appuient sur les modèles cartographiques de Nocquet et al. (2016) et de Barletta et al. (2006) (Fig. 51, cf. 2.2.4). L'hypothèse consiste à supposer que les zones où les taux sont les plus importants sont en coïncidence spatiale forte avec les zones denses de RVR. La deuxième hypothèse

suppose que la part du rebond-glacio isostatique dans le soulèvement est également en lien avec les zones de fortes densités de RVR.

5.5.2.1 Coïncidence spatiale entre RVR et soulèvement crustal non-isostatique

Les données de soulèvement crustal situent les taux les plus élevés (2 mm/an) dans le massif de la Vanoise, entre les villes de Bourg Saint-Maurice pour la vallée de la Tarentaise et de Modane pour la vallée de Maurienne (Fig. 214). Ce secteur comprend presque l'intégralité du massif de la Vanoise et la partie sud du massif du Beaufortin. Les taux compris entre 1,5 mm et 2 mm/an occupent une aire qui s'étend du nord du massif du Beaufortin jusqu'à Briançon au sud. Les taux mesurables les plus bas, compris entre 0,5 et 1 mm/an, sont localisés dans les massifs du Chablais, du Vercors et de la partie italienne du Queyras/Viso et de Chambeyron.

Il est tout d'abord utile de mentionner que les taux enregistrés dans les Alpes sont inférieurs à ce que l'on peut mesurer en Himalaya (chaîne avec les plus forts taux). En effet, entre 3 et 10 mm/an de soulèvement sont mesurés à l'échelle de la chaîne (Hewitt, 2009), montagne connue pour ses larges RVR (Hewitt et al., 2008 ; Fort, 2011). Dans le bassin du Haut-Rhône, Pedrazzini et al. (2015) ont enregistré des valeurs maximales de 1,2-1,3 mm/an dans le secteur de Brig.

A première vue, la distribution spatiale des RVR ne semble pas coïncider avec celle des taux de soulèvement les plus élevés car les instabilités se produisent aussi bien dans des secteurs où les taux sont supérieurs à 2 mm/an (Beaufortin, Vanoise) que dans des zones où ils ne dépassent pas 0,5 mm/an (partie italienne du Chambeyron et massif du Vercors) (Fig. 214). Néanmoins, cette apparente absence de coïncidence spatiale systématique gagne à être nuancée. En effet, au vu des résultats déjà énoncés sur les variations de densité spatiale (cf. 5.2.2.2), ils montrent qu'une relation apparaît dans le massif de la Vanoise et du Beaufortin. En effet, de grandes densités de RVR apparaissent dans ces secteurs et plusieurs points chauds sont en coïncidence spatiale avec les taux les plus importants (cf. 5.1.5) : celui du Beaufortin et celui de Dorons-Beaune. En fonction du critère « superficie », nous avons déjà vu que les vallées des Dorons de Belleville et des Alluès présentent les plus larges RVR de notre inventaire et que ce sont des versants où il est difficile de délimiter les instabilités. En combinant ces résultats, la coïncidence spatiale entre RVR et maxima de soulèvement

crustal dans les Alpes du Nord apparaît étroite. Ainsi, et en admettant que les mesures par GPS sur quelques années reflètent une tendance extrapolable et valable au moins pour la durée de l'Holocène, la zone de la moyenne Tarentaise apparaît comme un secteur où les RVR pourraient avoir été favorisées par le supplément de potentiel gravitationnel engendré par le soulèvement crustal.

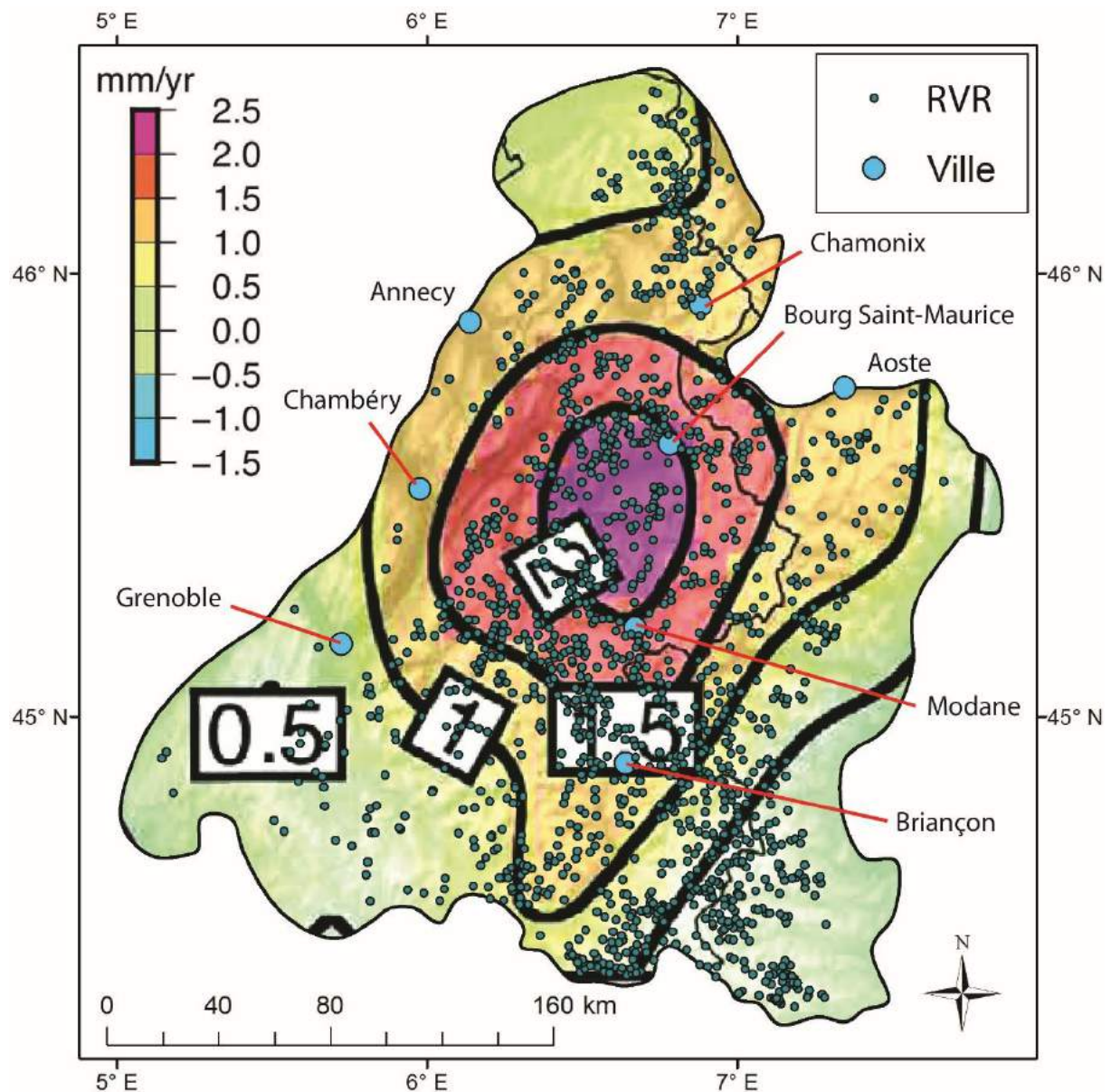


Figure 2134 : Soulèvement crustal et RVR dans les Alpes occidentales. Cartographie d'après Nocquet et al. (2016).

Si on fait des regroupements spatiaux avec des RVR en fonction des différents taux de soulèvement crustal, on s'aperçoit que la relation ne fonctionne pas à l'échelle régionale

(Fig. 214). Une majorité des RVR se localise dans des secteurs où le soulèvement enregistre 1 mm/an (Tableau 14). Par catégorie, le constat est identique, sauf dans une certaine mesure pour les GR et GC qui présentent la plus grande fréquence dans les secteurs où 1,5 mm/an sont enregistrés. Toutefois, il faut nuancer car pour ces deux catégories, les taux sont également forts pour les zones où 0,5 mm/an sont enregistrés.

Tableau 124 : RVR et taux de soulèvement crustal.

	Taux de 2 mm/an		Taux de 1,5 mm/an		Taux de 1 mm/an		Taux de 0,5 mm/an	
	Nb. De RVR	Superficies (en % par rapport à la superficie totale de chaque type)	Nb. De RVR	Superficies (en % par rapport à la superficie totale de chaque type)	Nb. De RVR	Superficies (en % par rapport à la superficie totale de chaque type)	Nb. De RVR	Superficies (en % par rapport à la superficie totale de chaque type)
EAR	16	9,05	44	19,50	110	45,01	110	27,02
GR	62	9,63	159	36,27	89	18,93	213	34,79
GC	4	7,70	8	48,65	2	1,45	10	44,10
DGCVR	45	14,52	104	21,93	143	36,98	172	26,51
DDV	10	7,38	29	29,63	36	47,49	36	15,77
Tous types	137	13,09	342	25,12	380	33,68	541	28,02

5.5.2.2 Corrélation entre RVR et rebond glacio-isostatique

La fonte des glaciers quaternaires peut avoir un impact non négligeable sur le soulèvement crustal post-glaciaire, et se cumuler avec la composante non-isostatique du soulèvement crustal. Ainsi, selon Stocchi et al. (2005), si la fonte des glaciers alpins était la seule source de déformation crustale, cela produirait un taux de soulèvement de 0,1-0,2 mm/an dans les Alpes occidentales (10% du soulèvement tectonique). Chéry et al. (2016) évoquent également que le modèle de soulèvement peut être mis en relation avec les pics d'activité des « sackung » (terme utilisé dans la communication) durant la déglaciation, qui s'est déroulée entre 12 et 8 ka BP.

D'après Nocquet et al. (2016), la zone de plus fort impact du rebond glacio-isostatique (1 mm/an) correspond sensiblement au même secteur que celui qui concerne les plus forts taux de soulèvement de nature tectonique (Fig. 215A).

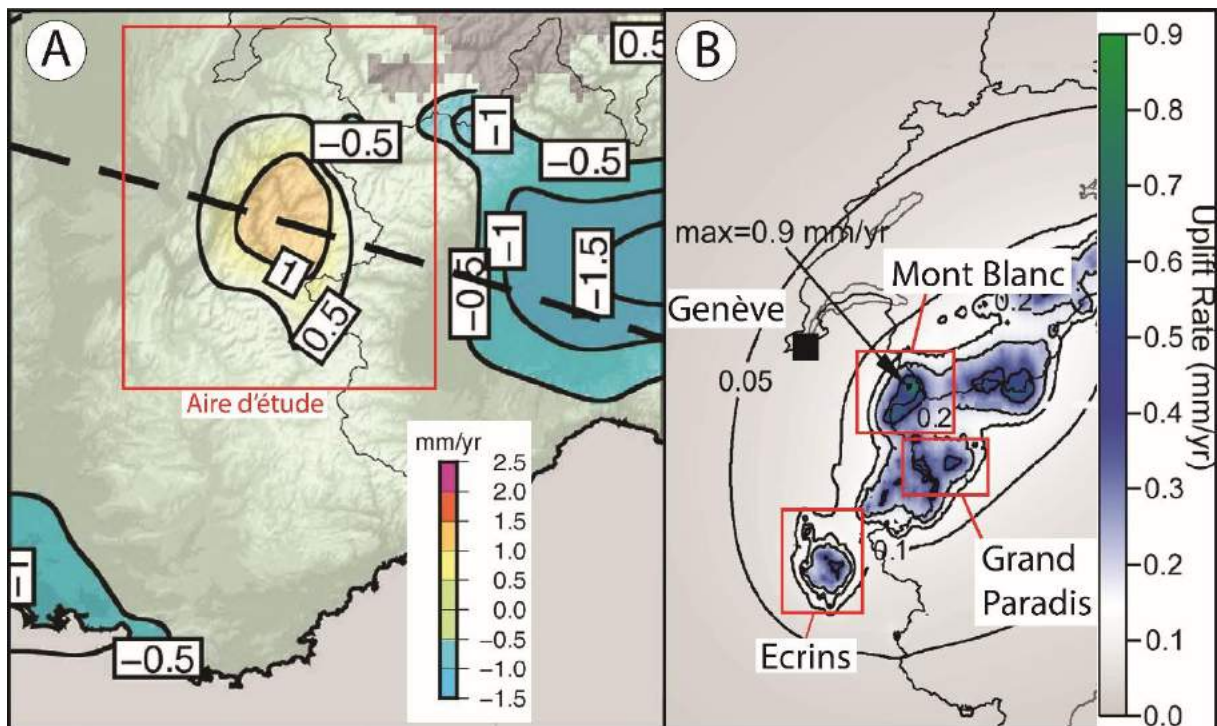


Figure 2145 : Cartographie des taux de soulèvement en relation avec le rebond glacio-isostatique. A : modifié d'après Nocquet et al. (2016) ; B : modifié d'après Barletta et al. (2006).

La cartographie de Barletta et al. (2006) montre sensiblement les mêmes résultats mais ceux-ci présentent une précision plus fine en fonction des massifs (Fig. 215B). Ainsi, ce sont les massifs des Ecrins, du Grand Paradis et du Mont Blanc qui enregistrent les plus forts taux de soulèvements engendrés par le rebond glacio-isostatique, avec un taux maximum de 0,9 mm/an pour le massif du Mont Blanc. Comme nous l'avons vu précédemment, ces massifs ne sont toutefois pas des secteurs où les RVR sont nombreuses. Par exemple, le cœur du massif du Mont Blanc n'enregistre que peu de RVR. Deux raisons peuvent l'expliquer. La première est que le massif est encore en grande partie recouvert de glace, ce qui empêche la détection de RVR potentielle. La deuxième raison est qu'il est constitué de granite, roche peu susceptible aux RVR. La seule relation possible concerne la rive droite de l'Arve au niveau de Chamonix dans le massif des Aiguilles Rouges.

Ainsi, si Nocquet et al. (2016) évoquent la possibilité d'un lien entre RVR (le terme spécifique évoqué est : « sackung ») et rebond crustal post-glaciaire, il s'applique à une fenêtre temporelle (Holocène ancien) mais ne semble pas spatialement vérifié partout. En effet, si certaines zones à fortes densités de RVR peuvent avoir été en partie produites par la réponse isostatique à l'englacement quaternaire (Beaufortin, Vanoise), dans d'assez vastes

secteurs où de larges RVR se situent côte à côte (Alpes cottiennes, par exemple), le rebond glacio-isostatique ne semble pas jouer un rôle univoque dans leur apparition.

5.5.3 *Contacts anormaux (failles, fronts de chevauchements) et RVR*

Par hypothèse, la présence de grandes failles et fronts de chevauchement dans les Alpes occidentales peut jouer un rôle dans la production de RVR — soit parce qu'ils mettent en contact / en superposition des lithologies contrastées (roches compétentes sur roches plastiques) favorables aux instabilités gravitationnelles, soit parce que ces accidents tectoniques sont actifs (relation avec la sismicité). On pourrait donc s'attendre à la présence de nombreuses RVR le long de ces contacts anormaux du fait par exemple du plus fort potentiel gravitationnel lorsque nous sommes en présence d'un front de chevauchement. Lorsqu'une faille engendre des déformations structurales (surtout lorsque celles-ci sont actives), cela peut produire une déstabilisation des masses rocheuses et on pourrait voir apparaître des instabilités de type RVR. Cela pourrait également être en lien avec l'érosion glaciaire le long de ligne de faiblesse avec des vallées plus profondes et plus abruptes.

5.5.3.1 Méthodologie

Le choix n'a pas été de cartographier le canevas d'accidents tectoniques à partir des cartes géologiques au 1/50 000^e car, étant donné le grand nombre de failles de tous types qui parsèment les montagnes, l'analyse en viendrait à suggérer que presque la totalité des RVR se situent sur, ou à proximité, d'une faille. Afin d'éviter ce biais, et afin de pouvoir cartographier les grands traits structuraux alpins, le choix s'est porté sur les cartes géologiques au 1/250 000^e du BRGM (Chiron et Kerrien, 1979 ; Debelmas et al., 1979 ; Kerckhove et Monjuvent, 1979 ; Rouire et al., 1980 ; Broquet et al., 1985). Celles-ci montrent les grands accidents qui structurent les massifs alpins sur de grandes distances linéaires (plurikilométriques : Fig. 216) et qui ont l'avantage de couvrir l'ensemble de la zone d'étude.

La méthodologie sous SIG consiste à faire des requêtes spatiales pour voir combien de RVR sont en contacts directs avec les failles et fronts de chevauchements alpins.

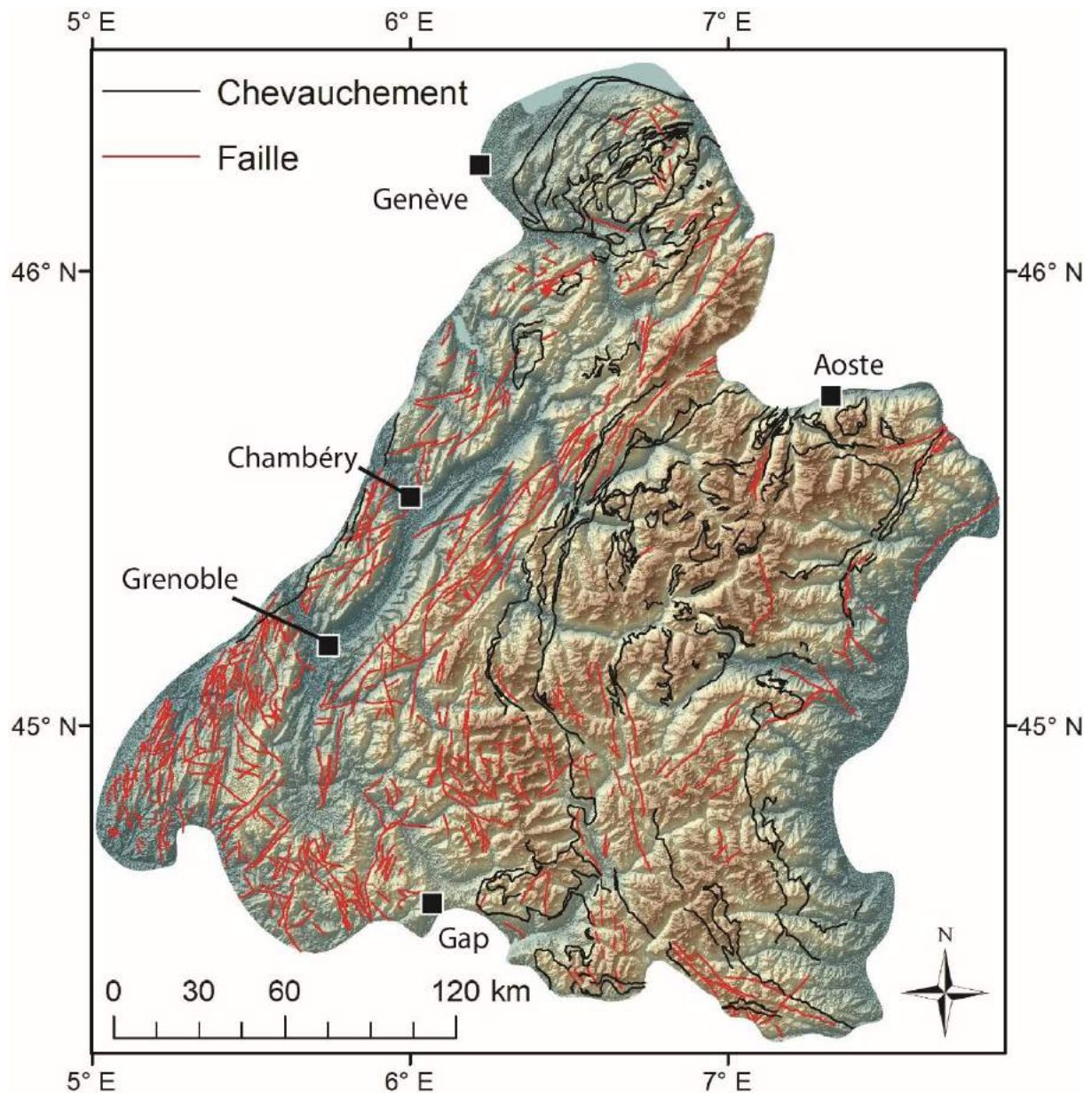


Figure 2156 : Localisation des grandes failles alpines et fronts de chevauchement dans les Alpes occidentales. Les grands traits structuraux ont été dessinés en fonction des informations des cartes géologiques au 1/250 000^e du BRGM.

5.5.3.2 Coïncidence spatiale des RVR avec le tracé des failles et chevauchements alpins

5.5.3.2.1 Relation avec les failles alpines

La relation entre RVR et tracé des failles alpines est faible. En effet, 9% des RVR et 17% des superficies de l'ensemble de l'inventaire sont concernées par le passage d'une faille à proximité (Fig. 217A). De l'ensemble des types de RVR, ce sont les DGCVR qui présentent la

plus haute fréquence au voisinage d'accidents tectoniques cartographiés à l'échelle du 1/250 000^e avec 4% du nombre total de DGCVR. Les superficies de DGCVR concernées par les failles représentent 14% de la superficie totale de ce type. Les autres types de RVR enregistrent des taux plus faibles. Ainsi, 3% des GR sont concernés par les failles, ceux-ci représentant 2% des superficies de ce type. Les EAR et DDV enregistrent des taux encore plus faibles avec 1% et 1% respectivement par rapport au nombre de total de chaque type. Les failles n'ont pas d'occurrence sur les GC.

Spatialement, il est difficile d'établir une relation car les failles ne sont pas toutes concernées par les RVR et en particulier dans les Préalpes. Les zones de plus forte coïncidence spatiale entre les RVR et les failles se situent le long de l'axe de la faille bordière de Belledonne (Thouvenot et al., 2002) et ses nombreuses extensions. Un exemple qui peut montrer la relation possible entre RVR et faille se situe dans la vallée de Chamonix (Fig. 218). En effet, on peut observer sur la rive droite de l'Arve, en amont d'Argentière, de nombreuses déformations et un GR (code : 24Ai, p. 29 de l'Atlas) situés le long de la faille de la Remua et installés sur des gneiss. Ces exemples peuvent montrer l'importance des contacts anormaux dans la répartition des RVR. Il ne faut toutefois pas oublier que cette vallée a été l'objet d'un épais glacier durant le Würm et que l'amplitude du relief est donc forte, ceci pouvant jouer le rôle de causes de l'occurrence de RVR alors que les failles seraient à considérer comme un forçage.

Les massifs des Ecrins, du Parpaillon et des Alpes cottiennes présentent presque systématiquement des RVR en relation avec des failles mais avec toutefois une densité moins forte que sur l'axe de la faille bordière de Belledonne. En effet, il est difficile d'attribuer les RVR avec les failles du cœur du massif des Ecrins. Toutefois, un axe semble se dessiner le long de la vallée de la Durance.

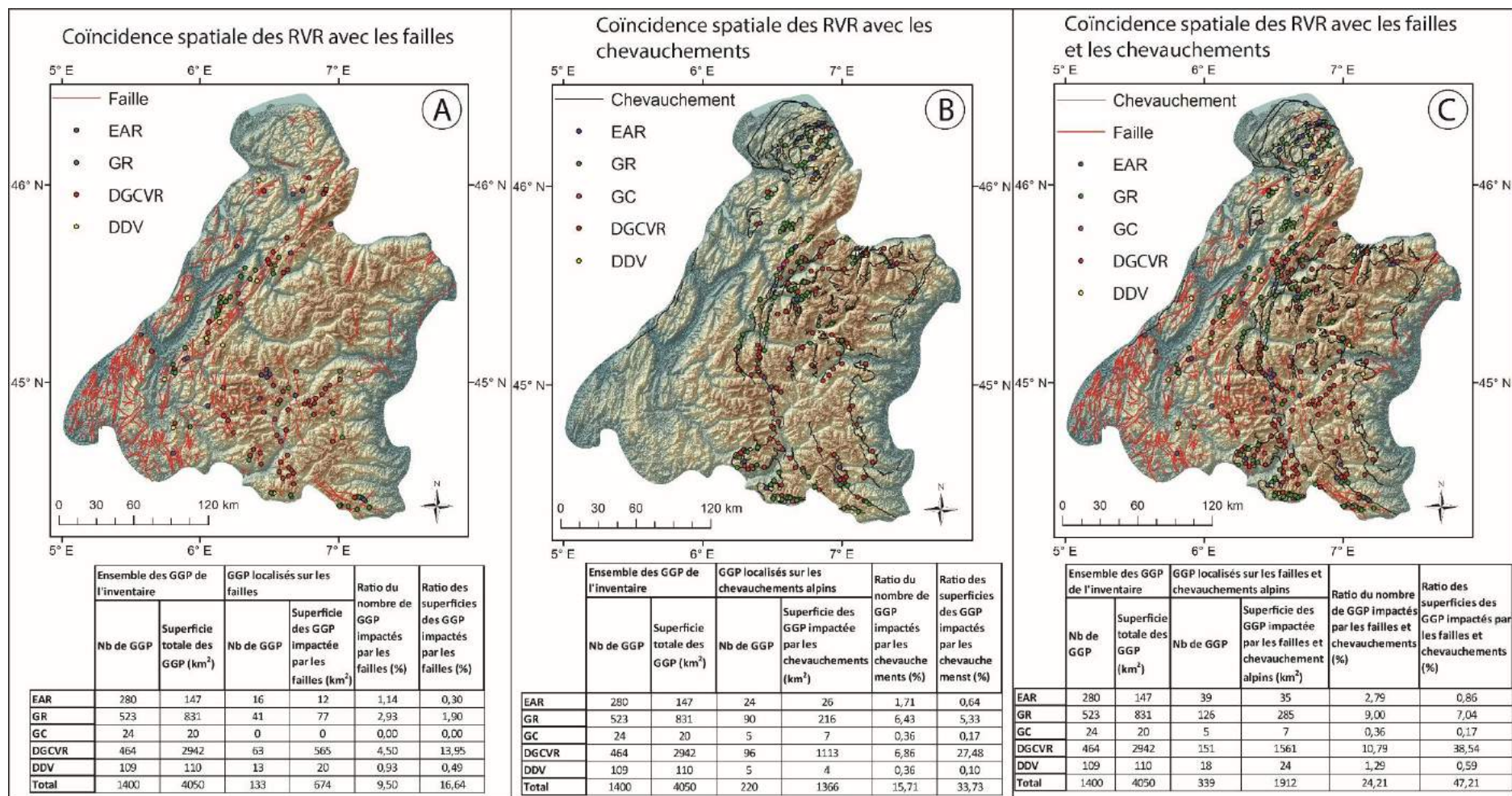


Figure 2167 : Coïncidence spatiale et statistique entre RVR, failles et chevauchements alpins. A : coïncidence avec les failles ; B : coïncidence avec les chevauchements ; C : coïncidence avec les failles et les chevauchements.

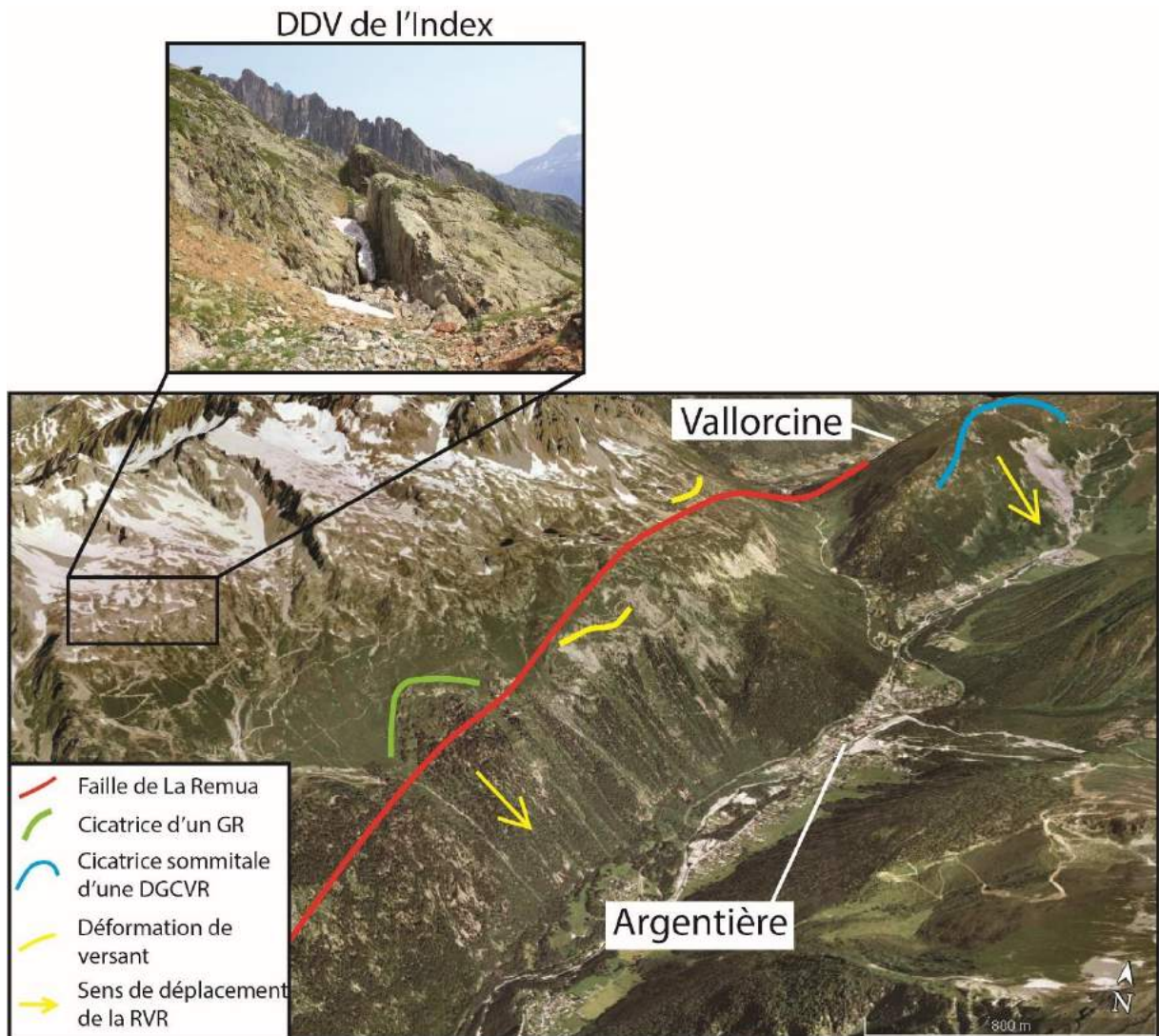


Figure 2178 : Coïncidence spatiale entre des RVR et la faille de la Remua dans la vallée de Chamoni. La photographie est extraite de www.geologie-montblanc.fr/Sackungs.htm.

Les Préalpes ne présentent pas le même visage. En effet, la coïncidence spatiale entre RVR et faille est très faible étant donné qu'un grand nombre de failles ont pu être identifiés sur ces massifs (en particulier dans celui du Vercors) et que six RVR se localisent en surface (massifs des Bornes, du Vercors, des Bauges et de la Chartreuse) (Fig. 217A). Toutefois, par endroit, les formes observées en surface des massifs composés de calcaires incitent à penser que des phénomènes de type RVR influent dans le modelé de ces massifs. Ceci a notamment été déjà évoqué au niveau du sommet du Moucherotte (Vercors) (Debelmas, 1979) (code : 1Ve, p. 1443 de l'Atlas). Un autre exemple que nous avons découvert laisse également à penser que la gravité peut jouer un rôle dans la fracturation des masses rocheuses calcaires : les déformations du Mont Pinet (massif de la Chartreuse) (Fig. 219) (code : 1Ch, p. 717 de

l'Atlas). Le synclinal perché du Mont Pinet présente en effet deux déformations de 500 m de long chacune et de 5 m de haut qui peuvent être apparentées à des contre-escarpements (seules déformations de ce type identifiées sur cette lithologie) axées NNE-SSO alors que les fractures principales qui dessinent le massif de la Chartreuse sont axées NE-SO (Fig. 219). Toutefois, ces déformations pourraient être considérées également comme des extensions des failles présentes sur ce synclinal. Il est ainsi important de noter ici que les Préalpes, de part leurs compositions géologiques, sont dessinées par les failles alpines (Gidon, 1990) et qu'il se pourrait que celles-ci produisent également des déformations de versant profondes, imputables à des processus de type RVR.

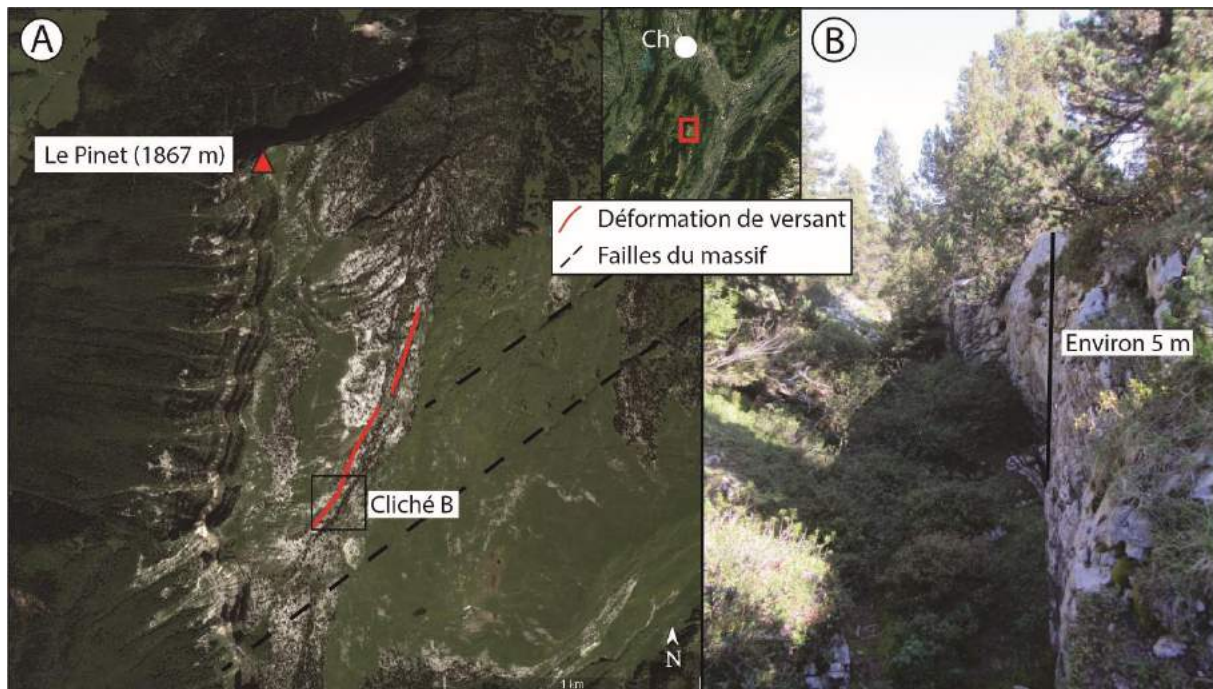


Figure 21819 : DDV du Mont Pinet (Chartreuse), composée de deux contre-escarpements (rares dans cette lithologie). A : image satellite montrant les déformations ; B : contre-escarpement (pris en septembre 2014) montrant un regard d'environ 5 m. Cliché : S. Blondeau.

Si les Préalpes ne présentent pas une forte relation entre RVR et failles, deux secteurs semblent toutefois enregistrer une coïncidence spatiale positive : les massifs de l'arc cristallin externe (Belledonne, Beaufortin, ouest de la Vanoise) et certains secteurs de la Haute-Durance. L'arc cristallin externe présente de nombreuses failles et de nombreuses RVR qui se situent en surface. La coïncidence spatiale est d'autant plus forte que ces massifs sont en grande partie composés de roches de type granitoïde, lithologie faiblement

susceptible aux instabilités de type RVR. Par exemple, la DGCVR de La Lauzière (code : 30Va, p. 1334 de l'Atlas), constituée de granite (Barféty et al., 1984a), se compose de multiples déformations structurales (Hippolyte et al., 2012) et on y a déjà repéré une rupture brutale de masse rocheuse (cf. 7.2.1.2). La coïncidence spatiale entre RVR et failles est plus diffuse dans le secteur de la Haute-Durance, que ce soit dans la vallée de la Guisane, dans le massif du Parpaillon et dans la haute vallée de Suse. Dans ces secteurs, on constate en effet qu'il apparaît quelques RVR en relation avec des failles mais au vu de la très grande densité de RVR dans ces secteurs (cf. 5.2.2.2) et du faible nombre de failles, la relation ne semble pas pertinente. On remarque d'ailleurs que certaines failles dans ces secteurs ne sont pas en coïncidence spatiale avec des RVR.

5.5.3.2.2 Relation avec les fronts de chevauchement

Si la relation entre RVR et failles est faible de manière générale, la coïncidence spatiale avec les chevauchements semble plus forte. En effet, 16% des RVR de l'ensemble de l'inventaire se situent à l'aplomb des fronts de chevauchements (Fig. 217B). Sur la base du critère « superficie » des RVR, cette proportion augmente à 34%. Tout comme avec les failles, ce sont les DGCVR qui enregistrent la plus grande présence, aussi bien en nombre (7%) qu'en superficie (27%). Néanmoins, avec 6% du nombre total du type de RVR et 5% des superficies totales, les GR sont également plus fréquents à proximité des chevauchements que les failles. On observe sur la figure 217B que l'ensemble des fronts de chevauchement sont concernés par les RVR, à l'exception de ceux qui sont situés à faible altitude comme dans le massif du Chablais et sur les piémonts padan et français (Fig. 217B). Ainsi, les RVR sont nombreuses sur les fronts de chevauchement du massif des Bornes au sein de la klippe des Annes, et particulièrement sur le front Pennique. L'exemple de la vallée de la Valoirette est significatif (Fig. 220). En effet, le front pennique passe dans cette vallée au point de se demander si celui-ci n'est pas responsable de la formation de cette vallée d'altitude. Nous sommes en présence ici d'un secteur où de nombreuses RVR ont été identifiées, et en particulier le long du front pennique où l'ensemble de la vallée semble susceptible aux RVR.

Si l'on regarde avec attention la distribution spatiale des RVR le long du front Pennique, on se rend compte que ce dernier suit partiellement les secteurs où on peut observer les plus grandes densités de RVR mais également là où ils sont les plus grands : la

moyenne Tarentaise, les vallées des Dorons de Belleville et des Alluès, la vallée de Valloire, le sud des Ecrins et le massif du Parpaillon. Les secteurs mentionnés font partie des zones où la répartition des RVR est la plus dense et sont par ailleurs localisés sur des roches favorables à l'apparition d'instabilités : arkoses, grès et conglomérats pour la zone de la moyenne Tarentaise et flysch pour la vallée de Valloire, le sud des Ecrins et le Parpaillon.

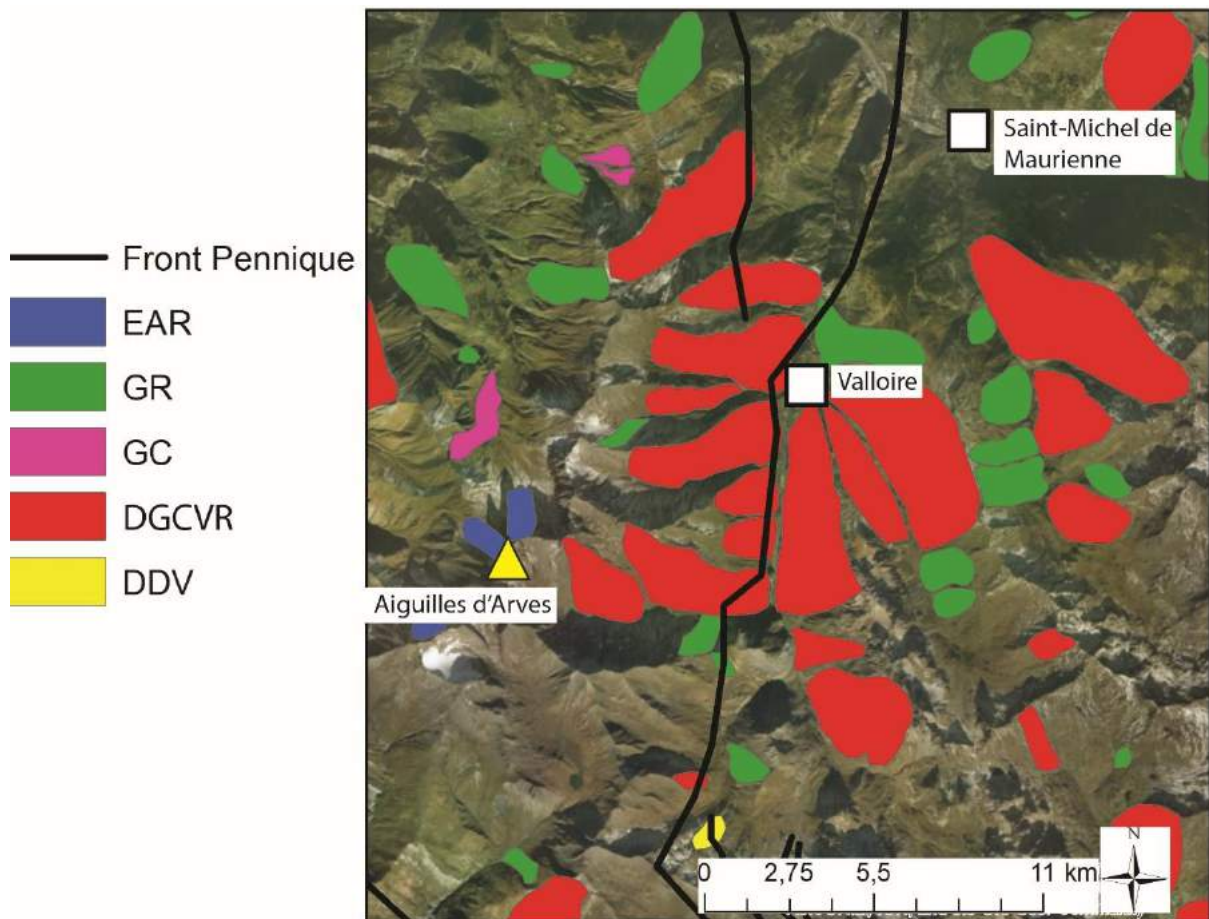


Figure 2190 : Le front pennique comme élément de contrôle de la susceptibilité du relief aux RVR. Exemple de la vallée de Valloire.

5.5.3.2.3 Synthèse de la coïncidence spatiale entre RVR et contacts anormaux

Près de la moitié des instabilités de l'inventaire est localisée à proximité de contacts anormaux (47%) (Fig. 217C). Les DGCVR et GR présentent les plus hautes fréquences avec 11% et 9% respectivement par rapport à l'ensemble de l'inventaire. En fonction des superficies, les DGCVR présentent la proportion la plus importante avec 39%. En fonction de

ces résultats, on peut dire que les contacts anormaux peuvent jouer un rôle dans la préparation et la production de phénomènes de type RVR.

Si on exclut les zones de plateaux et les zones les plus basses des vallées (Grésivaudan, Tarentaise, Maurienne, Romanche, Durance, Ripa Dorairia), on se rend compte que les contacts anormaux contrôlent en partie la formation des vallées. Comme nous l'avons vu dans le secteur de Valloire, de nombreux axes de vallées sont en adéquation avec l'axe des contacts, et en particulier pour le front pennique. Cela suggère un contrôle du relief par les contacts anormaux (facteur de forçage), contrôlant par la suite la répartition spatiale des RVR et favorisés par les facteurs de cause tel que le paléoenglacement.

5.5.4 Conclusion : un lien faible avec les mouvements crustaux à l'échelle régionale, mais fort dans certains secteurs

A l'échelle régionale, la coïncidence spatiale entre les instabilités de versant et les instabilités crustales est faible. Les plus forts taux de soulèvement enregistrent un lien dans le secteur du Beaufortin et de la Vanoise et particulièrement en Tarentaise et en Maurienne, alors que d'autres secteurs à fortes densités de RVR s'associent à des taux de soulèvement faibles. Dans un contexte régional de sismicité faible, les contacts anormaux présentent une relation de coïncidence spatiale forte avec les RVR surtout à proximité des fronts de chevauchement régionaux plutôt qu'au voisinage des failles extensives de moindre rejet. Toutefois, certaines RVR peuvent être fortement liées à la présence de faille comme l'a suggéré Pachoud (1990). Ceci soulignerait l'importance des fortes discordances litho-structurales (contacts anormaux entre roches aux propriétés mécaniques contrastées) qui surviennent à la faveur des superpositions des masses rocheuses allochtones et autochtones issues de la compression alpine. Les plus fortes densités de RVR semblent ainsi associées, notamment, au front pennique, avec des coïncidences spatiales très nettes en moyenne Tarentaise, et dans la vallée de Valloire, le sud des Ecrins et le massif du Parpaillon, dans la mesure où la lithologie est favorable à l'apparition d'instabilités.

La sismicité a été étudiée sous l'angle de la localisation des épacentres et des profondeurs, et force est de reconnaître que la relation entre RVR et séismes reste faible à l'échelle des Alpes occidentales. Globalement, les Alpes sont peu sismiques par rapport à d'autres chaînes de montagne, et il semble, du coup, que les séismes ne soient pas

nécessaires dans l'apparition de RVR dans la région étudiée car de nombreux secteurs présentent une absence de coïncidence spatiale entre intensité sismique et densité spatiale des RVR. Même pour les larges déformations du Mont Rognier, localisées sur l'arc sismique de la faille bordière de Belledonne, l'apparition de celles-ci sont difficilement démontrables (Hippolyte et al., 2012), même si on peut penser à une influence sismotectonique. Du coup, on relève également des zones asismiques à fortes densités de RVR. Ceci n'empêche que, localement, plusieurs secteurs enregistrent des coïncidences potentiellement significatives. Ainsi, le massif des Aiguilles Rouges, des vallées de Belleville et des Alluès et dans une certaine mesure celle de l'Ubaye présentent un lien potentiellement apparent entre RVR et sismicité : grande densité de RVR et de séismes (qui surviennent par essaims de temps à autres), ce qui suggère que la sismicité récurrente peut jouer un rôle de forçage dans des secteurs localisés, dans la mesure où les séismes peuvent fragiliser la roche et permettre à des facteurs causals (potentiel gravitationnel, paléoenglacement, etc...) de mettre en mouvement les masses rocheuses. En fonction des ratios entre magnitude et profondeur, les résultats restent similaires. Sur la base de ce critère, l'instabilité des « ruines » de Séchilienne apparaît entretenue par une séquence de plusieurs séismes peu profonds dont l'épicentre se situait à proximité de Laffrey, sur le versant situé face au DGCVR en question. Pour ce secteur, plusieurs raisons peuvent être évoquées quant à la rupture des ruines de Séchilienne. Les vibrations du sol peuvent se diffuser vers le nord, depuis les épicentres, situés dans les calcaires et les dolomies (Debelmas et al., 1967a ; Debelmas et al., 1979) (roches peu susceptibles aux RVR), vers l'instabilité majeure, composée de micaschiste (roche fortement susceptible à la rupture), qui présente une amplitude de relief plus importante que le secteur de Laffrey. L'association entre potentiel gravitationnel et lithologie favorable permet de conclure à une forte prédisposition aux RVR dans le secteur de Séchilienne avec comme facteur de forçage la sismotectonique.

Les forçages endogènes développés ici présentent donc une relation faible et diffuse à l'échelle régionale, mais ceux-ci semblent forts dans certains secteurs ou « foyer » plus localisés. La zone de la moyenne Tarentaise, par exemple, enregistre la plus forte corrélation avec les déformations crustales car elle est située au cœur des plus forts taux de soulèvement en même temps que sur le front Pennique.

5.6 Susceptibilité des RVR aux processus de l'étage périglaciaire

5.6.1 *Revue bibliographique des scénarios possibles*

Ce chapitre sur l'étage périglaciaire couvrira tout d'abord la question de la rupture progressive des masses rocheuses en lien avec la dégradation du pergélisol, comme énoncé précocement par exemple par Bjerrum et Jørstad (1968) en Norvège. Nous verrons ensuite les interactions de processus qui peuvent exister entre certains processus périglaciaires et les RVR.

Les processus périglaciaires, et particulièrement la dégradation du pergélisol continu, ont un impact sur le comportement pelliculaire des versants. Plusieurs événements d'envergure recensés, par exemple, dans le massif du Mont Blanc (Ravel et Deline, 2011 ; Deline et al., 2011), ont été interprétés comme étant une conséquence de la dégradation du pergélisol en haute montagne. Comme nous l'avons précédemment évoqué (cf. 2.4.3.1), les fortes variations de température s'observent surtout en surface, et principalement en face sud où le pergélisol a davantage tendance à disparaître (Magnin et al., 2017), tandis que les températures mesurées plus en profondeur ne varient pas, ou peu. Selon Bodin et al. (2015), la température du pergélisol dans des roches massives des Aiguilles du Midi (massif du Mont Blanc) est de $-4,5$ °C à 10 m de profondeur en exposition nord et $-1,5$ °C en exposition sud. En extrapolant les valeurs de température mesurées par ces mêmes auteurs dans le forage profond des Deux Alpes (Isère), situé à 3065 m, on peut estimer la base du pergélisol à environ -180 m sous la surface. Pour le site de Séchilienne, Lebruc et al. (2013) ont modélisé le pergélisol depuis la dernière glaciation et ont suggéré que les déformations étaient apparues suite à la disparition du pergélisol sur ce versant, montrant que le pergélisol continu présente une capacité à maintenir une masse rocheuse cohérente en profondeur mais qu'une fois qu'il se dégrade, la masse rocheuse se fragmente et peut évoluer en RVR.

En vue d'analyser une distribution du pergélisol plus ancienne que l'actuel, il s'avère que le pergélisol du PAG est considéré avoir reflété les conditions de refroidissement maximum au cours de l'Holocène (Harris et al., 2009), indiquant que depuis la fin du Pléistocène le pergélisol de montagne aurait subi des variations d'altitude ne dépassant pas ~ 200 m d'amplitude au maximum. Sur la base de ces critères, il paraît raisonnable de

formuler l'hypothèse que les RVR caractérisées par des déformations à grande profondeur (DGCVR, DDV) ne présentent aucune sensibilité majeure à la fonte du pergélisol continu. Une seconde hypothèse concernant l'étage périglaciaire continu consiste à considérer que les crêtes soumises au pergélisol sont immunisées contre la rupture des masses rocheuses en raison de l'action de cimentation de la roche par la glace. Dans le contexte de déformations qui prennent leur source en profondeur, là où les variations thermiques sont en outre moins importantes qu'en surface, il est à nouveau toutefois peu probable que les forces de cohésion assurées par la glace soient en mesure de contrecarrer le potentiel gravitationnel des DGCVR et des DDV. Pour les mêmes raisons, il semble peu probable que le pergélisol soit en mesure de retenir le déclenchement de grandes avalanches rocheuses. Une exception plus plausible pourrait concerner les éboulements plus superficiels, de plus petites tailles.

5.6.2 Données utilisées et méthode de cartographie

Pour examiner l'éventualité de coïncidences spatiales entre RVR et pergélisol, il était nécessaire de recourir à une cartographie précise de l'emprise du pergélisol alpin. A notre connaissance, il n'en existe qu'une à l'échelle de l'arc alpin : celle de Boeckli et al. (2012) pour le pergélisol continu et discontinu actuel. Nous avons donc adopté cette cartographie (Fig. 63, cf. 2.4.3.1.2) afin de la confronter avec la distribution spatiale des RVR. Un avantage de cette base cartographique était la possibilité de l'utiliser tant sous SIG (.shp) que sous Google Earth Pro™ (.kml). La mise en perspective des deux formats assure une bonne lisibilité de l'incidence du pergélisol à plusieurs échelles. Une nouvelle cartographie statistique du pergélisol continu a été publiée dernièrement par Marcer et al. (2017), mais tous les calculs et requêtes spatiales avaient été opérés sur la cartographie de Boeckli et al. (2012) au moment où nous rédigeons ces lignes, et nous avons constaté que les deux cartes ne présentaient pas de grandes différences spatiales.

La construction de la carte de Boeckli et al. (2012) s'appuie sur le critère des couvertures de débris et des escarpements rocheux d'une part, et sur la végétation de l'autre. La présence de végétation est reconnue pour être un bon marqueur de surfaces topographiques dépourvues de pergélisol continu. En fonction de l'altitude et des angles de pente des couvertures de débris et des escarpements, les calculs opérés permettent de

définir trois grandes classes : pergélisol dans presque toutes les conditions, pergélisol dans des conditions principalement froides, et pergélisol seulement dans des conditions très favorables (Fig. 221A).

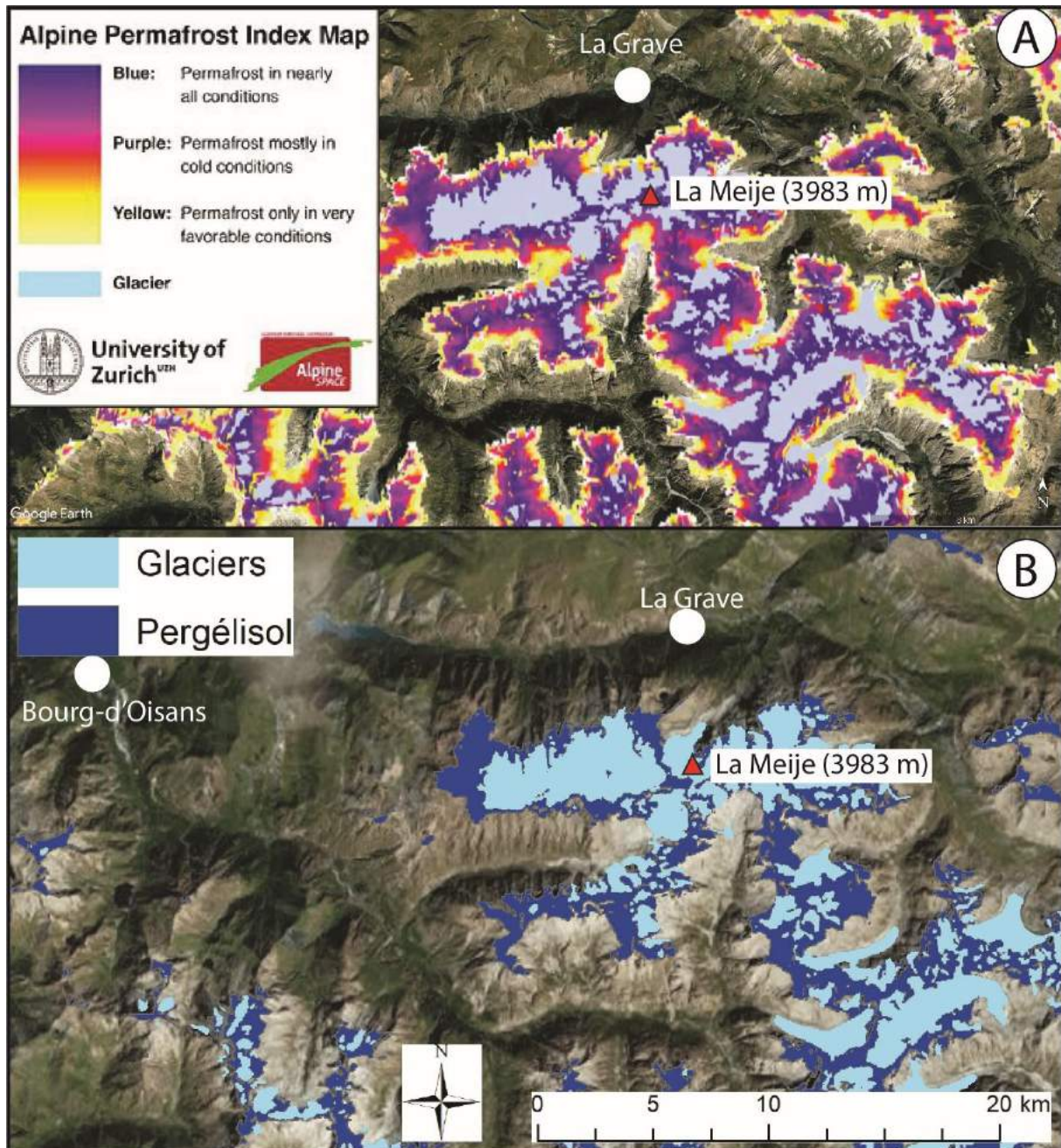


Figure 2201 : Méthodologie de cartographie du pergélisol continu actuel. Elle s'appuie sur Google Earth Pro (A) et un SIG (B). La zone de comparaison est le massif de la Meije (Hautes-Alpes). Les données de base sont tirées de Boeckli et al. (2012). Le choix a été de pris d'écarter les zones de pergélisol discontinu, où les conditions de couverture rocheuse et de température ne sont pas favorables.

Le fichier utilisable dans Google Earth Pro™ est un fichier raster non modifiable (Fig. 221A). Il a fallu passer par SIG pour recalculer et modifier le rendu cartographique. En accord avec la méthodologie employée par Bodin et al. (2015), nous avons recalculé les données afin de cartographier uniquement les zones où le pergélisol a de très forte chance d'être présent dans toutes les conditions de sol et de température (Fig. 221B). Les zones de pergélisol discontinu ont ainsi été écartées.

En vue de tester quelles RVR étaient susceptibles d'avoir été favorisées par la fonte du pergélisol continu, nous avons utilisé le critère de l'altitude de la cicatrice d'arrachement du RVR pour la comparer à celle de l'actuel pergélisol continu.

En vue d'analyser également l'impact potentiel du pergélisol holocène, dont l'extension durant le PAG constitue un échantillon représentatif de son extension maximale depuis la fin du Pléistocène (Harris et al., 2009), nous effectuerons un test de sensibilité des RVR à la remontée en altitude du pergélisol à partir d'une altitude plus basse que l'actuelle. En vue d'estimer quel effectif de cicatrices d'arrachement de RVR se situe dans cette bande altitudinale de sensibilité au dégel du pergélisol durant l'Holocène, nous avons utilisé comme critère la position de courbes de niveau situées respectivement 100 et 200 m plus bas que la limite basse du pergélisol actuel en utilisant le MNT de la zone d'étude. Haeberli et al. (1997), en effet, ont estimé que le pergélisol continu atteignait un peu moins de 150 m de profondeur sous la surface en moyenne en 1850.

5.6.3 Résultats en fonction de l'extension du pergélisol continu actuel et ancien

5.6.3.1 Analyse spatiale et statistique de la répartition des RVR à l'échelle de l'aire étudiée

A l'échelle régionale, le pergélisol continu actuel (en comptant les surfaces couvertes par la glace) ne couvre que 4,5% de la zone d'étude (Fig. 222). Par ailleurs, le nombre de RVR pour lesquelles la dégradation du pergélisol continu actuel aurait une incidence avérée est dérisoire (Fig. 222 ; Tableau 15). En fonction des cicatrices d'arrachement, on ne dénombre, en effet, que 57 RVR sur 1400 (4%) sur des terrains où le pergélisol est encore présent aujourd'hui. Cet effectif se décompose en 26 EAR (9% du total de cette catégorie), 7 GR (1%), 1 GC (4%), 20 DGCVR (4%) et 3 DDV (3%) (Tableau 15). Il semble que ces RVR se

produisent à haute altitude, et cela se confirme avec les altitudes moyennes des cicatrices qui se situent à 2980 m. Selon les catégories, ce sont les EAR qui enregistrent les moyennes d'altitude des cicatrices les plus hautes (3017 m).

Si on ajoute à ces observations, à titre de test, les RVR dont les cicatrices se situent 100 m à 200 m au-dessous de la limite basse du pergélisol actuel, le nombre de RVR qui seraient concernées par un pergélisol ancien plus étendu passerait de 57 à 218 (de 4 à 15%) (Fig. 222 ; Tableau 15). Tout comme pour le pergélisol continu actuel, ce sont les EAR et les DGCVR qui représentent les plus fortes proportions, avec 21% pour chaque catégorie dans l'emprise de ce pergélisol ancien. Ces plus forts taux s'expliqueraient alors par la prédisposition des EAR à se produire au niveau des crêtes, et comme nous l'avons vu précédemment, au-dessus de l'emprise glaciaire würmienne (cf. 5.3.2.4.1). Les DGCVR appellent également le même constat que pour les EAR, car les zones les plus hautes se localisent le plus souvent au niveau des crêtes, qui pouvaient être désenglacées et avoir subi une décompression glaciaire responsable des déformations sommitales.

Les DDV présentent également un taux élevé (19%) mais cela s'explique, tout comme pour les DGCVR, par la relative prédisposition des DDV à présenter une zone de départ sur les crêtes. Ce sont les GR et les GC qui enregistrent les plus faibles taux d'occurrence dans la bande d'altitude critique faisant l'objet du test de sensibilité (respectivement 6 et 12% des individus concernés par un éventuel pergélisol holocène périodiquement abaissé de 200 m par rapport à l'actuel, puis remonté en altitude en raison de réchauffements climatiques successifs).

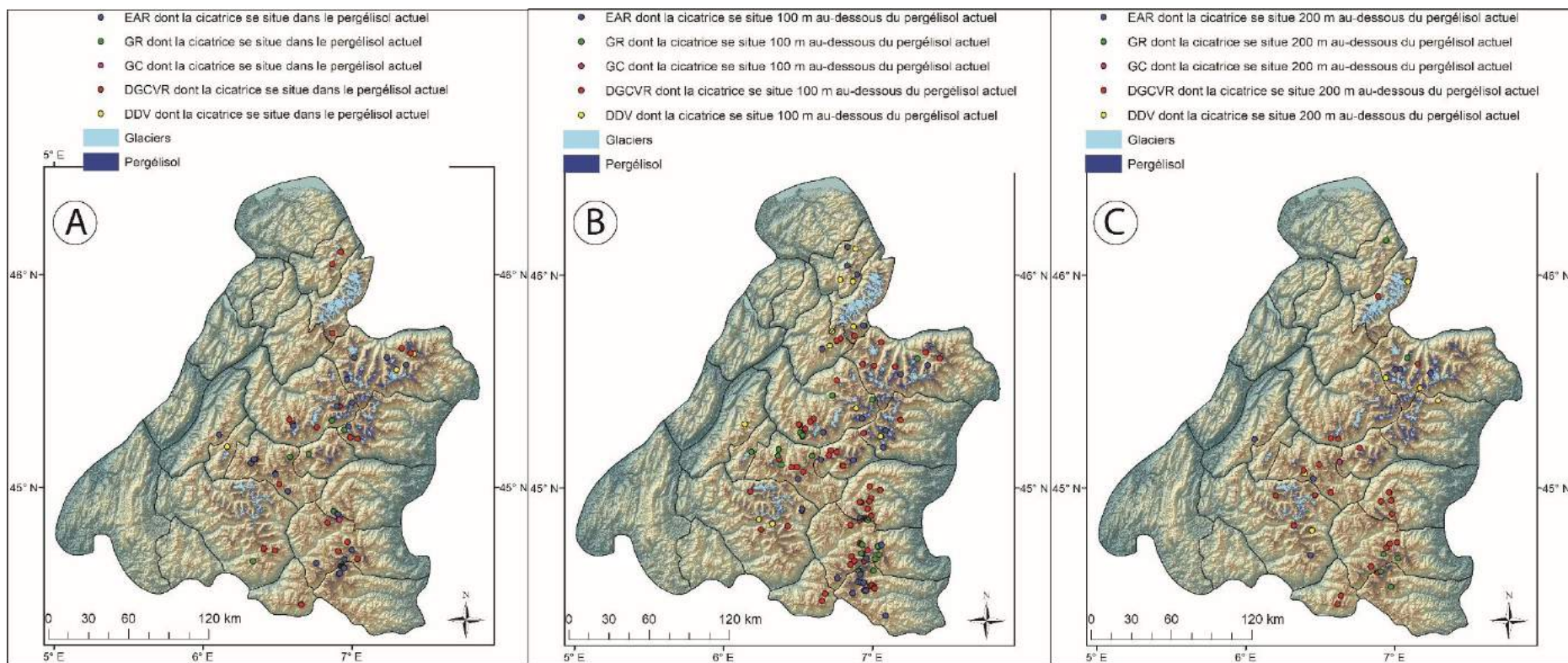


Figure 2212 : Coïncidence spatiale entre RVR et pergélisol continu actuel. A : RVR dont les cicatrices se situent dans le pergélisol continu actuel ; B : RVR dont les cicatrices se situent 100 m au-dessous du pergélisol continu actuel ; C : RVR dont les cicatrices se situent 200 m au-dessous du pergélisol continu actuel.

Tableau 135 : Nombre et pourcentage de RVR concernées par le pergélisol actuel et par l'occurrence de cicatrices se situant 100 m et 200 m plus bas que le pergélisol continu actuel.

	Pergélisol actuel			Pergélisol actuel +100 m			Pergélisol actuel +200 m		
	Nb. RVR	De	% par rapport au total de chaque type	Nb. RVR	De	% par rapport au total de chaque type	Nb. RVR	De	% par rapport au total de chaque type
EAR	26		9,29	54		19,29	60		21,43
GR	7		1,34	28		5,35	34		6,50
GC	1		4,17	2		8,33	3		12,50
DGCVR	20		4,31	78		16,81	100		21,55
DDV	3		2,75	15		13,76	21		19,27
Total	57		4,07	177		12,64	218		15,57

Les RVR ne se situent pas forcément dans des massifs dépassant 3000 ou 4000 m (cf. 5.2.1) En effet, on peut les observer dans les massifs du Queyras-Viso ou bien des Arves-Thabor, là où le pergélisol est moins étendu que dans des massifs culminant à 4000 m. Globalement, les densités les plus fortes s'observent dans les massifs du Grand Paradis, de la Vanoise et des Alpes grées pour les Alpes du Nord, mais également, avec des densités sensiblement plus fortes, au sein des massifs de Chambeyron et du Queyras-Viso pour les Alpes du Sud. Ces observations peuvent s'expliquer par un effet d'échelle dans le travail de détection des RVR. En effet, des chutes de pierres se produisent fréquemment en altitude mais les volumes mobilisés sont assez faibles, ce qui les rend presque indétectables sur imagerie satellite. De plus, si des éboulements de grande ampleur ont eu lieu durant l'Holocène et qu'ils sont tombés sur des glaciers, les débris ont été évacués par celui-ci et font partie dorénavant des cordons morainiques. En revanche, si un éboulement a eu lieu durant les phases froides de l'Holocène dans un secteur où des glaciers n'étaient pas présents, la masse éboulée a pu rapidement évoluer en glacier rocheux (cf. 5.6.5).

La coïncidence entre RVR et pergélisol continu actuel est donc négligeable à l'échelle de la zone d'étude. Celle entre RVR et un pergélisol continu ancien plus étendu (200 m au-dessous de la limite basse du pergélisol actuel) montrerait un lien potentiellement plus fort, mais il ne s'agit sans doute là que d'un effet statistique compte tenu de la pénétration

comparativement faible du gel dans la roche par rapport à l'épaisseur des masses mobilisées dans la plupart des catégories de RVR. Nous allons voir toutefois que des relations plus probantes apparaissent à l'échelle plus locale de certains massifs individuels.

5.6.3.2 Particularités locales

A l'échelle locale, la répartition des RVR en fonction des zones de pergélisol continu actuel et ancien varie en fonction des massifs. Ainsi, au sein de chaque massif, on recense entre 2 et 35 RVR situées dans l'emprise du pergélisol actuel, selon les cas (Fig. 222).

Les RVR n'apparaissent en tout cas pas systématiquement dans des secteurs où les glaciers et le pergélisol sont encore largement étendus, loin s'en faut. En effet, si, parmi les 218 RVR situées dans l'emprise d'un pergélisol continu étendu 200 m plus bas que l'actuel (v. supra), le nombre d'instabilités est élevé au sein des massifs du Grand Paradis et de la Vanoise, cela ne se confirme pas dans le massif des Ecrins, où seulement deux RVR sont identifiées dans les secteurs nord du massif, là où les zones de pergélisol sont les plus étendues.

En comparant les massifs, on s'aperçoit que les RVR présentent une densité plus élevée dans les Alpes du Sud. Il s'agit, en effet, de massifs plus secs et plus froids que dans les Alpes du Nord : cela peut donc paraître favorable au pergélisol et à l'apparition de RVR dans ces secteurs. Ceci est particulièrement visible en Haute-Ubaye, en raison de la présence de plusieurs EAR localisés sur les mêmes pics : Pic de Pelvas de Chabrière (3220 m) et Bric de Rubren (3340 m). Le pic de Pelvas de Chabrière a d'ailleurs déjà été analysé dans ce manuscrit lors du travail sur la lithologie (cf. 5.1.3.2.3), car ce secteur est particulièrement vulnérable aux instabilités de type EAR.

Au total, si les EAR, les DGCVR et les DDV présentent une plus forte relation spatiale que les autres catégories de RVR avec le pergélisol alpin actuel et ancien, ce lien demande à être fortement nuancé pour les RVR caractérisées par des déformations profondes (DGCVR et DDV), pour lesquelles la présence ou l'absence de glace dans la roche n'a sans doute qu'une incidence négligeable par rapport à d'autres facteurs comme le potentiel gravitationnel.

5.6.4 Discussion

5.6.4.1 Les zones de RVR impactées par le pergélisol actuel sont de très petites tailles

Pour pouvoir comparer les coïncidences spatiales entre superficies des RVR et pergélisol, nous avons extrait, sous SIG, les superficies des RVR qui correspondaient aux zones de pergélisol continu actuel. Il a été impossible de réaliser le même calcul pour le pergélisol ancien, faute de cartographie et délimitation précise pour celui-ci. Non seulement le nombre de RVR pouvant être affectées par le pergélisol ancien (< 15%) et actuel (4%) reste faible, mais les superficies de chaque RVR pour le pergélisol actuel le sont également. En effet, seulement 11 km² sur 211 km² (soit 5%) des 57 RVR identifiées sont localisées dans des secteurs où le pergélisol est présent (Tableau 16). Si la moyenne générale est faible, les valeurs entre les différents types de RVR varient d'un type à l'autre. Ainsi, les EAR concernent une proportion de 23% en termes de superficie relative en zone de pergélisol actuel, alors que les GC n'atteignent qu'une valeur de 0,2%. Toutefois, il est utile de préciser que ce calcul n'est pas probant pour les EAR car les cicatrices se localisent en zone de pergélisol continu alors que le dépôt ne s'y trouve pas. Pour ce type de RVR, la propagation rétrogressive du dégel de l'aval du versant vers l'amont ne peut pas être mise en avant. Les DGCVR, quant à eux, représentent 2%, et les GR 8,5%. La forte valeur de 39% pour les DDV (qui concerne que 3 instabilités sur 1400) peut être expliquée par la prédisposition de ces types de RVR sur les crêtes et donc à la relative forte emprise du pergélisol sur les DDV.

Tableau 146 : Superficie des RVR identifiées comme ayant un lien possible avec le pergélisol continu actuel.

		EAR	GR	GC	DGCVR	DDV	Total
Superficie des 57 RVR dont les cicatrices sont situées en contexte de pergélisol continu actuel (km ²)		25,67	6,58	0,37	177,23	0,96	210,81
Superficie des RVR qui correspondent à l'emprise du pergélisol continu actuel	(km ²)	6	0 ;56	0,0007	4,11	0,38	11,05
	(%)	23,3	8,51	0,18	2,31	39,58	5,2

Toutefois, ces coïncidences spatiales ne démontrent pas une relation systématique de cause à effet. En effet, si la relation semble plausible entre EAR et pergélisol dans la mesure où les cicatrices se localisent dans le domaine encore aujourd'hui sous l'emprise du sol gelé, cela n'est pas le cas pour les DGCVR. En effet, ces dernières peuvent être initiées au niveau du talweg et migrer vers le haut par propagation rétrogressive des déformations jusqu'à la zone affectée par le pergélisol, et ne comporter ainsi aucune association causale avec celui-ci.

A travers l'exemple de DGCVR dans la vallée de Valloire (Savoie), au pied des Aiguilles d'Arves (Fig. 223), on observe que seule une RVR de ce type est affectée par des zones suspectées d'être en condition de pergélisol actuel. Celle-ci est susceptible d'avoir été initiée depuis la base du versant, n'emportant avec elle les zones sommitales sous pergélisol que par propagation rétrogressive de la déformation vers la crête. Toutes les autres RVR de la zone sont situées à des altitudes inférieures à la limite du pergélisol actuel comme ancien. Cela suggère que la dégradation du pergélisol continu n'est pas un facteur de déstabilisation majeur. Ceci est corroboré par les cas inverses, où des déformations (parfois profondes) se localisent aussi dans les zones de pergélisol continu, indiquant que le gel profond et continu de la roche ne contrecarre pas le potentiel gravitationnel.

5.6.4.2 Expositions des RVR les plus élevées en altitude

Nous avons déjà énoncé que les températures mesurées dans la roche étaient plus froides sur les expositions nord que sur les expositions sud (Bodin et al., 2015). L'hypothèse consisterait donc à dire que la dégradation du pergélisol continu serait plus importante sur les expositions sud, et donc que les RVR auraient une plus grande tendance à se développer sur les faces sud en réponse au dégel. Pour tester cette hypothèse nous prendrons les RVR dont la cicatrice se localise au-dessus de 3000 m d'altitude.

Avec cette sélection, 40 RVR ont ainsi pu être identifiées, toutes avec des cicatrices se localisant entre 3000 et 3400 m : 22 EAR, 3 GR, 12 DGCVR et 3 DDV. Les résultats ne sont pas probants et conduisent à rejeter l'hypothèse. Tout d'abord, pour des raisons statistiques, seules 40 RVR se situent au-dessus de 3000 m : on revient donc ici à la difficulté déjà évoquée de pouvoir observer des RVR à plus de 3000 m. Ensuite, en comparant les orientations de l'ensemble de l'inventaire (Fig. 224A) et les RVR dont la cicatrice se localise

au-dessus de 3000 m, on constate que les différences ne sont pas notoires. En effet, on peut observer en figure 224B un pic vers le SO et le NO, mais qui peuvent également s’observer en figure 224A. Toutefois, ces deux pics sont plus marqués pour les RVR à plus de 3000 m d’altitude. En ce qui concerne les catégories de RVR, les différences n’apparaissent pas de manière flagrante. En effet, les EAR sont toujours majoritairement orientés au nord et les DGCVR sont toujours majoritairement orientées au sud.

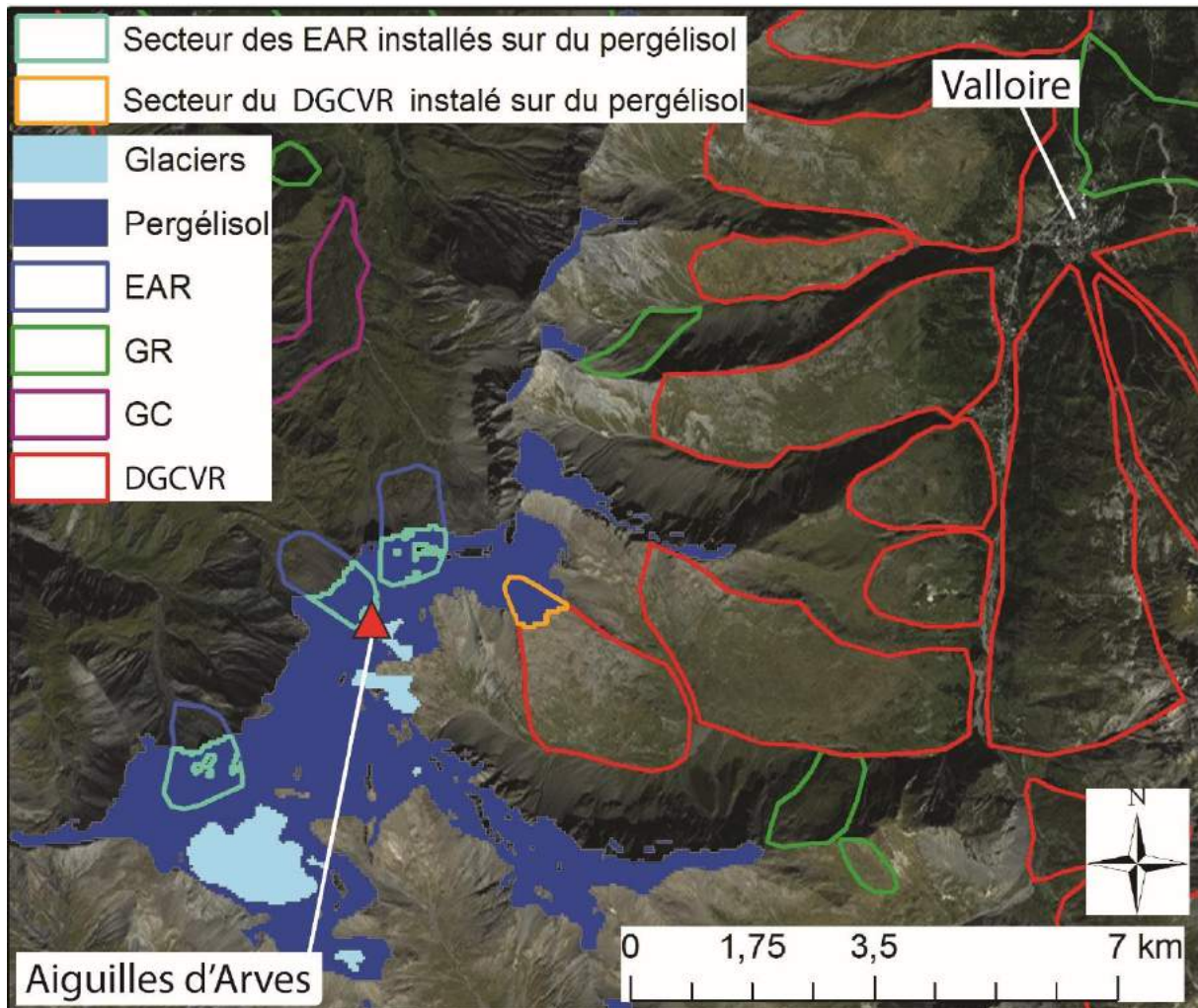


Figure 2223 : Exemple de zones en pergélisol ne couvrant qu’une faible proportion de la superficie des RVR du secteur : la vallée de Valloire (Savoie).

Il est donc difficile d’affirmer que les expositions des versants qui se situent à plus de 3000 m d’altitude jouent un rôle majeur dans la préparation des RVR, si ce n’est peut-être une légère dominance à l’orientation au sud pour les 40 RVR.

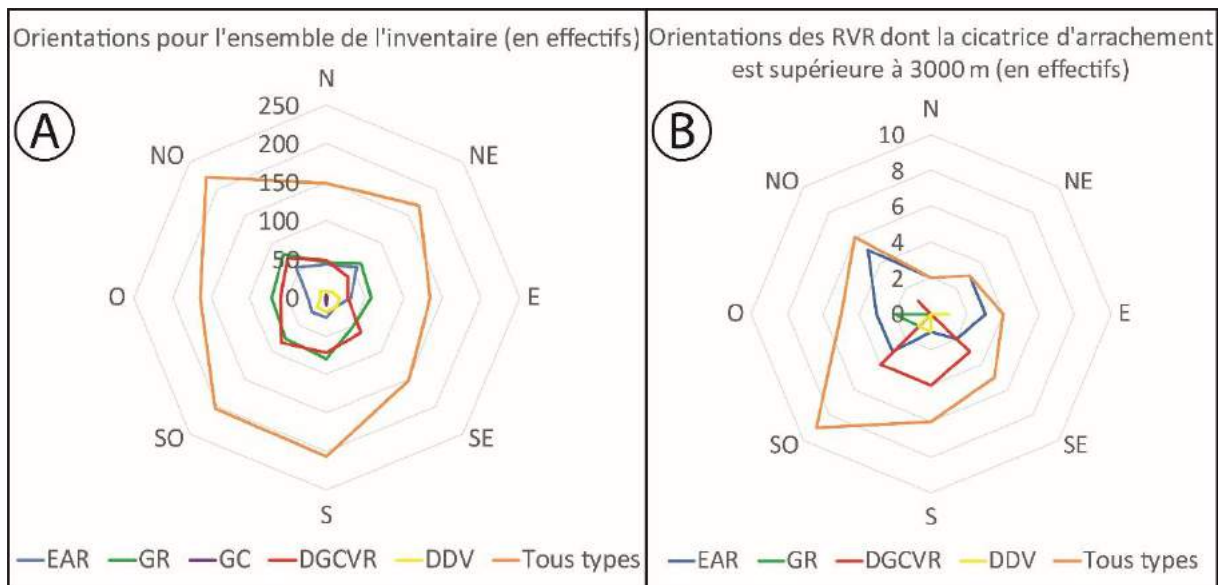


Figure 2234 : Orientations des RVR dont la cicatrice d'arrachement se situe à plus de 3000 m d'altitude. A : orientations pour l'ensemble de l'inventaire ; B : orientations pour les RVR à plus de 3000 m d'altitude.

5.6.4.3 Les EAR, un type de RVR favorisé par la dégradation du pergélisol ?

La littérature concernée par le réchauffement climatique de l'Anthropocène évoque souvent la dégradation du pergélisol comme étant un facteur préparatoire, voire déclenchant, de larges éboulements (cf. 1.4.2.5). Des études dans le massif du Mont Blanc le montrent (Ravel et al., 2010 ; Ravel et Deline, 2011). Le but ici est d'examiner à l'échelle régionale, ainsi qu'à l'échelle de certains sites, l'influence du pergélisol sur la mobilisation des EAR.

Tout d'abord, nous avons déjà évoqué le possible rôle du pergélisol dans le déclenchement d'EAR au moment de la déglaciation fini-pléistocène (cf. 5.3.2.4.1). En effet, plus de la moitié des cicatrices d'EAR se situent au-dessus du toit des glaces würmiennes, ce qui peut laisser entendre que le pergélisol ait eu un rôle non négligeable dans la production de ce type de RVR. En comparant la localisation des cicatrices d'arrachement des EAR à l'emprise du paléoenlèvement, il s'avère que les résultats présentés ici (9% d'EAR installés dans la bande du pergélisol actuel) ne correspondent pas à l'interprétation qui consiste à dire qu'une majorité des EAR pourrait avoir été déclenchée par la dégradation du pergélisol. Cela s'explique par le fait que les conditions thermiques du pergélisol continu sont remontées en altitude au cours du réchauffement holocène. A partir de cette

observation, il est donc possible d’attribuer davantage d’EAR à la dégradation du pergélisol par rapport aux 9% trouvés dans cette partie. Ceci pourrait être notamment le cas pour l’EAR du Pré de Madame Carle (code : 81Ec, p. 824 de l’Atlas), dans le massif des Ecrins, mais également pour un EAR sur l’Aiguillette du Lauzet dans la vallée de la Guisane (massif des Arves-Thabor, Fig. 225) (code : 86At, p. 305 de l’Atlas).

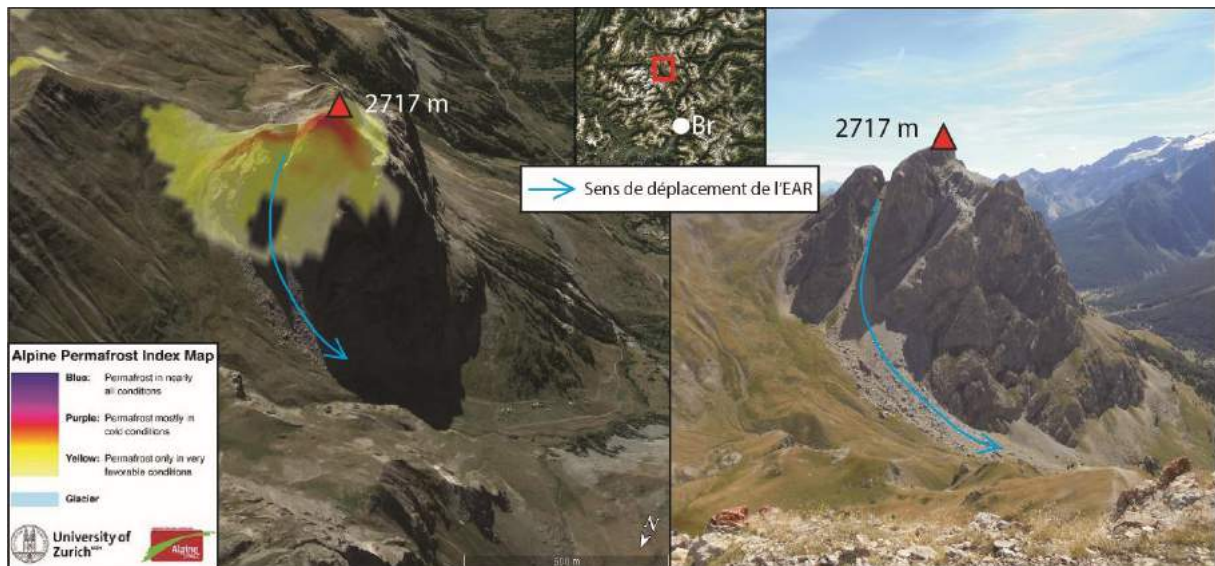


Figure 2245 : Relation possible entre EAR et pergélisol à travers l'exemple de l'EAR de l'Aiguillette du Lauzet (2717 m). Code : 86At, p. 305 de l'Atlas ; Br : Briançon.

Pour cet exemple, la cicatrice d’arrachement se localise dans des zones où le pergélisol ne serait présent (2717 m) que dans des conditions thermiques très favorables pour le sommet. Noetzli et al. (2007) suggèrent qu’en raison de la durée de réponse de la diffusion de chaleur, le pergélisol peut être encore présent là où les températures de surface ne sont pas favorables à son occurrence. Des EAR se produisant en réponse à la dégradation du pergélisol peuvent ainsi émerger dans des zones où le pergélisol ne serait que peu étendu. Ces observations amènent à s’interroger sur l’influence réelle de la dégradation du pergélisol sur les phénomènes de type EAR, car il se pourrait que la dégradation soit responsable d’un plus grand nombre d’EAR que ne le laisse supposer le chiffre de 9%. Pour compléter ces discussions, il est pertinent d’évoquer la taille des EAR. En effet, les EAR repérables sur imagerie satellitale sont de grande taille par rapport aux petits éboulements plus ordinaires qui peuvent survenir sur les versants alpins. Dans le massif du Mont Blanc, de nombreux petits éboulements surviennent chaque année (Ravel et al., 2010 ; Ravel et

Deline, 2011), causés en partie par la dégradation du pergélisol de haute montagne. Or, ces formes sont invisibles à partir de l'imagerie utilisée dans la présente étude. Ceci peut donc laisser à penser que le chiffre de 9% est une sous-estimation.

5.6.4.4 Les RVR avec déformations profondes : compatibles avec la dégradation du pergélisol continu holocène et pléistocène

Il a été énoncé plus haut que 20 DGCVR (soit 4%), 7 GR (soit 1%) et 3 DDV (soit 3%) se localisaient dans des zones où le pergélisol continu actuel est présent. Nous avons également vu que l'emprise étendue d'un pergélisol 200 m plus bas que l'actuel inclurait alors un total de 100 DGCVR (soit 21%), 34 GR (soit 6%) et 21 DDV (soit 19%) (Tableau 15, cf. 5.6.3.1). A première vue, les RVR dont les déformations sont a priori profondes (souvent plusieurs centaines de mètres sous la surface dans certains cas) seraient donc sensibles à la dégradation progressive du pergélisol. Etant donné parfois les grandes tailles de ces types de RVR (cf. 5.2.2), la question est donc de savoir si la dégradation progressive du pergélisol continu peut réellement engendrer des phénomènes dont les déformations visibles en surface affectent les masses rocheuses à grande profondeur. A travers ce qui a déjà été dit, on peut affirmer que la dégradation du pergélisol continu des niveaux les plus superficiels de la roche n'impactent pas la mise en place des DGCVR, DDV et GR car les déformations sont profondes de plusieurs dizaines (voire centaines) de mètres.

Comme l'ont mesuré Bodin et al. (2015) dans les Alpes françaises, des températures inférieures à 0 °C s'enregistrent toutefois à des profondeurs hectométriques. Nous avons néanmoins déjà mentionné que la taille de certaines DGCVR présentes sur des zones de pergélisol était très réduite. Toutes les DGCVR dont les parties hautes ont une emprise sur des zones de pergélisol continu se trouvent dans la même situation que l'exemple de la vallée de Valloire (Fig. 223) : la proportion des superficies de DGCVR concernées par le pergélisol est infime. Il est donc certain que la dégradation du pergélisol continu actuel n'a aucune incidence sur la répartition actuelle des RVR de type DGCVR, DDV et GR présentant les déformations les plus profondes.

En revanche, si on extrapole un pergélisol continu qui serait remonté en altitude d'environ 200 m depuis la dernière glaciation, on peut suspecter que ces RVR se soient mises en mouvement en relation avec la remontée en altitude du pergélisol continu, en s'appuyant

sur l'hypothèse que celui-ci formerait une protection empêchant la rupture en profondeur du substratum. Ceci a déjà été montré, par exemple, pour la RVR de Séchilienne (Lebrouc et al., 2013), même si nous n'avons toutefois trouvé aucune autre référence susceptible de conforter plus largement cette possibilité. On doit pourtant souligner, peut-être en appui à cette interprétation, que les densités les plus faibles de RVR s'observent dans des étages où les massifs culminent au-delà de 4000 m et où les zones de pergélisol sont les plus étendues : ainsi, au cœur des massifs du Mont Blanc, des Ecrins et du Grand Paradis, sur des roches massives (granites, gneiss). Dans ces secteurs, deux facteurs peuvent jouer de concert pour empêcher la formation de RVR : les zones de pergélisol continu, et la dominance de roches compétentes, peu sensibles aux RVR. Le pergélisol peut donc être considéré comme un facteur qui empêche les RVR à déformations profondes, sans toutefois qu'on puisse aisément décorrélérer les facteurs dans la mesure où les plus hauts massifs sont à la fois les plus froids mais aussi les mieux dotés en roches massives peu susceptibles aux RVR de manière générale (cf. 5.1).

On recense néanmoins quelques contre-exemples, c'est-à-dire des RVR à déformations profondes dans des zones qui sont encore soumises actuellement au pergélisol continu et qui n'ont pas résisté à la déformation (Fig. 226). Seuls deux exemples ont pu être identifiés dans notre inventaire : le pic de Ségure (2990 m) dans la vallée du Guil (Hautes-Alpes) (code : 57Qv, p. 1196 de l'Atlas), et la pointe de la Sana (3436 m) dans le massif de la Vanoise (code : 12Va, p. 1316 de l'Atlas). Pour ces deux exemples, on peut observer des déformations sommitales dans un contexte de pergélisol continu. On peut toutefois raisonnablement interpréter chacune de ces RVR comme étant le résultat d'une propagation rétrogressive des déformations de l'aval vers l'amont, la protection que procure le pergélisol continu ne résistant pas à la fracturation et la mise en mouvement de l'aval d'un versant.

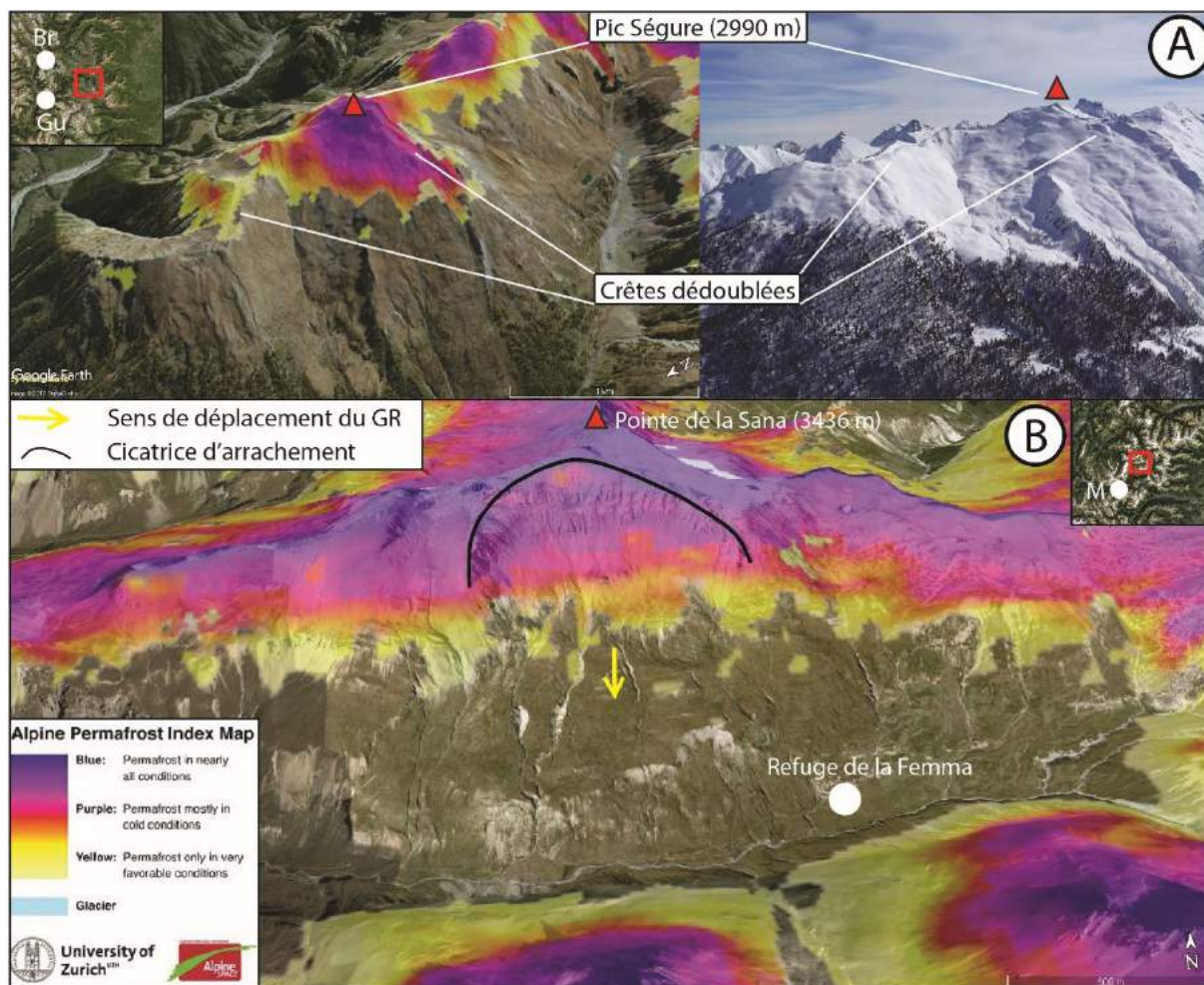


Figure 2256 : Relations improbables entre DGCVR/GR et pergélisol continu actuel. A : DGCVR du Pic Ségure dans la vallée du Guil (cliché : « camptocamp.org ») (code : 57Qv, p. 1196 de l'Atlas) ; Br : Briançon, Gu : Guillestre ; noter que malgré la présence de pergélisol sur le sommet, les crêtes dédoublées peuvent se développer ; B : GR dans le massif de la Vanoise, à proximité du refuge de la Femma (code : 12Va, p. 1316 de l'Atlas) ; M : Modane.

5.6.5 Confusion possible entre modelés périglaciaires et RVR remaniés par la glace

5.6.5.1 Un problème d'identification

Tout d'abord, il est nécessaire de préciser que nous avons écarté de notre inventaire tous les sites qui présentaient des formes avérées de glaciers rocheux. Les formes qui peuvent être observées et interprétées comme telles, aussi bien sur le terrain que par imagerie satellitale, peuvent être trompeuses. En parcourant l'étude de Monnier (2004), qui référence 74 glaciers rocheux dans la haute vallée de l'Arc (Haute-Maurienne), mais avec une cartographie qui ne permet toutefois pas de localiser précisément les sites (Fig. 227A), il

semble que certains de ces glaciers rocheux aient pu être confondus avec des RVR (Fig. 227C). Ceci a notamment été observé dans la vallée de Neuvache (Savoie), où l'étude identifie plusieurs glaciers rocheux là où nous observons plutôt des versants composés de larges glissements, tout comme l'ont fait précisément à cet endroit Barféty et al. (2006) en cartographiant des « glissements anciens ». La confusion est aisément faite car les formes observées ressemblent à s'y méprendre à des glaciers rocheux, ce qui peut toutefois laisser penser à un rôle des processus périglaciaires dans le mouvement de ces masses rocheuses. Les formes sont composées de petits bourrelets arqués et relativement homogènes, avec des parties non végétalisées laissant entrevoir un dépôt meuble (Fig. 227B). Dans le cas de ce versant, la forte pente peut expliquer en partie que les masses rocheuses en mouvement prennent cette forme.

Afin de pouvoir déterminer plus précisément si le périglaciaire a joué un rôle dans la formation, puis la déformation, de ces masses rocheuses, il serait nécessaire d'étudier le versant par sondages géoélectriques et avec un radar géologique en vue d'en comprendre la structure interne, comme ont pu par exemple l'entreprendre Ardelean et al. (2017) dans les Carpathes roumaines.

5.6.5.2 Le cas d'un EAR remanié par la glace : l'exemple du Mont Pelvas (massif du Chambeyron)

Se pose également le problème des dépôts rocheux issus d'éboulements qui ont été remaniés par la glace. A notre connaissance, la littérature ne fait pas mention de cas de ce type. Toutefois, quelques sites retenus dans notre inventaire montrent des masses rocheuses qui semblent avoir été remaniées par la glace et auxquelles sont associées des déformations de crête. Nous présentons ici un site qui peut constituer un cas d'école dans la remobilisation par les processus périglaciaires d'une masse rocheuse éboulée. Nous avons déjà étudié cet EAR en évoquant la susceptibilité particulière aux RVR des roches ophiolitiques métamorphisées (cf. 5.1.3.2.3), à l'image du pic de Pelvas de Chabrière (Haute-Ubaye) (code : 16Cham, p. 616 de l'Atlas). On observe sur sa face ouest une cicatrice d'arrachement avec un couvert d'éboulis, et à son pied une masse rocheuse qui s'étale dans la vallée (Fig. 228). La forme que prend le dépôt peut être aisément confondue avec celle d'un glacier rocheux, car plusieurs lobes typiques de ces phénomènes sont facilement

reconnaissables. Le dépôt semble fluer sous l'effet de la glace pour atteindre des altitudes plus basses que le seul éboulement ne pourrait atteindre par déplacement gravitaire passif en ligne directe (Fig. 228C). En effet, par la configuration de la cicatrice et la direction que peuvent prendre les blocs tombés, il paraît presque impossible que ceux-ci puissent atteindre les zones qu'ils occupent actuellement.

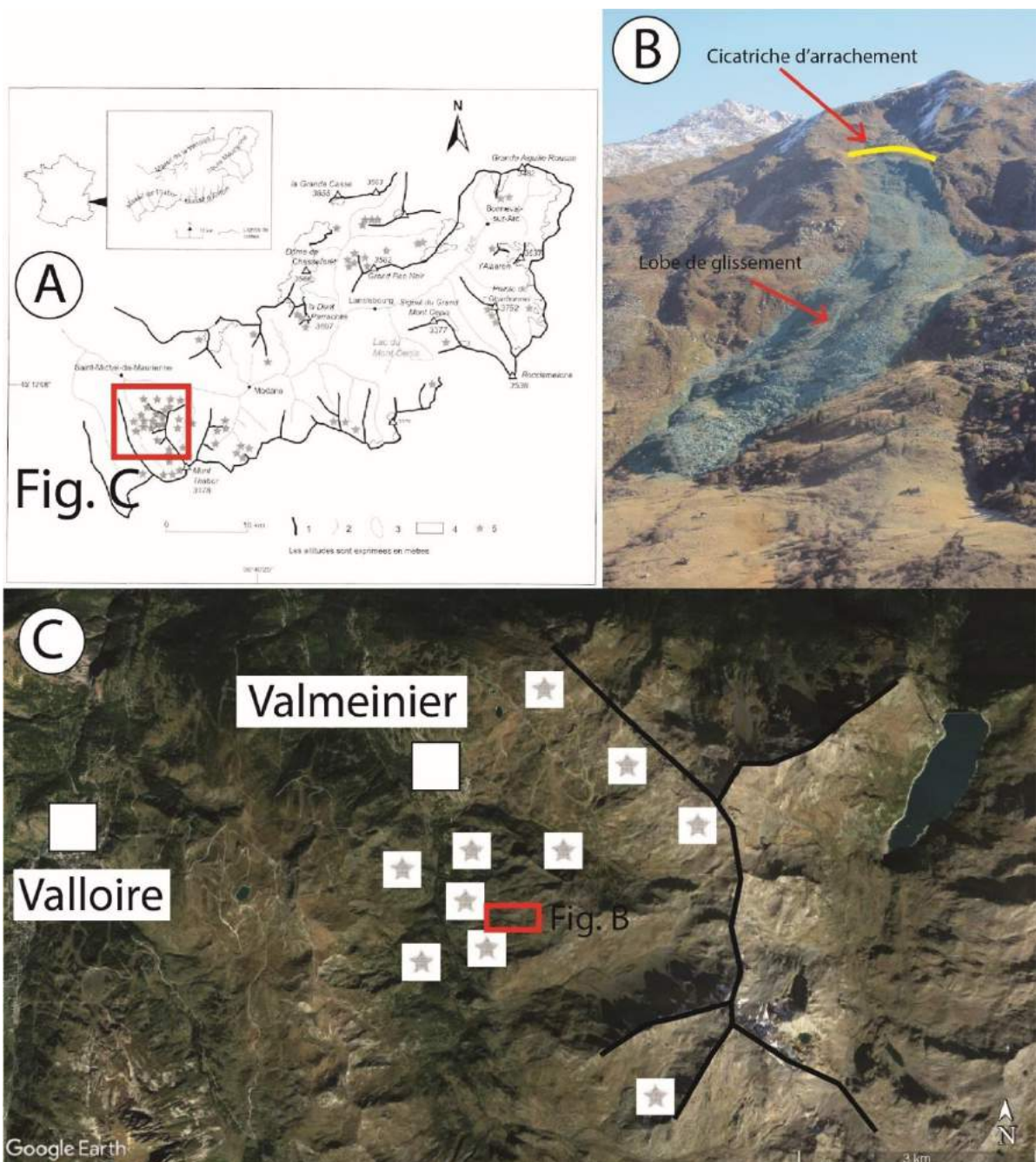


Figure 2267 : Confusion des formes entre glacier rocheux et RVR. A : cartographie des glaciers rocheux de Monnier (2004), modifié ; B : zoom sur un glissement susceptible d'être confondu avec un glacier rocheux ; C : vue satellite verticale de la vallée de Neuvache (Savoie).

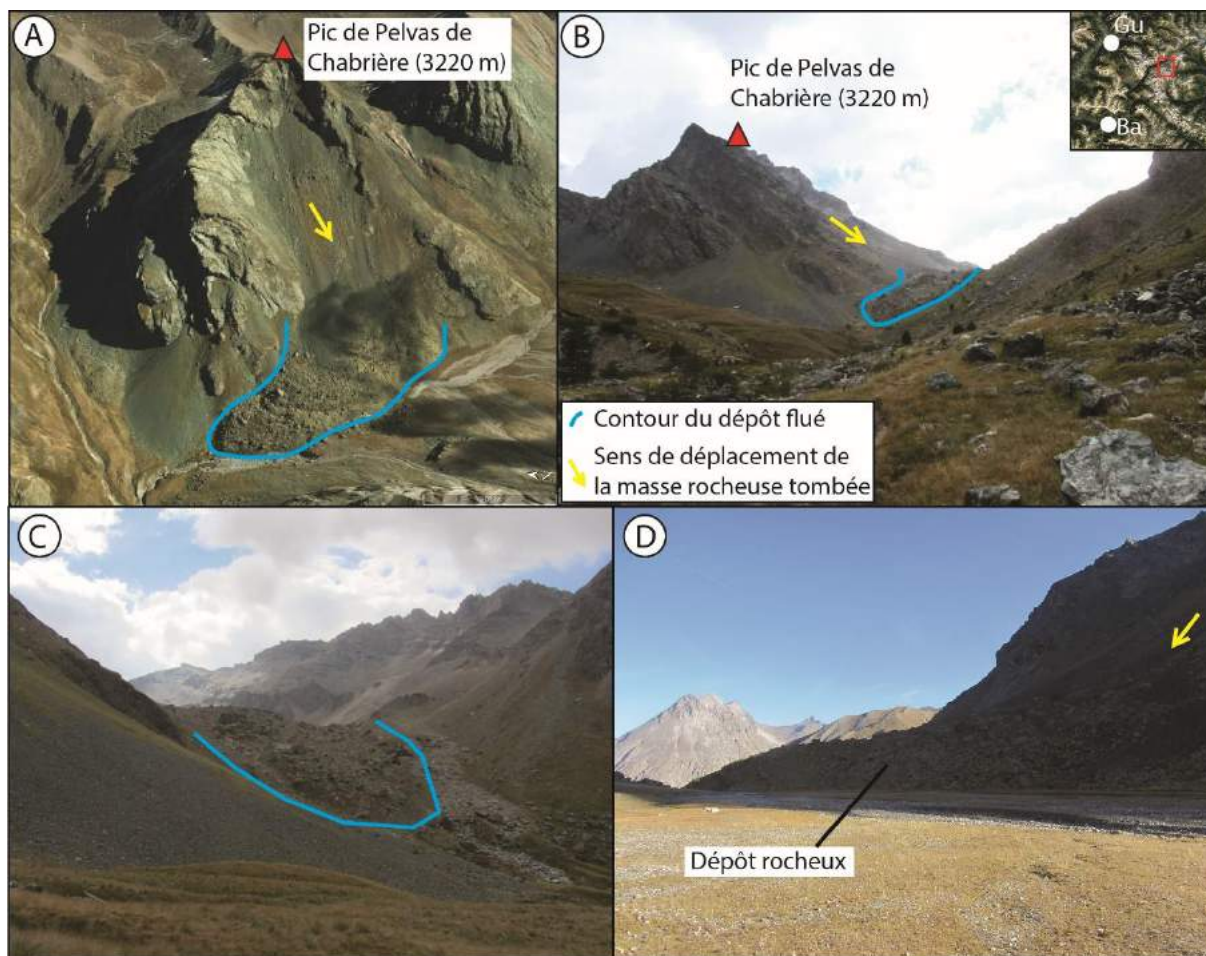


Figure 2278 : EAR du pic de Pelvas où la masse rocheuse semble soumise aux processus périglaciaires. Code : 16Cham, p. 616 de l'Atlas ; A : vue satellite oblique ; B : vue depuis l'aval de la masse rocheuse. Cliché pris sur le terrain en octobre 2016.

Un évènement de plus haute énergie qu'un simple éboulis semble donc avoir eu lieu ici à un moment donné (Fig. 228D). En effet, on peut observer des blocs plurimétriques isolés sur la rive opposée et sans aucun lien avec une autre cicatrice. Deux possibilités s'offrent à nous pour expliquer le dépôt. La première consisterait à admettre que la masse éboulée aurait été mise en mouvement à la suite de l'apparition de glace interstitielle à sa base. La deuxième possibilité reviendrait à dire que la masse rocheuse serait tombée sur un glacier rocheux élémentaire issu d'un éboulis et donc déjà présent, et que celui-ci aurait entraîné avec lui la masse rocheuse éboulée. Définir lequel de ces deux scénarios est correct demeure impossible à déterminer par les méthodes mises en oeuvre dans le présent manuscrit.

L'exemple présenté ici peut être considéré comme un cas d'école car cette interaction entre deux processus, objet de l'analyse, a été rarement observée. On suppose

que cette corrélation existe à d'autres endroits mais qu'elle n'est perceptible qu'avec une campagne de terrain et demeure difficilement observable sur imagerie satellitale. Le principal problème réside dans la confusion des formes que peuvent prendre les phénomènes périglaciaires et les éboulements catastrophiques, car les bourrelets présents sur la masse rocheuse peuvent être interprétés à la fois comme étant produits par fluage périglaciaire, mais également par un EAR catastrophique.

5.6.5.3 Dilemme du premier arrivé : l'œuf ou la poule ?

En l'absence d'éléments de datation, il faut souligner une absence de clarté autour des interactions entre processus glaciaires, périglaciaires et gravitaires, et particulièrement de leur chronologie. Comme nous venons de l'énoncer, des confusions entre formes de modelé et imputation des processus dominants sont possibles, si bien que certains sites demandent davantage d'investigations de terrain. Ainsi, par imagerie satellitale, il est parfois difficile d'établir avec certitude le processus qui est survenu en premier. Plusieurs exemples dans notre inventaire peuvent faire l'objet de pareilles interrogations car, même si une masse rocheuse est bien positionnée sur le versant, il est difficile d'établir avec certitude l'agent responsable de son déplacement. Partons dans la Haute-Ubaye (Alpes de Haute-Provence), et regardons un dépôt situé à la frontière avec l'Italie (Fig. 229) où il semble y avoir eu deux événements distincts (code : 114Cham, p. 714 de l'Atlas). Sur la figure 229, on constate une très nette différence granulométrique entre quatre zones : deux aires sont composées de blocs plurimétriques (zones 3 et 4), alors que les deux autres sont constituées de blocs plus petits (zones 1 et 2). Ce contraste granulométrique peut indiquer deux processus différents. Les zones 1 et 2 seraient caractéristiques de phénomènes de glaciers rocheux, qui recouvrent une masse de débris qui pourrait être un éboulement catastrophique remanié par la glace.

Dans le massif du Grand Paradis, une masse rocheuse a semble-t-il été remaniée par la glace (code : 78Gp, p. 965 de l'Atlas), mais il est difficile d'établir avec certitude le processus dominant. Etant donnée la forte granulométrie des blocs qui composent la masse rocheuse (Fig. 230), ces derniers étant par ailleurs répartis de manière presque homogène à la surface, il est possible d'interpréter cette forme comme un GR qui a ensuite été remanié par la glace (Fig. 230). Cela peut également être indiqué par le fluage de la masse, en partie

commandée par le substratum. En effet, on peut observer qu'à deux endroits (zone 1 et 2) la masse fluée contourne les obstacles qu'elle ne peut pas recouvrir. Par contre, au niveau de la zone 3, un affleurement du substratum apparaît sous la masse glissée. Il est également possible d'y observer des formes identiques à des cordons morainiques (mais d'origine glaciaire... ; ou périglaciaire, de type bourrelet de névé ?).



Figure 22829 : Interaction de processus dans l'évolution d'un versant : l'exemple de la Tête de Cialancioun (3023 m). Code : 114Cham, p. 714 de l'Atlas. Les zones 1 et 2 sont interprétés comme des phénomènes de glaciers rocheux. Les zones 3 et 4, quant à elles, sont interprétées comme des éboulements remaniés par la glace et antérieurs aux zones 1 et 2. Gu : Guillestre ; Ba : Barcelonnette.

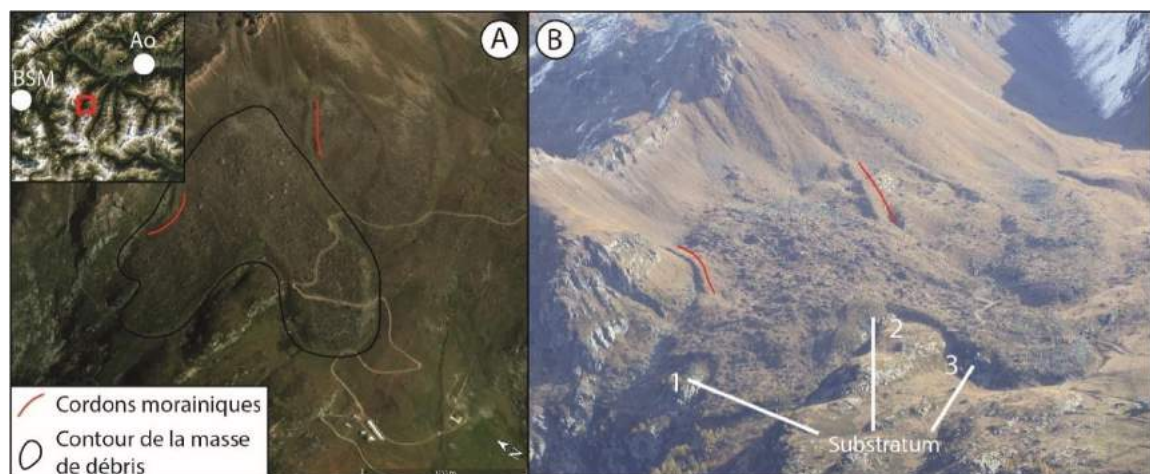


Figure 2290 : Masse rocheuse dans le massif du Grand Paradis interprétée comme un GR remanié par la glace. Code : 78Gp, p. 965 de l'Atlas. Les zones 1 2 et 3 sont les affleurements du substratum qui commandent la direction de la masse glissée. A : image satellite oblique ; B : Cliché pris en octobre 2016. BSM : Bourg Saint-Maurice ; Ao : Aoste.

Les formes sont ainsi nombreuses pour ces sites, que nous interprétons comme une RVR étant donné la forte hétérogénéité granulométrique visible en surface. Au vu de ces nombreuses formes, on peut suggérer que plusieurs processus ont opéré sur ce versant, et que la complexité des interactions a tendance à troubler la compréhension du processus dominant. Il est ainsi très difficile d'établir avec certitude le poids et la chronologie de chacun des processus glaciaires, périglaciaires, et paraglaciaires.

5.6.6 Conclusion : un lien RVR-pergélisol ambivalent selon les catégories

Au vu des résultats présentés ici, la dégradation du pergélisol Holocène continu ne paraît pas, sauf potentiellement pour les EAR, moteur dans l'occurrence spatiale et temporelle des RVR au sein de l'aire étudiée. En effet, les plus fortes variations thermiques du pergélisol s'observent en surface de la roche et peuvent favoriser des RVR de type EAR, comme à de nombreuses reprises dans le massif du Mont Blanc (Ravanel et Deline, 2011 ; Deline et al., 2011). Tout d'abord, les cicatrices des EAR sont positionnées à plus haute altitude que les autres types de RVR, si bien qu'elles se localisent, dans de nombreux cas, au-dessus du maximum glaciaire würmien. La possibilité de pouvoir encore observer les dépôts rocheux suggère que les EAR se sont produits durant des périodes où les glaciers n'étaient plus présents. L'association de ces types de RVR à la dégradation du pergélisol, mais qui peut aussi être associée au fort potentiel gravitationnel dans le cas de certains pics alpins, est donc logique.

Si cette relation entre EAR et dégradation du pergélisol continu semble cohérente, ce n'est pas le cas pour les autres types de RVR. En effet, les RVR caractérisées par des déformations profondes (DGCVR, GR et DDV) ne semblent pas répondre de la même manière à la dégradation du pergélisol continu Holocène (et, par extrapolation, Pléistocène). Le pergélisol que l'on peut mesurer en profondeur semble protéger le substratum de la fracturation, et en particulier dans les massifs composés de roches massives et qui culminent à des altitudes supérieures à 4000 m (Mont Blanc, Ecrins et Grand Paradis). Cette protection intuitivement assurée par le pergélisol continu de profondeur est fragile, et ne résiste manifestement pas à des phénomènes de propagation rétrogressive des déformations de l'aval vers l'amont.

On conclut donc en proposant que les RVR à déformations profondes se seraient mises en mouvement en réponse à la remontée en altitude du pergélisol continu Pléistocène puis Holocène, comme Lebrouc et al. (2013) l'ont modélisé pour la RVR de Séchilienne. Ceci pourrait notamment être le cas, par exemple, dans le massif de Belledonne, qui présente une grande densité de RVR sur sa marge NO, à des altitudes où le pergélisol a complètement disparu depuis le Pléistocène et se trouve favorisé par une forte prédisposition du fait de la présence de roches schisteuses. La prédisposition lithologique demeure néanmoins le facteur de conditionnement fondamental, la fonte du pergélisol ayant ici valeur de cause (ou pouvoir exécutif) et la lithologie celle de forçage (ou pouvoir législatif) dans la conjonction de processus.

Chapitre 6 : Hiérarchisation et interprétations multifactorielles et multiscalaires des facteurs préparatoires des RVR

Dans le chapitre 5, l'ensemble des coïncidences spatiales entre RVR et grands facteurs préparatoires ont été analysées. Certains paramètres paraissent dominants, et d'autres de moindre importance. Nous allons à présent tenter de hiérarchiser ces facteurs primaires. A cette fin, une analyse multiscalaire sera appliquée, allant de la zone d'étude jusqu'à l'échelle des massifs et des sous-secteurs. On effectuera également une hiérarchisation en fonction des différents types de RVR. On différenciera, en outre, les forçages et les causes (cf. Introduction générale) car selon l'échelle étudiée, un facteur que l'on peut classer comme un forçage peut devenir une cause à une échelle plus grande.

Un critère relatif d'importance sera associé à chaque facteur. Six critères ont été retenus : très fort, fort, moyen, faible, négligeable, et inexistant. Ainsi, sur la base des analyses et résultats du chapitre 5, le poids relatif de chaque facteur sera évalué.

6.1 Hiérarchisation et interprétations à l'échelle des Alpes occidentales

6.1.1 Hiérarchisation des facteurs préparatoires

Pour l'analyse des RVR à l'échelle régionale, nous n'avons pas différencié les forçages des causes car il est nécessaire de pouvoir comparer tous les facteurs ensemble et de leur attribuer un poids relatif.

De l'ensemble des facteurs étudiés (lithologie, géomorphométrie, paléoenclacement, précipitations, sismicité, soulèvement crustal et pergélisol), le facteur lithologie semble dominant dans l'explication de la répartition des RVR (Fig. 231). En effet, lorsque le substratum est composé de roches schisteuses, d'arkoses, grès et conglomérats, de flysch, ou de basaltes et gabbros, la fréquence des RVR est beaucoup plus forte que dans le cas de calcaires et de gneiss. En ce qui concerne les autres facteurs préparatoires, la coïncidence spatiale n'est pas systématique. Ainsi, elle est nulle pour les précipitations, par exemple ; et la coïncidence entre RVR et localisation des épicentres de séismes n'apparaît qu'au sein de trois secteurs : le massif des Aiguilles Rouges, la vallée des Dorons de Belleville et des Alluès, et la vallée de l'Ubaye.

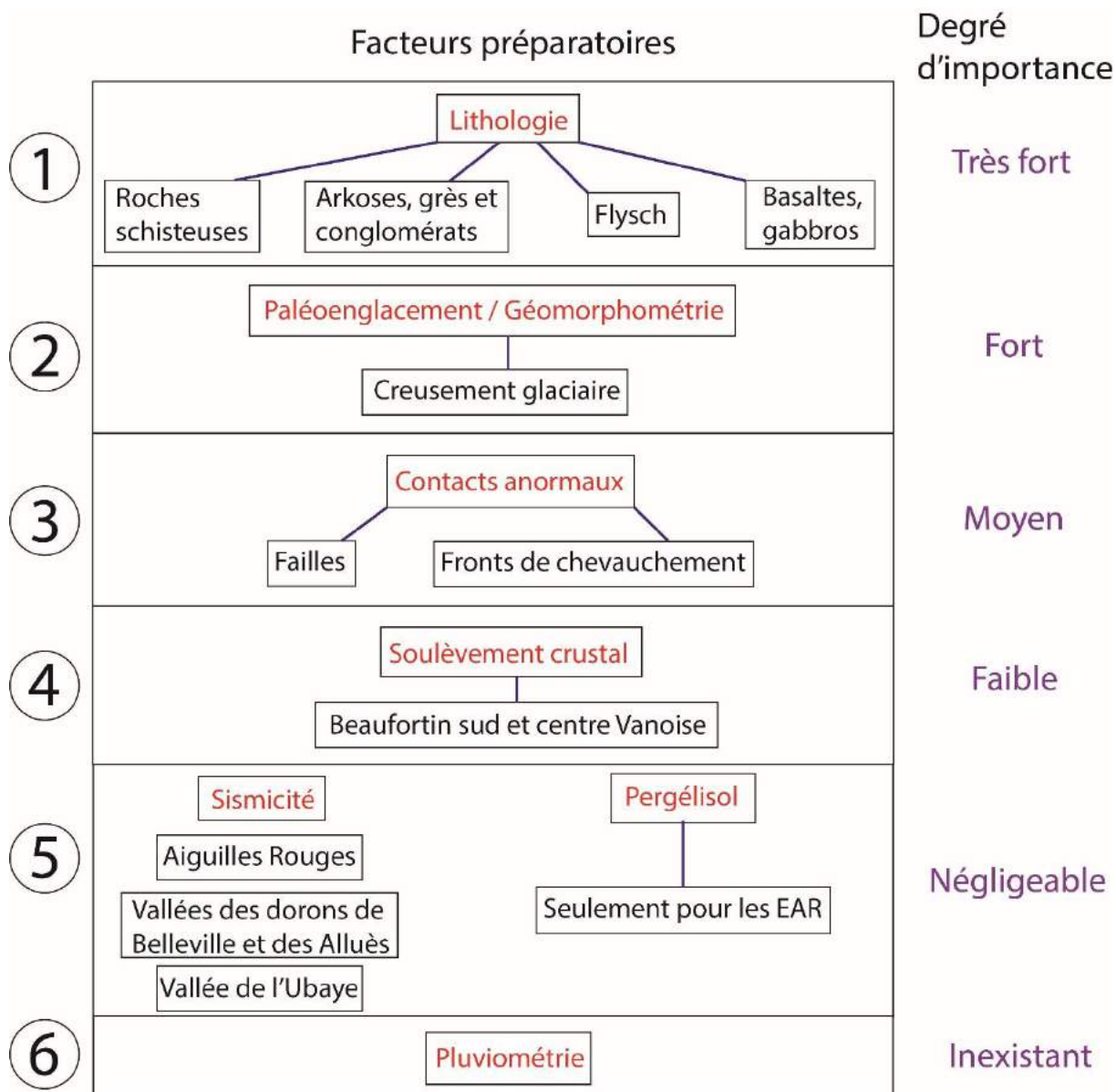


Figure 2301 : Hiérarchisation des facteurs préparatoires au sein des Alpes occidentales.

Le deuxième facteur qui paraît important dans l'occurrence des RVR est l'intensité du paléoenglacement, qui s'associe à la géomorphométrie. Nous avons regroupé ces deux facteurs car, dans les Alpes occidentales, il existe une certaine autocorrélation entre ces deux paramètres puisque les langues glaciaires ont modifié la pente et l'amplitude du relief, et les masses de glace ont eu un impact sur l'altitude actuelle sous l'effet du rebond glacio-isostatique et ce de manière répétée au cours du Quaternaire — sans doute avec un effet cumulatif (par rétroaction positive) dans les mêmes segments de vallée au cours des glaciations successives. L'association de ces deux paramètres est capitale pour comprendre la répartition des RVR, et particulièrement pour les plus grandes, car l'augmentation du

potentiel gravitationnel du substratum par accentuation du relief local favorise la mise en mouvement des RVR. Ce constat peut être quelque peu nuancé pour la partie italienne car on a pu observer de nombreuses RVR en dehors de toute emprise glaciaire, en particulier dans le massif du Chambeyron. Dans ces cas, le potentiel gravitationnel est fort mais le forçage peut avoir été l'incision fluviale.

Le troisième facteur qui semble être d'une importance moyenne est celui des contacts anormaux (failles et fronts de chevauchement) qui découpent l'ensemble des massifs. Loin d'expliquer seule la répartition spatiale des RVR, près de la moitié de l'inventaire de RVR (47%), se situe au voisinage de contacts anormaux. Si les failles ne semblent pas d'une importance capitale (17% des superficies des RVR à proximité de failles), le constat est différent pour les fronts de chevauchement. En effet, 34% de la superficie des RVR est concernée par les fronts de chevauchement, notamment avec une forte coïncidence spatiale avec le front Pennique.

Le soulèvement crustal arrive en quatrième position car la coïncidence spatiale entre les plus forts taux de soulèvement vertical et les RVR est faible. Elle n'apparaît que pour une grande zone partant du sud du massif du Beaufortin et allant jusqu'à la moyenne Maurienne. On peut observer dans ce secteur de très larges RVR, notamment dans la vallée de l'Isère (au niveau de Bourg Saint-Maurice) mais également dans les vallées des Dorons de Belleville et des Alluès (Les Menuires, Méribel). Néanmoins, les formes de RVR observées dans ce secteur sont également observables dans d'autres secteurs plus au sud (notamment dans la vallée de Suse dans les Alpes cottiennes), ce qui montre que le soulèvement crustal ne joue pas un rôle majeur dans la préparation des RVR à l'échelle régionale. Il peut être davantage considéré comme un forçage : conditionnant, mais pas déterminant.

En cinquième position arrivent la sismicité et le pergélisol, chacun avec un degré d'importance négligeable. La relation spatiale n'apparaît, pour la sismicité, que dans trois secteurs, plus étroitement confinés que sous l'angle du soulèvement crustal. En effet, le long des arcs sismiques reconnus (Briançonnais, Piémontais, et Belledonne), seuls trois secteurs semblent présenter une relation possible entre épacentres de séismes et RVR : le massif des Aiguilles Rouges, les vallées des Dorons de Belleville et des Alluès et la vallée de l'Ubaye. Le degré d'importance est considéré négligeable car la sismicité reste faible et ne peut que fragiliser le substratum, en attendant qu'un facteur causal, par conjonction, mette en mouvement les masses rocheuses. La dégradation du pergélisol actuel et ancien apparaît

également négligeable car la relation semble n'être vérifiée qu'avec les RVR de type EAR (60 sites sur 280 : 21%). Toutefois, si nous analysons au contraire les facteurs empêchant la préparation des RVR, le pergélisol aurait une place plus importante dans la hiérarchie car, si ce n'est la propagation rétrogressive vers l'amont des déformations détruisant les sommets encore soumis au pergélisol continu, ce dernier forme une protection relative à l'occurrence des RVR, et particulièrement, semble-t-il, lorsque l'on est en présence de roches massives. A l'échelle régionale, les précipitations ne montrent pas de relation avec les RVR et figurent donc au dernier rang.

6.1.2 Hiérarchisation des facteurs par types de RVR

Pour faire suite à cette hiérarchisation des facteurs préparatoires à l'échelle régionale, il paraît intéressant de tester dans quelle mesure cette hiérarchisation est modifiée en fonction des différents types de RVR. Nous nous concentrerons ici sur les différences entre les types de RVR ainsi que par rapport à l'échelle régionale (Fig. 232).

En comparant les types de RVR entre eux, il s'avère que les EAR présentent une hiérarchie différente des autres types de RVR (Fig. 232), qui eux-mêmes, en revanche, sont sensiblement identiques à ce que l'on peut observer à l'échelle régionale pour l'ensemble des types. Tout d'abord, alors que les roches métamorphiques paraissent constituer un forçage important pour les GR, GC, DGCVR et DDV, ce sont les roches sédimentaires qui préconditionnent, modérément, les EAR. En matière de causes, la différence la plus importante concerne le poids que peut représenter dans l'occurrence des EAR la dégradation du pergélisol. Il est considéré ici comme ayant un degré d'importance moyen, au même titre que le couple paléoenglacement / géomorphométrie. Se situant pour la plupart à des altitudes élevées, et par ailleurs étant plutôt endémiques à des pics rocheux fréquemment situés au-dessus de l'emprise würmienne, les EAR peuvent être issus à la fois de la dégradation du pergélisol actuel et ancien mais également exacerbés par le potentiel gravitationnel créé par les surcreusements glaciaires würmiens.

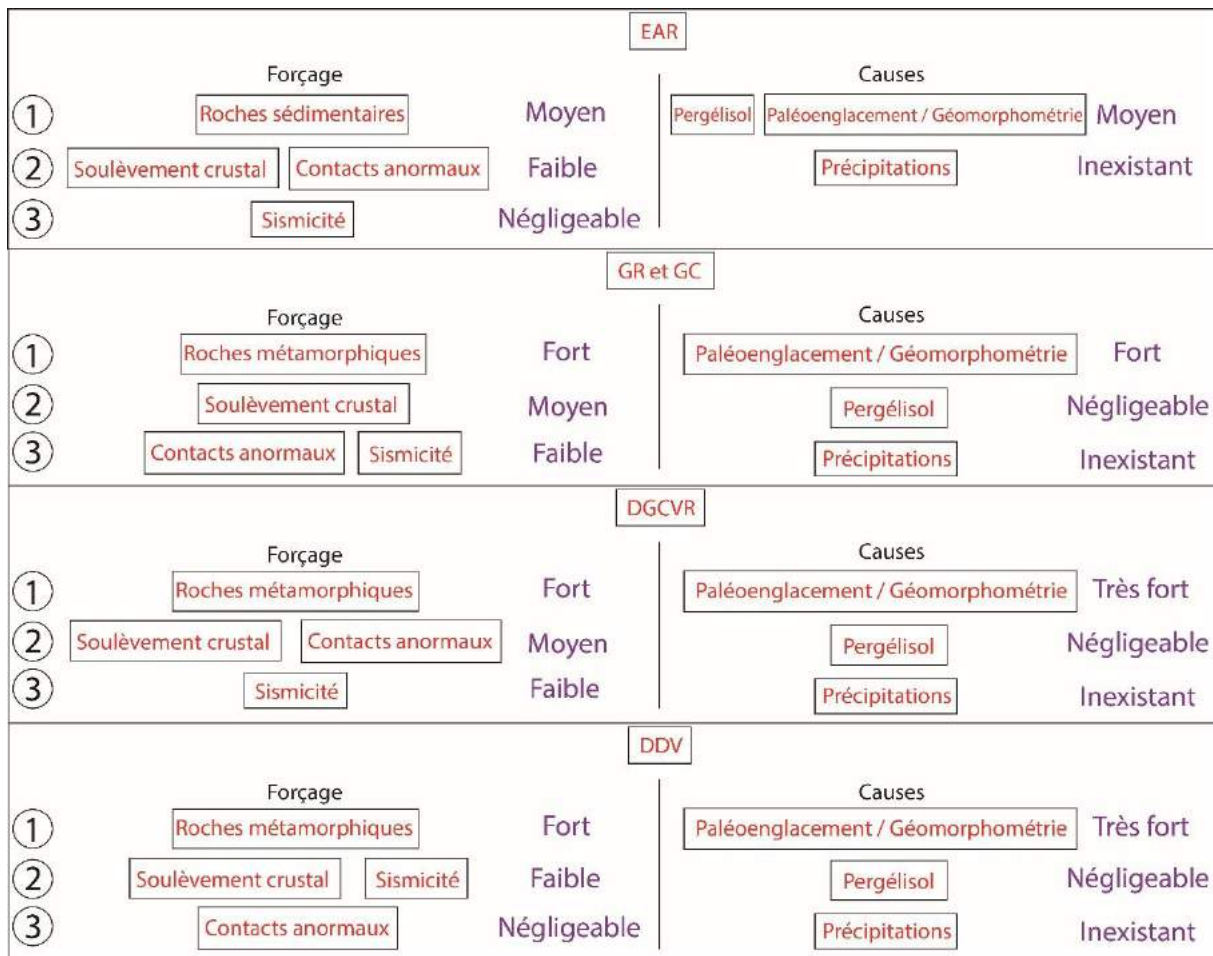


Figure 2312 : Hiérarchisation des facteurs préparatoires en fonction des catégories de RVR.

6.1.3 Interprétations multifactorielles à l'échelle régionale : un lien étroit entre relief, RVR et lithologie

6.1.3.1 Un lien étroit entre relief, RVR et lithologie

Il semble qu'une interaction particulière entre certains facteurs soit favorable à la production de RVR.

On remarque que les RVR se produisent généralement dans des contextes de relief local dont les valeurs sont intermédiaires (cf. 5.2.4). Le contraste entre les situations à fortes densités de RVR en zone de relief modéré et les situations de faible densité de RVR en zone de relief à forte amplitude peut s'expliquer par le jeu de la lithologie. En effet, on se rend compte que les massifs composés de roches plutoniques, notamment granitiques (Grand Paradis, Ecrins, Mont Blanc), ne sont que peu fournies en RVR bien que faisant partie des

reliefs les plus prononcés. Au contraire les massifs à majorité de roches métamorphiques (Queyras, Beaufortin, Arves-Thabor) font partie de ceux où les densités de RVR sont les plus hautes (cf. 5.1.3.3) bien que les valeurs de relief local y soient relativement modérées. Ainsi, les massifs métamorphiques et sédimentaires détritiques engendrent des fortes densités de RVR, ce qui peut contribuer dans une certaine mesure à produire des reliefs plus modérés, ou en tout cas limiter la croissance du relief. Par exemple, les massifs du Parpaillon et du Queyras français présentent de nombreuses RVR qui partent généralement de la crête et qui s'étendent parfois jusqu'au talweg, celles-ci adoucissant le relief et faisant en sorte que le relief local s'en trouve limité. Les massifs granitiques, à l'inverse, présentent une faible densité de RVR et présentent de ce fait des reliefs comparativement moins transformés depuis la fin de la dernière glaciation. Le relief local y est également, de ce fait, extrême à l'échelle régionale.

Concernant les massifs préalpins (de nature sédimentaire), le relief peut être très prononcé (grands crêts calcaires caractéristiques de ce type de massif), mais se trouve également composé de plateaux. Etant donné le faible nombre de RVR parmi les massifs préalpins, il est donc difficile d'établir un lien relief/lithologie aussi clair qu'avec les autres grandes familles de roches du territoire étudié.

6.1.3.2 Contribution des RVR à la formation des grandes auges glaciaires

La présence de glaciers dans les Alpes a formé de profondes et larges vallées qui ont la particularité d'être relativement plates au niveau du talweg et raides sur les flancs. Comme nous l'avons vu, la déglaciation engendre une décompression des flancs des vallées. En étudiant les RVR dans les Alpes, on se rend compte que les instabilités majeures participent à l'agrandissement des auges glaciaires (Fig. 233). La déglaciation permet aux versants de se mettre en mouvement, facilités par l'approfondissement de la vallée et de ses flancs raides. Le potentiel gravitationnel pour la production de RVR est donc fort. La mise en mouvement des versants engendre une purge sédimentaire contribuant à faire reculer les crêtes latéralement et les conduire à s'abaisser en altitude dans les cas de deux auges glaciaires séparées par une crête. Les produits de la purge sédimentaire seront transportés lors de la glaciation suivante.

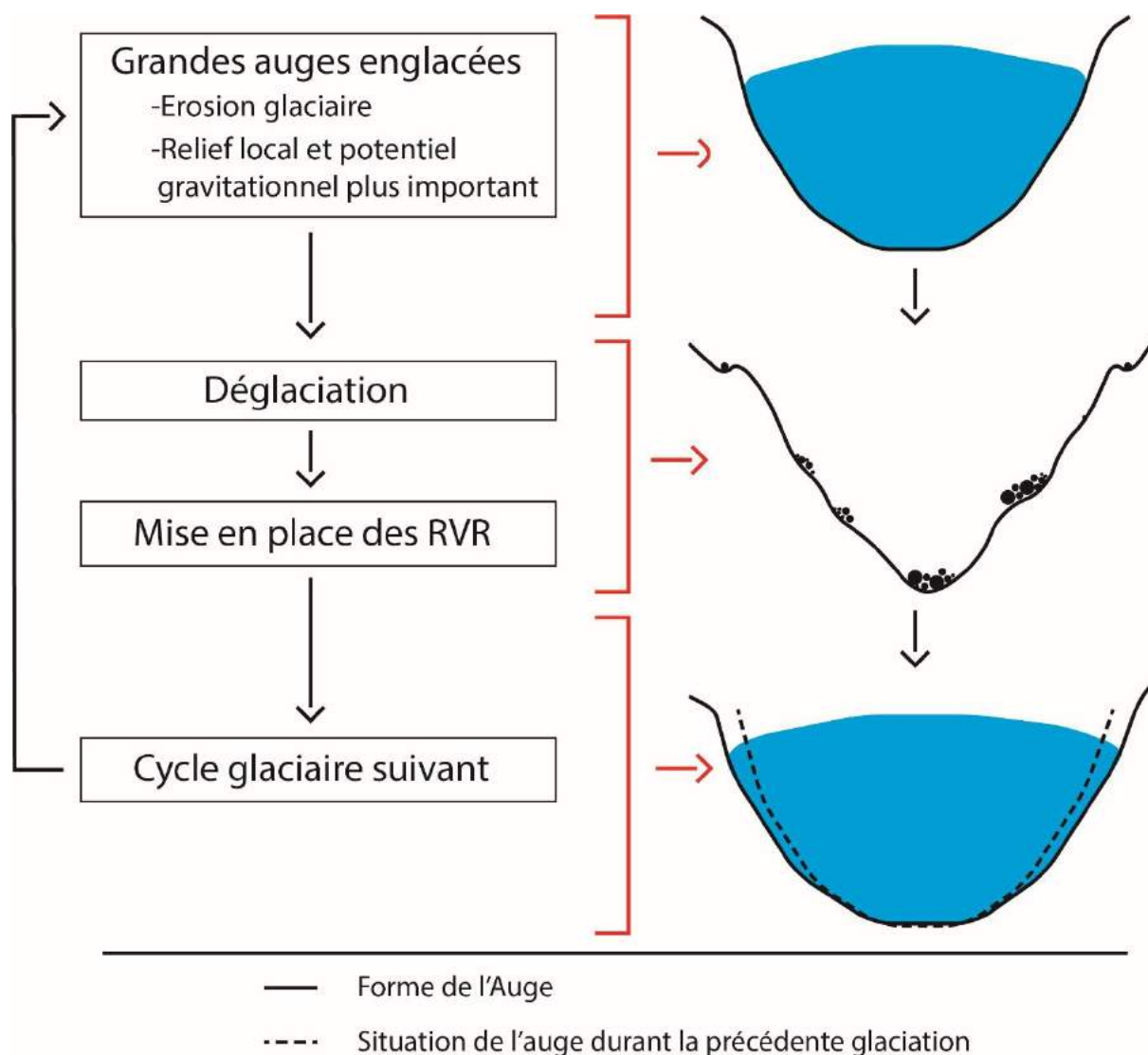


Figure 2323 : Modèle de l'évolution des auge glaciaires avec contribution des RVR.

La présence de RVR sur les versants implique également de fortes fragilités dans le substratum. Dans le cas des GR, ces derniers présentent en effet une masse rocheuse relativement meuble, facilement transportable par le glacier dans la mesure où une fracturation du substratum a déjà eu lieu. Ce phénomène peut être amplifié dans le cas des DGCVR car leur superficie est plus grande. Ils présentent à la fois des bourrelets de glissements mais également des déformations que l'on suspecte être profondes (davantage que pour les GR). Les glaciers peuvent donc profiter de ces fragilités pour agrandir la vallée.

Ce constat est à nuancer pour les massifs composés de roches massives. En effet, les RVR y sont rares et souvent de faible ampleur, si on les compare aux massifs composés en grande partie de roches plastiques. De plus, les auge glaciaires dans les roches massives ne

sont que peu modifiées par les RVR, et elles ont donc conservé leurs formes en « U » encore presque intactes.

Pour conclure, on peut donc dire que les RVR participent à la formation des vallées et qu'ils ont vraisemblablement un poids plus important que l'érosion glaciaire elle-même dans l'agrandissement latéral des auges glaciaires. Si les RVR participent à l'expansion des vallées, et donc à la formation de larges glaciers, l'effet est réciproque, opérant par rétroaction positive. En effet, et comme l'ont montré Pedersen et Egholm (2013), plus le relief est édenté, plus le volume glaciaire est important. Dans ce contexte, les RVR participent à la production d'un relief plus marqué et participent donc dans une certaine mesure au volume de glace produit lors de la glaciation suivante.

6.2 Hiérarchisation et interprétations par massifs et par secteurs

Des 22 massifs qui sont étudiés, 5 comportent la même hiérarchisation qu'à l'échelle régionale (Fig. 234). Ceci représente donc une minorité.

6.2.1 Massifs présentant la même hiérarchie qu'à l'échelle régionale

Par rapport aux 22 massifs étudiés, 5 montrent la même hiérarchie qu'à l'échelle régionale : les massifs du Mont Blanc, du Grand Paradis, des Alpes grées, des Alpes cottiennes, et du Queyras-Viso (Fig. 235). Les facteurs lithologiques et du couple paléoenglacement/géomorphométrie sont toujours importants, en particulier pour ce qui concerne les roches métamorphiques localisées dans les auges glaciaires.

Toutefois, quelques légères variations entre facteurs sont enregistrées entre les différents massifs de cette catégorie. Le soulèvement crustal, les failles et les fronts de chevauchement varient d'un degré d'importance faible à négligeable. L'effet de la dégradation du pergélisol alpin apparaît également comme une cause d'ordre moyen à négligeable. Par exemple, dans le massif du Grand Paradis, ce facteur est considéré comme moyen car on peut observer quelques EAR à haute altitude et dans des secteurs où l'effet du pergélisol est suspecté (secteur de Cogne) ; alors que dans les Alpes grées, les EAR sont peu nombreux et pas forcément endémiques aux très hautes altitudes.

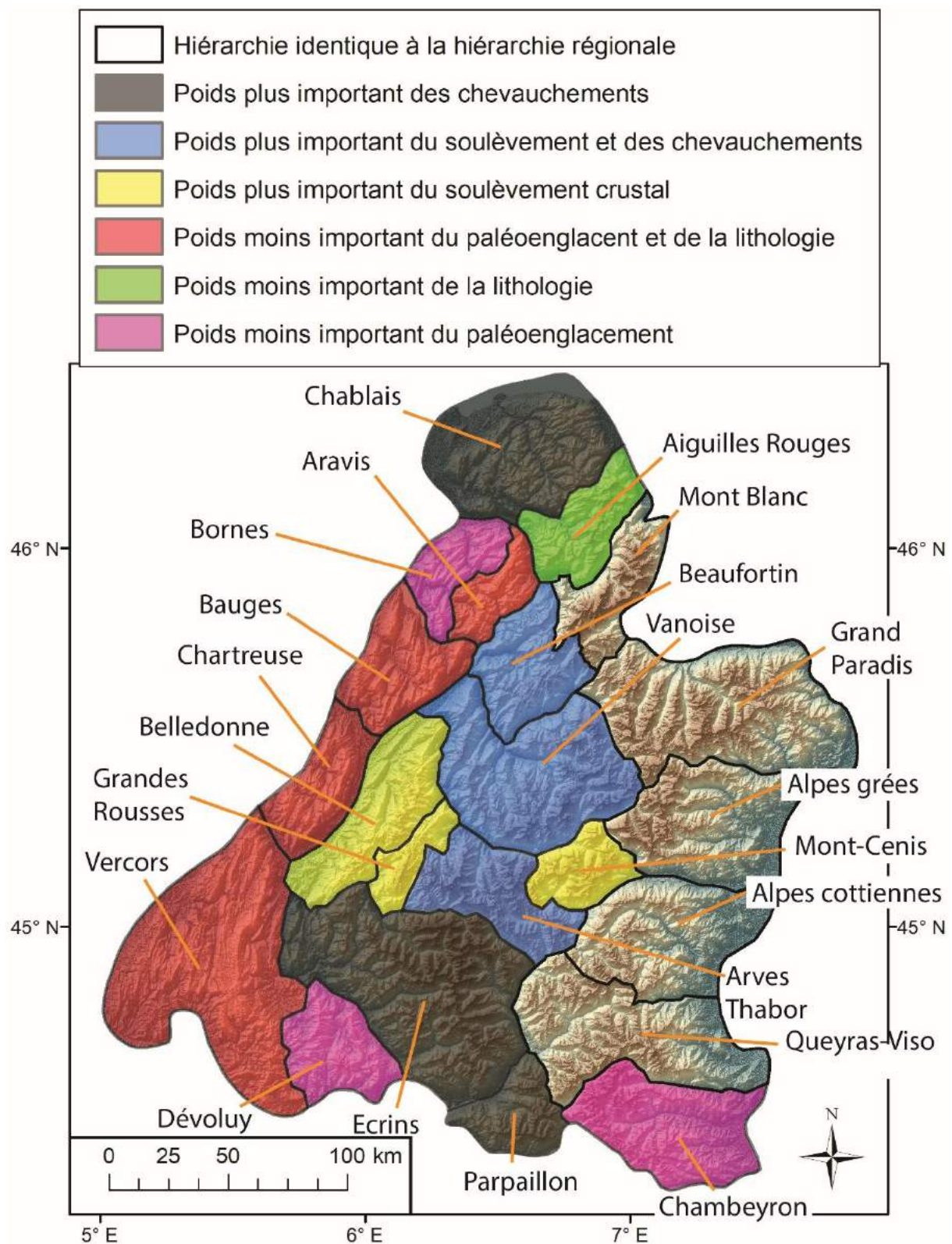


Figure 2334 : Découpage par massif montrant ceux qui dévient de la tendance régionale en termes de hiérarchie entre facteurs préparatoires des RVR.

Forçage		Causes	
Massif du Mont Blanc			
①	Roches métamorphiques et détritiques	Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie
②	Soulèvement crustal	Faible	Pergélisol
③	Failles Fronts de chevauchement Sismicité	Négligeable	Précipitations
			Moyen
			Faible
			Inexistant
Massif du Grand Paradis			
①	Roches métamorphiques	Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie
②	Fronts de chevauchement Soulèvement crustal	Faible	Pergélisol
③	Failles	Négligeable	Précipitations
④	Sismicité	Inexistant	
			Fort
			Moyen
			Inexistant
Massif des Alpes grées			
①	Roches métamorphiques	Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie
②	Soulèvement crustal	Faible	Pergélisol
③	Fronts de chevauchement Failles Sismicité	Inexistant	Précipitations
			Fort
			Négligeable
			Inexistant
Massif des Alpes cottiennes			
①	Roches métamorphiques	Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie
②	Soulèvement crustal	Faible	Pergélisol
③	Fronts de chevauchement Failles	Négligeable	Précipitations
④	Sismicité	Inexistant	
			Fort
			Faible
			Inexistant
Massif du Queyras-Viso			
①	Roches métamorphiques	Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie
②	Fronts de chevauchement Soulèvement crustal Failles	Négligeable	Pergélisol
③	Sismicité	Inexistant	Précipitations
			Fort
			Négligeable
			Inexistant

Figure 2345 : Hiérarchisation des massifs ne déviant pas (ou peu) de la tendance régionale.

6.2.2 Le massif des Aiguilles Rouges : moindre importance du facteur lithologique

Le massif des Aiguilles Rouges se révèle être une exception car c'est le seul massif où l'on peut observer un grand nombre de RVR alors que la lithologie n'est pas favorable à leur existence. Le massif, en effet, est composé de gneiss pour les Aiguilles Rouges et de calcaires pour le bassin du Giffre (Ayrton et al., 1987 ; Pairis et al., 1992). Sur ce massif, les contacts anormaux partagent une place égale avec la lithologie (Fig. 236). L'association entre le paléoenglacement et la géomorphométrie semble contrôler de manière très forte les RVR.

Nous pouvons observer de profondes vallées glaciaires dans le Haut-Giffre et dans la vallée de Chamonix. Ce fort potentiel gravitationnel semble donc moteur, même sur lithologie défavorable, pour expliquer l'apparition d'instabilités profondes.



Figure 2356 : Hiérarchisation des facteurs dans le massif des Aiguilles Rouges, où la lithologie joue un rôle moins important qu'à l'échelle régionale.

6.2.3 Massifs où le poids du couple paléoenglacement / géomorphométrie est moins important qu'à l'échelle régionale : Bornes, Chambeyron et Dévoluy

Le couple paléoenglacement / géomorphométrie semble moins important dans les massifs des Bornes et du Chambeyron que dans les autres (Fig. 237). En effet, même si le paléoenglacement a été d'une grande importance sur ces massifs, son rôle est à nuancer dans l'occurrence des RVR.

Les instabilités identifiées dans le massif des Bornes sont en grande majorité des EAR, localisés au-dessus du maximum würmien, donc plutôt susceptibles à la dégradation du pergélisol. Toutefois la klippe des Annes, composée de roches schisteuses, pourrait être considéré comme ayant une hiérarchie identique à l'échelle régionale.

Le massif du Chambeyron présente également de larges vallées glaciaires (vallée de l'Ubaye) dont la hiérarchie ne semble pas varier par rapport à l'échelle régionale, mais la partie italienne contraste avec la partie française. En effet, nous avons pu observer dans ces secteurs de nombreuses RVR qui se situaient à des altitudes inférieures à la limite basse du maximum glaciaire würmien.

Le massif du Dévoluy présente un paléoenglacement faible, aussi bien sur le synclinal perché que sur ses marges. On peut ainsi observer de nombreuses RVR qui ne se trouvaient pas à proximité des limites basses du maximum würmien. On note également que les roches sédimentaires détritiques semblent étroitement contrôler la susceptibilité des instabilités rocheuses.

	Forçage				Causes			
①	Roches métamorphiques			Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie			Moyen
②	Soulèvement crustal	Fronts de chevauchement	Sismicité	Faible	Pergélisol			Faible
③	Failles			Négligeable	Précipitations			Inexistant
Massif des Bornes								
	Forçage				Causes			
①	Roches métamorphiques			Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie			Moyen
②	Failles	Fronts de chevauchement	Sismicité	Faible	Pergélisol			Faible
③	Soulèvement crustal			Négligeable	Précipitations			Inexistant
Massif du Chambeyron								
	Forçage				Causes			
①	Roches sédimentaires détritiques			Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie			Moyen
②	Failles	Soulèvement crustal		Négligeable	Pergélisol			Négligeable
③	Fronts de chevauchement		Sismicité	Inexistant	Précipitations			Inexistant
Massif du Dévoluy								
	Forçage				Causes			
①	Roches sédimentaires détritiques			Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie			Moyen
②	Failles	Soulèvement crustal		Négligeable	Pergélisol			Négligeable
③	Fronts de chevauchement		Sismicité	Inexistant	Précipitations			Inexistant

Figure 2367 : Hiérarchisations de facteurs pertinentes aux massifs des Bornes, du Chambeyron et du Dévoluy, où le facteur de la géomorphométrie (fonction du paléoenglacement) est moins important qu'à l'échelle régionale.

6.2.4 Massifs où les facteurs du paléoenglacement/géomorphométrie et de la lithologie semblent moins importants qu'à l'échelle régionale : Aravis, Bauges, Chartreuse, Vercors

Dans les massifs évoqués, les facteurs préparatoires que sont le couple paléoenglacement/géomorphométrie et la lithologie semblent moins importants que par rapport à l'échelle régionale (Fig. 238). Tout d'abord, ces massifs sont composés de roches sédimentaires chimiques et biochimiques, roches peu susceptibles à l'occurrence des RVR. Ensuite, le poids du couple paléoenglacement/géomorphométrie est moins important qu'à l'échelle régionale mais conserve néanmoins un degré d'importance moyen. En effet, les glaciers ont participé à l'approfondissement des vallées et augmenté le potentiel gravitationnel.

		Massif des Aravis			Causes		
①	Forçage	Soulèvement crustal	Lithologie	Faible	Paléoenlacement / Géomorphométrie		Moyen
②		Failles	Fronts de chevauchement	Négligeable	Pergélisol		Faible
③		Sismicité		Inexistant	Précipitations		Inexistant
		Massif des Bauges			Causes		
①	Forçage	Soulèvement crustal	Lithologie	Faible	Paléoenlacement / Géomorphométrie		Moyen
②		Failles		Négligeable	Pergélisol		Faible
③		Fronts de chevauchement	Sismicité	Inexistant	Précipitations		Inexistant
		Massif de la Chartreuse			Causes		
①	Forçage	Lithologie		Faible	Paléoenlacement / Géomorphométrie		Moyen
②		Soulèvement crustal	Failles	Négligeable	Pergélisol		Faible
③		Fronts de chevauchement	Sismicité	Inexistant	Précipitations		Inexistant
		Massif du Vercors			Causes		
①	Forçage	Lithologie		Faible	Paléoenlacement / Géomorphométrie		Moyen
②		Soulèvement crustal	Failles	Négligeable	Pergélisol		Faible
③		Fronts de chevauchement	Sismicité	Inexistant	Précipitations		Inexistant

Figure 2378 : Hiérarchisation des facteurs pertinents aux massifs des Aravis, des Bauges, de la Chartreuse et du Vercors, où les facteurs paléoenlacement/géomorphométrie et lithologie sont moins importants qu'à l'échelle régionale.

6.2.5 Massifs où les facteurs du soulèvement crustal et des fronts de chevauchement sont plus importants qu'à l'échelle régionale : Beaufortin, Vanoise, Arves-Thabor

Les massifs du Beaufortin, de la Vanoise, et des Arves-Thabor présentent une relation plus importante qu'à l'échelle régionale avec les fronts de chevauchement et les maxima reconnus de soulèvement crustal (Fig. 239). Ces trois massifs sont au cœur de la zone où le soulèvement crustal est le plus fort (2 mm/an), ce qui peut sembler contribuer à la susceptibilité des RVR, mais pas au même titre que le forçage que représente la présence de roches métamorphiques et sédimentaires détritiques. Les fronts de chevauchement paraissent également d'une importance moyenne, car ces massifs sont localisés dans le secteur du front pennique.

Contrairement aux autres massifs de l'aire étudiée, la sismicité est considérée comme un forçage avec un degré d'importance faible car il se produit des séismes de $M_L =$

3,5 dans le secteur de la vallée du Doron de Belleville. Ce forçage n'est à considérer que dans l'optique d'une influence sur la « fatigue » à long terme de la roche.

Forçage		Causes			
Massif du Beaufortin					
①	Roches métamorphiques et sédimentaires détritiques	Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie	Fort	
②	Soulèvement crustal	Moyen	Fronts de chevauchement	Pergélisol	Négligeable
③	Faïlles		Précipitations	Inexistant	
④	Sismicité	Inexistant			
Massif de la Vanoise					
①	Roches métamorphiques et sédimentaires détritiques	Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie	Fort	
②	Soulèvement crustal	Moyen	Fronts de chevauchement	Pergélisol	Négligeable
③	Sismicité		Précipitations	Inexistant	
④	Faïlles	Négligeable			
Massif des Arves-Thabor					
①	Roches métamorphiques et sédimentaires détritiques	Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie	Fort	
②	Soulèvement crustal	Moyen	Fronts de chevauchement	Pergélisol	Faible
③	Faïlles		Sismicité	Précipitations	Inexistant
		Négligeable			

Figure 23839 : Hiérarchisation des facteurs pertinents aux massifs du Beaufortin, de la Vanoise et des Arves-Thabor, où les facteurs du soulèvement crustal et des fronts de chevauchement sont plus importants qu'à l'échelle régionale.

6.2.6 Massifs où le facteur du soulèvement crustal est plus important qu'à l'échelle régionale : Belledonne, Grandes Rousses, Mont Cenis

Dans les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Mont Cenis, le facteur du soulèvement crustal paraît plus important qu'à l'échelle régionale (Fig. 240). Ces massifs se situent dans des secteurs où les taux sont moyens (1,5 mm/an).

Le massif de Belledonne présente la particularité de montrer une relation spatiale moyenne avec les failles et le soulèvement. Cela s'explique par la présence dans ce massif de nombreuses failles (en relation avec l'arc sismique de Belledonne ?), qui peuvent être en partie responsables de la susceptibilité des RVR.

		Massif de Belledonne		Causes	
①	Forçage Roches métamorphiques	Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie	Fort	
②	Soulèvement crustal Failles	Moyen	Pergélisol	Faible	
③	Fronts de chevauchement Sismicité	Faible	Précipitations	Inexistant	
<hr/>					
		Massif des Grandes Rousses		Causes	
①	Forçage Roches métamorphiques	Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie	Fort	
②	Soulèvement crustal	Moyen	Pergélisol	Négligeable	
③	Failles Fronts de chevauchement	Faible	Précipitations	Inexistant	
④	Sismicité	Inexistant			
<hr/>					
		Massif du Mont-Cenis		Causes	
①	Forçage Roches métamorphiques	Fort	Paléoenglacement / Géomorphométrie	Fort	
②	Soulèvement crustal	Moyen	Pergélisol	Négligeable	
③	Fronts de chevauchement	Faible	Précipitations	Inexistant	
④	Failles Sismicité	Inexistant			

Figure 2390 : Hiérarchisation des facteurs pertinents aux massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Mont Cenis, où le facteur du soulèvement crustal est plus important qu'à l'échelle régionale.

6.2.7 Massifs où l'influence des fronts de chevauchements est plus importante qu'à l'échelle régionale : Ecrins, Chablais, Parpaillon

L'influence des contacts anormaux de type front de chevauchement apparaît plus importante qu'à l'échelle régionale dans les massifs du Chablais, des Ecrins et du Parpaillon (Fig. 241). La klippe du Chablais, en effet, est composée de multiples chevauchements, ce qui peut avoir tout d'abord un effet sur le relief mais également sur la susceptibilité aux RVR. Ces fronts de chevauchement sont également présents dans les massifs des Ecrins (seulement pour le sud du massif) et du Parpaillon, et sont liés au front pennique. Ces fronts, associés aux roches sédimentaires détritiques et à l'approfondissement des vallées suite au paléoenglacement, conditionnent fortement la répartition des RVR.

		Massif du Chablais		Causes	
		Forçage			
①	Roches métamorphiques et sédimentaires détritiques	Fort		Paléoenglacement / Géomorphométrie	Fort
②	Fronts de chevauchement	Moyen		Pergélisol	Négligeable
③	Soulèvement crustal Failles	Négligeable		Précipitations	Inexistant
④	Sismicité	Inexistant			
		Massif des Ecrins		Causes	
		Forçage			
①	Roches sédimentaires détritiques	Fort		Paléoenglacement / Géomorphométrie	Fort
②	Fronts de chevauchement	Moyen		Pergélisol	Faible
③	Soulèvement crustal Failles	Faible		Précipitations	Inexistant
④	Sismicité	Négligeable			
		Massif du Parpaillon		Causes	
		Forçage			
①	Roches sédimentaires détritiques	Fort		Paléoenglacement / Géomorphométrie	Fort
②	Fronts de chevauchement	Moyen		Pergélisol	Négligeable
③	Soulèvement crustal Failles	Négligeable		Précipitations	Inexistant
④	Sismicité	Inexistant			

Figure 2401 : Hiérarchisation des facteurs préparatoires pour les massifs du Chablais, des Ecrins et du Parpaillon, où l'influence des fronts de chevauchement est plus importante qu'à l'échelle régionale.

6.3 Synthèse

La hiérarchie des facteurs présente plusieurs résultats probants. Le premier est le rôle primordial du forçage de la lithologie dans l'occurrence des RVR dans tous les massifs de l'aire étudiée, exception faite du massif des Aiguilles Rouges, et en particulier pour les roches schisteuses et les roches sédimentaires détritiques. Toutefois, comme Braathen et al. (2004) le mentionnent, la lithologie ne contrôle pas seule l'occurrence des RVR : il y a toujours lieu de rechercher une combinaison de facteurs et il semble que, à l'échelle des Alpes occidentales, le paléoenglacement, qui conditionne la géomorphométrie, est le principal facteur secondaire des RVR.

Parmi les différents types de RVR, les EAR présentent une hiérarchie différente par rapport à l'ensemble de l'inventaire. Il semble que le facteur principal de forçage soit la nature sédimentaire des roches, et que la dégradation du pergélisol actuel et ancien soit une cause déterminante importante — au même titre que le fort potentiel gravitationnel

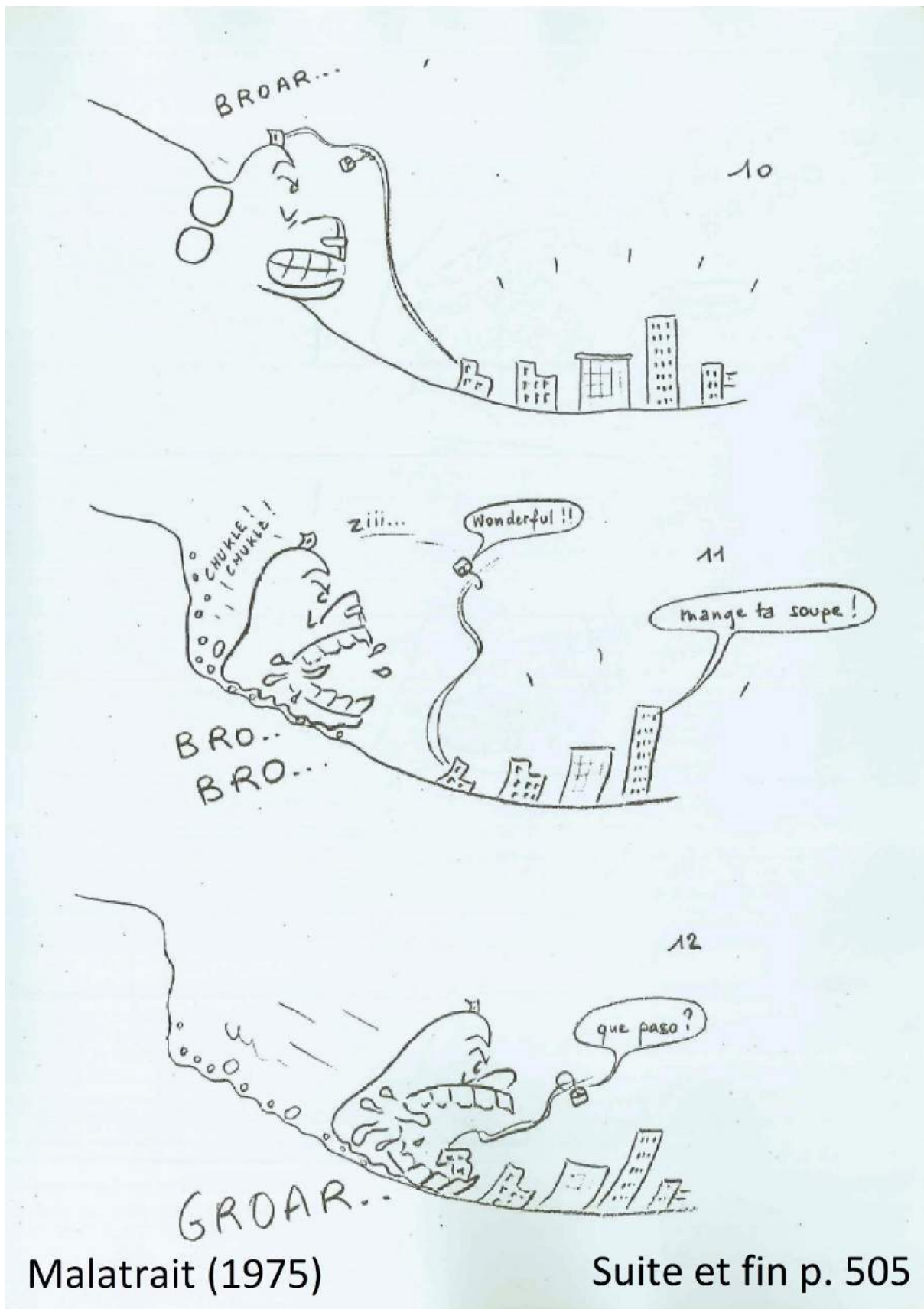
engendré par le paléoenglacement, en particulier dans le cas des pics rocheux supraglaciaires.

A l'échelle des massifs, les facteurs constitués par le soulèvement crustal et la présence de fronts de chevauchement ont également une relative importance. Ainsi, les massifs du Beaufortin, de la Vanoise, de Belledonne, des Grandes Rousses, des Arves-Thabor et du Mont Cenis peuvent avoir été influencés par le soulèvement ; et certains, de manière potentiellement significative comme le Beaufortin, les Arves-Thabor et la Vanoise, sont influencés également par la diversité des contacts anormaux occasionnés par le tracé du front pennique.

Aussi bien à l'échelle régionale que dans une petite poignée de massifs, la sismicité paraît être un forçage faible. La sismicité ne peut pas être interprétée comme une cause car les séismes sur l'arc alpin restent faibles (rarement supérieurs à $M_L = 4$). Elle peut toutefois être un facteur préparatoire dans la fragilisation du substratum, surtout dans des secteurs où passe le front pennique et où le soulèvement crustal est comparativement important. Ceci est le cas pour les vallées des Dorons de Belleville et des Alluès (Savoie).

L'influence du paléoenglacement sur le relief local ne peut être nuancée que dans le secteur italien du massif de Chambeyron, car il y a été moins important que sur le secteur français. C'est, en effet, ici que nous avons pu observer des RVR développées en dehors de tout emprise glaciaire würmienne.

**4^{ème} partie : Perspective de valorisation des RVR par
une promotion au rang de géomorphosites**



Maltrait (1975)

Suite et fin p. 505

Chapitre 7 : Relais de processus, risque pour les sociétés et RVR
singulières : une galerie de géomorphosites remarquables

7.1 Introduction

Au vu du grand nombre de RVR au sein des Alpes occidentales, il apparaît que certaines d'entre elles soulèvent des interrogations particulières en ce qui concerne la mobilisation des masses rocheuses et les différents relais de processus qui ont pu présider à leur évolution. Aussi a-t-on décidé d'effectuer un regroupement des RVR afin tout d'abord de mettre en vedette les plus singulières au sein du peuplement régional, mais également dans le but de discuter de l'évolution et des dynamiques à l'œuvre sur les versants alpins (Fig. 242). Les critères de singularité recensés :

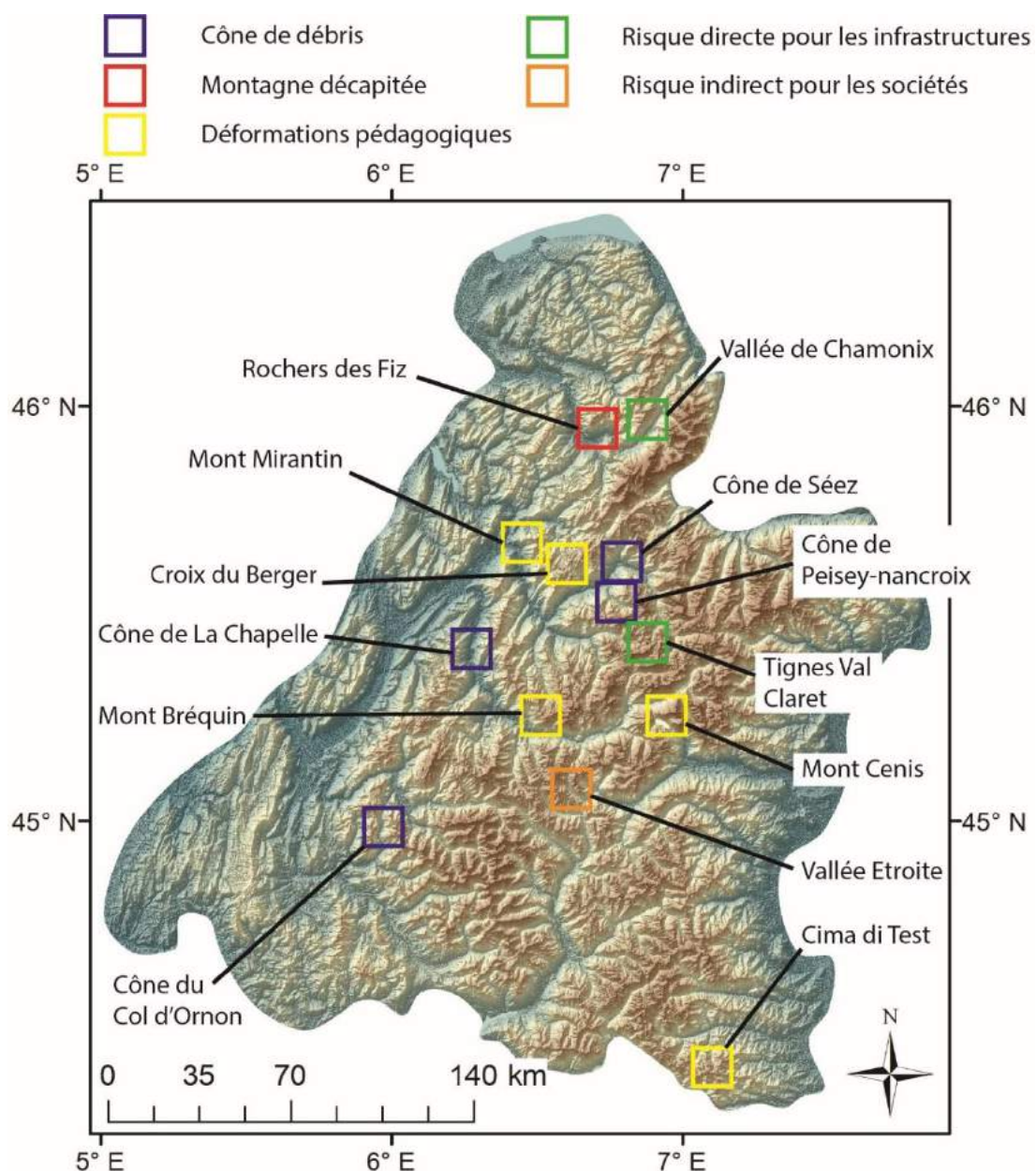


Figure 2412 : Localisation des géomorphosites remarquables étudiés.

- sites où les cônes de débris obstruent le talweg et suggèrent que des ruptures brutales ont pu avoir eu lieu ;
- sites où l'on peut observer des masses éboulées sans zone source (« montagnes décapitées ») ;
- sites présentant un danger pour quelques stations de ski et vallées alpines et où il serait nécessaire de faire de la pédagogie pour le grand public à des fins de sensibilisation ;
- sites pédagogiques afin d'expliquer la morphologie d'une RVR et comment cette masse est en mouvement.

Etant donné qu'une analyse par imagerie satellitale ne suffit pas toujours à formuler des hypothèses et arguments pertinents, il a été parfois nécessaire de compléter le travail de recherche par une campagne de terrain. Ceci a été le cas pour plusieurs exemples de ce chapitre.

7.2 Relais de processus méconnus dans l'évolution des RVR

7.2.1 Grands cônes de débris issus de RVR catastrophiques : interrogations sur les relais de processus observés

7.2.1.1 Caractéristiques topographique des cônes de débris étudiés

Des cônes de débris en tous genres sont courants dans l'arc alpin mais il apparaît que certains ont une forme particulière qui rappellent celles des épandages progressifs de débris, suite à une rupture catastrophique. Dans la vallée du Val Venosta, dans les Alpes centrales (Italie), Jarman et al. (2011) ont cartographié des dépôts de plusieurs millions de m³ qu'ils attribuent à des ruptures catastrophiques de très grande ampleur (Fig. 243). Ils les nomment « megafan » et « outsize fan » en fonction de leur taille.

Les têtes de bassins de ces ruptures catastrophiques sont encore aujourd'hui soumises à des déformations de versant de types crêtes dédoublées, ce qui suggère que des glissements de type RVR étaient présents par le passé et que de futures ruptures pourraient encore avoir lieu à ces endroits.

A notre connaissance, de pareils dépôts n'ont jamais été identifiés sur le territoire étudié des Alpes occidentales. Néanmoins, certaines formes sont similaires aux dépôts identifiés par Jarman et al. (2011) et le volume de roches mobilisées dépassent les millions de m³ de roches (Tableau 17). Nous présentons ici l'inventaire de ces RVR particulières.



Figure 2423 : Cône de débris du Malser Haide dans le Val Venosta (Italie). Les flèches représentent les directions qu'aurait pris l'épandage du dépôt. Le dépôt est estimé à 1650 millions de m³. Modifié d'après Jarman et al. (2011).

Tableau 157 : Volume estimé des cônes de débris identifié dans les Alpes occidentales.

Cône de débris	Volume estimé (millions de m ³)
Col d'Ornon	986
La Chapelle	120
Peisey-Nancroix	65
Sééz	463

La signature morphologique des cônes de débris étudiés est caractéristique car les courbes de niveaux mettent en valeur une masse rocheuse qui semble s'étaler dans le talweg (Fig. 244). En effet, les courbes de niveaux sont parallèles entre elles et montrent un certain bombement, reléguant les rivières sur les marges de la masse rocheuse.

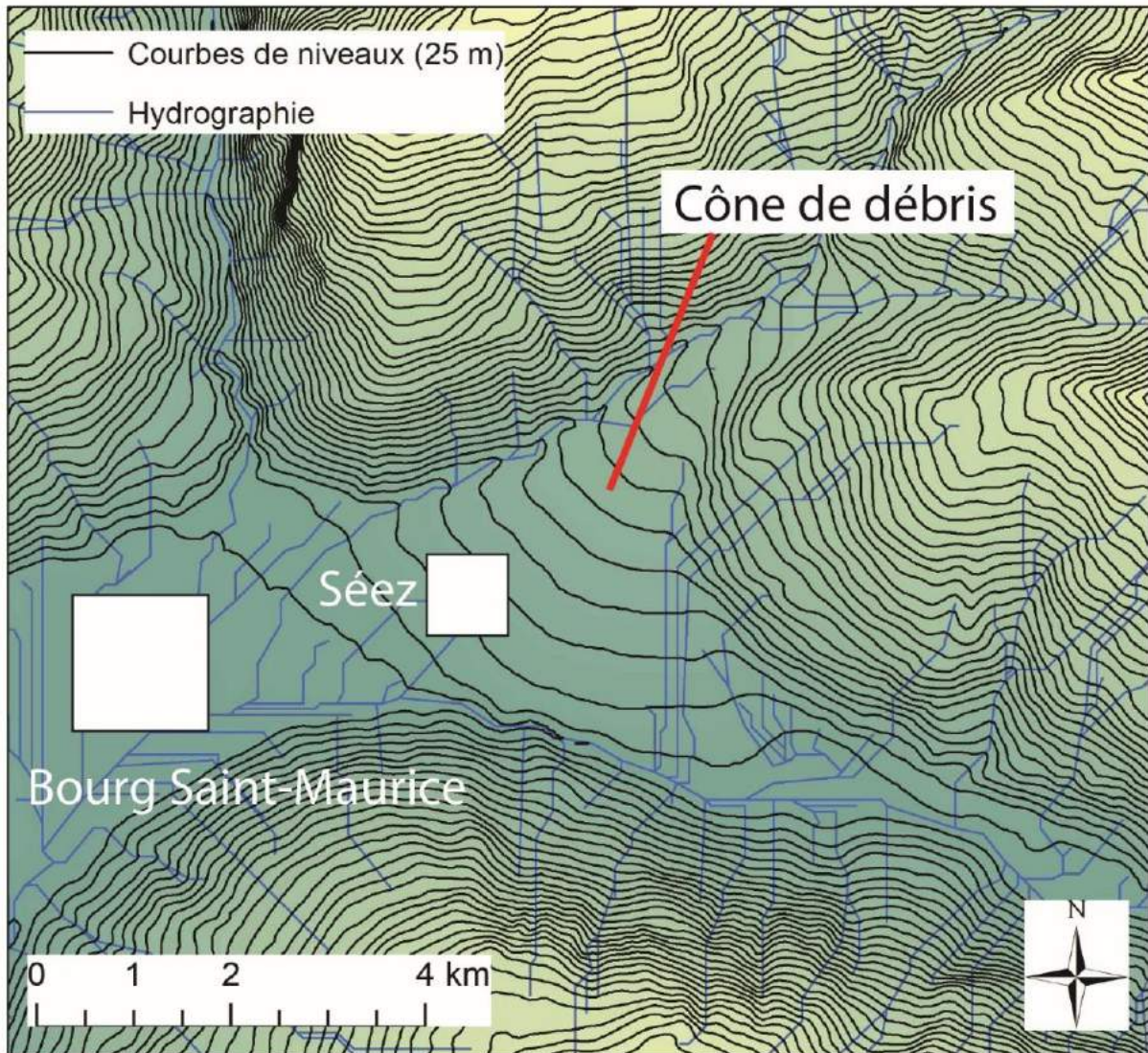


Figure 2434 : Signature morphologique des cônes de débris étudiés. Exemple de celui de Séez (Savoie). Le MNT est issu de la BD alti de l'IGN.

7.2.1.1 DGCVR et cône de débris du col d'Ornon (Isère)

Le premier exemple identifié se situe au col d'Ornon (Isère) au sud de Bourg d'Oisans (Fig. 245) (code 26Ec, p. 769 de l'Atlas). Le dépôt fait 4 km de long et 1 km de large. Il s'étend

sur les deux versants du col mais la plus grande partie se trouve sur le versant sud. Les courbes de niveaux du dépôt sont caractéristiques des cônes de débris : en forme d'arc de cercle et parallèles entre elles. La particularité du dépôt en versant sud est la distance parcourue par le dépôt par rapport aux zones sources : près de 3 km (Fig. 245). Les seuls phénomènes de ravinements et de laves torrentielles ne suffisent pas à expliquer cette forme particulière.

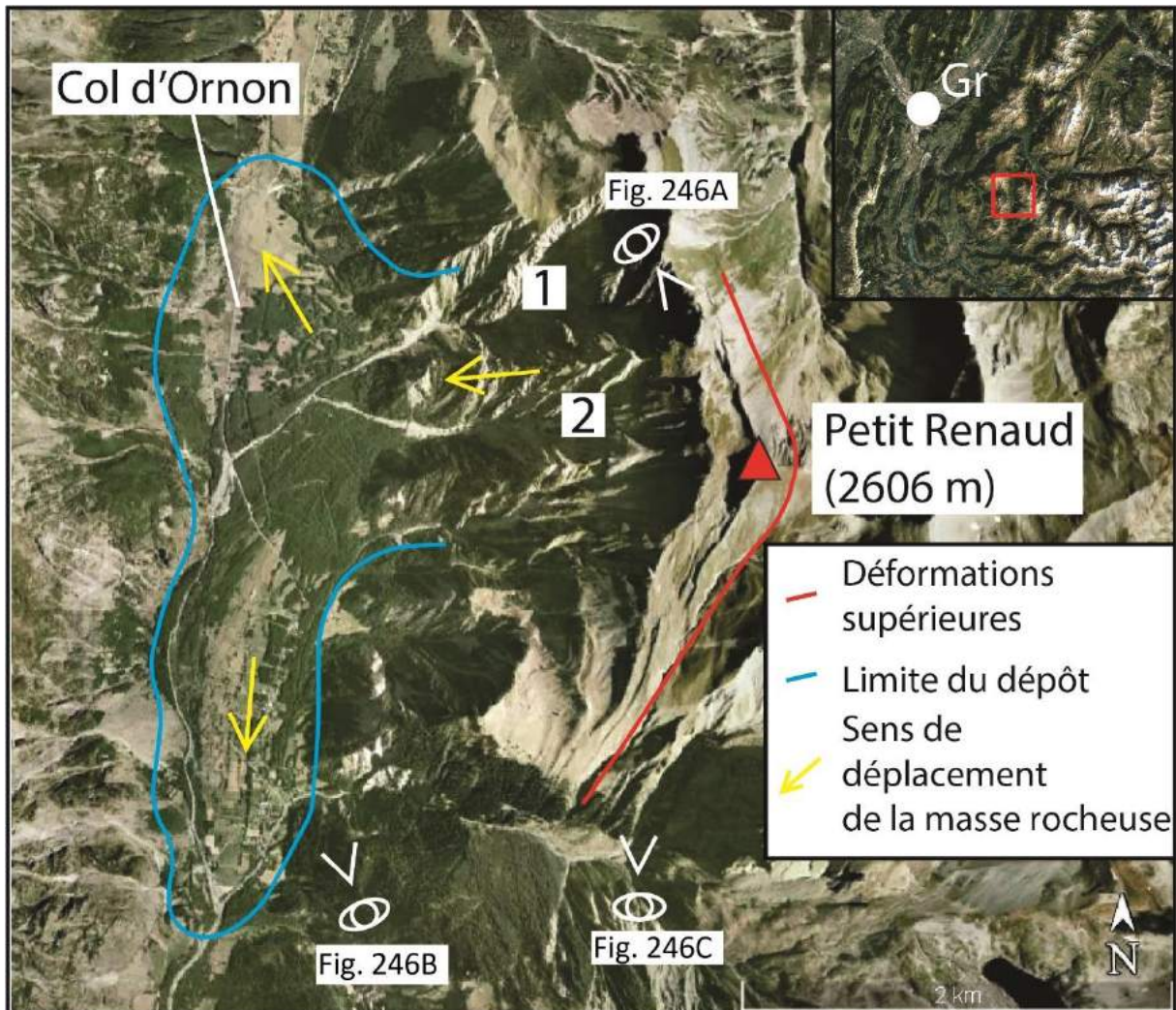


Figure 2445 : Localisation et cône de débris du col d'Ornon.

Il apparaît également, au vu des nombreux seuils sur les torrents, que le versant exposé à l'ouest est touché fréquemment par du ravinement et des laves torrentielles (Fig. 245). Au-dessus de ces processus de versant, une large déformation de versant (Fig. 246A) apparaît en aval du Petit Renaud (2606 m) avec une partie du versant qui semble se

désolidariser de la montagne (Fig. 246C). Il se pourrait donc que le dépôt soit majoritairement issu d'une large rupture du versant. Toutefois, deux grands ravinements (1 et 2 sur Fig. 245) sont observables et il est difficile d'établir avec certitude la position géographique de la cicatrice principale. En effet, de premier abord, il semble que le ravinement numéro 2 soit le principal mais le ravinement numéro 1 peut avoir contribué à l'édification du cône de débris. Nous pouvons être ici en présence d'un seul évènement ou bien de deux. Toutefois, si l'hypothèse de plusieurs évènements peut être retenue, un éboulement majeur venant du bassin de ravinement numéro 2 semble plus important au vu de la plus grande longueur du cône de débris vers le sud que vers le nord.

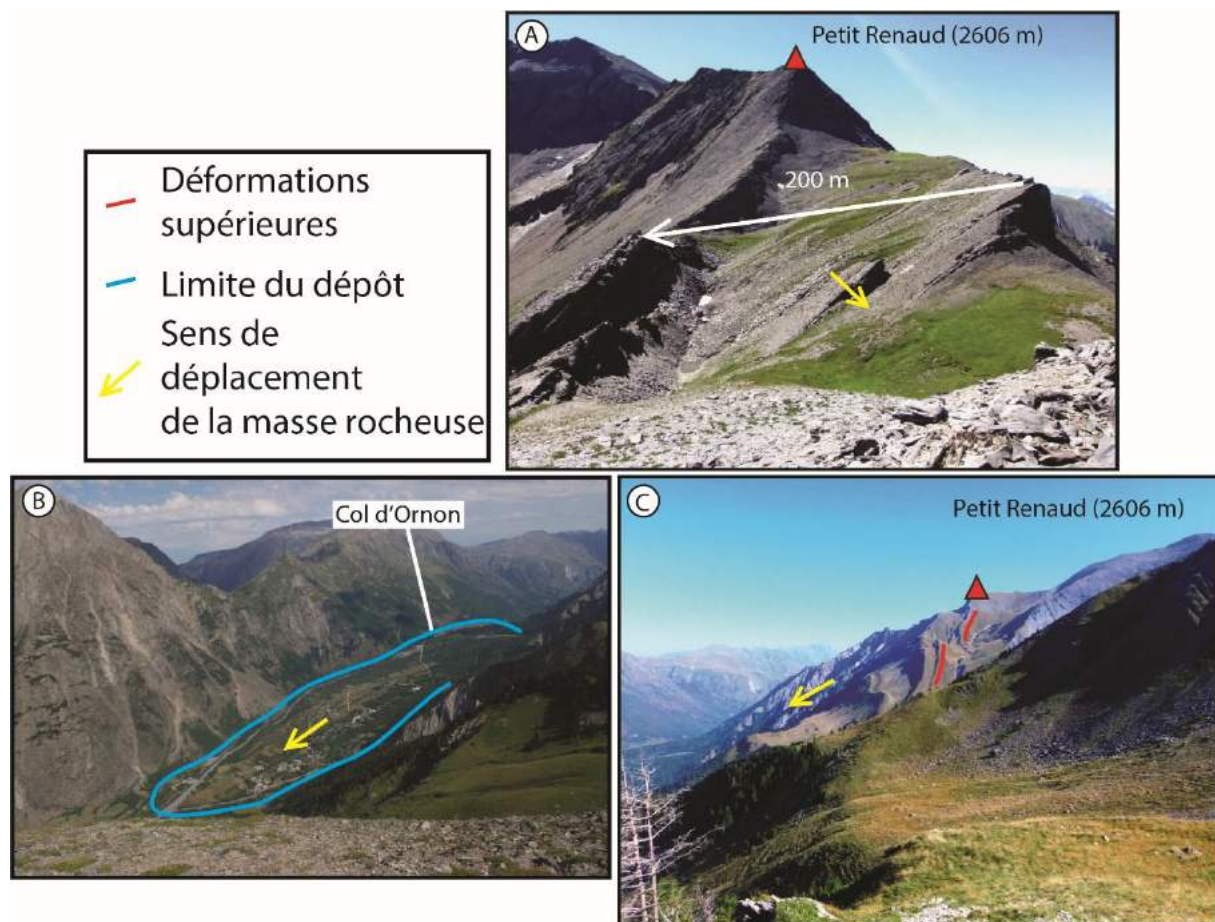


Figure 2456 : DGCVR et cône de débris au col d'Ornon (Isère). A : crête dédoublée en-dessous du Petit Renaud (2606 m) (source : <https://www.altituderando.com/Traversee-des-Pales-2435m-et-Tete>); B : vue du cône de débris (source : <https://www.altituderando.com/Sommet-des-Clottous-2527m-par-les>); C : vue latérale en direction du nord, montrant les déformations (source : <http://www.ecrins-parcnational.fr/actualite/patrimoine-vivant-en-valbonnais>).

Cette large rupture sommitale aurait pu contribuer au comblement de la vallée et à la formation de ce dépôt. Les laves torrentielles auraient pris le relais étant donné le matériel présent composé de calcaires lités et de marnes (Barféty et al., 1972).

7.2.1.2 DGCVR de la Lauzière et le cône de débris de La Chapelle (Savoie)

La DGCVR de la Lauzière (code : 30Va, p. 1334 de l'Atlas), sur le versant opposé aux larges déformations du Mont Rognier (Hippolyte et al., 2009), a déjà été étudiée et cartographiée par Hippolyte et al. (2012). Les déformations se localisent sur la crête séparant la vallée de la Maurienne de celle de Saint-François Longchamp, en direction du col de la Madeleine (Fig. 247) et impactent des granites (Barféty et al., 1984a).

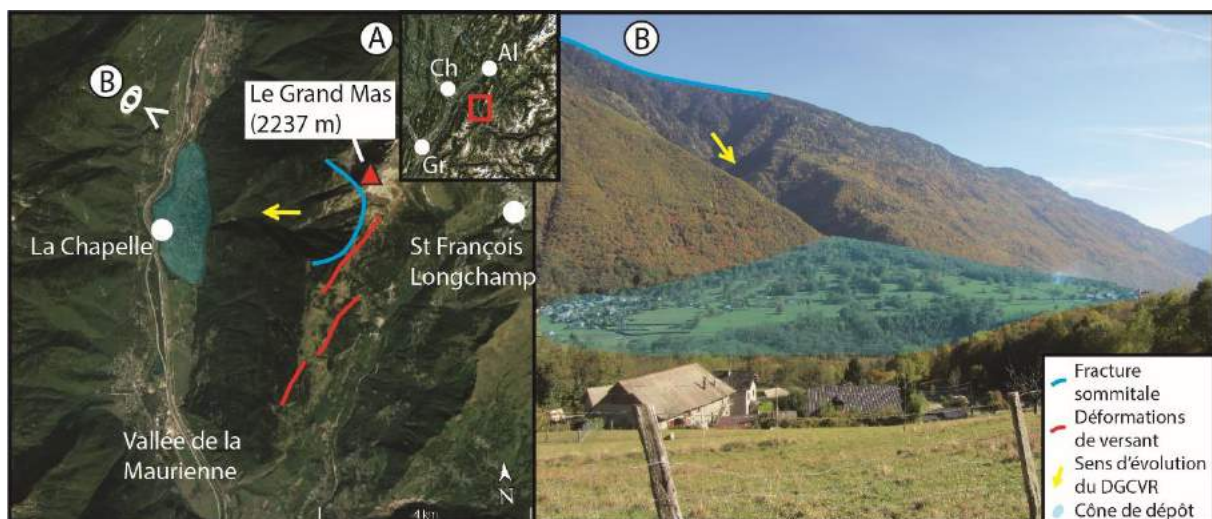


Figure 2467 : DGCVR de la Lauzière et le cône de débris de La Chapelle. A : vue satellite de la DGCVR ; B : la cicatrice et le cône. Cliché pris en octobre 2016.

Au pied du sommet du Grand Mas (2237 m), on observe une cavité isolée que l'on pourrait interpréter comme une niche d'arrachement (Fig. 247A), et à son pied un cône de débris (Fig. 247B) de 3 km de long, 1.5 km de large, et d'un volume estimé de 120 millions de m³ (Amelot et al., 2003). Ceci en ferait le cône de déjection le plus imposant de la vallée de la Maurienne. Ce type de cône de débris est assez inhabituel, tout comme l'était celui du col d'Ornon, et la présence de déformations sur la crête fait penser à une rupture catastrophique qui aurait engendré le dépôt. Il s'avère qu'en faisant des carottages hydrologiques, Amelot et al. (2003) ont trouvé des sédiments lacustres épais. Cela atteste un

phénomène de barrage de la vallée, qui fait suite à un évènement catastrophique. Le cône de la Chapelle résulterait donc d'un écroulement massif de la partie du versant (Amelot et al., 2003) (Fig. 248) qui a créé un barrage, mais avec également une contribution du petit bassin versant du Dréron.

La relation entre RVR et cône de débris est ici perçue comme une chronologie montrant (i) un évènement catastrophique, survenu sur un versant impacté par de nombreuses déformations, puis (ii) la mise en place d'un cône de débris remaniant les matériaux éboulés (Fig. 248).

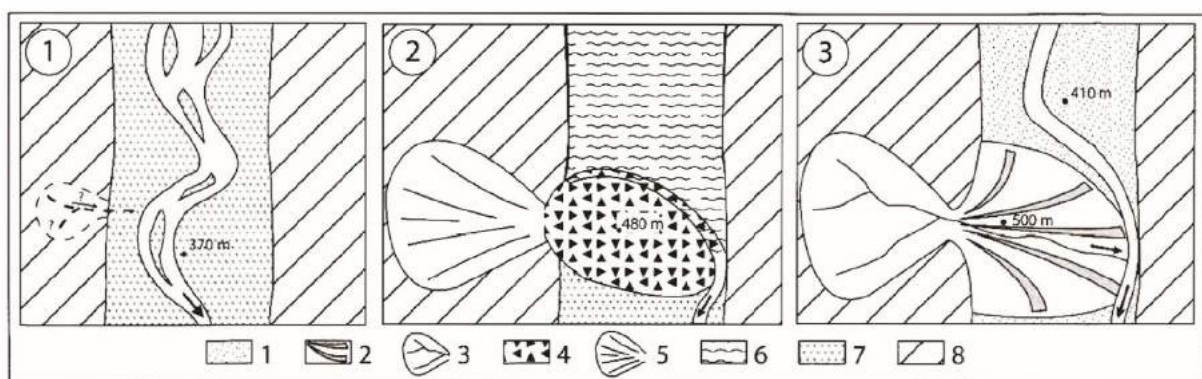


Figure 2478 : Chronologie de la mise en place du cône de débris de La Chapelle en relation avec l'écroulement. 1 : alluvions récentes ; 2 cône de La Chapelle ; 3 : bassin versant torrentiel ; 4 : écroulement ; 5 : niche d'arrachement ; 6 : lac de barrage ; 7 : alluvions anciennes ; 8 : substratum rocheux indifférencié. Schéma sans échelle, d'après Amelot et al. (2003).

Comme nous l'avons déjà énoncé précédemment, les substratums granitiques ne sont pas favorables à l'apparition de RVR (cf. 5.1). Toutefois, la DGCVR de la Lauzière (Hippolyte et al., 2006) est installée sur des granites des massifs cristallins externes, ce qui en fait une des rares grandes RVR présente sur cette lithologie. En examinant par élimination l'ensemble des paramètres présentés dans la partie précédente (précipitations, sismicité, etc..) et au vu de la forte dénivellation du versant, il semble y avoir ici deux grands facteurs de déclenchement possible : la décompression glaciaire et la présence d'une faille. Nous avons effectivement vu que cette DGCVR était positionnée sur un accident tectonique majeur (cf. 5.5.3.2.1) et il s'avère d'ailleurs qu'un essaim de séismes est survenu en mars 2017 dans le secteur du sommet de la Lauzière, au niveau de la cicatrice d'arrachement vue en figure 247A avec des séismes inférieurs à $M_L = 4$ et des profondeurs faibles (difficilement

calculables pour des séismes faibles). Ceci pourrait indiquer un effet préparatoire (voire déclenchant) pour cette DGCVR, l'essaim se localisant en grande partie au niveau du sommet du Grand Mas (Fig. 249). Cette observation met en lumière la singularité géologique du massif qui, en effet, se trouve localisé sur un embranchement de la puissante faille bordière de Belledonne (Thouvenot et al., 2002 ; Billant et al., 2015) et à proximité du front pennique. Les déformations observées sur la crête peuvent donc être attribuées au jeu épisodique de la faille. La DGCVR pourrait donc être ici expliquée, même en contexte granitique, par la géologie de manière indirecte (Hippolyte et al., 2012) et par les séismes de manière ponctuelle (Fig. 249), ces derniers pouvant préparer (ou déclencher) une rupture lors d'évènements sismiques sur l' « accident médian » de la zone cristalline externe.

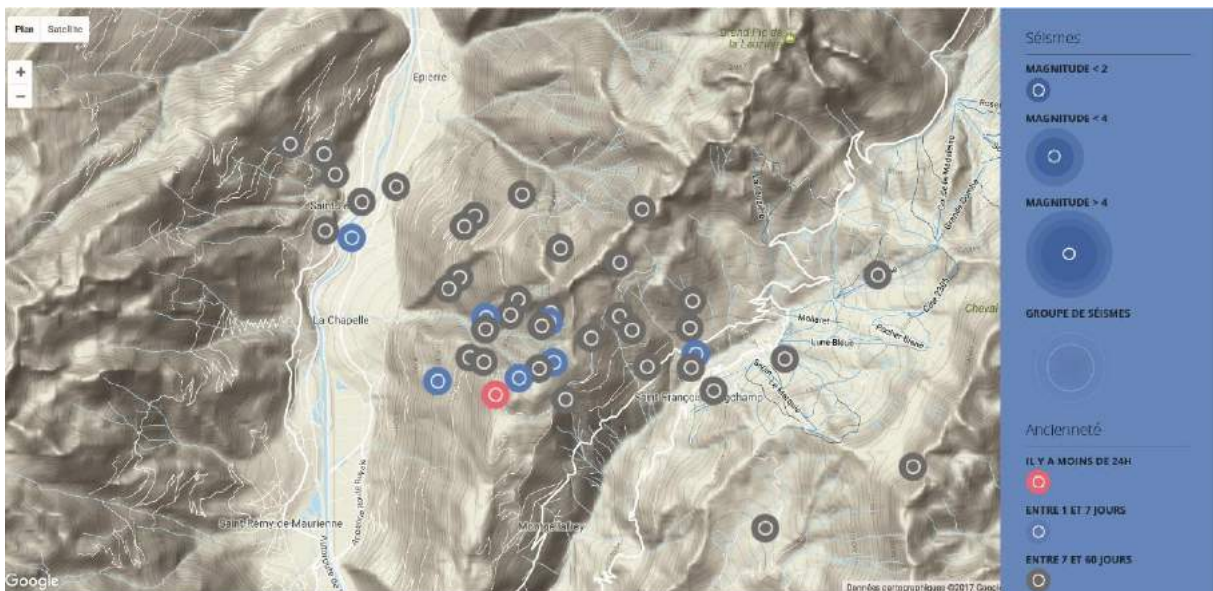


Figure 24849 : Essaim de séismes de la Chapelle du 14 mars 2017, pouvant faire le lien entre la sismicité et la rupture catastrophique qui a produit le cône de débris. Source : SISMALP (<https://sismalp.osug.fr/actualites/2>). Consulté le 10/05/17.

7.2.1.3 Cône de débris de Peisey-Nancroix : un lien avec la DGCVR des Arcs ?

Dans le massif de la Vanoise, au niveau de la ville de Peisey-Nancroix, un dépôt similaire à celui du col d'Ornon apparaît dans le talweg (Fig. 250). Celui-ci est estimé à environ 65 millions de m³ (Tableau 17). La zone a déjà été étudiée par Hippolyte et al. (2009) avec notamment des datations réalisées afin de comprendre le mouvement du versant sur lequel est installé la station de ski des Arcs (code : 8Va, p. 1311 de l'Atlas).

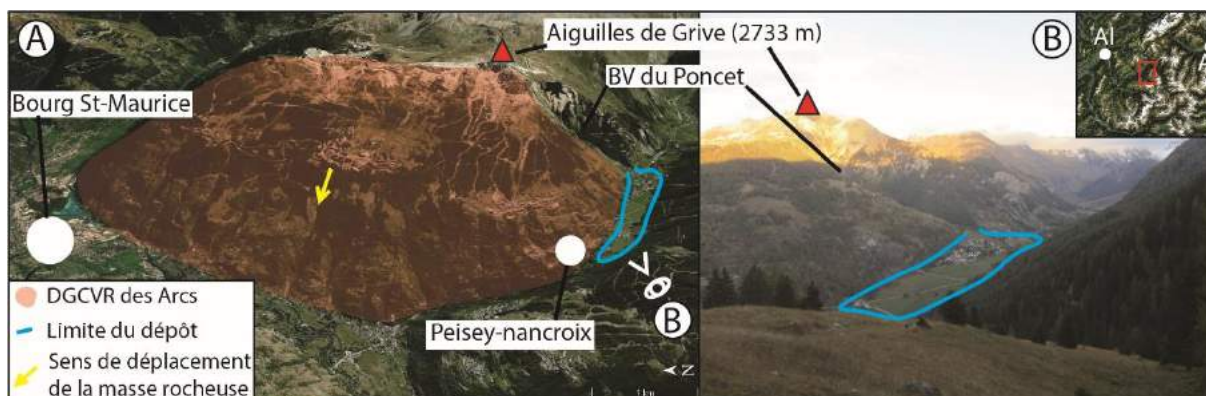


Figure 2490 : DGCVR des Arcs et cône de débris de Peisey-Nancroix. Cliché B pris en octobre 2016.

La position de la rivière, contre le rebord SO de la vallée, nous amène à penser que la source, ou une partie de la source, se localiserait dans le bassin versant du Poncet (Fig. 250). Sur le rebord SO, nous pouvons observer un versant soumis à de profondes incisions qui peuvent être dues à de l'altération de gypse et de cargneules (Debelmas et al., 1989b). La question ici est de se demander si ce cône de débris est issu d'une rupture brutale ou bien d'un épandage massif, venant du bassin du Poncet.

Pour pouvoir comprendre le dépôt, il est nécessaire d'étudier la géologie en place du massif et celle du bassin du Poncet. D'après Antoine et al. (1992), la crête est composée de quartzites tandis que le versant est constitué d'arkoses et de grès. Il apparaît également, sur la crête et à proximité, de nombreuses déformations, particulièrement au sud-ouest des Aiguilles de Grive (Fig. 251) (Hippolyte et al., 2009). De plus, ces déformations sont parallèles à la crête principale et surplombent le bassin versant du Poncet. C'est en amont de ce bassin versant qu'il va falloir chercher la source du dépôt de Peisey-Nancroix (Fig. 251).

Les déformations situées en profondeur sont mises à nues en amont du bassin versant du Poncet (Fig. 252B), où l'on peut voir les mécanismes en œuvre en profondeur, sans doute aidées par la présence de failles (Fig. 251). La particularité des formes observées en figure 252B ainsi que leurs positionnements juste en-dessous des déformations majeures (Fig. 252A) peuvent indiquer que la niche d'arrachement responsable du dépôt de Peisey-Nancroix se situe dans ces endroits. Toutefois, malgré le lien possible entre le dépôt dans le talweg et les déformations majeures de la crête des Aiguilles de Grive, la cicatrice responsable du dépôt peut tout à fait se trouver sur la face ouest des Aiguilles Rousses (2488

m) (Fig. 251B). En effet, cette face est couverte d'éboulis car les Aiguilles Rousses sont constituées de calcaires et de dolomies (Antoine et al., 1992). Comme nous l'avons vu précédemment (cf. 5.1), et au regard de la morphologie du versant de la face ouest de ce sommet, la masse rocheuse constituant le dépôt de Peisey-Nancroix pourrait donc trouver sa source aux Aiguilles Rousses.

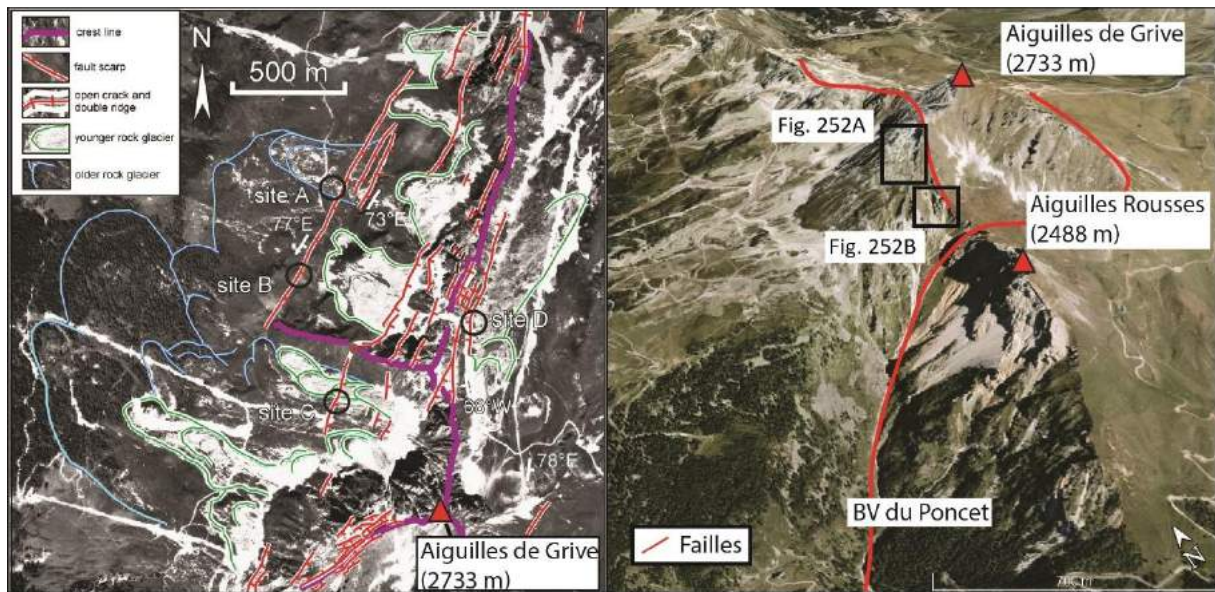


Figure 2501 : Cartographie des déformations de versant sur la crête des Aiguilles de Grive (2733 m). A : déformations cartographiées d'après Hippolyte et al. (2009) ; B : vue satellite oblique des Aiguilles de Grive et localisation des failles.

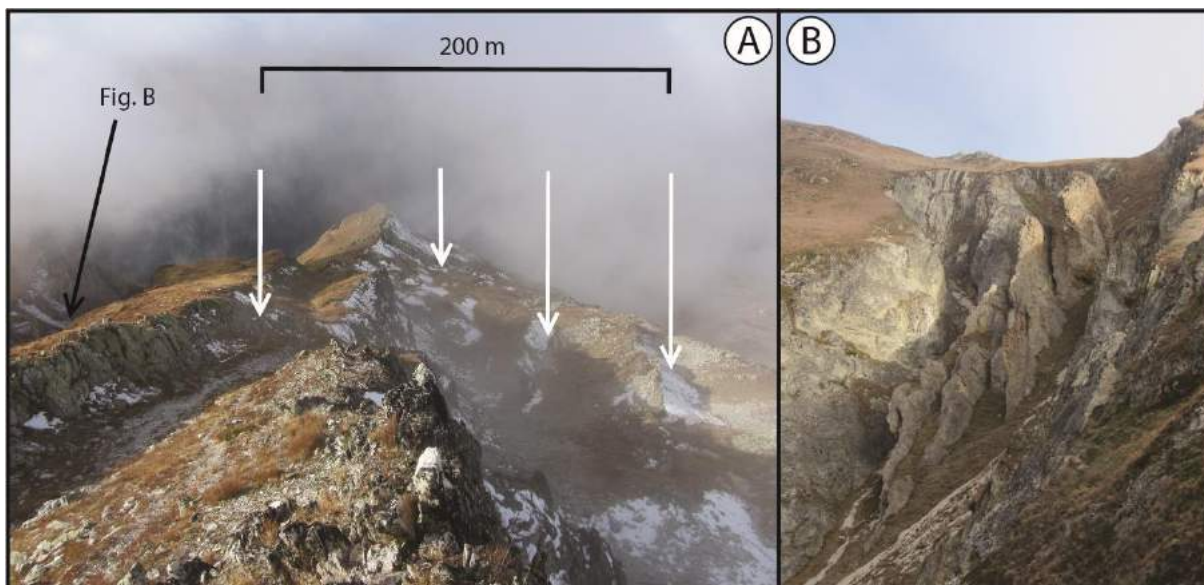


Figure 2512 : Déformations de versant et mise à nu des mécanismes en profondeur sur la crête sommitale au sud-ouest des Aiguilles de Grive. Les flèches blanches indiquent les contre-escarpements du versant. Clichés pris en octobre 2016.

Le débat concernant la localisation de la cicatrice d'arrachement n'écarte pas le fait que le dépôt se trouve maintenant déconnecté des zones possibles de cicatrices. Plusieurs hypothèses d'édification du cône peuvent être évoquées :

- la première (hypothèse 1, Fig. 253) consisterait à dire qu'un éboulement brutal et de grande ampleur a eu lieu et aurait comblé la vallée du Poncet ainsi que celle de Peisey-Nancroix, construisant de ce fait le cône de débris. La source et le dépôt aurait été coupé par l'expansion de la DGCVR des Arcs. En effet, l'instabilité des Arcs aurait subi une période d'expansion de 42 m dans la vallée en direction de Bourg Saint-Maurice (Hippolyte et al., 2006). Ce pourrait donc être, durant cette période d'extension de la DGCVR, que se serait produite une rupture catastrophique qui aurait comblé la vallée de Nancroix, laissant libre cours au ravinement et au transport des sédiments éboulés dans le talweg, à l'image du cône de débris de La Chapelle ;
- la seconde (hypothèse 2, Fig. 253) consiste à formuler qu'il y aurait eu une rupture brutale mais pas d'aussi grande ampleur que pour la première hypothèse. La masse éboulée aurait comblé uniquement le bassin versant du Poncet. Il y aurait eu un relais de processus, la masse éboulée ayant été remaniée par l'eau et apportée plus

en aval, construisant ainsi le cône de débris. Ceci aurait pu donc construire le cône de débris de Peisey-Nancroix de 65 millions de m³ ;

- La troisième (hypothèse 3, Fig. 253) consisterait à dire qu'il y avait eu un contrôle complexe du cône avec l'apport simultané de sédiments venant à la fois du bassin versant du Poncet mais également du versant SO de la vallée principale (composé de cargneules et de gypses). Cette hypothèse tient si on considère que l'apport sédimentaire venant du bassin versant du Poncet a été plus important que par rapport au versant SO.

Des trois hypothèses, la seconde et la troisième paraissent les plus plausibles. Il est en effet difficile d'imaginer qu'une masse rocheuse en déstabilisation (DGCVR des Arcs) puisse couper le dépôt de sa source sur près d'un kilomètre de long. Toutefois, pour la construction d'un cône de débris de cette dimension, l'apport sédimentaire issu d'un éboulement paraît cohérent. On peut également noter que les ravinelements du versant SO de la vallée principale peuvent avoir aidé à la construction du cône, les sédiments venant du bassin versant du Poncet surplombant ceux venant du versant SO.

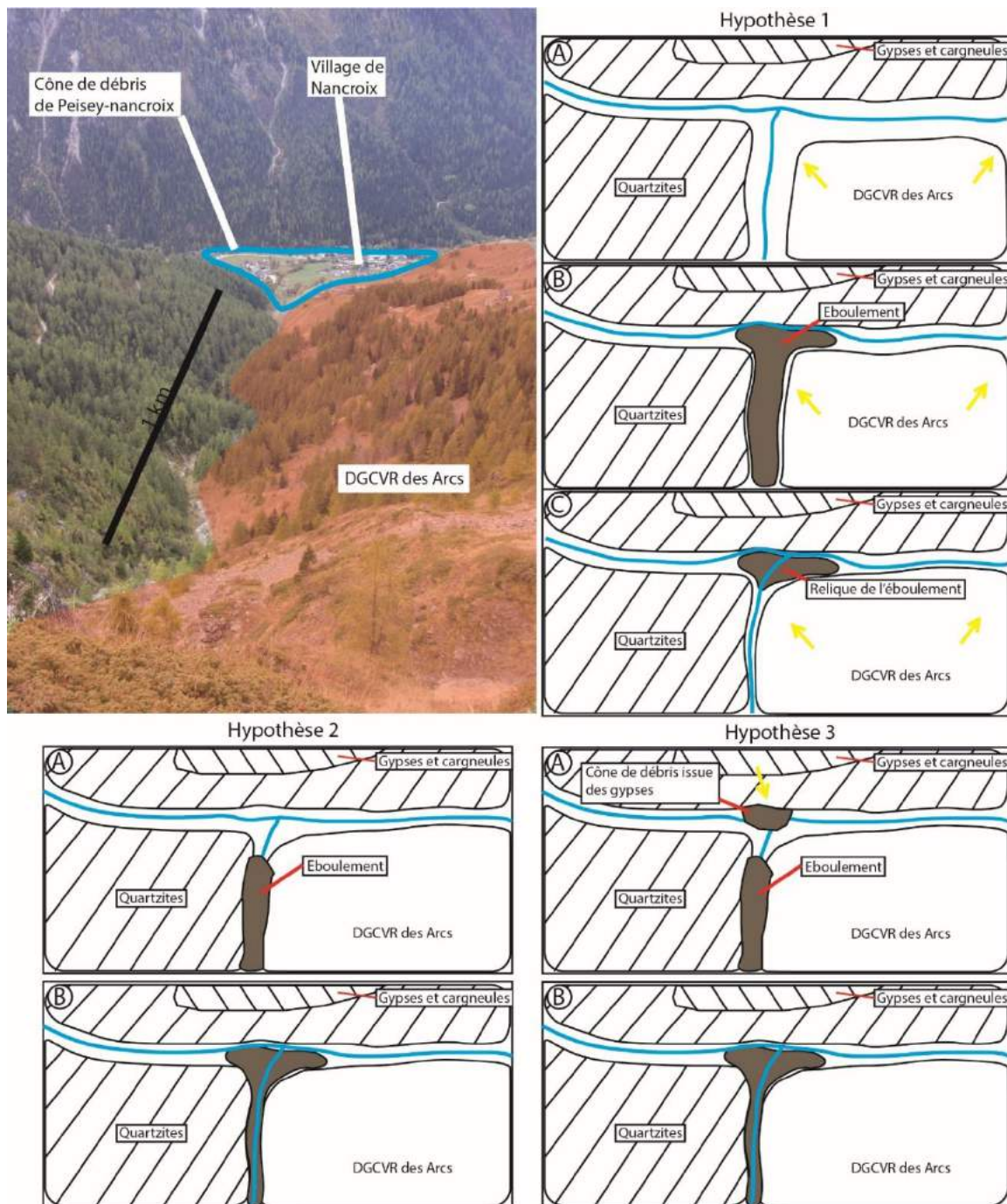


Figure 2523 : Hypothèses d'évolution des versants et du cône de débris de Peisey-Nancroix. Hypothèse 1 : le cône de débris est un éboulement qui a été coupé de sa source par la DGCVR des Arcs ; hypothèse 2 : cône de débris issu d'un remaniement et d'un transport progressif de l'accumulation sédimentaire issue d'un éboulement ; hypothèse 3 : même situation que l'hypothèse 2 mais aidés par l'apport sédimentaire du versant opposé (gypses et cargneules). Le cliché, pris en octobre 2016, montre la situation actuelle.

7.2.1.4 Le cône de débris de Séez

Si les cônes de débris déjà étudiés ont de grande chance d'être en relation avec des éboulements catastrophiques issus de larges RVR, celui de Séez (Savoie) (Fig. 254), en rive

opposée à la DGCVR des Arcs, est moins évident à démontrer. En effet, si les cicatrices ne faisaient pas débat, sauf pour le cas du cône de Peisey-Nancroix où deux possibilités géographiquement proches l'une de l'autre pouvaient faire office de cicatrices, la niche d'arrachement du cône de débris de Séez ne peut pas être établie avec certitude, même si de nombreux indices nous amèneraient à tendre vers l'hypothèse d'une seule cicatrice. Se pourrait-il que le dépôt ne soit issu simplement que de l'épandage progressif des sédiments charriés par la rivière, qui eux-mêmes proviennent de versants soumis à la RVR ? Le cône de débris fait 2.8 km de longueur, 2.2 km de large, et la dénivelée est d'environ 350 m. le volume est estimé à 463 millions de m³ (Table 18). Il peut paraître donc improbable que ce dépôt ne soit qu'un cône alluvial. Il faudrait imaginer une forte vélocité pour pouvoir répandre sur le talweg une pareille masse.



Figure 2534 : Localisation du cône de dépôt de Séez et des DGCVR l'entourant. DGCVR de l'Aiguille du Clapet (code : 6Be, p. 357 de l'Atlas) ; DGCVR des Ecludets (code : 65Gp, p. 952 de l'Atlas) ; DGCVR du Col du Petit Saint-Bernard (code : 69Gp, p. 956 de l'Atlas) ; DGCVR de la Rosière (code : 71Gp, p. 958 de l'Atlas) ; DGCVR des Arcs (code : 8Va, p. 1311 de l'Atlas). Al : Albertville.

Deux DGCVR surplombent le cône, une de chaque côté du torrent du Reclus qui prend sa source à proximité du col du Petit St-Bernard, la DGCVR de l'Aiguille du Clapet sur la rive droite et la DGCVR des Ecludets en rive gauche (Fig. 254). Compte tenu de la configuration et du positionnement du dépôt, il semble que le versant où la DGCVR des

Escudets est installée soit la source du dépôt. La DGCVR de l'Aiguille du Clapet ne paraît en effet pas responsable du dépôt car aucune niche d'arrachement n'est visible en dessous de la crête dédoublée identifiée sur la crête.

La pente du versant où est installée la DGCVR des Escudets est d'environ 27° et relativement constante tout le long du versant. C'est en cela que la source est difficilement identifiable car aucune cicatrice n'est observable sur ce versant. La seule explication qui pourrait expliquer ce dépôt réside en la rupture complète d'un pan entier de montagne (Fig. 255A), la cicatrice sommitale étant dans ce cas la crête du Roc Noir. A la suite de cette possible rupture, deux nouvelles crêtes seraient apparues : celle des Arcades en rive droite du torrent des Escudets, et celle de La Rosière en rive gauche.

En extrapolant et en reconstituant le modelé passé, on peut observer que le versant de la station de ski de La Rosière ressemble à l'ensemble de ces RVR où les versants s'affaissant progressivement de toutes parts prennent la forme parfaite d'un arc de cercle. Une DGCVR semblable est visible en rive droite de l'Isère, non pas au nord-est de Bourg St-Maurice mais au sud-ouest. Cette DGCVR, dont seule l'imagerie satellite permet de l'observer en raison de sa taille considérable, prend la forme presque parfaite d'un arc de cercle (Fig. 255B) (code : 12Be, p. 363 de l'Atlas). Elle est encore actuellement presque intacte, si ce n'est quelques ravinements opérés par les torrents (aucune rupture catastrophique n'étant à noter dans la vallée de l'Isère). En prenant en compte le pan de montagne possible qui aurait pu être responsable du cône de débris de Sééz, les deux DGCVR ont de fortes similitudes, d'autant qu'elles présentent la même lithologie : des grès et arkoses (Antoine et al., 1992). On peut supposer que cette lithologie se comporte mécaniquement de la même manière et donc que cette forme en arc de cercle est commune à cette lithologie.

Tous cela nous amène à penser que le versant de la Rosière ressemblait en tout point à la DGCVR de Vaugelaz et qu'il y aurait eu une rupture catastrophique d'un pan entier de montagne, à l'origine du cône de débris de Sééz.

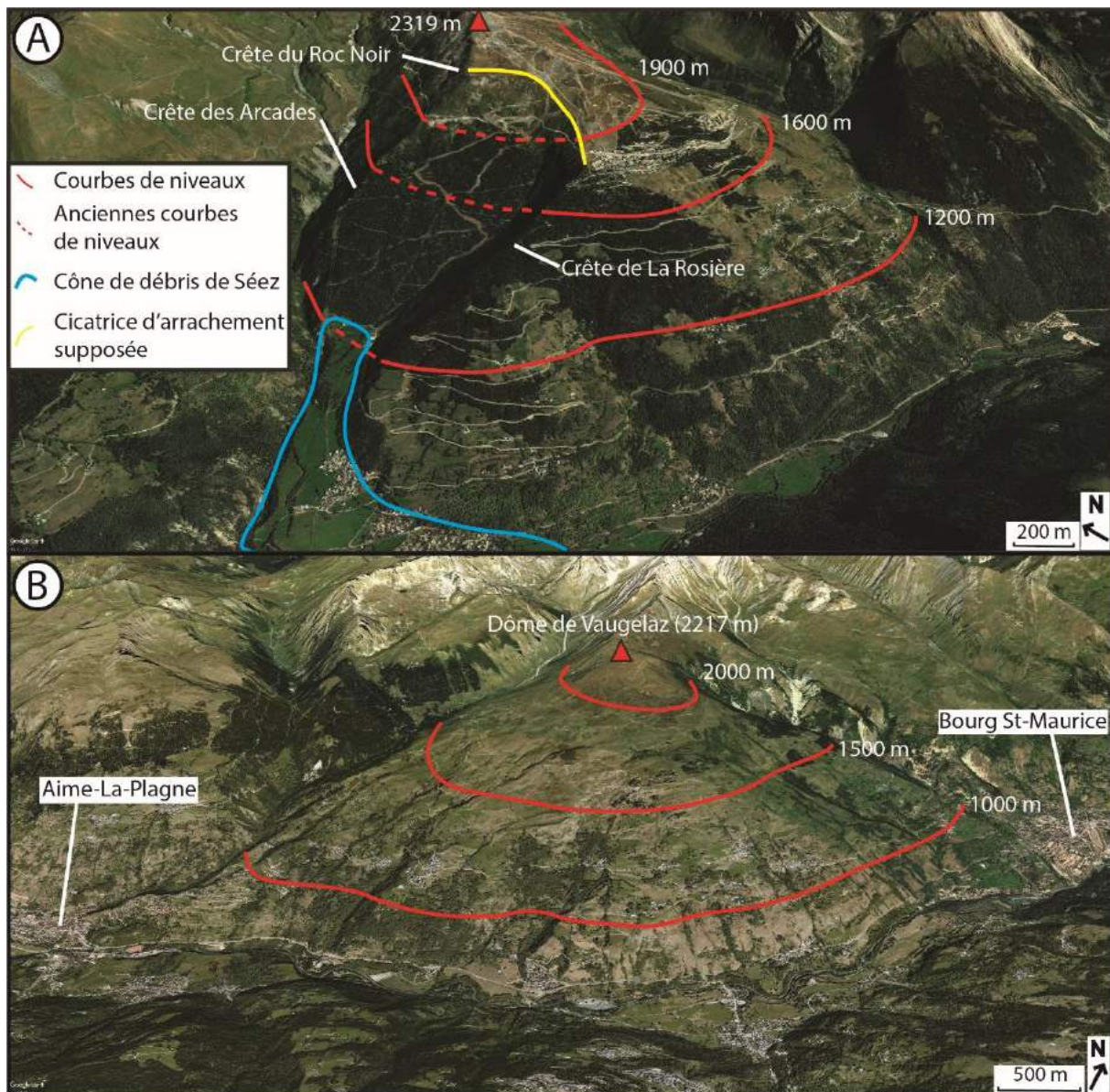


Figure 2545 : Les DGCVR et leurs formes arquées montrant des ruptures catastrophiques pouvant provoquer des cônes de débris. A : DGCVR des Ecudets avec son éventuelle rupture ayant provoqué le cône de débris de Séez (code : 65Gp, p. 952 de l'Atlas) ; B : DGCVR de Vaugelaz avec une forme en arc de cercle intacte (code : 12Be, p. 363 de l'Atlas).

Il est difficile d'établir un facteur de rupture mais il est possible que la pente ait eu un poids non négligeable. En effet, la pente de la DGCVR de Vaugelaz est plus faible (19°) que celle de la Rosière (27°), ce qui peut amener à penser que la pente puisse être en partie responsable de la possible rupture, la vallée étant plus resserrée en aval de la DGCVR de La Rosière alors que la masse rocheuse de la DGCVR de Vaugelaz a pu davantage s'étaler sur le talweg, la vallée étant plus large.

7.2.1.5 Discussion : rôle de l'eau dans la remobilisation des sédiments, et comparaison avec d'autres cônes de débris en relation avec des instabilités de type RVR

Les cônes de débris sont souvent associés au rôle de l'eau qui, progressivement, répand les sédiments et forme des cônes torrentiels ou alluviaux de dimension décamétrique à plurikilométrique (Fontana et al., 2014), comme ceci a été évoqué pour le cas de Peisey-Nancroix. Il est cependant rare, dans la littérature, de faire un parallèle entre ces cônes et des instabilités de type RVR. Toutefois, en Calabre (Italie du sud), Sorriso-Valvo (1988) a étudié des cônes de débris directement en relation avec des instabilités de type RVR (Fig. 256). En effet, tout comme dans les Alpes franco-italo-suisse, les cônes de débris étudiés ne sont pas toujours construits par l'eau et les laves torrentielles, récurrentes dans la région, mais également par des instabilités rocheuses. Pour l'ensemble des cas recensés dans cette étude, les cônes de débris sont de même dimension que ceux recensés dans notre travail, mais l'eau paraît être un agent remobilisateur des masses rocheuses éboulées dans l'édification des cônes de débris. En effet, ces derniers, entraînés par l'eau, se retrouvent pour certains à plusieurs kilomètres plus bas sur le talweg et non au pied des cicatrices. De part la longueur des cônes de débris et l'absence de masses rocheuses pouvant être identifiées comme étant relictuelles de la période durant laquelle les masses ont glissé, nous partons de l'hypothèse que ces masses ont été entièrement remobilisées par l'eau et ont participé à la construction du cône de débris (Fig. 256). De plus, du fait que le relief soit moins prononcé que dans les Alpes, les masses remobilisées peuvent avoir été à la base des glissements coulées composés de matériaux détritiques pouvant facilement être remobilisés par l'eau. L'édification des cônes de débris paraissent donc être davantage issus de la remobilisation de glissements (coulées ?) que par une conséquence directe des instabilités. Pour cela, il faudrait regarder les faciès sédimentologiques pour définir avec certitude si les masses rocheuses sont purement gravitaires ou issues de laves torrentielles récurrentes.

La grande différence entre ces exemples et les cônes de débris des Alpes franco-italiennes est le contraste pluviométrique saisonnier car il est de manière générale plus marqué en Italie ou au Costa Rica que dans les Alpes car les précipitations sont plus fortes et plus intenses, et ce sur des temps plus courts que dans les Alpes. L'eau peut donc jouer un rôle capital dans la remobilisation des sédiments éboulés en Italie et au Costa Rica

contrairement aux cônes vus précédemment dans les Alpes franco-italiennes car ils ne seraient pas remaniés par l'eau, si ce n'est de façon superficielle comme ceci pourrait être le cas pour le cône de La Chapelle (Amelot et al., 2003). L'autre différence entre les exemples cités ici réside dans l'éloignement entre les cicatrices et les zones de dépôt. L'ensemble des cônes de débris alpins présentés précédemment se trouve, en effet, au pied des cicatrices ou bien un peu éloignés mais aidés par les fortes pentes, contrairement aux cônes de débris de Calabre (exemples les plus proches des cas alpins) éloignés des cicatrices et positionnés sur des pentes plus faibles.

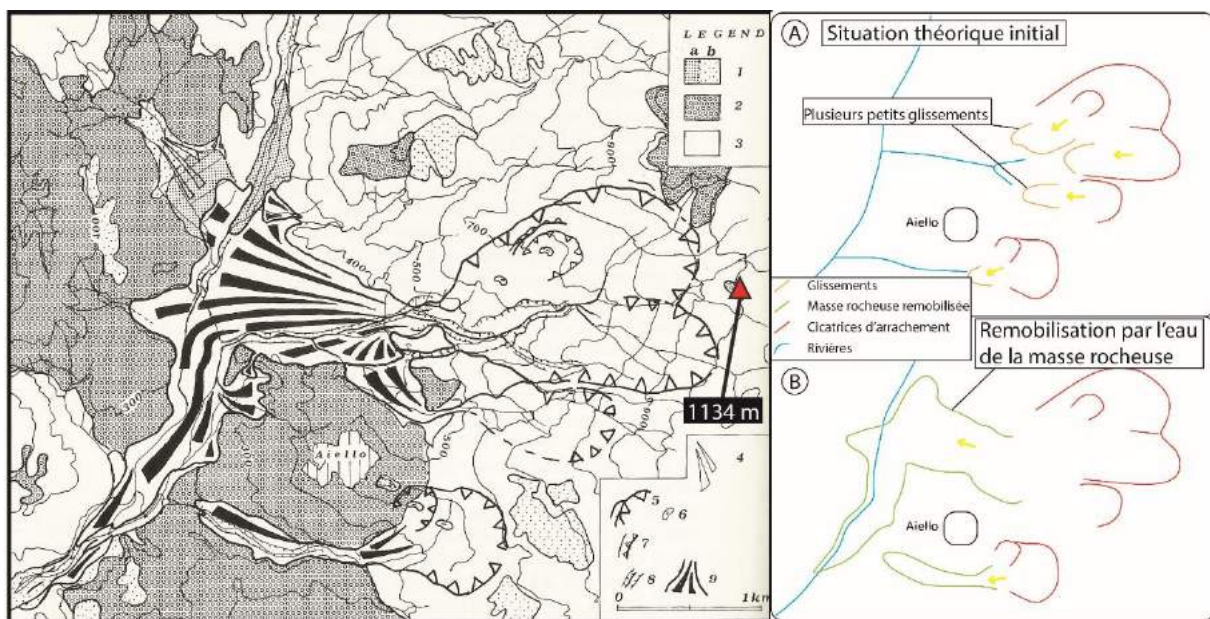


Figure 2556 : RVR relayée à un cône de débris à proximité de Aiello (Calabre, Italie). 1 : sédiments quaternaires ; a : lacustre ; b : lits de rivières et terrasses ; 2 sédiments Miocène ; 3 : roches faiblement métamorphisées ; 4 : cône alluvial ; 5 : cicatrice ; 6 : dépression drainée ; 7 : contre-escarpement ; 8 : ravin ; 9 : cône de débris relayé aux glissements. D'après Sorriso-Valvo (1998). A : Situation initiale théorique avec plusieurs petits glissements (glissements coulées ?) qui se sont produits dans le bassin versant ; B : situation actuelle : les masses glissées ont été remobilisées par l'eau pour édifier les cônes de débris observés aujourd'hui.

Dans l'arc alpin, les études montrant la relation entre les RVR et les cônes de débris sont rares. Néanmoins, il est parfois possible d'observer dans la littérature des cas d'étude montrant à la fois les zones d'instabilités et les zones de dépôt en lien avec une rupture brutale. Dans les Alpes, l'exemple de l'éboulement de Becca France (Vallée d'Aoste) (Forno et al., 2012) présente une zone de dépôt qui ressemble en tout point avec les exemples tirés

des RVR de notre inventaire, le dépôt prenant la forme que veut bien lui offrir la vallée (Fig. 257). La forme du dépôt de Becca France est similaire aux exemples du col d'Ornon et de Peisey-Nancroix car ils sont restreints à une vallée, alors que ceux de Séez et de la Lauzière se localisent dans les grandes vallées glaciaires, là où la masse éboulée dispose d'un supplément d'espace pour s'étaler dans le talweg. Ces deux derniers exemples montrent à quel point ces cônes peuvent être confondus avec des cônes torrentiels alors que celui de la Lauzière est la conséquence d'un éboulement brutal et que celui de Séez est suspecté pour être issu du même phénomène.

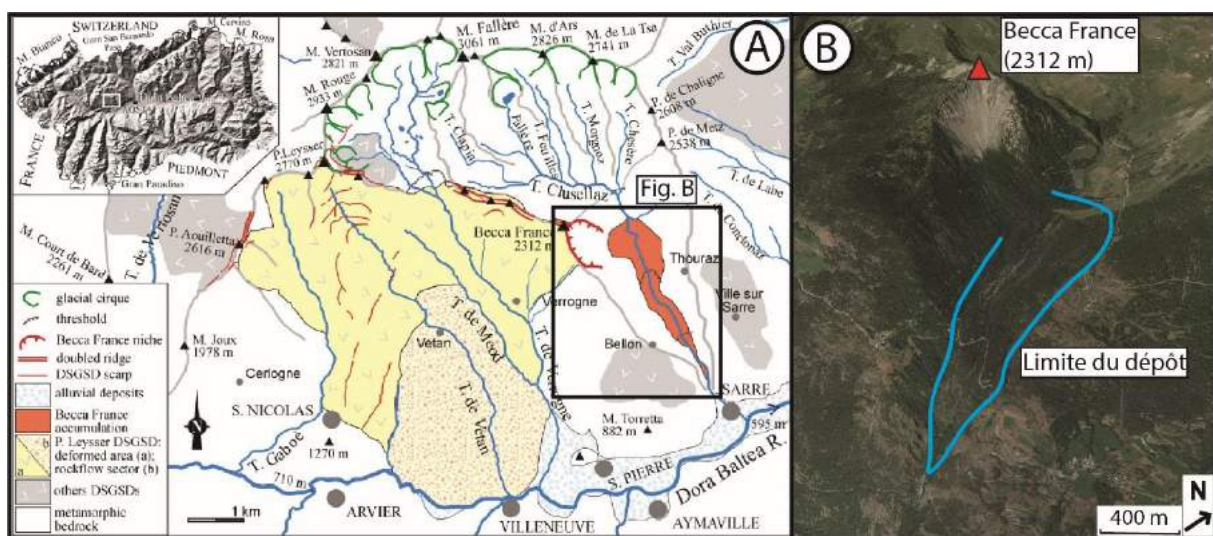


Figure 2567 : Dépôt et déformations de Becca France (2312 m). A : carte géomorphologique de la zone, d'après Forno et al. (2012) ; B : vue satellite oblique du dépôt de l'éboulement de Becca France.

Les différences énoncées entre les cônes de débris de Calabre et ceux des Alpes franco-italo-suisse ainsi que leur ressemblance avec la forme du dépôt de Becca France mettent en lumière la particularité des cônes de débris alpins qui sont directement liés aux instabilités de type RVR. Ils ne doivent pas être confondus avec des processus alluviaux ou torrentiels.

7.2.2 Dépôts de RVR sans zone source : les RVR coupeuses de têtes et coupeuses de crêtes — Exemple du rebord sud du massif de Platé (massif des Aiguilles Rouges)

De la même manière que les montagnes décapitées peuvent s'observer dans le Val Venosta en Italie (Jarman et al., 2011) en formant des cônes de débris similaires à ce que l'on a pu montrer précédemment, on peut par endroit observer des dépôts sans qu'aucune zone source ne soit présente. Ceci est le cas pour le rebord sud du massif de Platé (massif des Aiguilles Rouges) où des dépôts rocheux s'étaient sur les versants et où la cicatrice a disparu. Nous avons pu observer, à côté de la DGCVR du Dérochoir, plusieurs sites où des dépôts rocheux étaient anormaux au vu des zones sources potentielles (Fig. 258). Le dépôt principal fait environ 1.8 km de long pour environ 600 m de large et se situe à une altitude allant de 2000 m à 2200 m pour les parties les plus hautes. Les sommets pouvant faire office de source se localisent de 200 à 350 m plus haut en altitude, dénivelée cependant insuffisante pour pouvoir produire un dépôt d'une pareille longueur, d'autant plus que les pentes de la pointe de Platé et du Dérochoir ne dépassent pas les 40° (IGN, géoportail) en direction du dépôt.

Il se pourrait donc que la (ou les) source(s) de ce dépôt aient disparu et se soient ébouées dans la vallée du plateau d'Assy, de la même manière que la masse rocheuse de la DGCVR du Dérochoir. Plusieurs arguments nous amènent à tendre vers cette hypothèse. Le premier est la susceptibilité à l'éboulement brutal de la paroi rocheuse du versant sud du massif de Platé (Goguel et Pachoud, 1981), où de larges fissures isolent certains promontoires rocheux et où les eaux d'infiltration érodent le talus marneux, laissant le champ libre à des éboulements de masse. Ceci s'est déjà produit au XVI^e siècle (en 1471) lors d'un éboulement catastrophique qui a débuté sa course au sommet du Marteau (2289 m) et a barré la vallée de l'Arve. Au vu des larges fissures sur les rochers des Fiz, les éboulements de masses sont encore à prévoir pour la vallée. Le deuxième argument consiste en la présence de trois couverts d'éboulis sommitaux partant de la pointe de Platé et allant vers la Brèche du Dérochoir (Fig. 258B). Ces couverts d'éboulis sont constitués de blocs plurimétriques sans qu'aucune paroi en amont n'existe (Fig. 258 C, D et E).

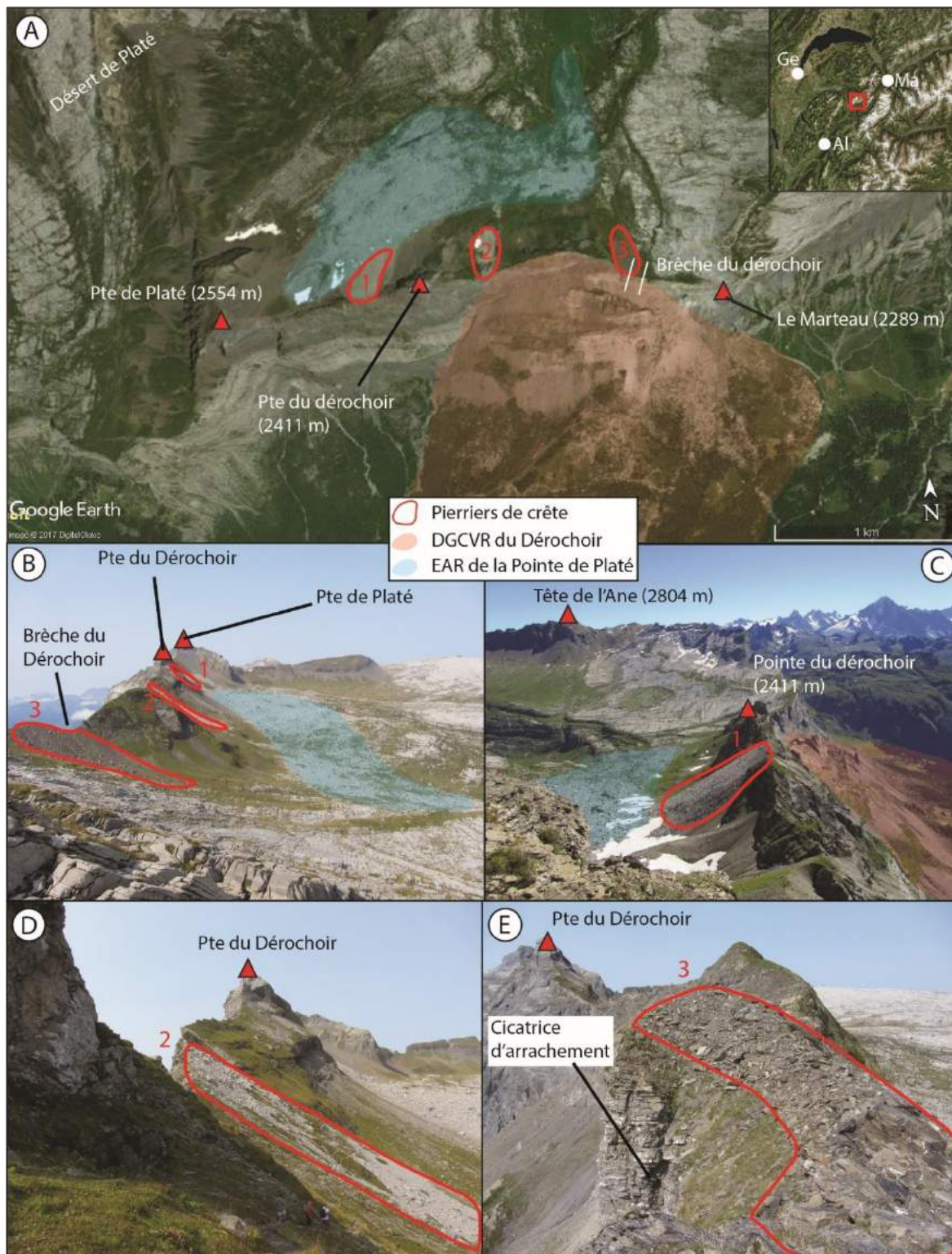


Figure 2578 : RVR décapité, EAR sans zone source. A : image satellite verticale de la zone avec un large EAR et la DGCVR du Dérochoir. Les numéros 1, 2 et 3 représentent les pierriers sommitaux sans source ; B : photographie depuis les pentes de la pointe d'Anterne montrant les trois pierriers sommitaux ; C : zoom sur le pierrier sommital 1 depuis la pointe de Platé, source du cliché : <https://www.altituderando.com/Pointe-de-Plate-2554m>; D : amont du pierrier sommital n°2 ; E : amont du pierrier sommital n°3, noter la cicatrice d'arrachement en direction de la DGCVR du Dérochoir aboutissant à la disparition de la paroi à l'origine de l'éboulement. Clichés pris en septembre 2017.

Ces arguments nous laissent donc à penser que la crête du versant sud du massif de Platé était par le passé plus élevée en altitude et que des phénomènes de grandes instabilités de type RVR ont eu lieu de la même manière que cela se produit depuis la dernière glaciation sur la DGCVR du Dérochoir. Deux arguments soutiennent cette interprétation. Le premier revient à constater la différence de rendu colorimétrique entre les pierriers sommitaux. En effet, les numéros 1 et 2 sont de couleur blanche et le numéro 3 est de couleur sombre (Fig. 258B). D'après Pairis et al. (1992), seul le sommet de la pointe du Dérochoir est composé de calcaires blancs à patine gris clair à blanchâtre qui correspondraient au plus gros dépôt, mais également aux pierriers sommitaux 1 et 2. Au vu de cet argument, de nombreux éboulements ont dû se produire dans le secteur pour isoler cet affleurement de calcaires blancs, et ils sont potentiellement à l'origine des pierriers sommitaux sans source. Le deuxième argument revient à montrer qu'une cicatrice d'arrachement nette est visible sur l'amont du pierrier sommital n°3 (Fig. 258E), non pas en lien avec le pierrier mais en direction de la DGCVR du Dérochoir, suggérant par déduction que le pierrier a « perdu la tête ».

Si la disparition des sources de ces éboulements ne fait guère de place au doute, les dépôts sur le versant sud de la crête ne sont pas observables. En effet, au vu de l'ampleur de la DGCVR du Dérochoir, les masses éboulées ont été remaniées et mélangées avec les nombreux glissements qui impactent ce versant (Goguel et Pachoud, 1981).

7.3 RVR et activités humaines : risque pour les sociétés ?

7.3.1 Contextualisation du risque lié au RVR dans les Alpes

Les risques pour les sociétés de montagne sont nombreux et peuvent impacter l'ensemble des infrastructures comme les villes/villages, les routes, les chemins de fer et les stations de ski. Dans ce chapitre, nous limiterons notre étude aux interactions entre les RVR et les villes et stations de ski. Le réseau routier et les chemins de fer, objets linéaires, sont nécessairement impactés par les RVR de part leur localisation et leur caractéristique même. Aussi les étudier ici ne nourrirait pas notre réflexion dans la mesure où l'ensemble de ces

objets d'étude, si on réalise une coïncidence spatiale, serait touchés directement ou indirectement par les RVR, et ce d'une manière ou d'une autre.

La perception du risque était perçue comme un danger actif auparavant (Heim, 1932) et a évolué en danger omniprésent maintenant (Eisbacher et Clague, 1984). Les risques associés aux RVR sont divers et peuvent se manifester sous la forme de petits éboulements, de laves torrentielles et de fluage par exemple. Plus rarement, des évènements plus importants comme des avalanches rocheuses de plusieurs millions de m³ peuvent avoir lieu. Même s'il est difficile d'évaluer le risque lié aux RVR car très peu sont datées, la compréhension des anciens phénomènes de plusieurs millions de m³ de roche mobilisées est capitale pour apprendre d'elles et aider à la localisation de futurs évènements. Il faut également préciser que les RVR peuvent être « dormants » dans la mesure où des déformations ne sont pas actives et sont fossilisées. Elles peuvent toutefois se réactiver, voire s'accélérer de manière désastreuse avec des fissures fraîches et des fluages localisés, avant qu'une masse plus importante ne vienne à tomber.

Les Alpes sont moins sujettes à des RVR de grande ampleur que les chaînes de montagne actives que peuvent l'être celles en Nouvelle-Zélande (Barth, 2014) ou dans les rocheuses canadiennes (Sakals et al., 2012). Cela est signalé par Evans (2006) qui inventorie les plus grosses RVR dans le monde (Fig. 259) et précise que sur les 37 RVR massives entre 1900 et 2000, seule trois se situent dans les Alpes : le glissement de Val Pola, de Vaiont et de Costantino en Italie.

Dans les Alpes, les plus volumineuses RVR se sont déroulées durant le Pléistocène comme celles de Flims (Schneider et al., 1999), de Sierre (Pedrazzini et al., 2013) ou de Köfels (Nicolussi et al., 2015). Les RVR produites durant l'Holocène seraient moins volumineuses, comme celles de Randa en Suisse (Eberhardt et al., 2004), du Grammont dans le massif du Chablais (Fort et al., 2009), de Becca France en Italie (Forno et al., 2012). Les sites de Séchilienne (Isère) et de la Clapière (Alpes-Maritimes) sont également à mentionner dans l'éventualité d'une rupture prochaine. Si les déformations structurales à l'œuvre sur ces massifs sont datées du Pléistocène (Schwartz et al., 2017 ; El Bedoui et al., 2011), ces deux RVR sont les plus surveillées d'Europe, car une proportion non négligeable d'une masse rocheuse de très grande taille est en mouvement constant depuis plusieurs décennies.

<i>No.</i>	<i>Locality</i>	<i>Country</i>	<i>Earthquake Trigger (E)</i>	<i>Landslide Dam Formed (LD)</i>	<i>Year</i>	<i>Estimated Massive Rock Slope Failure Volume (x 10⁶ m³)</i>
1	Usoy	Tajikistan	E	LD	1911	2000
2	Mayunmarca	Peru	-	LD	1974	1000
3	Pufu Ravine, Luquan	China	-	LD	1965	450
4	Yigong	China	-	LD	2000	300
5	Vajont	Italy	-	-	1963	292
6	Bairaman	Papua New Guinea	E	LD	1985	180
7	Hiedayama	Japan	-	-	1911	150
8	Diexi	China	E	LD	1933	150
9	Tsao-Ling 4	Taiwan	E	LD	1999	125
10	Zara	China	-	LD	1943	120
11	Tsao-Ling 2	Taiwan	-	LD	1942	100
12	Paatut	Greenland	-	-	2000	90
13	Tsao-Ling 1	Taiwan	E	LD	1941	84
14	Huascarán, II	Peru	E	LD	1970	75
15	Khait	Tajikistan	E	-	1949	75
16	Tanggulong	China	-	LD	1967	68
17	Falling Mountain	New Zealand	-	-	1929	57
18	Ok Tedi Mine	Papua New Guinea	-	-	1989	50
19	Chiu-Fen-Erh-Shan	Taiwan	E	-	1999	50
20	Hope	Canada	-	-	1965	47
21	Sale Mountain	China	-	-	1983	45
22	Gros Ventre	USA	-	LD	1925	40
23	Mount Ontake	Japan	E	-	1984	36
24	Valtellina	Italy	-	LD	1987	35
25	Frank	Canada	-	LD	1903	30
26	Xintan	China	-	-	1985	30
27	Schwan	Alaska USA	E	-	1964	27
28	Fairweather	Alaska USA	E	-	1964	26
29	Tsao-Ling 3	Taiwan	-	LD	1979	26
30	Ancash 2	Peru	E	-	1946	25
31	Allen 4	Alaska USA	E	-	1964	23
32	La Josefina	Ecuador	-	LD	1993	23
33	Madison Canyon	USA	E	LD	1959	20
34	Steller 1	Alaska USA	E	-	1964	20
35	Ancash 1	Peru	E	-	1946	20
36	Bualtar Glacier	Pakistan	-	-	1986	20
37	Costantino	Italy	-	-	1973	20

Figure 25859 : les 37 plus volumineuses RVR connues qui se sont produites entre 1900 et 2000 dans le monde. D'après Evans (2006).

7.3.2 RVR et stations de ski

7.3.2.1 Exemple connu hors des Alpes : le glissement d'El Forn (Andorre)

Les stations de ski implantées sur des glissements ne font pas l'objet de publications. A notre connaissance, un des exemples les plus connus et actifs, est le glissement d'El Forn de Canillo (Andorre) dans les Pyrénées (Fig. 260) (Soutadé, 1993 ; Planas et al., 2011). La masse rocheuse déplacée glisse progressivement vers le talweg entraînant avec lui la station de ski construite dessus.

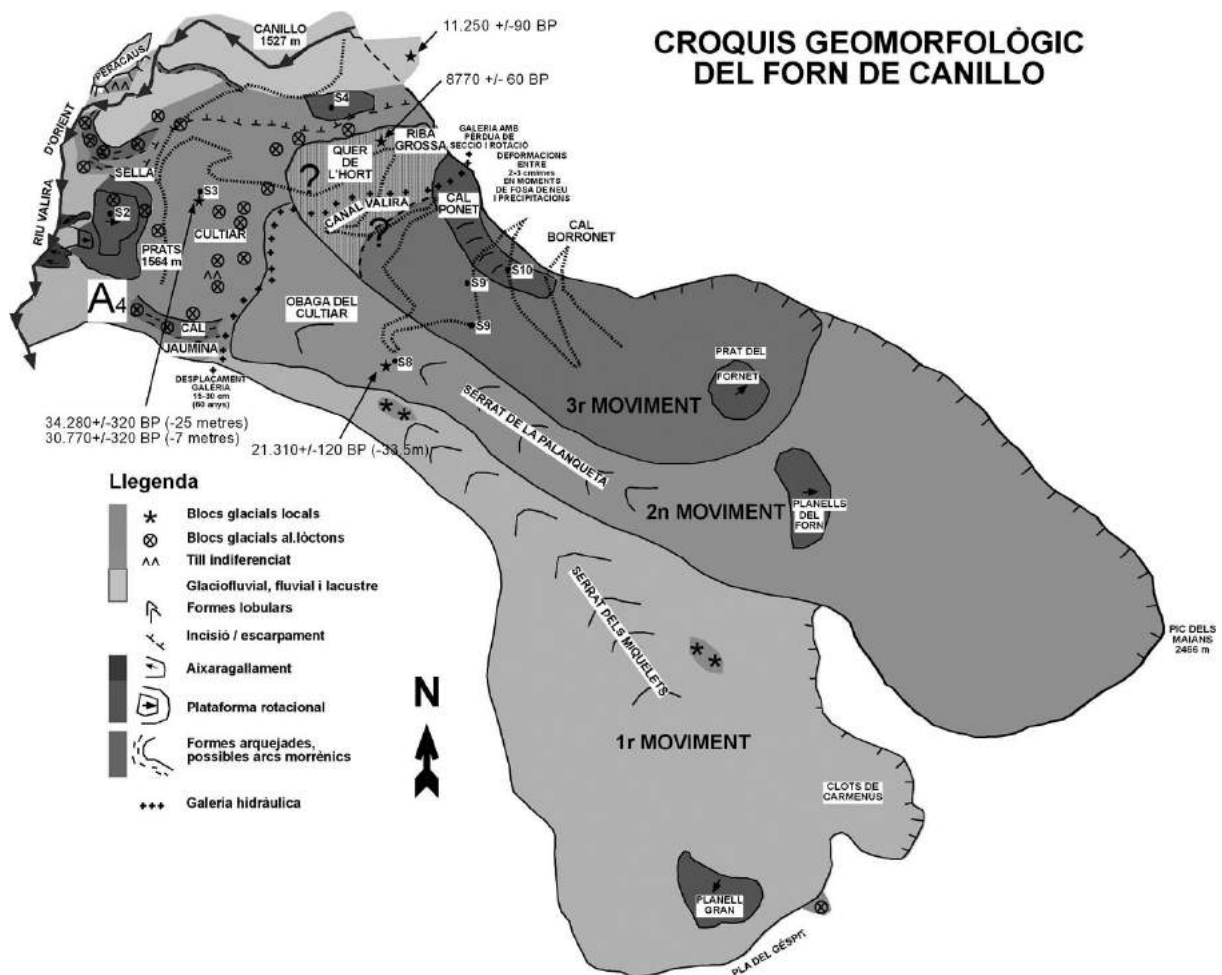
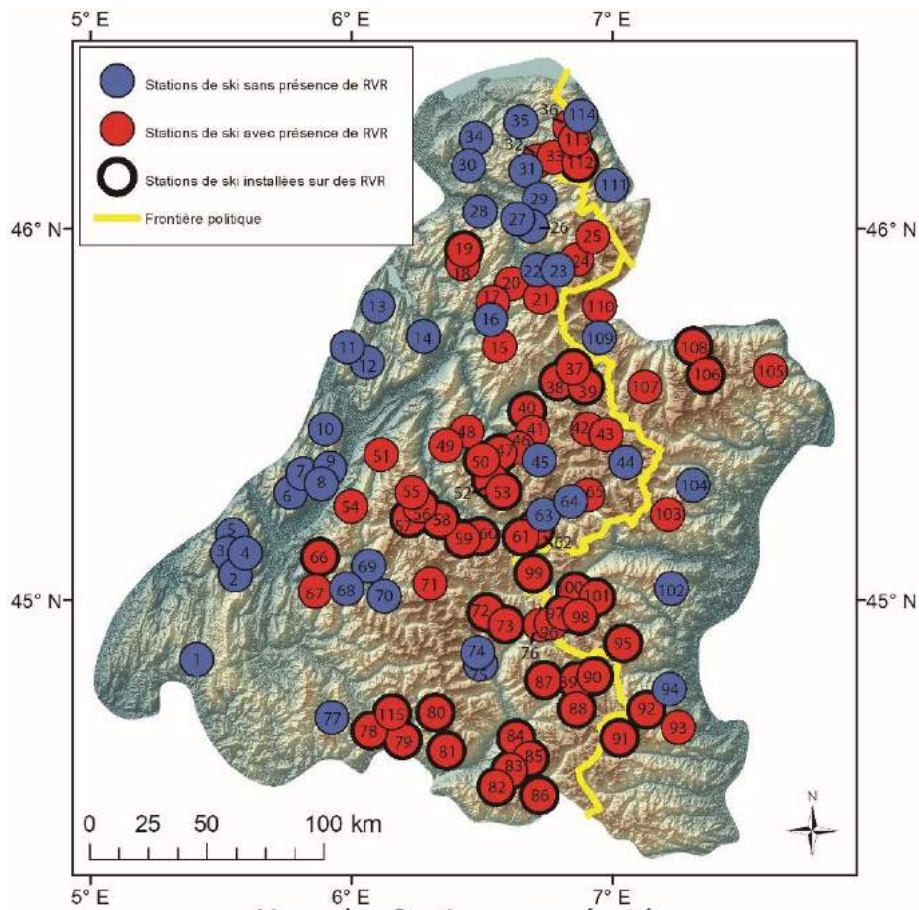


Figure 2590 : Glissement d'El Forn de Canillo (Andorre) où est installée une station de ski. Extrait de Planas et al. (2011).

7.3.2.2 Vue régionale pour l'aire étudiée

Les installations humaines ont proliféré sur l'ensemble des versants de montagne et dans presque toutes les vallées alpines, la plupart du temps suivant des logiques spatiales qui s'avèrent indifférentes à la localisation des RVR. Il en résulte que de larges instabilités se trouvent peuplées d'habitations et de routes. Ce sont toutefois les stations de ski (télésiège, téléski, télécabine et téléphérique) et l'ensemble des infrastructures de tourisme de montagne (thermes, piscines, patinoires, etc...) qui ont occasionné les plus grandes densités d'équipements et d'aménagements sur les versants alpins. Le nombre de stations de ski a augmenté depuis les années 1970 en France depuis la mise en œuvre du « plan neige », qui visait à construire des logements et infrastructures pour le tourisme. Ceci a également été le cas pour l'Italie et pour la Suisse à la même époque qu'en France. En totalité, 115 stations de ski ont été répertoriées sur la totalité de la zone d'étude, et celles-ci sont réparties comme suit : 4 en Suisse, 20 en Italie, et 91 en France. Seules les stations de ski référencées et possédant des infrastructures liées au ski de piste ont été cartographiées.

Sur l'ensemble des stations, 74 (64%) sont installées sur ou à proximité de phénomènes de type RVR. De plus, la répartition géographique est conforme à l'ensemble des résultats présentés dans ce manuscrit, car le cœur des Alpes occidentales correspond à la zone où les stations de ski sont le plus impactées par les RVR (Fig. 261). On constate que les périphéries de l'aire étudiée (Préalpes notamment) sont des secteurs où les stations de ski ne sont ni installées sur, ni à proximité de RVR. Ce sont en effet des secteurs avec des amplitudes de relief très opposées. Sur le massif du Vercors, les amplitudes de relief sur le plateau ne sont pas suffisantes pour produire des RVR et sur les massifs des Bauges ou de la Chartreuse, les amplitudes sont trop fortes. La lithologie n'aide en rien car nous sommes ici en présence de calcaire et ce n'est pas une roche propice aux RVR. Dans ces secteurs, on n'a pas eu besoin de chercher des RVR pour s'installer, au contraire du cœur de l'aire étudiée. Dans ces secteurs, le relief est en effet généralement trop raide, raviné et escarpé pour l'implantation de stations de ski. L'implantation n'est alors dû qu'à la possibilité que les RVR modifient le relief, et favorisée par les roches propices aux RVR (grès, conglomérats, arkoses et roches schisteuses).



Nom des Stations numérotées

1 Col Rousset	39 St Christophe en Tarentais	77 St Etienne en Dévoluy
2 Villard de Lans	40 La Plagne	78 Laye
3 Méaudre	41 Champagny en Vanoise	79 Ancelle
4 Lans en Vercors	42 Tignes	80 Orcières-Merlette
5 Autrans	43 Val d'Isère	81 Réallon
6 Col de Porte	44 Bonneval sur Arc	82 Les orres
7 St Pierre de Chartreuse	45 Pralognan la Vanoise	83 Crévoux
8 St Hilaire du Touvet	46 Courchevel	84 Risoul
9 Col du Marciou	47 Méribel	85 Vars
10 Le Granier	48 Valmorel	86 St Anne la Condamine
11 Le Revard	49 Longchamp	87 La Chalp
12 Margeiaz	50 St Martin de Belleville	88 St Véran
13 Semnoz	51 Le Collet d'Allevard	89 Aiguilles
14 La Sambuy	52 Les Menuires	90 Abriès
15 Arèches-Beaufort	53 Val Thorens	91 Pontechianale
16 Les Saisies	54 Prapoutel les 7 Laux	92 Crissolo
17 Notre Dame de Bellecombe	55 St Colomban des Villards	93 Plan Munè
18 La Clusaz	56 La Toussuire	94 Rucas di Bagnolo
19 Le Grand Bornand	57 St Sorlin d'Arves	95 Ghigo
20 Megève	58 Albiez le Vieux	96 Clavière
21 Les Contamines-Montjoie	59 Valloire	97 Sansicario
22 St Gervais les Bains	60 Valmeinier	98 Sestrière
23 Les Houches	61 Valfréjus	99 Bardonecchia
24 Chamonix	62 La Norma	100 Sauze d'Oulx
25 Argentière	63 Aussois	101 Pradelato
26 Flaine	64 Termignon	102 Plan Neiretto
27 Les Carroz d'Araches	65 Lanslebourg-Lanslevillard	103 Usseglio
28 Mt Saxonnex	66 Chamrousse	104 Ala Di Stura
29 Samoëns	67 L'Alpe du Grand Serre	105 Champorcher
30 Les Brasses	68 Col d'Ornon	106 Cogne
31 Les Gets	69 Alpe d'Huez	107 Rhemes-Notre dame
32 Morzine	70 Les Deux Alpes	108 Pila
33 Avoriaz	71 La Grave	109 La Thuille
34 Habère-Poche	72 Monestier les Bains	110 Courmayeur
35 Drouzin le mont	73 Serre-Chevalier	111 Marécottes
36 Chatel	74 Vallouise	112 Champéry
37 La Rosière	75 Put St Vincent	113 Morgins
38 Les Arcs	76 Montgenèvre	114 Torgnon
		115 Chaillol

Figure 2601 : Relation entre RVR et stations de ski alpines.

On peut également constater que, par endroits, les stations de ski sont installées du même côté de la vallée, celles-ci étant asymétriques. Ceci est le cas par exemple pour la vallée du Guil ou dans une certaine mesure dans la vallée de la moyenne Tarentaise.

Nous avons différencié les stations installées entièrement ou presque entièrement sur des RVR, et celles où les RVR qui les entourent et peuvent constituer un danger potentiel. Les exemples à traiter seraient nombreux mais nous nous bornerons aux exemples les plus spectaculaires ou emblématiques, et à ceux qui peuvent présenter un risque non négligeable pour les sociétés.

7.3.2.3 Cas des stations implantées sur des RVR et sans risque immédiat

Le seul cas d'étude où les glissements sont potentiellement dangereux pour la station de ski est celui d'El Forn en Andorre (Fig. 260). Aucun cas du même type et avéré n'a été à notre connaissance étudié dans les Alpes, si ce n'est en ce qui concerne les glissements superficiels. La Station de ski de Vars a été par exemple soumise à un plan de drainage du sol des versants afin de limiter les glissements superficiels (Martin, 1998) qui endommageaient les remontées mécaniques. Nous montrerons donc dans ce chapitre des cas exemplaires où les stations de ski sont installées sur des RVR sans qu'aucun danger ne soit, pour le moment, présent.

A la recherche de pentes moyennes pour l'installation des stations, les décideurs ont pris le parti d'implanter les aménagements sur des versants qui pouvaient à la fois présenter de fortes pentes mais également des pentes de valeurs moyennes, afin de disposer d'une large gamme de niveaux de pistes. Comme nous l'avons vu précédemment, de grandes zones sont soumises à de multiples instabilités qui semblent se superposer et où le relief paraît plus évolué. En conséquence, les pentes de ces massifs s'atténuent avec les larges glissements qui se produisent depuis la fin de la dernière glaciation. Ce sont sur ces pentes que se sont installées 44 stations de ski, soit 38% du total des stations de l'aire d'étude et 59% des stations impactées par les RVR.

Cette coïncidence spatiale entre localisation des RVR et présence de stations de ski est très souvent cartographiée sur les cartes géologiques. Les fonds cartographiques choisis pour les figures de ce chapitre sont extraits des cartes géologiques au 1/50 000^e des secteurs étudiés. Certaines études, en analysant par défaut certaines RVR ou zone de glissements

superficiels, montrent une association entre instabilité et stations de ski. Ceci est le cas pour la station de ski de Vars (Hautes-Alpes) (Martin, 1998) et de celle des Arcs (Savoie) (Hippolyte et al., 2009). A notre connaissance aucune étude n'a, à ce jour, étudié de manière globale et systématique la coïncidence spatiale entre stations de ski et glissements.

De nombreuses RVR où des stations de ski se sont installées ont déjà été présentées dans les parties précédentes (les Arcs, la Toussuire, et les Ménuires, par exemple). Nous allons donc nous focaliser ici sur des cas qui n'ont pas encore été évoqués. Pour cela, nous montrerons les exemples des stations de Chaillol (massif des Ecrins) (code : 112Ec, p. 855 de l'Atlas) et des Orres (Massif de Parpaillon) (code : 27Pa, p. 1092 de l'Atlas). Ces deux dernières ont été entièrement construites sur des masses rocheuses déplacées. La station de Chaillol est installée sur des grès du Champsaur à faciès volcano-détritique avec des interstratifications de calcaires et de marnes (Fig. 262A) (Debelmas et al., 1980). Une crête dédoublée est visible sur imagerie satellitale (Fig. 262B). Les installations pour la station de ski ont été implantées sur le glissement qui affecte ce versant comme en témoignent les levés géologiques (Debelmas et al., 1980).

La station des Orres est installée sur des flysch, avec quelques interstratifications de grès du Champsaur et de schistes noirs (Fig. 262C). Le relief de la station est caractéristique d'un versant occupé par de larges glissements rocheux venant de la crête. On peut, en effet, observer de nombreux bourrelets rocheux sur l'ensemble de la station (Fig. 262D). Le haut de la station a été construit sur les masses glissées. De plus, pour aménager les pistes, des remblais et des terrassements ont été découpés dans les masses glissées (Fig. 262C).

Ces deux exemples, outre d'autres vus précédemment, illustrent bien le fait que les stations de ski s'exposent à des risques potentiels de glissements. Il semble néanmoins utile de dire que ces versants, de part les versants déjà évolués et avec des pentes moyennes, seraient davantage soumis à des glissements lents qu'à des événements catastrophiques. On insiste sur le fait que ces RVR ne montrent pas de signe d'activité mais qu'elles peuvent être considérées comme « dormantes » et pourraient ainsi se réactiver et être dans ce cas un danger réel pour la station.

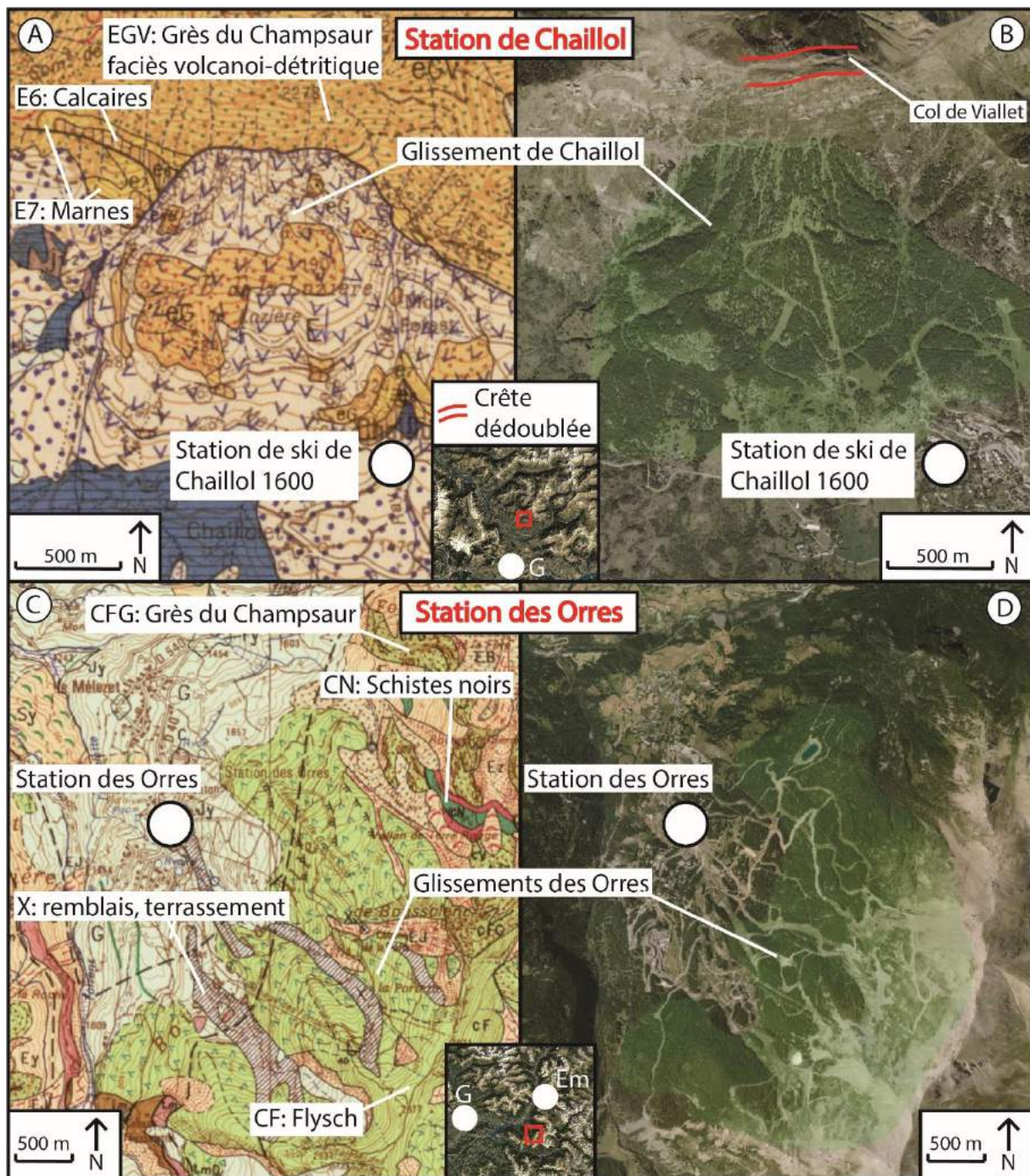


Figure 2612 : Installations de station de ski sur des RVR. Cas des stations de ski de Chaillol (A et B) (code : 112Ec, p. 855 de l'Atlas) et des Orres (C et D) (code : 27Pa, p. 1092 de l'Atlas). A : extrait de la carte géologique d'Orcières, d'après Debelmas et al. (1980) ; B : imagerie satellitale de Chaillol ; C : extrait de la carte géologique d'Embrun, d'après Kerckhove et al. (2005) ; D : imagerie satellitale des Orres. L'ensemble des captures d'écran proviennent du Géoportail de l'IGN ; G : Gap, Em : Embrun.

7.3.2.4 Stations et vallées de montagne avec RVR surincombant à caractère dangereux

7.3.2.4.1 L' « épée de Damoclès » au-dessus de Tignes Val Claret

L'exemple de la RVR au-dessus de Tignes Val Claret (Savoie) (code : 60Va, p. 1364 de l'Atlas) est exemplaire et constitue un véritable danger. Tignes, célèbre pour son vaste domaine skiable, est déjà également connu dans la communauté géologique pour être installé sur de grandes nappes de gypse, premier facteur de dangerosité pour les infrastructures. Le deuxième danger, qui n'est, à notre connaissance, pas connu de la communauté scientifique, consiste en une masse rocheuse qui s'affaisse. Elle se situe au nord des Rochers de la petite Balme et surplombe Tignes Val Claret (Fig. 263).

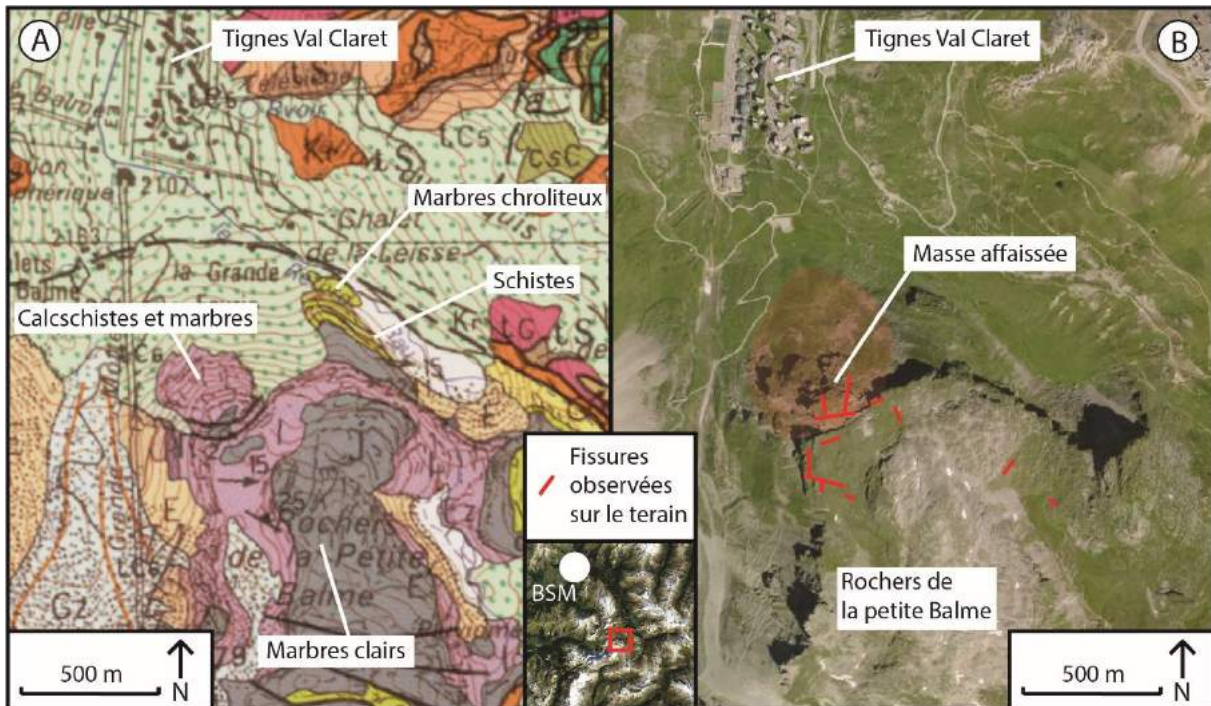


Figure 2623 : Une "épée de Damoclès" au-dessus de Tignes. A : extrait de la carte géologique, d'après Deville (1991) ; B : Imagerie satellitale avec la cartographie des fissures observées sur le terrain. Les deux captures d'écran sont tirées du Géoportail de l'IGN ; BSM : Bourg Saint-Maurice.

La DGCVR se trouve sur des calcschistes (Fig. 263A). On peut observer de dangereuses fissures sur la masse affaissée qui indiquent qu'elle est en état de fragmentation avancée. On peut également observer d'autres fissures localisées à l'écart de la masse et confinées aux calcschistes (Fig. 263B). La fracture principale semble avoir été

aidée par le passage d'une faille, qui se confond maintenant avec la cicatrice d'arrachement (Deville, 1991).

La masse rocheuse est composée de multiples fissures (Fig. 264) s'étendant de quelques mètres à plus de 10 mètres de larges (Fig. 264C). La cicatrice, quant à elle, est haute d'environ 20 mètres (Fig. 264D) et bien visible, même depuis les sommets alentours (Fig. 264E). Au-delà de la direction générale de la masse rocheuse qui progresse en direction de Tignes Val Claret, la masse se fragmente également sur ses marges. On peut, par exemple, apercevoir des masses rocheuses plus restreintes qui menacent de tomber sur les côtés, ceci étant le cas pour un éperon rocheux en équilibre qui s'est détaché de la masse principale et qui menace les pistes de ski en contrebas (Fig. 264A et E).

Le danger pour la station de ski semble d'autant plus grand que la masse rocheuse se situe à 850 m des premières installations de ski. Si elle venait à s'activer et à tomber, même en plusieurs morceaux, la station de Tignes Val claret risquerait d'être en partie ensevelie par les blocs. Pour l'instant, la masse ne semble pas active car le versant en contrebas est entièrement constitué d'herbe et d'anciens éboulements post-glaciaire. Il semble toutefois cohérent de suggérer de surveiller cette RVR de près en installant des capteurs de mouvements ou de réaliser des relevés GPS à très haute précision.

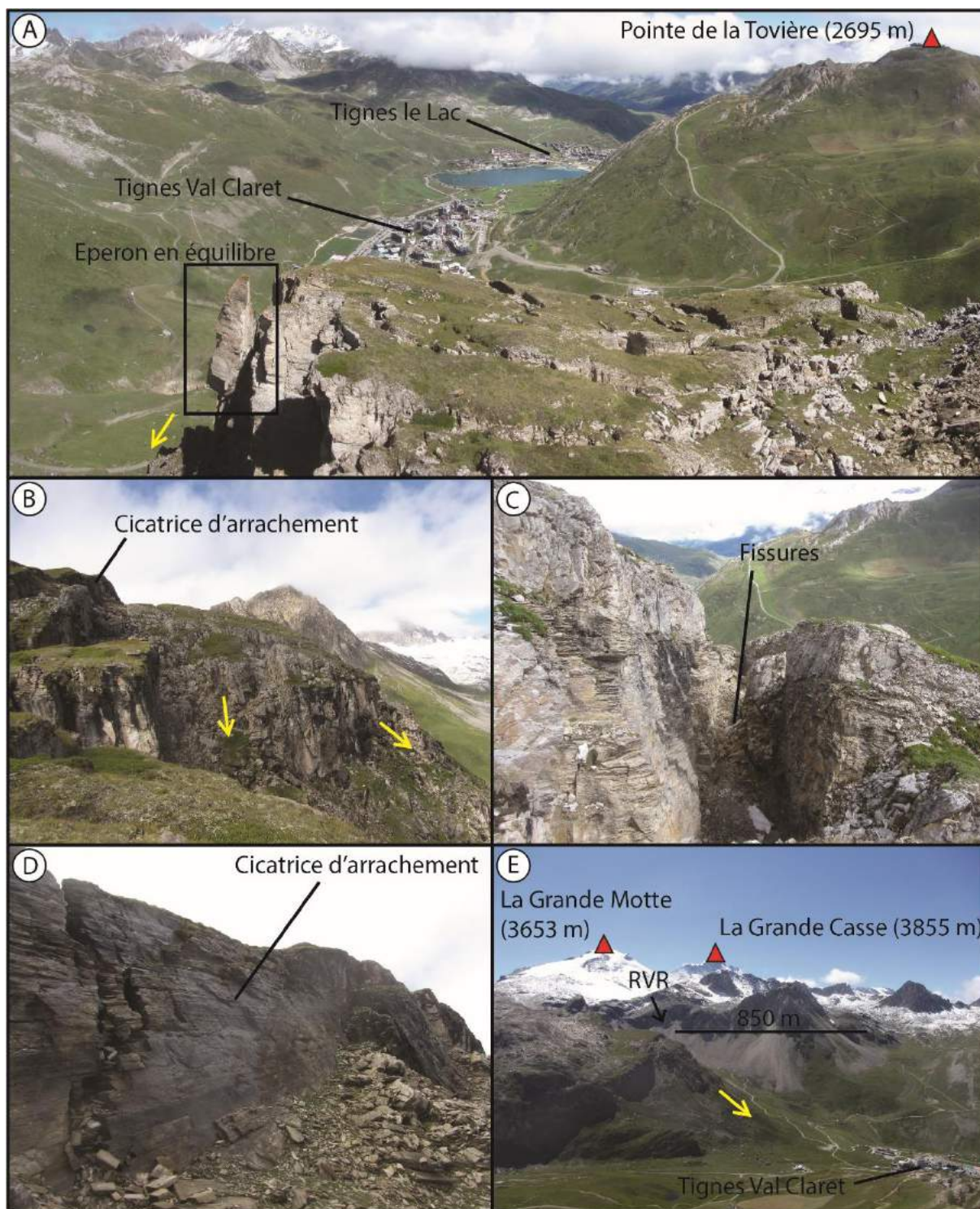


Figure 2634 : Photographies de la DGCVR de Tignes Val Claret. A : panorama depuis la cicatrice ; B : la masse rocheuse vue de côté ; C : fissures dans la masse affaissée ; D : cicatrice d'arrachement ; E : vue d'ensemble depuis la pointe de la Tovière. Clichés pris en août 2017.

7.3.2.4.2 La station d'Argentière et la vallée de Chamonix

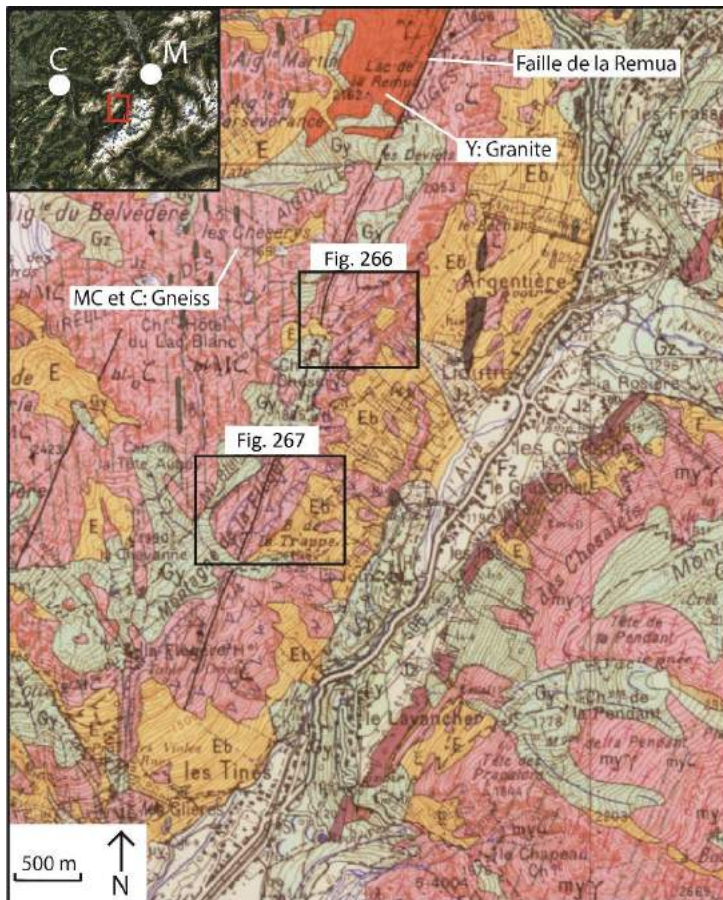


Figure 264 : La faille de Remua au-dessus d'Argentière (vallée de l'Arve), et ses deux RVR dangereuses pour la vallée de Chamonix. C : Cluses ; M : Martigny.

Outre les stations de ski qui sont installées sur des RVR, on recense celles qui sont menacées par des RVR qui peuvent s'avérer dangereuses pour les infrastructures et plus globalement pour une vallée. Les stations d'Argentière et la vallée de Chamonix en sont un premier exemple. Au regard de la figure 265, on peut observer que le rebord Est du massif des Aiguilles rouges, composé de gneiss (Ayrton et al., 1987), est traversé du nord au sud par la faille de la Femma. Le long de cette faille, deux instabilités majeures sont présentes, faisant peser un risque qui peut s'avérer non négligeable

sur la vallée de Chamonix, une des vallées de montagne les plus touristiques des Alpes. Compte tenu de l'approfondissement de la vallée de Chamonix et des pentes associées, ces deux RVR montrent des déformations et des fissures qui pourraient laisser entrevoir la possibilité d'une rupture de masse, dangereuse pour la vallée.

En ce qui concerne le secteur des DDV, les fractures observables sur imagerie satellitale se localisent à environ 200 m de la faille principale et font près de 10 m de large pour les plus grandes (Fig. 266A, B et C) (code : 2Ai, p. 7 de l'Atlas). Elles se produisent sur des pentes qui peuvent atteindre 30 à 35° et se situent entre deux parois quasi verticales. Cette configuration semble particulièrement dangereuse pour la vallée car, bien que le secteur où se produisent les fractures soit composé de blocs éboulés (Fig. 266D), une rupture brutale de certaines parties rocheuses peut sembler possible. On a pu constater sur

le terrain qu'une masse rocheuse était fracturée et pouvait représenter un danger réel (Fig. 266E et F).

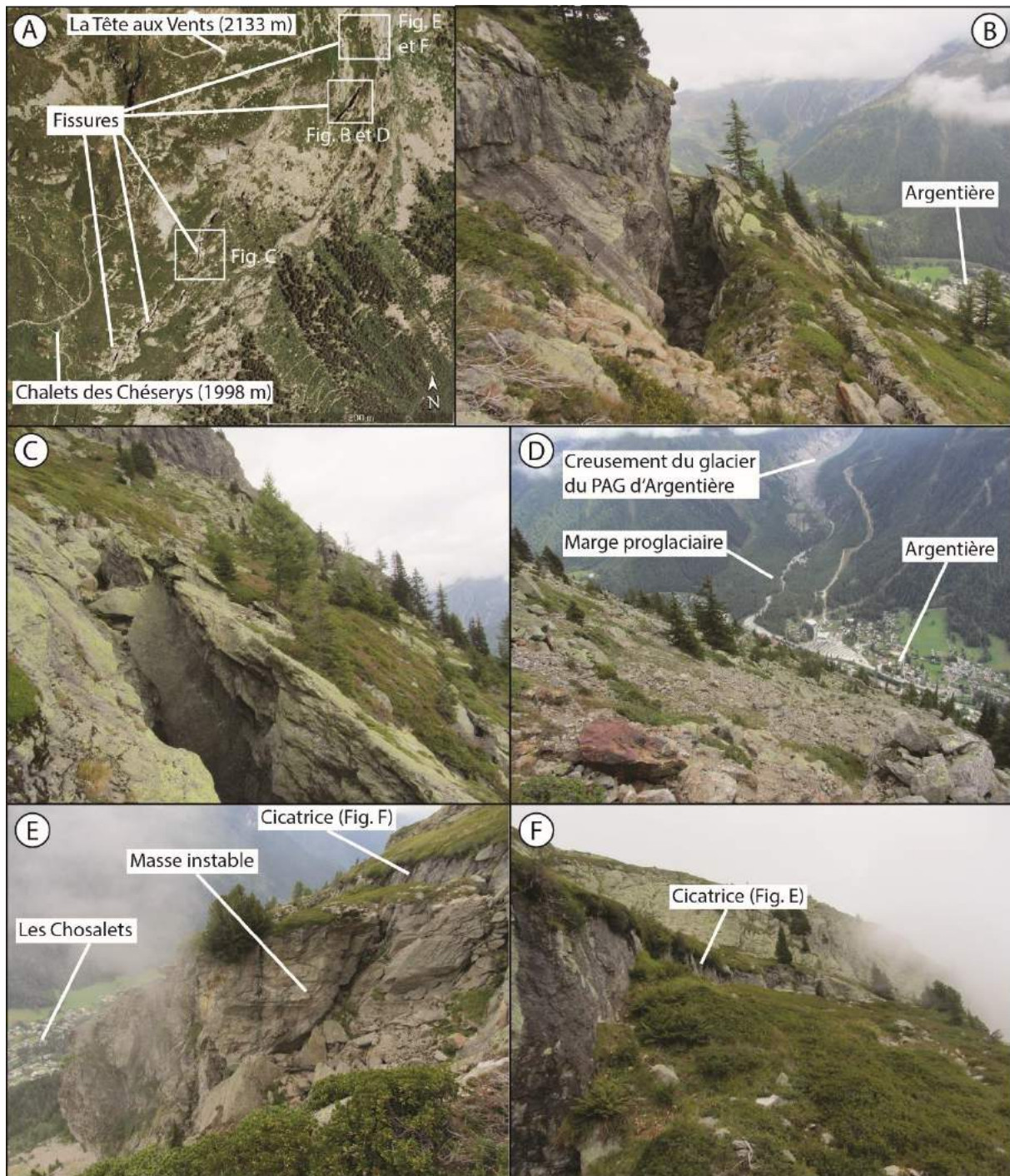


Figure 2656 : DDV potentiellement dangereuse pour la vallée de Chamonix. Code : 2Ai, p. 7 de l'Atlas ; A : Imagerie satellite verticale avec la localisation de l'ensemble des fissures ; B et C : zoom sur deux fissures ; D : morphologie du versant où se situent les fractures, composé de blocs éboulés. E et F : masse rocheuse instable, fortement fracturée et potentiellement dangereuse. Clichés pris en septembre 2017.

La deuxième RVR potentiellement menaçante pour la vallée de Chamonix est un GR (code : 24Ai, p. 29 de l'Atlas) se situant un peu plus au sud de la DDV vue précédemment. Ce GR, très discret dans le paysage, est caractérisé d'une part par une niche d'arrachement faisant près de 600 m de long et d'autre part par la présence d'un affaissement généralisé de la masse rocheuse, elle-même composée de nombreux bourrelets et fissures (Fig. 267). L'instabilité ne se limite pas à l'affaissement car d'autres déformations sont visibles un peu au-dessus de la cicatrice, ce qui augure d'une déstabilisation plus large que le secteur de la cicatrice principale.

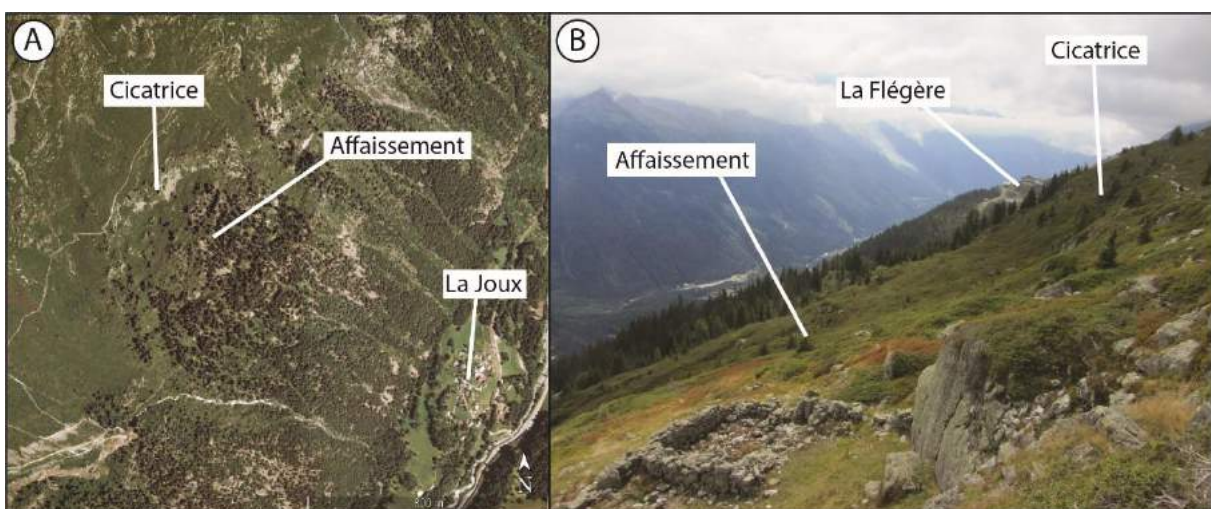


Figure 2667 : GR composé d'un affaissement généralisé de la masse rocheuse susceptible de menacer la vallée de Chamonix. Code : 24Ai, p. 29 de l'Atlas ; A : image satellite verticale du secteur ; B : vue du secteur depuis le sentier balcon. Cliché pris en septembre 2017.

Le risque ne semble pas immédiat pour la vallée car le versant est boisé avec quelques ravinements. Même s'il semble pour l'instant enregistrer un mouvement lent, compte tenu du fort potentiel gravitationnel de cette vallée l'instabilité peut néanmoins s'activer à tout moment. Ce site est donc à suivre, d'autant plus qu'il ressemble à la rupture brutale de l'affaissement de versant de Valpola en 1984 en Italie (Azzoni et al., 1992 ; Crosta et al., 2004 ; Luino, 2005).

7.3.3 RVR présentant un risque indirect : formation de barrage par le dépôt — Exemple de la vallée Etroite et de la ville de Bardonecchia (Italie)

Les RVR que nous venons de montrer sont un risque direct pour la vallée en raison d'un possible éboulement ou d'un glissement brutal. D'autres RVR menacent tout autant de s'écrouler mais à l'inverse des premiers, elles ne présentent pas un risque direct pour les installations humaines. En effet, si elles devaient rompre, elles tomberaient dans les vallées et ce sont les conséquences d'un barrage, formé par la masse rocheuse éboulée, qui deviendrait un risque potentiel pour les installations humaines situées plus en aval comme cela s'est déjà produit par le passé pour la ville de Grenoble en 1219 (Berlioz, 1988) ou bien pour la RVR de Val Pola en 1984 (Crosta et al., 2004).

Intéressons-nous à un exemple caractéristique de ce genre de RVR présentant un risque indirect : la DGCVR de la vallée Etroite à la frontière franco-italienne, au nord de la vallée de la Clarée et au pied des Rois mages (Pte Melchior : 2943 m ; Pte Balthazar : 3153 m ; Pte Gaspard : 2808 m) (Fig. 268) (code : 1Mc, p. 1031 de l'Atlas). Cette DGCVR est remarquable car, de tout l'inventaire, elle est la seule composée d'une telle masse rocheuse qui part en basculement (Fig. 268B et C) mais elle est également particulière par ses deux stades d'évolutions. Le premier se compose de la masse principale, installée sur des calcaires dolomitiques (Barféty et al., 2006), qui part en bascule vers l'aval. Le deuxième stade se situe sur le prolongement vers le sud de la masse en déplacement, et se compose de multiples fractures (Fig. 268D) qui lacèrent le replat. La naissance de ces fractures est d'ailleurs visible au niveau de la cicatrice d'arrachement principale, avec une fissure d'environ 50 m de haut (Fig. 268E).

Une hypothèse concernant la déstabilisation réside dans l'apparition d'un affleurement de gypse à la base de la masse instable (Fig. 268A). Il est possible que la forte déstabilisation générale de l'ensemble de l'amont soit attribuable à la forte susceptibilité de ce type de roche à la dissolution. Cette RVR pourrait être un cas de déstabilisation de l'aval vers l'amont et potentiellement sans lien avec le paléoenglacement qui occupait la vallée durant le maximum glaciaire.

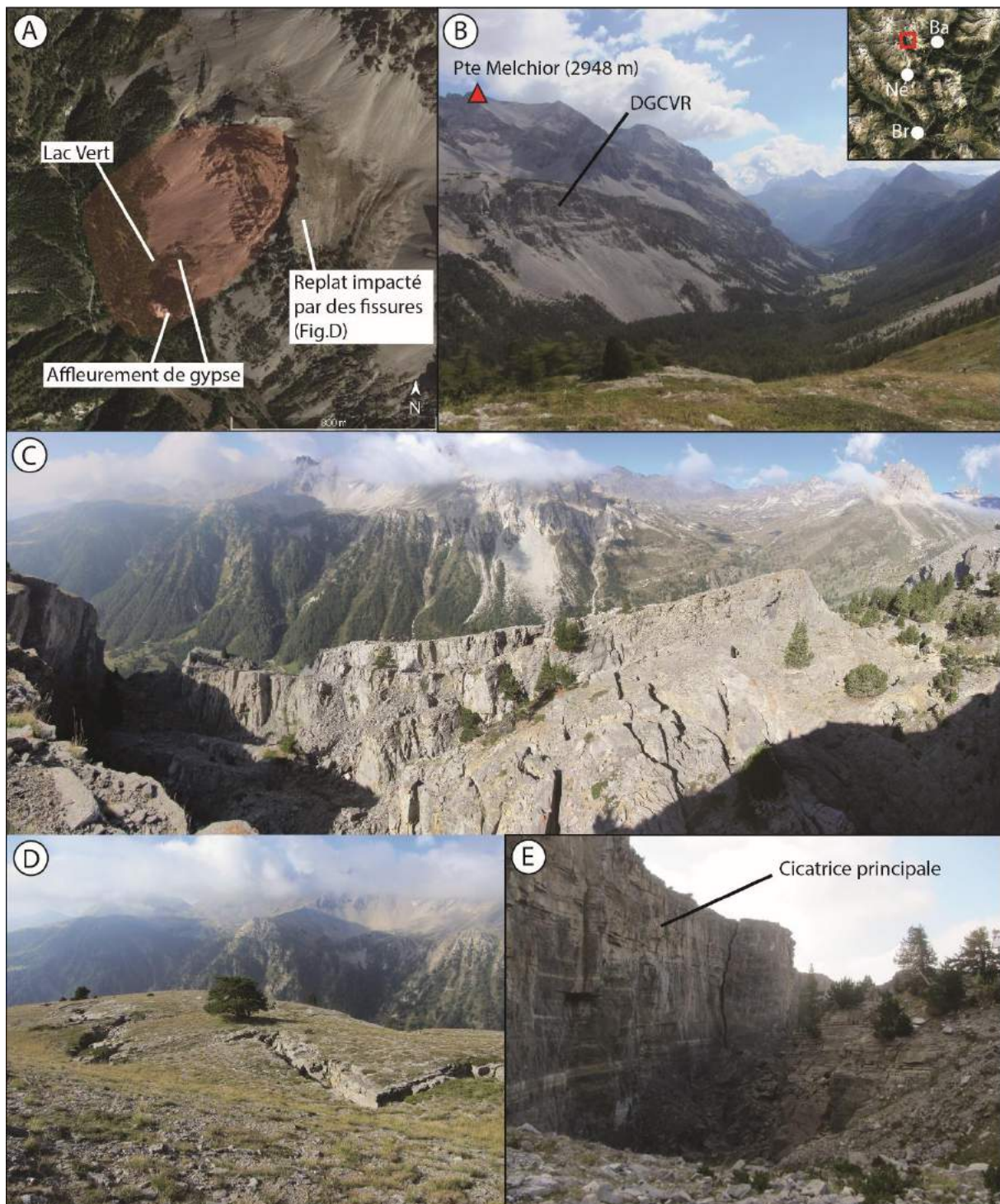


Figure 2678 : DGCVR de la vallée étroite montrant de forts indices d'instabilité. Code : 1Mc, p. 1031 de l'Atlas ; A : image satellite verticale du secteur ; B : vue de la DGCVR depuis le versant en face ; C : panorama de la masse en basculement ; D : fractures se trouvant sur le petit replat calcaire dolomitique ; E : cicatrice principale. Notez la fracture verticale de près de 50 m sur la paroi. Cette RVR, si elle tombe brutalement, est dans la capacité de créer un lac de barrage. Ba : Bardonecchia, Né : Névéche, Br : Briançon. Clichés pris en octobre 2015.

Cette RVR n'est pas remarquable que sur le plan de la géomorphologie mais également sur le plan politique. La vallée Etroite constitue un rare cas où la frontière politique coupe la vallée en deux : l'amont étant en France et l'aval en Italie. S'il se produit un évènement brutal et qu'un barrage se forme (en France), les autorités françaises et italiennes ne pourront pas le laisser en place et seront obligées de le détruire comme pour le glissement de Val Pola dans la mesure où la rupture du barrage engendrerait une catastrophe pour la ville de Bardonecchia (Italie). Le problème ici est donc de se demander qui payera la destruction du barrage : les français chez qui la rupture a eu lieu ou les italiens sur lesquels la menace pèse.

L'exemple montré ici constitue l'exemple le plus spectaculaire de notre inventaire. Dans ce dernier, plusieurs autres sites peuvent être soupçonnés de ruptures brutales et de formation éventuelle d'un barrage. Ceci est notamment le cas pour une RVR dans la vallée du Valgaudemar (massif des Ecrins) (code : 18Ec, p. 761 de l'Atlas), qui présente sur imagerie satellite une masse rocheuse instable dans un contexte de forte amplitude de relief.

7.3.4 Discussion

7.3.4.1 Le dilemme actif/passif des RVR dans la perception du risque en montagne

Comme nous venons de le voir, les risques pour les sociétés de montagne peuvent être grands. Au-delà des phénomènes relativement fréquents mais de plus faible intensité que sont les inondations et les laves torrentielles, les phénomènes de ruptures catastrophiques issues de RVR sont beaucoup plus rares mais pas impossibles. A travers les exemples présentés plus haut, il s'avère que le risque soit moins élevé quand les RVR ne sont que de grandes coulées rocheuses, à la manière de la station de ski des Orres qui semblent évoluer lentement ou bien concernent le GC du coin du Bœuf (Code : 79 At, p. 298 de l'atlas) qui a avancé sur le talweg d'environ 160 m depuis 1952 (inférence obtenue avec l'appui du site internet « remonter le temps » de l'IGN). Il n'en est pas de même lorsque qu'une RVR surplombe une infrastructure. Dans ce cas-là, la rupture catastrophique paraît plus plausible. La question pour les RVR surplombant des habitations est de savoir si elles sont actives ou passives. De mémoire d'homme, étant donné la temporalité d'occurrence des RVR brutales

(plusieurs centaines, voire milliers d'années), il est difficile de se souvenir de pareils évènements et la perception temporelle du risque n'est pas la même en fonction de l'Homme et de la Terre (De Wever, 2012 ; Tric et al., 2012). Rares sont les RVR actives en montagne (elles sont beaucoup plus souvent actives en zone littorale : dans le sud de l'Angleterre (Brunsdon et Moore, 1999) et en Normandie (Maquaire et al., 2013)), même si celles-ci peuvent faire l'objet de laves torrentielles (Evans et al., 2006). Mais qu'appelle-t-on actif ? Est-ce le fait de voir se produire fréquemment des laves torrentielles ou bien la possibilité d'une rupture catastrophique une fois tous les 1000 ans ? Le fait d'avoir des RVR qui évoluent sur le temps long et qui rompent à l'échelle de plusieurs générations humaines n'aident pas à la bonne perception du risque lié aux RVR. La fréquence des évènements peut toutefois s'accroître avec le réchauffement climatique anthropique avec des évènements hydroclimatiques plus fréquents et plus violents et avec la remontée en altitude du pergélisol. Ceci est notamment suggéré par Stoffel et al. (2014). Il s'est déjà déroulé des évènements de ce type dans les Alpes et cela se reproduira indéniablement. Il est d'ailleurs illusoire de s'opposer à de telles masses en mouvement (Ledoux, 1995), on ne peut que les suivre et attendre qu'elles tombent. Il est donc nécessaire de délimiter les zones à risque afin de se prémunir des dommages que causeraient les RVR.

7.3.4.2 Faire entrer les RVR dans l'aide à la planification

Il est donc nécessaire de comprendre la distribution spatiale et temporelle des RVR pour planifier les risques qu'ils représentent (Wood et al., 2015). Pour cela, depuis une vingtaine d'années, la cartographie des zonages à risque (Peltier, 2005) doit être systématiquement mise en place dans l'ensemble des communes de montagne en France, mais certaines n'en sont pas encore dotées. Les Plans de Prévention des Risques (PPR) ont en priorité été mis en place pour les communes centres et pour les stations de ski, là où sont présentes les plus grandes densités de population. Nous nous concentrerons donc pour cette discussion sur les zones habitées. On cartographie typiquement dans des zones réglementaires les aléas avalanches, glissements de terrain, chutes de blocs, inondations, et crues torrentielles avec des évènements statistiques de référence pour 100 ans. Pour les phénomènes liés aux RVR, ce sont principalement les aléas glissement de terrain et chutes de blocs qui nous intéressent. Nous ne montrerons pas les PPR de l'ensemble des stations de

ski françaises, un choix a donc été fait. Ainsi, nous montrerons dans ce chapitre trois secteurs : ceux de Tignes Val Claret et de Chamonix pour les risques encourus par les installations humaines, comme nous venons de le voir précédemment et celui de la commune de Vars (Hautes-Alpes) car plusieurs études ont déjà été entreprises dans l'analyse des glissements de terrain (Martin et Weber, 1996 ; Flageollet et al., 1999). A travers ces trois zones, nous tenterons de montrer la nécessité d'inclure les RVR dans l'aide à la planification.

Sur l'ensemble des cartographies de PPR, le principal problème quand on s'intéresse aux RVR est la géométrie des contours de la zone réglementaire. En effet, ces zones se limitent aux aires habitées et ne semblent pas prendre en compte les versants situés en amont (Fig. 269). Ce type de zonage peut fonctionner pour des infrastructures installées sur des RVR car les zones habitées sont soumises à des aléas connus et cartographiés. En effet, même si l'amont n'est pas dans le zonage, on peut supposer que si l'aval est soumis aux instabilités, l'amont l'est aussi. Cette constatation est valable pour la station de ski des Orres (cf. 7.3.2.3) mais également pour la commune de Vars (Fig. 269). Aucun PPR n'a encore été établi pour la station de ski de Chaillol.

Cette constatation n'est, par contre, pas valable pour les stations de ski ou habitations qui ne sont pas installées sur des RVR. Ceci est notamment le cas pour la vallée de Chamonix ou bien la station de Tignes Val Claret (cf. voir 7.3.2.4). Si la vallée de Chamonix possède un zonage large qui comprend une bonne partie des versants, il n'englobe pas totalement les contours des RVR que nous avons identifiées (Fig. 270). Ceci atteste que les phénomènes de type RVR sont peu pris en compte dans l'élaboration du PPR, sans doute en raison d'un déficit de diagnostic naturaliste autour de ces objets. La DDV avec la fissure de plusieurs mètres de larges (évoquée en 7.3.2.4.2) est considérée comme un versant où le risque de chute de blocs est fort. Le GR, quant à lui, est considéré comme un versant où le risque de chute de blocs est moyen et le ravinement faible, mais aucune mention n'est faite d'un phénomène de glissement.

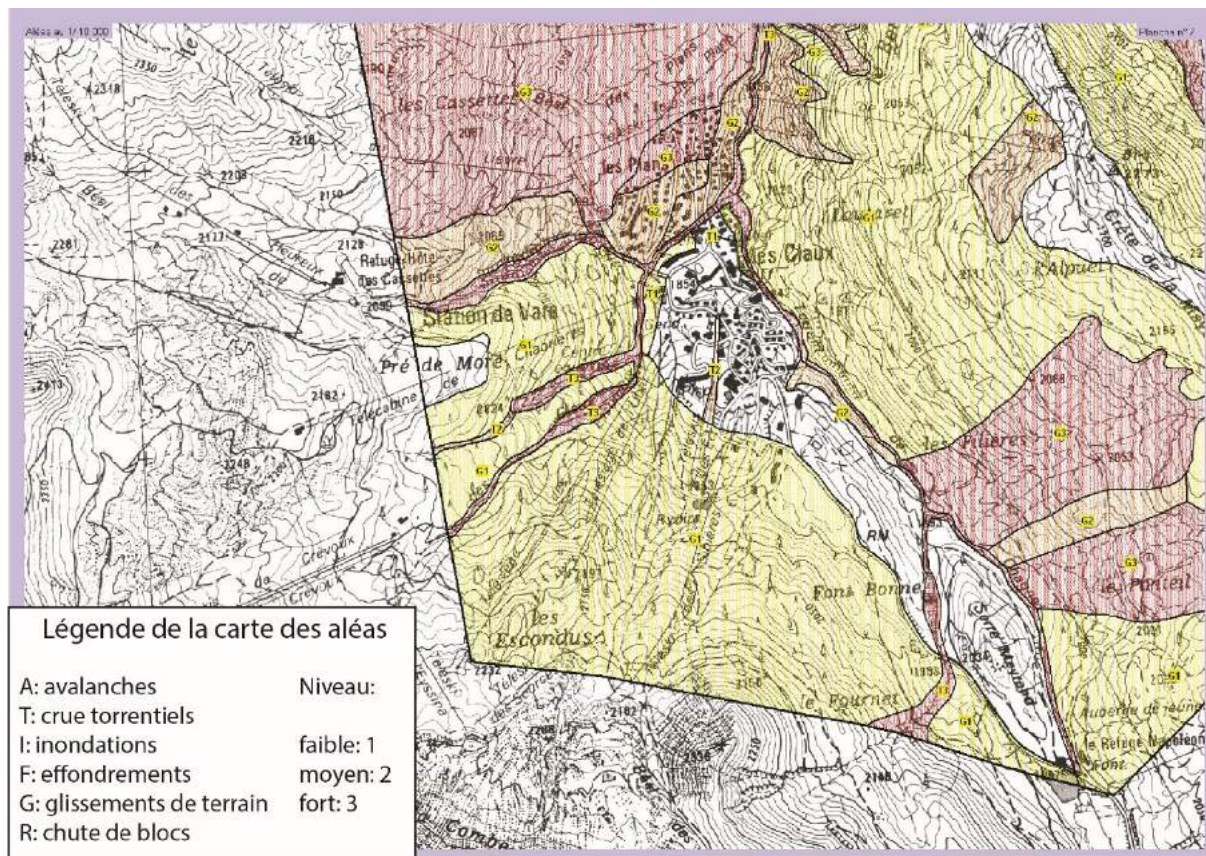


Figure 26869 : L'aléa glissement de terrain dominant pour la commune de Vars. Extrait du PPR de la commune de Vars.

Pour la station de Tignes Val Claret, le risque est également maintenu dans les zones habitées et construites. Or aucune indication n'est cartographiée pour les versants entourant la station (Fig. 271). La partie la plus au sud de Tignes Val Claret, qui nous intéresse et qui se trouve en première ligne face à la rupture potentielle de la DGCVR (cf. 7.3.2.4.1), est répertoriée comme comportant des risques d'écoulement de surface (avalanches, chutes de pierres et de blocs, coulées boueuses issues de crues torrentielles ou de glissements de terrain et, enfin inondations) et de mouvements gravitaires liés aux déformations du sol (affaissements, effondrements et glissements de terrains). Il est indéniable que la commune de Tignes est informée de l'ensemble des risques qu'encourent son territoire, ce qui suggère que l'ensemble des types de risques possibles présentent un danger pour la station. Par contre, aucune mention n'est faite de la possibilité d'une rupture catastrophique d'un versant de la dimension que nous avons cartographiée (la carte du PPR ne mentionne aucun ordre de grandeur concernant la taille des « affaissements, effondrements et glissements de terrain » susceptibles de se produire).

Au vu de toutes ces observations sur les versants des stations de ski de Chamonix et de Tignes Val Claret, mais également dans le cas de stations implantées sur de grandes masses rocheuses déplacées comme Chaillol, il semble que les phénomènes de type RVR dont la période de retour des événements déclenchants est probablement d'occurrence millénaire ou davantage ne soit pas encore pris en compte dans la réglementation des PPR. On soulignera le large écart temporel entre des événements superficiels qui apparaissent régulièrement et sont inventoriés dans la base de données, que les populations connaissent (acceptation du risque, car stigmates visibles dans le paysage) et par rapport à des événements plus importants (plusieurs millions de m³ de roches), qui ont une récurrence de plusieurs centaines d'années (millénaires). Nous proposons donc d'inclure dans les PPR les secteurs à risques mais d'occurrence pluri-centennales voire plurimillénaires afin de les différencier des événements relativement réguliers et visibles par l'Homme. En raison de l'énormité des enjeux et de la nécessité d'adaptation des sociétés de montagne (ne serait-ce qu'avec le changement climatique de l'Anthropocène), les secteurs concernés par des instabilités de plusieurs millions de m³ situées en amont des infrastructures peuvent ne pas être concernés par une obligation d'évacuer dans la mesure où ces masses rocheuses ne montrent pas de signe d'activité récente. Les secteurs concernés par les RVR le seraient ainsi à titre d'information sur une carte à valeur indicative, au registre des « cartes de vigilance » réalisées en Suisse et qui ne sont pas à strictement parler des cartes de niveau PPR. Il mériterait cependant de prévoir davantage d'étude sur les secteurs que nous avons identifiés comme potentiellement vulnérables, notamment par le biais d'une instrumentation appropriée qui, en quelques années, mesurerait la possible cinématique de ces masses rocheuses.

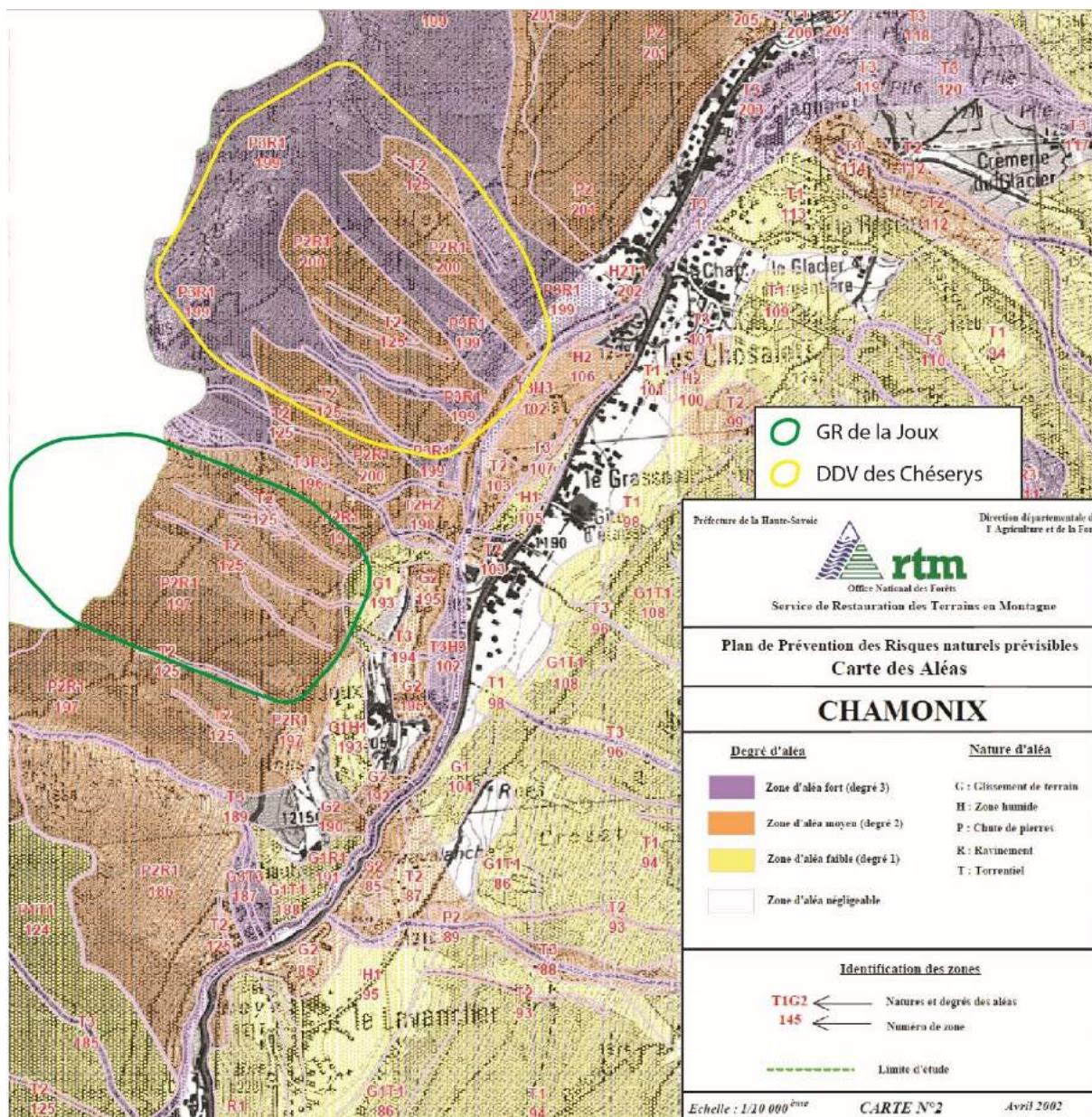
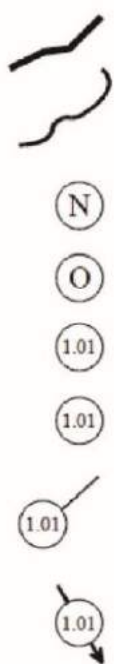


Figure 2690 : Le PPR de la vallée de Chamonix qui ne tient pas (ou peu) compte du risque lié aux RVR.

Tout comme peut l'être le module PERMAKART (Keller, 1992) pour le pergélisol afin de réaliser des travaux en vue d'anticiper le risque, comme ceci a été le cas dans la station de ski des Deux Alpes (Bodin et al., 2015), la prise en compte de l'aléa lié aux RVR aurait vocation à devenir un ingrédient important dans la planification des PPR de montagne. Compte tenu de la pérennité multiséculaire des constructions humaines, compatible avec la période de retour de l'activation catastrophique de certaines RVR, la prise en compte de ces dernières peut ainsi devenir un outil supplémentaire d'aide à la décision en matière d'aménagement des terrains de montagne.



Limite du périmètre réglementé.

Limite de zones réglementaires.

N

Zone non constructible.

O

Zone non soumise aux phénomènes naturels cartographiés, mais soumise aux prescriptions, recommandations et remarques générales présentées § 3.4 du règlement

1.01

Pastille contenant la référence chiffrée renvoyant à la fiche du règlement (§ 3.5).

1.01

Concerne uniquement la zone incluant la pastille.

1.01

Concerne uniquement la zone pointée.

1.01

Une flèche peut compléter la pastille ; elle indique le sens d'écoulement du phénomène lorsqu'il n'est pas conforme à la pente ou lorsque deux phénomènes de type écoulement de surface se superposent et ont des directions de propagations différentes.

Contenu des pastilles

Chaque pastille contient deux nombres séparés par un point

Le premier nombre, à un chiffre, (à gauche du point) fait référence à la catégorie de phénomène à l'origine de la fiche, en adoptant les équivalences suivantes :

- 1) écoulements de surface : avalanches, chutes de pierres et de blocs, coulées boueuses issues de crues torrentielles ou de glissements de terrain, inondations,
- 2) mouvements gravitaires liés aux déformations du sol : affaissements, effondrements, glissements de terrains,
- 3) érosion de berges,
- 4) ravinement,
- 5) divers,

Le nombre suivant, à deux chiffres, (à droite du point) renvoie à une fiche du règlement.

Figure 2701 : Le PPR de Tignes Val Claret et son risque pour l'ensemble des processus de versant.

7.4 Une vue didactique des RVR : des exemples pédagogiques à valeur potentielle de géomorphosites

7.4.1 Introduction

Durant l'ensemble de ce manuscrit, nous avons montré les RVR à travers des figures interprétatives d'images satellite mais également avec des photographies prises sur le terrain. Si certaines RVR sont « communes », d'autres paraissent « exceptionnelles » : certaines sont impressionnantes par la superficie qu'elles couvrent (Vallée des Dorons de Belleville et des Alluès par exemple), d'autres, (moins grandes) impressionnent par les tailles des déformations observées sur imagerie satellite et qui ont été confirmées lors de campagne sur le terrain.

Dans le cadre de la géopatrimonialisation (Reynard, 2004 ; Reynard et al., 2011 ; Hobléa et al., 2017) des processus géologiques et géomorphologiques, certaines RVR, dont les déformations sont bien conservées et de grandes tailles (et donc visibles depuis le ciel) peuvent rentrer dans la classification des géomorphosites. Dans le cadre d'une géomorphologie didactique des RVR, nous avons sélectionné plusieurs RVR (pas encore signalées et non connues dans la littérature) dont les déformations (fissures et crête bifides) sont de grandes tailles et bien conservées afin d'expliquer simplement ce qu'est une RVR et les géodynamiques qui mettent en mouvement les masses rocheuses. Nous excluons les exemples avec des contre-escarpements car les plus imposants observés dans le cadre de ce travail sont déjà connus et se localisent dans le massif des Aiguilles de Grives et de la Pointe de Rognier (Hippolyte et al., 2006). Cinq RVR vont ainsi être analysées : les fissures du versant sud-ouest du Mont Mirantin (Beaufortin), les fissures et le graben de tête de La Cima di Test (Chambeyron, Italie), la crête bifide du col du Mont Cenis (Alpes Grées), la crête bifide et ses nombreuses fissures de la Croix du Berger (Beaufortin) et la masse glissée du Mont Bréquin (Vanoise).

7.4.2 Critères d'éligibilités

La géologie et la géomorphologie sont encore à ce jour des paramètres peu connus et peu considérés, bien qu'elles soient à la base de nos paysages de montagne. Le seul

paramètre qui soit connu est la relation que ces paramètres ont avec les dangers naturels. Ce dernier est compatible avec les RVR car des ruptures brutales de RVR peuvent s'observer.

Pour la Suisse, l'évaluation et le recensement des géomorphosites se font selon des valeurs scientifiques et additionnelles (Reynard, 2006). Les valeurs additionnelles se découpent en quatre catégories : valeur écologique, esthétique, culturelle et économique. Cette méthode de quantification des paysages permet d'évaluer les sites entre eux et de pouvoir faire entrer la géomorphologie dans la compréhension des paysages pour la population.

L'approche britannique est plus simple mais plus subjective. La sélection des RVR se fait en fonction de trois critères (Cooper, 2007) : l'importance pour la communauté internationale des scientifiques, la présence de formes géologiques et/ou géomorphologiques exceptionnelles (classique, rare ou atypique) et l'importance nationale pour les formes d'être représentatives des événements géologiques/géomorphologiques ou de processus qui sont fondamentaux pour comprendre la géologie et la géomorphologie. Avec cette sélection, 33 glissements sur les îles britanniques ont ainsi été inventoriés et considérés comme des géomorphosites.

7.4.3 Exemples de géomorphosites

7.4.3.1 Les fissures du versant sud-ouest du Mont Mirantin

Au-dessus d'Albertville, dans le massif du Beaufortin, une RVR se situe au pied du Mont Mirantin et affecte l'ensemble du versant SO du sommet (Fig. 272A) (code : 22Be, p. 373 de l'Atlas). La RVR est caractérisée par de multiples déformations (contre-escarpements et fissures) qui affectent l'ensemble du versant composé de micaschistes (Antoine et al., 1992). Les déformations parsèment le versant avec des contre-escarpements de plusieurs centaines de mètres de long et des fissures pluridécamétriques, principalement regroupées en un secteur (Fig. 272C).

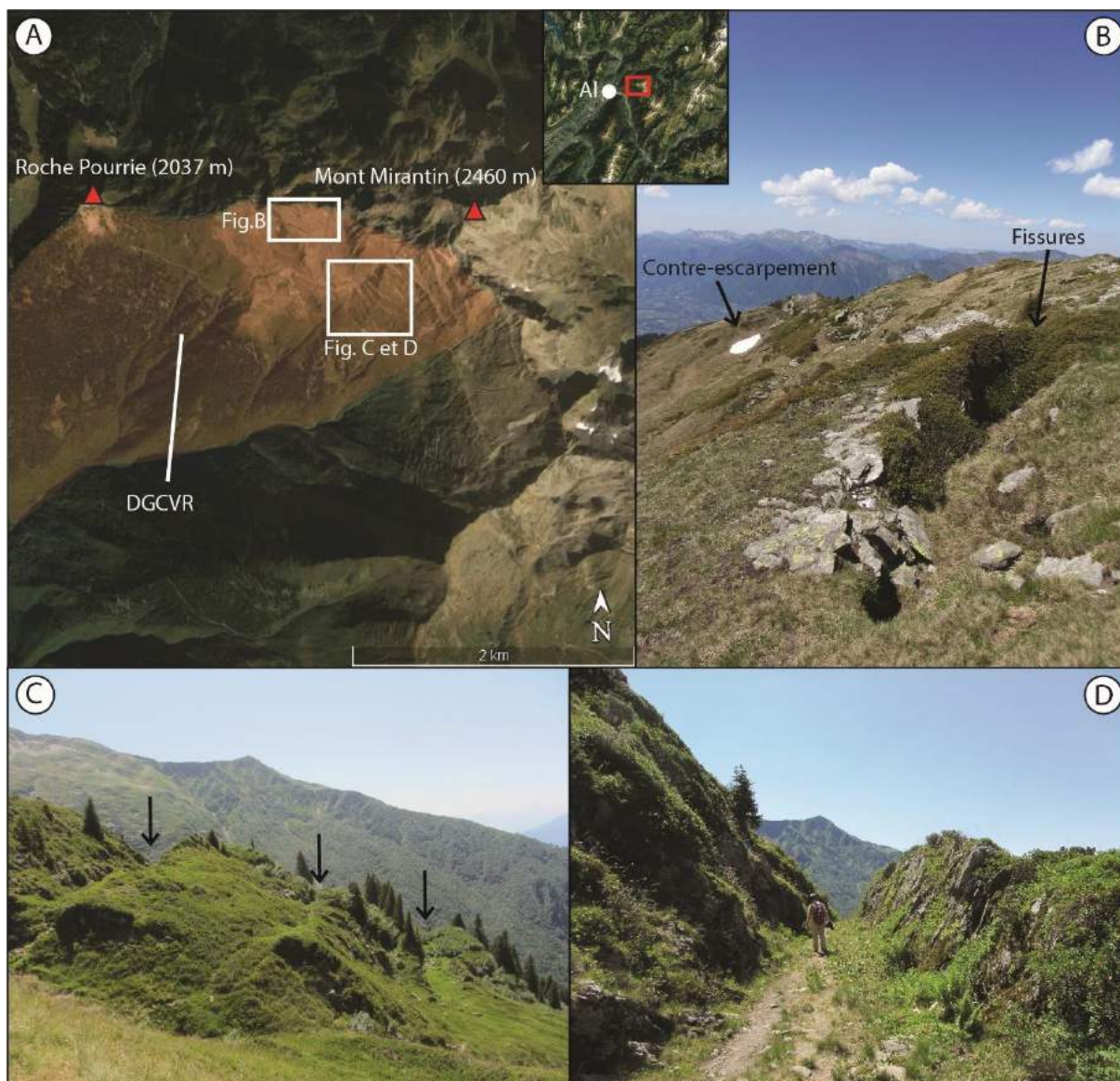


Figure 2712 : La DGCVR du versant sud-ouest du Mont Mirantin et ses larges fissures parallèles. Code : 22Be, p. 373 de l'Atlas ; A : image satellite verticale du secteur ; B : fissures et contre-escarpement à proximité de la crête ; C : zoom sur un secteur avec plusieurs fissures parallèles ; D : gros plan sur une fissure montrant une hauteur de plus de 2 m. Clichés pris en mai 2015 et en juin 2015. Al : Albertville.

En dehors de cette grande densité de déformations sur ce versant c'est plutôt cette forte densité de fissures qui paraît remarquable. Habituellement, les fissures sont soit assez petites et partiellement recouvertes par la végétation, soit larges de plusieurs mètres (pour les plus grandes) et très profondes. La particularité de ces fissures est d'être parallèles les unes aux autres et d'être suffisamment ouvertes pour pouvoir y circuler (Fig. 272D). L'observation de la structure de la roche permet de poser une hypothèse concernant l'évolution de ce versant et de confirmer la présence de fissures plutôt que de contre-

escarpements. D'après les observations de terrain, la direction de la schistosité des couches de micaschistes semble être inclinée en direction du sud. Si nous étions en présence de contre-escarpements, la schistosité serait orientée vers le NE. Les fissures de cette RVR, et peut-être l'ensemble des déformations de ce versant, ne semblent donc pas contrôlées par la structure géologique. Le paramètre gravitaire semble donc avoir eu un poids plus important que la mécanique des roches, ceci pouvant être en partie expliqué par la décompression glaciaire.

7.4.3.2 Les fissures de La Cima di Test (2620 m) (Italie) : formation d'un graben de tête

En amont de la vallée de Demonte (Italie), le long d'une route de montagne et partant du col Dei Mulo jusqu'au col Fauniera, apparaissent de nombreuses fissures sur la crête principale (Fig. 273) (code : 79Cham, p. 679 de l'Atlas). L'ensemble de la crête est composé de dolomies avec quelques affleurements de cargneules (Gidon et al., 1977). Au-delà de la forte présence de fissures de plusieurs mètres de larges et de plusieurs dizaines de mètres de long (Fig. 273B, C et D) ce qui est en soit exceptionnel, la plus grande particularité de ce secteur est la formation d'un graben sur la crête de la Cima di Test (2620 m) (Fig. 273E). En effet, à la lecture de la carte géologique (Gidon et al., 1977), il s'avère que le versant nord des affleurements de dolomies présente un pendage de 50° vers le nord et le versant sud de 45° vers le sud. Cela indique que la crête est en processus d'ouverture progressive et qu'un graben de crête se forme, les fissures n'étant qu'une manifestation morphologique de cette ouverture. De l'ensemble des facteurs mentionnés dans ce manuscrit, la structure géologique semble ici avoir un rôle premier dans l'évolution de cette crête. En raison de la configuration géologique, cette crête ne semble pas pouvoir évoluer en rupture brutale. Si ce n'est quelques blocs éboulés éparpillés, aucun dépôt significatif d'EAR n'est à déceler aux alentours, signe qu'aucun évènement majeur ne s'est produit depuis la fin de la dernière glaciation et que la RVR « s'ouvre » progressivement.

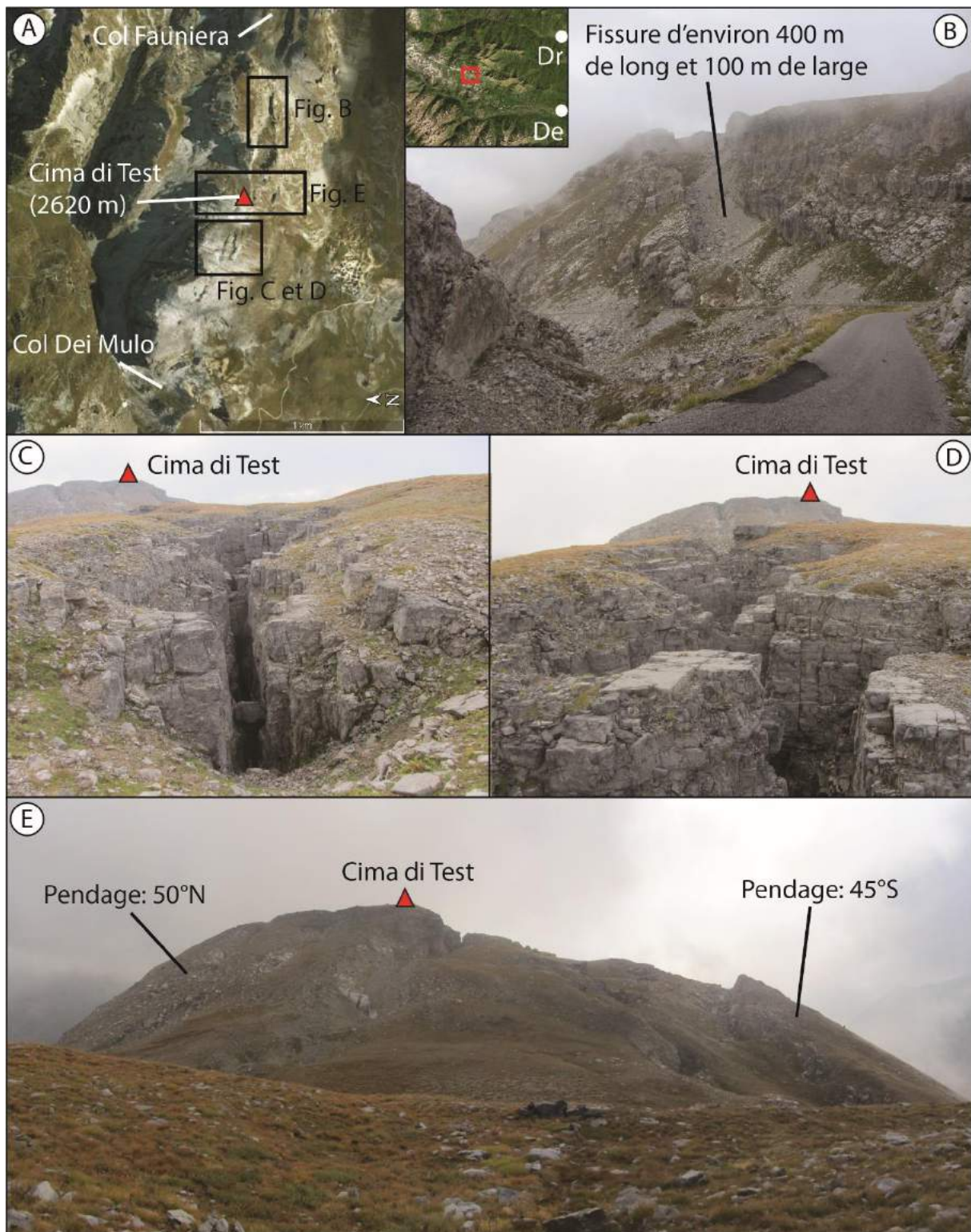


Figure 2723 : Crête de la Cima di Test composée de nombreuses fissures avec la formation d'un graben de crête. Code : 79Cham, p. 679 de l'Atlas ; A : image satellite verticale du secteur ; B : plus large fissure de la crête ; C et D : fissures sur un léger replat topographique ; E : formation d'un graben de crête en relation avec le pendage, les fissures étant une conséquence de l'ouverture. Clichés pris en septembre 2016. Dr : Dronero ; De : Demonte.

7.4.3.3 La crête bifide du col du Mont-Cenis

Au sommet des pistes de ski de Lanslebourg-Lanslevillard se trouve une des crêtes bifides les plus larges et longues des Alpes occidentales recensées dans l'inventaire produit : 130 m de large (Fig. 274) et près de 1.2 km de long (code : 1Ag, p. 141 de l'Atlas). Cette déformation, au-dessus d'une brèche glaciaire (cf. 5.3.3), est installée sur des calcschistes et des marbres impurs (Fudral et al., 1994), est en relation avec des glissements mais seulement sur le versant sud, en direction du lac du Mont-Cenis. La station de ski ne présenterait donc pas de risque direct lié à cette déformation. Le versant sud présente quelques cicatrices d'arrachement hypothétiquement dangereuses mais seule la cicatrice au pied du Sommet de la Nunda présente une masse rocheuse en constante évolution car on peut y observer de nombreux blocs et bourrelets de glissements en surface (Fig. 274A). Néanmoins, au vu du contexte morphologique du versant et de l'absence d'une grande déformation au sommet, ce versant semble pour l'instant davantage évoluer en glissements superficiels intégrés au sein d'une masse plus étendue.

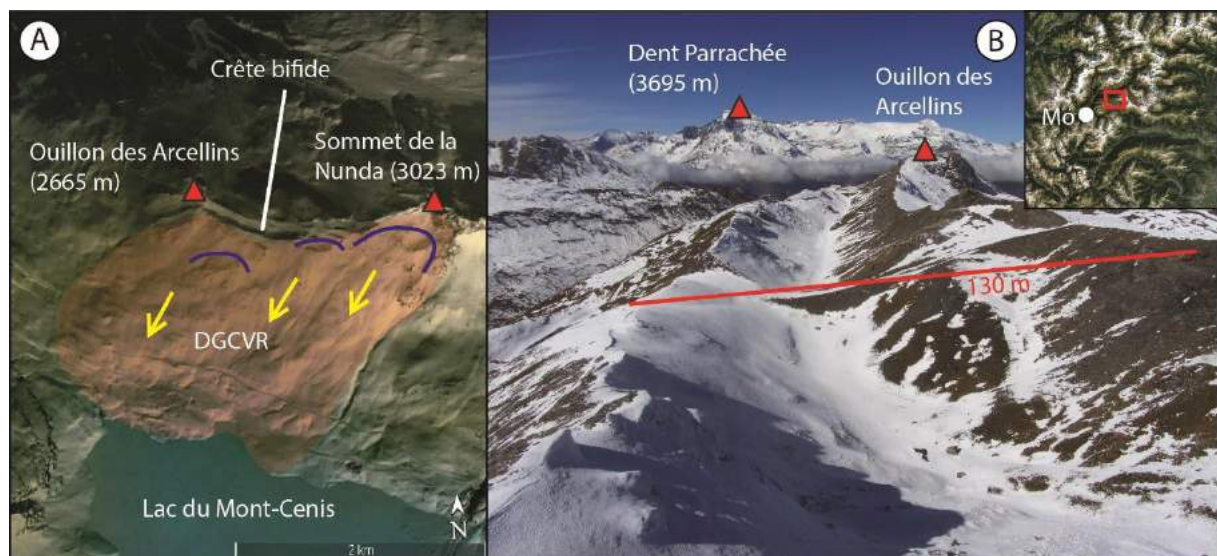


Figure 2734 : Crête bifide de 130 m de large au-dessus du lac du Mont-Cenis. Code : 1Ag, p. 141 de l'Atlas ; A : Image satellite verticale du secteur ; B : la crête bifide. Cliché pris en octobre 2016. Mo : Modane.

7.4.3.4 Co-occurrence de fissures au sein d'une crête bifide sur la Croix du Berger (Beaufortin)

Dans le massif du Beaufortin, dans le secteur de la Croix du Berger (2289 m), en amont du lac de Barrage de St Guérin se trouve une large crête bifide lacérée de plusieurs larges fissures (Fig. 275) (code : 36Be, p. 387 de l'Atlas), qui impactent des schistes violets (Antoine et al., 1992). L'ensemble des déformations sont légèrement moins imposantes que celui du Mont-Cenis car la crête fait 1 km de long et environ 100 m de large. Cette crête bifide est particulière car dans un secteur, elle est lacérée de fissures (Fig. 275B), augurant de futures ruptures brutales. Dans un autre secteur, elle est composée d'une fracture issue de l'affaissement général du versant (Fig. 275D). Dans la partie amont (Fig. 275C), une masse rocheuse glisse progressivement et de manière semble-t-il homogène car aucune fissure n'a été décelée.

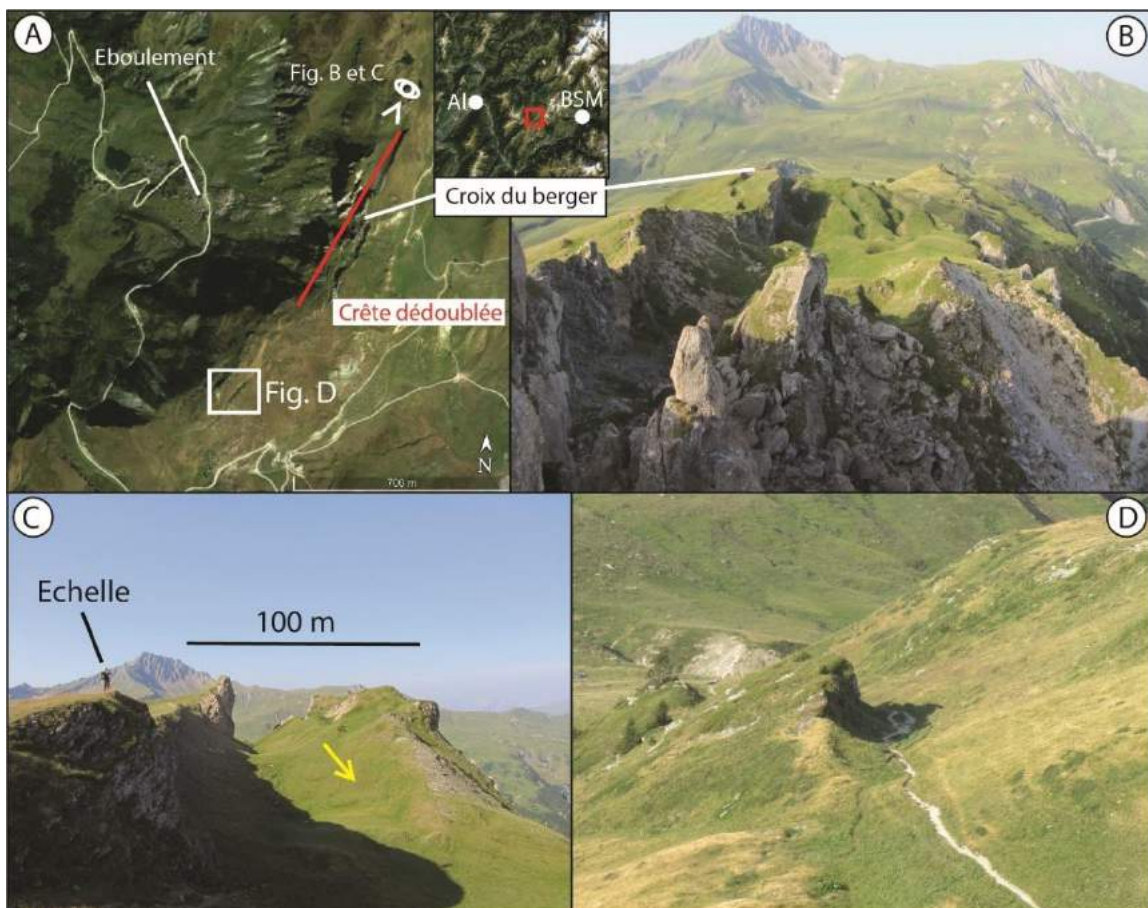


Figure 2745 : Crête bifide composée de fissures dans le secteur de la Croix du Berger, massif du Beaufortin. Code : 36Be, p. 387 de l'Atlas ; A : image satellite verticale du secteur ; B : vue de la zone de la crête qui est lacérée par les fissures ; C : glissement progressif d'une partie de la crête engendrant une crête bifide ; D : faux contre-escarpement. Clichés pris en juin 2015. Al : Albertville ; BSM : Bourg Saint-Maurice.

Au vu des deux secteurs identifiables (celui composé de fissures et celui où l'on voit un faux contre-escarpement), les risques de rupture ne sont pas identiques. Le secteur des fissures est en instabilité constante car de nombreux blocs parsèment le versant, et un éboulement s'est d'ailleurs déjà produit (Fig. 275A). Le secteur du faux contre-escarpement, quant à lui, est en évolution lente et aucun signe n'est détectable en matière de rupture brutale imminente.

7.4.3.5 La masse glissée du Mont Bréquin (Vanoise)

La RVR du versant ouest du Mont Bréquin se localise sur le versant du village de Beaune au-dessus de St Michel de Maurienne (Fig. 276), en rive droite de l'Arc et fait le prolongement nord de la vallée de Neuvache. Cette RVR se localise dans un secteur où de nombreux glissements ont déjà été répertoriés (Malatrait, 1975) et se situe également dans un secteur de point chaud (cf. 5.1.5). Il est ainsi difficile sur ce versant de délimiter clairement les RVR car de multiples déformations et bourrelets semblent se superposer les unes aux autres. Toutefois, la RVR du Mont Bréquin se voit dotée d'un bourrelet rocheux qui délimite nettement ses marges dans le paysage (Fig. 276B et E) (code : 47Va, p. 1351 de l'Atlas). Deux indices indiquent que nous sommes bien en présence d'un phénomène de type RVR. Tout d'abord, et comme déjà argumenté ailleurs par Jarman (2006), les eaux d'infiltration ressortent au pied de la masse glissée (source de la Grole, 2235 m), indiquant que la masse est perméable et a été (est toujours ?) en mouvement. Le deuxième indice consiste en un secteur qui semble avoir conservé une certaine cohérence structurale en glissant progressivement sur le versant (Fig. 276C et D). Debelmas et al. (1989a) décrit le dépôt comme des éboulis à gros blocs avec des bourrelets de solifluxion, suggérant un mouvement au sein de la masse rocheuse.

7.4.7 Les RVR alpines : éligibles à l'entrée dans la catégorie des géomorphosites

De part les exemples montrés dans ce chapitre, on peut conclure que les formes des RVR sont exemplaires et peuvent fournir des explications sur les processus à l'œuvre sur les versant alpins. Si on se réfère aux critères britanniques (Cooper, 2007), les RVR font

pleinement partie des sites à patrimonialiser, d'autant que les déformations observées dans les Alpes sont parfois gigantesques et impressionnantes.

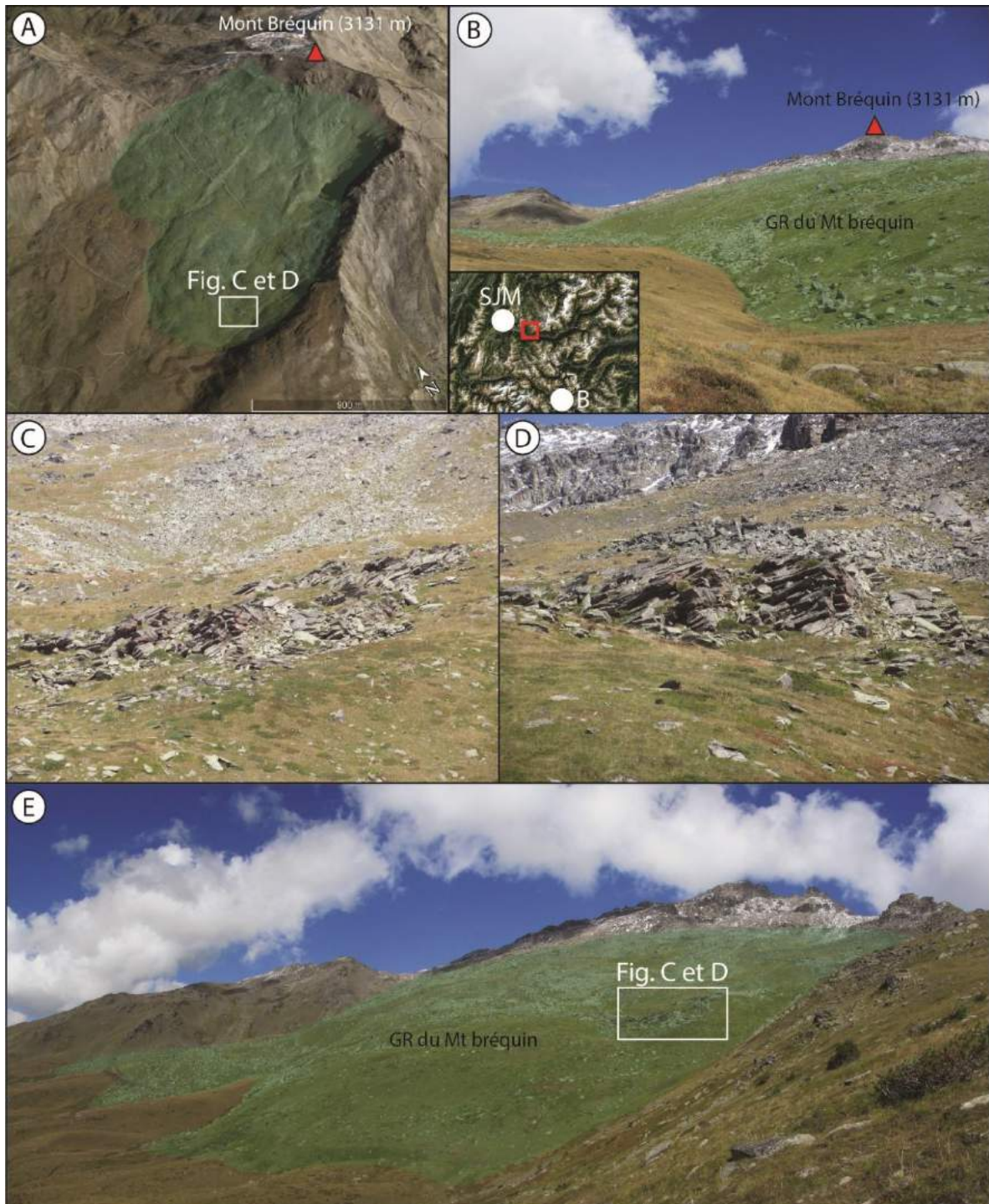


Figure 2756 : La RVR du Mont Bréquin et sa masse glissée. Code : 47Va, p. 1351 de l'Atlas ; A : image satellite oblique de la RVR ; B : vue de la base de la masse glissée ; C et D : détail d'un secteur montrant une relative cohérence structurale d'une masse glissée, indiquant que nous sommes en présence d'une RVR et non pas d'un éboulis ou d'une masse de solifluxion ; E : panorama de la masse glissée. Clichés pris sur le terrain en septembre 2017. SJM : Saint-Jean de Maurienne ; B : Briançon.

Par rapport aux critères suisse, les valeurs scientifiques seraient bien notées (intégrité, représentativité, rareté et valeur paléogéographique). A l'inverse, les valeurs additionnelles ne le seraient pas. En effet, les valeurs écologiques, culturelle et économiques n'obtiendraient pas de notes élevées, au contraire du critère esthétique. Toutefois, il faut noter que certaines RVR peuvent avoir une forte valeur culturelle avec des catastrophes pouvant détruire des villages. Ceci est mentionné par exemple par Evin (1990) dans la haute Ubaye avec la présence d'une croix sur une RVR majeure (code : 20Qv, p. 1160 de l'Atlas) qui fait référence à la croyance populaire d'un « village englouti ». Ces exemples peuvent être nombreux mais il faut pour cela réaliser des recherches d'archives locales.

A l'échelle des Alpes occidentales, les phénomènes de type RVR sont très peu (ou pas) valorisés, ce qui permet d'appuyer la candidature de certaines des RVR de notre inventaire. Si l'on regarde les géoparks français et italiens, très peu de RVR sont comprises dans les géosites. Aucune RVR n'est inventoriée dans les géoparks des Alpes cottiennes et du Chablais. Seuls deux sites sont inventoriés dans celui des Bauges : les Tours Saint-Jacques (code : 3Ba, p. 343 de l'Atlas) et les Monts Désertés (code : 7Ba, p. 347 de l'Atlas).

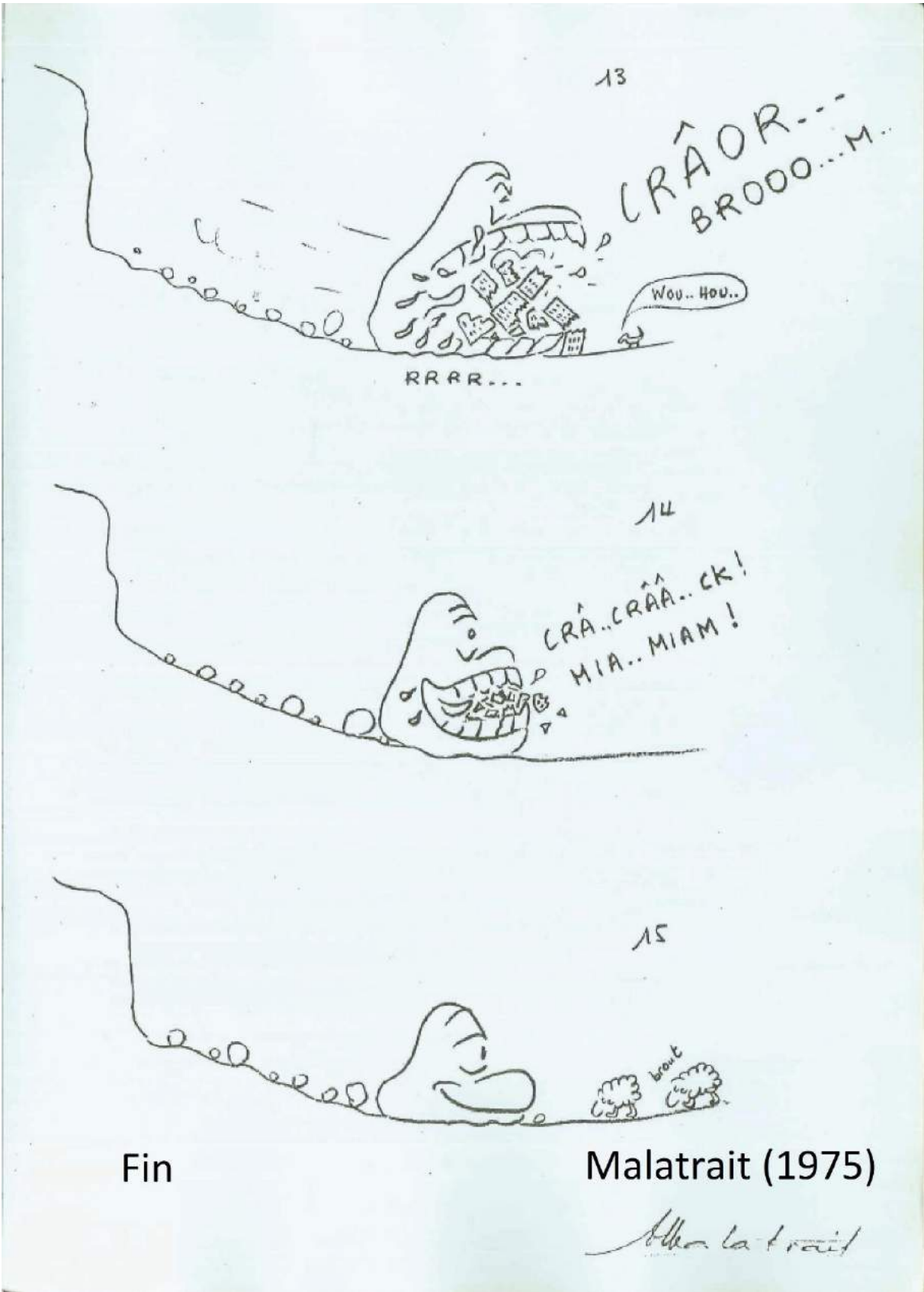
7.5 Conclusion et synthèse

Nous avons vu au cours de ce chapitre des RVR singulières qui seraient éligibles, chacune avec sa particularité, au statut de géomorphosites. Les cônes de débris, dont les cicatrices d'arrachement de la masse éboulée se localisent dans des secteurs où des RVR apparaissent, se présentent comme des anomalies par rapport aux cônes de type alluvial. Ces formes, toujours végétalisées, soulèvent la question des conditions de mise en place du dépôt et celle de la localisation exacte de la niche d'arrachement. Analyser les formes avec un radar géologique, par exemple, permettrait de comprendre la structure interne de la masse rocheuse et de clarifier peut-être la part de chaque processus. Cela pourrait également être fait sur les spéculations entre masse glissée et processus périglaciaire. Ceci peut donc consister en de nouvelles opportunités sur le terrain étudié.

Les éboulements décapités des rochers des Fiz (Haute-Savoie) sont sûrement les cas les plus charismatiques, dans la mesure où les cicatrices ont disparu et sûrement tombé sur le versant où se produit actuellement l'instabilité majeure du Dérochoir. Ce cas de figure est à notre connaissance unique dans les Alpes.

Les RVR identifiées comme pouvant être un risque pour les installations humaines ne sont pas exceptionnelles en soi (d'autres RVR leurs ressemblent) mais le sont du point de vue de leur situation juste en amont d'installations humaines. Une chute brutale de ces masses rocheuses pourrait en effet avoir de graves conséquences et rayerait de la carte de nombreux bâtiments et maisons. Dans le cas de Tignes Val Claret, une chute brutale de la masse rocheuse identifiée engendrerait un éboulement qui détruirait en partie la station de ski avec ses immeubles. Dans la vallée de Chamonix, le GR identifié tomberait dans le talweg, en amont de Chamonix, et étant donné l'étroitesse de la vallée dans ce secteur, engendrerait potentiellement un lac de barrage qui ennoierait la ville d'Argentière. Hormis quelques sites qui sont à surveiller compte tenu de leur possible évolution catastrophique, le risque est plutôt passif et endémique aux zones de hautes montagnes. En effet, une grande partie des RVR se situent dans des zones où les installations humaines sont absentes. Lorsque ces dernières (stations de ski) présentent un risque, le plus souvent c'est qu'elles sont installées sur des masses rocheuses instables, et qui glissent ou se déforment depuis la fin de la dernière glaciation. Dans ces cas, le risque est localisé et se produit généralement sous forme de coulées rocheuses, comme dans le cas de la commune de Vars (Hautes-Alpes).

Dans l'ensemble, et en abordant les thématiques mentionnées, ce chapitre a été exploratoire. Il ne constitue pour l'instant qu'une reconnaissance de formes particulières dans les Alpes occidentales. En assurant l'éducation des populations aux instabilités de type RVR à travers des cas théoriques expliqués en 7.4, nous posons l'objectif de pouvoir comprendre tout d'abord les formes associées aux RVR, et ainsi pouvoir éventuellement prédire les futures grandes instabilités des Alpes occidentales.



Conclusion générale

Grands enseignements

A partir de l'étude des RVR à l'échelle des Alpes occidentales, il est possible de tirer plusieurs conclusions qui peuvent être traduites en dix grands enseignements :

1. Le terme de RVR (Rupture de Versant Rocheux) est considéré ici comme étant « parapluie », pouvant à la fois regrouper les phénomènes d'éboulements et les versants composés de déformations profondes de type contre-escarpement et fissures. La typologie utilisée est en adéquation avec une analyse régionale en essayant de regrouper des terminologies complexes de la littérature. A cette fin, et en fonction de l'interprétation via Google Earth Pro [™], nous avons créé cinq catégories, en fonction des grands traits morphologiques pouvant être observés par imagerie : EAR pour les éboulements et avalanches rocheuses, GR pour les glissements rocheux, GC pour les glissements coulées, DGCVR pour les déformations gravitaires et complexes de versant rocheux et DDV pour les déformations de versant. Chacune de ces catégories fait référence à des traits et des contours morphologiques précis. Les EAR sont identifiables grâce principalement au dépôt rocheux composé de blocs plurimétriques. Les GR sont visibles grâce à la cicatrice d'arrachement et à l'aspect, le plus souvent bombée de la masse glissée. Les GC ont la particularité d'avoir un dépôt qui s'épand sur le versant avec généralement une superposition des coulées rocheuses. Les DGCVR sont la plupart du temps des versants où on peut observer à la fois des déformations profondes (contre-escarpements, crêtes dédoublées) et des glissements (superficiels ou non). Le terme de complexe a été ajouté car les contours et la superposition des formes sont parfois difficiles à discerner. Les DDV sont des versants où les contours sont invisibles dans le paysage. Sur ces versants, on peut notamment observer des déformations profondes avec aucun glissement associé.

2. Quelques 1400 RVR ont été identifiées avec l'appui de Google Earth Pro™ : 280 EAR, 523 GR, 24 GC, 464 DGCVR et 109 DDV. Ceci constitue un premier inventaire réalisé à l'échelle des Alpes occidentales qui prend en compte l'ensemble des types d'instabilités gravitaires rocheuses. L'altitude privilégiée pour l'occurrence se situe entre 2000 et 2500 m et le domaine de plus haute fréquence des superficies des RVR se situe entre 0,5 et 3 km². Toutefois on peut observer des RVR atteignant jusqu'à 84 km². : celui du Doron de Belleville dans le massif de la Vanoise.

En plus des études et sites de RVR déjà connus, l'inventaire de RVR de cette thèse apporte un gain non négligeable. En effet, sur le territoire français, 35% des sites n'étaient pas identifiés aussi bien par la littérature scientifique que par les cartes géologiques françaises. Le problème de ces dernières est que ces zones, cartographiées par les figurés généraux de « glissement de terrain », ont rarement fait l'objet d'études approfondies à l'échelle du site et aucune ne fait l'objet d'une caractérisation de la classification de Varnes (1978) ou autre. Ces zones de glissement de terrain restent donc encore une boîte noire en matière de caractérisation.

L'apport de notre inventaire est confirmé si on le compare à celui de Crosta et al. (2013) qui ont étudié la seule catégorie des DGCVR. En effet, 235 DGCVR (417%) de plus ont été identifiées à l'échelle des Alpes françaises. A l'échelle des Alpes occidentales, ce sont 296 DGCVR (276%) qui ont été identifiées en plus par rapport à l'inventaire de Crosta et al. (2013).

3. Une superficie de 7,05% des Alpes occidentales est impactée par les RVR avec des densités par endroits fortes. Ceci est notamment le cas dans les massifs du Beaufortin, de la Vanoise, des Arves-Thabor, des Alpes cottiennes, du Queyras-Viso et du Parpaillon. En fonction du critère des superficies, la moyenne Tarentaise (Bourg Saint-Maurice), la moyenne Durance (Briançon), les vallées des Dorons de Belleville et des Alluès (Vanoise), et la vallée de Suse en Italie (Alpes cottiennes) présentent les plus grandes densités de larges RVR, en particulier avec les DGCVR. En comparant le taux trouvé dans les Alpes occidentales (7%) avec les taux trouvés dans d'autres chaînes de montagne, on se rend compte que cette valeur est supérieure à ce que Jarman et al. (2014) ont trouvé dans les Pyrénées orientales (1,5-1,8%), aux 2% dans les Alpes Néo-zélandaises (Allen et al., 2011), au 2,4% dans les Carpathes

méridionales (Blondeau et al., 2016) et également aux 5,6% de Crosta et al. (2013). Toutefois, cette dernière étude ne recense que les DSGSD et ne cartographie pas les autres catégories de RVR et peut donc corroborer nos résultats. Ce n'est que lors d'investigations à l'échelle plus restreinte des bassins versants, et avec des prospections de terrain systématiques, que les taux deviennent supérieurs à 10%. Pedrazzini et al. (2015) ont donné le chiffre de 11% pour le bassin versant du haut-Rhône impacté par les RVR, et Martinotti et al. (2011) ont indiqué que 13,5% de la vallée d'Aoste étaient touchée par des RVR de type DSGSD. C'est Lahousse (1998) qui propose le taux le plus élevé, avec 15% dans la vallée de la Guisane (Haute-Durance). Cela révèle que selon l'échelle d'étude, les résultats se différencient de manière parfois notable. Lorsque l'on travaille à l'échelle d'un bassin versant, la prospection de terrain permet de cartographier davantage de RVR car certains traits complémentaires sont invisibles sur imagerie satellite. Nous l'avons noté tout particulièrement dans les secteurs définis comme « points chauds », où les inspections de terrain ont confirmé la difficulté de discrétiser les RVR de manière simple et directe, mais où l'on discerne aussi, en tout cas lorsque l'éclairage et la distance d'observation y sont favorables, des indices supplémentaires de déformation rocheuse mal identifiés par la navigation avec Google Earth.

Compte tenu de ces estimations publiées, le résultat de 2% de Allen et al. (2011) dans les Alpes néo-zélandaises paraît rétrospectivement bien faible lorsque l'on sait que c'est une chaîne tectoniquement bien plus active que les Alpes occidentales d'Europe. Nous voyons à cela plusieurs explications :

- dans les Alpes néo-zélandaises, l'inventaire n'a peut-être pas été construit de manière systématique comme le travail ici présenté ;
- la couverture de bonnes images satellites sur la Nouvelle-Zélande était peut-être insuffisante à l'époque, sachant que même sur le terrain alpin, Google a actualisé son stock d'images durant l'intervalle de la thèse : ceci souligne en passant l'importance de partager une veille permanente, parce qu'aucun inventaire n'est jamais totalement définitif ;
- selon Agliardi et al. (2013), les plus fortes densités de DSGSD sont localisées dans des secteurs où les taux de soulèvement crustal sont plutôt intermédiaires que très élevés. Leur hypothèse considère que les systèmes fluviaux n'ont pas eu le temps de

s'ajuster à un soulèvement rapide. Ainsi, on a seulement des gorges incisées et pas de vallées profondes. Cela a notamment été montré par Jarman (2006) dans les Highlands. Avec des taux de soulèvement tectonique beaucoup plus importants que dans les Alpes occidentales, les Alpes néo-zélandaises peuvent donc présenter des densités de RVR moins importantes en vertu de cette corrélation observée ailleurs ;

- la sismicité et les RVR paraissent pauvrement associées dans les Alpes occidentales, comme d'ailleurs dans la plupart des montagnes et massifs anciens. Dans les Alpes néo-zélandaises, on note une plus forte corrélation positive entre activité tectonique et fréquence des glissements superficiels (qui activent des dépôts de versant), où donc la sismicité est davantage perçue comme un facteur déclenchant que comme une cause (ou facteur aggravant).

En définitive, les RVR seraient plus nombreuses dans des montagnes anciennes, à sismicité réduite et avec des taux de soulèvement vertical régional d'intensité intermédiaire. Les glissements superficiels seraient peut-être davantage une signature de chaînes vraiment actives.

4. De manière générale, les RVR contribuent à l'évolution des versants et du relief, et ont la capacité de modifier le paysage de manière spectaculaire et brutale avec des ruptures rocheuses pouvant mobiliser plusieurs millions de m³. Toutefois, pour comprendre pleinement les RVR, il faut avoir conscience qu'ils évoluent sur un temps long (plusieurs millions d'années), c'est-à-dire que l'intervalle entre de premières déformations et une rupture définitive du versant peut durer plusieurs milliers d'années. Sans preuves directes jusqu'à présent, les RVR peuvent n'être définitivement, ou partiellement purgées que lors de la survenue de la prochaine glaciation.
5. La méthode employée dans ce manuscrit a consisté à inventorier de manière systématique l'ensemble des instabilités rocheuses du terrain d'étude par imagerie satellitale à partir de la plateforme Google Earth Pro™. Depuis plusieurs années, l'utilisation de cet outil se fait de plus en plus systématique, mais dans une perspective de vérification et de préparation de prospections de terrains. La méthode permet de couvrir une large zone et peut s'étendre à toutes les chaînes de

montagne du monde. Nous ne sommes plus ainsi restreints à des études par bassin versant et pouvons étudier l'impact des instabilités rocheuses à une échelle régionale en analysant par exemple les plus fortes densités. La qualité de l'imagerie disponible (nébulosité, résolution au sol, éclairage) impacte toutefois la performance de détection des RVR, et donc l'exhaustivité des inventaires. Cette qualité d'imagerie évolue au cours du temps et n'est pas nécessairement meilleure car plus récente. L'outil Google Earth exige donc un travail de veille constante car l'imagerie ancienne n'est pas nécessairement conservée par le fournisseur.

6. Les données existantes concernant les RVR étaient jusqu'à présent disséminées dans la littérature et sur les cartes géologiques, mais d'une manière plus erratique et sporadique que systématique. Les inventaires pionniers de Eisbacher et Clague (1984), focalisés sur des événements historiques, et de Crosta et al. (2013) à l'échelle de l'arc alpin et portant sur les DSGSD, ont toutefois permis d'obtenir un premier panorama de l'incidence des RVR sur les versants alpins. Pour la France, depuis l'inventaire de Marnézy (1984), aucune étude régionale, et surtout systématique, n'avait été réalisée. Les inventaires de Eisbacher et Clague (1984) et de Marnézy (1984) se sont restreints au recensement d'événements historiques connus et, dans la plupart des cas, déjà purgés. Il s'agit donc d'événements et non de formes et processus en cours. L'inventaire de Crosta et al. (2013), quant à lui, inventorie les versants composés de larges déformations. Le travail présenté ici englobe un spectre géomorphologique beaucoup plus large, qui inclut ces deux familles d'instabilités (historiquement purgées d'une part, futures de l'autre) mais les dépasse en effectif et en diversité.
7. De l'analyse des grands facteurs de prédisposition des RVR résultent très nettement certaines tendances. La lithologie explique assez systématiquement la répartition spatiale des RVR et est considérée comme un forçage important, et particulièrement lorsqu'il s'agit de schistes, de flysch, de grès, arkoses et conglomérats, et des basaltes et gabbros. En dehors de ces roches, la probabilité d'incidence des RVR est plus faible. A travers l'analyse des lithologies des RVR, nous avons pu identifier des « points chauds » où l'ensemble des versants semblent soumis aux instabilités. Ceci

est notamment observable dans neuf secteurs du terrain d'étude où il est difficile de délimiter clairement les RVR, tant les glissements semblent se superposer. Ceci est explicable à notre sens par la géologie tout d'abord car ces points chauds sont endémiques à des domaines géologiques composés de schistes et de grès, arkoses et conglomérats (domaine Dauphinois, Briançonnais et Piémontais). Ensuite, ces lithologies sont favorables à la déformation en profondeur et à l'apparition de glissements multiples (profonds et superficiels) qui voilent le signal et les contours des RVR de ces secteurs. Un aspect favorable à l'apparition de ces points chauds, mais secondaire, est l'approfondissement des vallées par les glaciers quaternaires qui engendrent une amplitude du relief plus importante et mettent en mouvement des masses rocheuses (peut-être à l'échelle du massif).

8. Le facteur du paléoenglacement mentionné ci-dessus est considéré comme étant une cause majeure dans l'occurrence des RVR. La forte incision des vallées occasionnée par la glaciation würmienne a engendré un approfondissement des vallées alpines, augmentant les amplitudes moyennes du relief local et donc le potentiel gravitationnel des masses rocheuses sur les interfluves. Cette relation est détectable sur l'ensemble du terrain d'étude et particulièrement dans les grandes auges glaciaires que sont les vallées de la Maurienne, de la Tarentaise, et de Suse. A lithologie favorable, les RVR peuvent ainsi se produire sur plusieurs millions de m², comme on peut l'observer au niveau de Bourg Saint-Maurice dans la vallée de la Tarentaise. Même sur lithologie défavorable, dans le massif des Aiguilles Rouges, on peut également observer une tendance spatiale anormalement élevée par rapport aux autres affleurements du même type. En effet, les fortes amplitudes et le creusement par les glaciers quaternaires de ce massif (vallée de Chamonix et du Giffre) permettent le développement de RVR sur des calcaires et gneiss.
9. Le facteur du paléoenglacement, associé avec la géomorphométrie (pente, amplitude du relief) peut être couplé avec d'autres facteurs mais de manière plus locale et moins importante. Ainsi, on peut noter que les contacts anormaux peuvent avoir eu un impact dans la répartition des RVR et peuvent ainsi être considérés comme un forçage d'une importance moyenne, et en particulier en relation avec le front

pennique. Les glaciers quaternaires ont exploité les discontinuités et fragilités du substratum et ont permis l'approfondissement de larges vallées situées en altitude (vallée de Valloire notamment) et ainsi permis la mise en place de RVR. Cette relation est également visible sur la klippe des Annes dans le massif des Bornes et sur roches fortement susceptibles aux RVR. Pour aller plus loin dans la complexité de facteurs pouvant expliquer la répartition spatiale des RVR, on peut noter l'exemple du massif de la Vanoise qui présente notamment la plus grande RVR de notre inventaire : les vallées des Dorons de Belleville et des Alluès. Ce secteur est considéré ici comme étant un « point chaud » où l'ensemble des versants semble instable. Les coïncidences spatiales entre facteur de prédisposition et RVR présentent une relation probable avec la lithologie et le paléoenglacement mais également avec le front pennique et avec les plus forts taux de soulèvement crustal mesurés dans les Alpes occidentales. Ce secteur est caractéristique et emblématique de la complexité des facteurs pour expliquer l'occurrence des RVR.

10. Même si l'interface RVR / sociétés n'est pas au cœur de ce manuscrit, certains exemples traités mettent en lumière que ces formes de relief et leurs processus sont encore mal connus, alors même que notre inventaire en a dénombré pas moins de 1400. La très basse fréquence de leur mise en mouvement catastrophique à l'échelle humaine, mais aussi leurs très grandes dimensions et la détection parfois difficile de leurs contours, expliquent en partie que les RVR soient souvent passées inaperçues. Dans une perspective de prévention des risques, il semble dorénavant pertinent de prendre en compte les RVR dans les schémas d'aménagement du territoire car notre étude a révélé pour la première fois que nombre de villages, villes et stations de ski étaient localisés dans des lieux à risque, soit parce qu'ils sont situés sur une masse rocheuse instable, soit parce qu'ils sont menacés par une instabilité rocheuse dont la trajectoire en cas de rupture et purge impacterait directement la localité.

Perspectives de recherche

L'inventaire produit dans cette thèse permet de multiples perspectives au-delà des recherches présentées dans le manuscrit. Ces perspectives peuvent être regroupées autour de trois grandes thématiques : les risques liés aux RVR, les études statistiques et géophysiques, et la datation des cicatrices d'arrachement ou fissures ouvertes par la méthode des cosmonucléides produits in situ. Pour les risques liés aux RVR, on peut évoquer le suivi nécessaire des déformations et la compréhension des processus de versant issus des RVR comme les laves torrentielles et les activations localisées de glissements plus importants :

1. De nombreux sites de RVR ne sont pas connus de la littérature, ni d'ailleurs des cartes géologiques du BRGM. Sur ces dernières, lorsque les RVR ne sont pas associées à des glissements, aucune mention d'une déstabilisation rocheuse n'est cartographiée, ce qui est le cas pour les DDV et certaines DGCVR. Dans la perspective globale de la connaissance des RVR, il paraît donc nécessaire de suivre avec attention certains sites car ils présentent des formes de déstabilisations rocheuses avancées et potentiellement à risque. Une mesure d'ouverture des fissures est recommandée, soit par l'installation de fissuromètres, soit par GPS différentiel à très grande précision. Les sites recommandés de suivi sont celui de Tignes Val Claret, de la Vallée Etroite, de la vallée de Chamonix et de la vallée du Valgaudemar. Ces derniers sont considérés comme étant potentiellement à risque et susceptibles de mobiliser plusieurs millions de m³ de roches.
2. Comprendre et connaître les RVR ainsi que leurs localisations permet d'associer différents risques. En effet, des ruptures brutales de plusieurs milliers (voire millions) de m³ sont finalement assez courantes pour des environnements montagnards avec une forte occurrence de laves torrentielles, voire de glissements superficiels. Ces phénomènes sont généralement plus marqués dans le cas des RVR de type DSCVR. Lorsqu'un versant entier est considéré comme instable, des activations/réactivations localisées peuvent survenir. Deux exemples peuvent être mentionnés dans l'aire d'étude. Le premier concerne la ville de Bourg Saint-Maurice, très fréquemment touchée par des laves torrentielles. Eisbacher et Clague (1984) en ont notés plusieurs en 2000 ans, depuis les premières installations romaines. Les zones sources de ces

laves torrentielles se localisent sur les marges de deux larges DGCVR. Le deuxième exemple est plus récent et concerne la RD 947 dans la vallée du Guil (Queyras). Entre Aiguilles et Abriès, cette route est fréquemment coupée car un glissement de plusieurs millions de m³ menace depuis 2017. Ce glissement fait partie d'un ensemble plus large, composé de multiples déformations et bourrelets partant de la crête et atteignant le talweg. Comprendre les RVR peut donc permettre d'anticiper et de prévenir les populations locales du risque encouru.

Concernant les perspectives liées aux études statistiques et géophysiques, elles peuvent être regroupées en trois thématiques :

1. Avec l'inventaire construit et la particularité de certains bassins versants composés de multiples glissements, il paraît intéressant de pouvoir estimer les volumes rocheux en mouvement afin d'estimer les stocks de débris potentiellement mobilisables sur les versants, et donc la contribution des RVR aux taux de dénudation alpin. Ce type de bilan a été réalisé à l'échelle locale d'un vallon montagnard dans les Carpathes roumaines (Ardelean et al., 2017), sans toutefois de focalisation particulière sur les RVR. Ce même type de travail est transposable à deux larges bassins versants : l'Arvan et le Saint-Bernard, situés en rive gauche et droite, respectivement, de Saint-Michel de Maurienne (Savoie). Ces deux bassins versants présentent de larges RVR et sont considérés dans ce manuscrit comme étant des points chauds de RVR sachant que les délimitations précises des instabilités sont difficilement observables autant sur imagerie satellite que sur le terrain. En effet, comme l'avait montré Maltrait (1975), plusieurs générations de glissements sont discernables dans ces bassins versants. Pouvoir quantifier le stock sédimentaire peut améliorer la compréhension de l'évolution post-glaciaire d'un bassin versant sur une lithologie et dans un contexte géologique donné. L'analyse de la profondeur du substratum avec des études géophysiques devrait aussi permettre de clarifier les contours tridimensionnels des RVR. Cette relation spéculative s'appliquerait à plusieurs masses rocheuses en moyenne Maurienne, notamment les GR du Mont Bréquin et du Grand Fourchon.

2. Dans ce travail, nous avons procédé à produire des statistiques élémentaires à base d'effectifs cumulés et de ratios. Pour poursuivre l'étude des RVR à partir du semis de points régionaux obtenus, une étude statistique plus poussée pourra être entreprise afin d'en tester le gain de puissance explicative par rapport aux conclusions déjà présentées dans le manuscrit. Il serait possible de réaliser, par exemple, des ACP (Analyse en Composantes Principales) ou des cartes sous SIG de susceptibilité aux RVR par une prise en compte des principaux facteurs préparatoires et aggravants des RVR : lithologie, pente, relief local, orientations, etc... Nous restons circonspects sur le gain véritable qui résulterait d'une étude de susceptibilité des RVR par rapport à ce qui se pratique pour les glissements superficiels d'âge récent, mais cela reste une perspective d'exploration méritant d'être tentée vu l'important effectif de notre inventaire.

3. Une dernière perspective majeure consisterait à procéder à des datations de cicatrices et de fissures ouvertes par la méthode des cosmonucléides produits in situ. Ce type d'étude permettrait, grâce à des âges d'exposition, de comprendre l'évolution temporelle des RVR et de déterminer avec plus de précision les mécanismes en œuvre qui expliquent aujourd'hui les versants où les RVR se développent. Les datations serviraient à compléter dans un premier temps celles déjà acquises dans les Alpes occidentales : les EAR du Lauvitel (Delunel et al., 2010) et du Pré de Madame Carle (Cossart et Fort, 2008) et les déformations des Aiguilles de Grive et du Mont Rognier (Hippolyte et al., 2006, 2009, 2012). Ensuite elles permettraient de travailler les hypothèses qui consistent à dire que les RVR se seraient déclenchées environ 5000 ans après la déglaciation (cf. 1.5.2). Pour tester des hypothèses, plusieurs stratégies d'échantillonnage peuvent être mises en œuvre. Tout d'abord, des datations au niveau de cicatrices d'arrachement de certains GR permettraient de comprendre l'évolution temporelle des masses glissées. Un très bon exemple se trouve dans la vallée des Chapieux, dans le massif du Beaufortin (code : 31Be, p. 382 de l'Atlas). Cette RVR est caractéristique car la masse glissée a gardé une relative homogénéité structurale et on peut mentalement la replacer dans sa cicatrice d'arrachement. Il serait également nécessaire d'échantillonner des RVR de type DDV et DGCVR. Au sein de notre inventaire, de nombreuses RVR peuvent se

prêter à cet exercice comme le versant ouest du Mont Mirantin (cf. 7.4.3.1), installé sur des micaschistes (code : 22Be, p. 373 de l'Atlas) qui présente de surprenantes fissures parallèles entre elles. Un autre exemple peut également être mentionné : la DDV au-dessus d'Aussois (cf. 3.4.2.5) installée sur des quartzites (50Va, p. 1354 de l'Atlas) et qui présente la particularité de couper la montagne en deux. Toutefois, il est nécessaire d'évoquer ici les difficultés d'échantillonnage. En effet, les RVR sont parfois complexes, les cicatrices d'arrachement sont probablement multi-phasées et les masses glissées s'altèrent et subissent une dégradation par les processus d'érosion hydrique. Beaucoup de précautions s'imposent donc : il faudrait sans doute obtenir beaucoup de données pour fiabiliser les résultats, ce qui demande d'importants moyens financiers.

Bibliographie

- Abele G.**, 1974. Bergstürze in den Alpen-ihre Verbritung. Morphologie und Folgeerscheinungen, Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 25
- Adushkin V.V.**, 2006. Mobility of rock avalanches triggered by underground nuclear explosions. In Evans S.G., Scarascia Mugnozza G., Strom A., Hermanns R.L. (Eds.): Landslides from Massive Rock Slope Failure, Series IV: Earth and Environmental Sciences, 49, 267-284.
- Agassiz L.**, 1840. Etudes sur les glaciers. Ed. H. Nicolet, Neuchâtel. 237 p.
- Agliardi F., Crosta G.B., Zanchi A.**, 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59, 83-102.
- Agliardi F., Zanchi A., Crosta G.B.**, 2009. Tectonic vs. gravitational morphostructures in the central Eastern Alps (Italy): Constraints on the recent evolution of the mountain range. *Tectonophysics*, 474, 250-270.
- Agliardi F., Crosta G.B., Frattini P., Malus M.G.**, 2013. Giant non-catastrophic landslides and the long-term exhumation of the European Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 365, 263-274.
- Akçar N., Deline P., Ivy-Ochs S., Alfimov V., Hajdas I., Kubik P.W., Christl M., Schlüchter C.**, 2012. The AD 1717 rock avalanche deposits in the upper Ferret Valley (Italy): a dating approach with cosmogenic ¹⁰Be. *Journal of Quaternary Science*, 27, 383-392.
- Alexander D.**, 2008. A brief survey of GIS in mass-movement studies, with reflections on theory and methods. *Geomorphology*, 94, 261-267.
- Allen S. K., Cox S.C., Owens I.F.**, 2011. Rock avalanches and other landslides in the central Southern Alps of New Zealand: a regional study considering possible climate change impacts. *Landslides*, 8, 33-48.
- Ambrosi C., Crosta G.B.**, 2006. Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology*, 83, 183-200.
- Amelot F., Delannoy J.J., Nicoud G.**, 2003. L'édification des cônes de déjection en zone de montagne : intérêts paléoenvironnemental et hydrogéologique, contribution typologique. *Quaternaire*, 14, 253-263.
- André, M.-F.**, 1997. Holocene rockwall retreat in Svalbard: A triple-rate evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 423-440.
- Antoine P., Féraud J., Poulain P.A.**, 1979. Carte géologique du Mont-Blanc (1/50 000e), Orléans, Editions du BRGM; notice: 22 p.
- Antoine P., Barféty J.C., Vivier G., Debelmas J., Desmons J., Fabre J., Loubat H., Vautrelle C.**, 1992. Carte géologique de Bourg-Saint-Maurice (1/50 000e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 110 p.
- Ardelean A.C., Onaca A., Urdea P., Sărășan A.**, 2017. Quantifying postglacial sediment storage and denudation rates in a small alpine catchment of the Făgăraș Mountains (Romania). *Science of Total Environment*, 599-600, 1756-1767.
- Arsenault A.M., Meigs A.J.**, 2005. Contribution of deep-seated bedrock landslide to erosion of a glaciated basin in southern Alaska. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1111-1125.
- Audemard F.A., Beck C., Carrillo E.**, 2010. Deep-seated gravitational slope deformations along the active Boconó Fault in the central portion of the Mérida Andes, western Venezuela. *Geomorphology*, 124, 164-177.

- Auer I., Böhm R., Jurkovic A., Lipa W., Orlik A., Potzmann R., Schöner W., Ungersböck M., Matulla C., Briffa K., Jones P., Efthymiadis D., Brunetti M., Nanni T., Maugeri M., Mercalli L., Mestre O., Moisselin J.M., Begert M., Müller-Westermeier G., Kveton V., Bochnicek O., Stastny P., Lapin M., Szalai S., Szentimrey T., Cegnar T., Dolinar M., Gajic-Capka, M., Zaninovic K., Majstorovic Z., Nieplova E., 2007. HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology*, 27, 17-46.**
- Augustinus P., 1995. Rock mass strength and the stability of some glacial slope. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 39/1. 55-68.**
- Ayrton S., Barféty J.C., Bellière J., Gubler Y., Jemelin L., 1987. Carte géologique de Chamonix (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM, 39 p.**
- Azañón J.M., Azor A., Vicente Pérez-Peña J., Carrillo J.M., 2005. Late Quaternary large-scale rotational slides induced by river incision: The Arroyo de Gor area (Guadix basin, SE Spain). *Geomorphology*, 69, 152-168.**
- Azzoni A., Chiesa S., Frassoni A., Govi M., 1992. The Valpola landslide. *Engineering Geology*, 33, 59-70.**
- Bachmann D., 2006. Modélisation physique tridimensionnelle des mouvements gravitaires de grande ampleur en milieux rocheux. Thèse de doctorat, Université de de Nice-Sophia Antipolis, 135 p.**
- Bachmann D., Bouissou S., Chemenda A., 2009. Analysis of massif fracturing during Deep-Seated Gravitational Slope Deformation by physical and numerical modeling. *Geomorphology*, 103, 130-135.**
- Baeza C., Corominas J., 2001. Assessment of shallow landslide susceptibility by means of multivariate statistical techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1251-1263.**
- Ballantyne C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.**
- Ballantyne C.K., 2013. Lateglacial rock-slope failures in the Scottish Highlands. *Scottish Geographical Journal*, 129, 67–84.**
- Ballantyne C.K., Sandeman G.F., Stone J.O., Wilson P., 2014. Rock-slope failure following Late Pleistocene deglaciation on tectonically stable mountainous terrain. *Quaternary Science Reviews*, 86, 144-157.**
- Bălțeanu D., Chendeș V., Sima M., Enciu P., 2010. A country-wide spatial assessment of landslide susceptibility in Romania. *Geomorphology*, 124, 102-112.**
- Bălțeanu, D., Jurchescu, M., Surdeanu, V., Ionita, I., Goran, C., Urdea, P., Rădoane M., Rădoane, N., Sima, M., 2012. Recent landform evolution in the Romanian Carpathians and Pericarpathian regions. In: Lóczy, D., Stankoviansky, M., Kotarba, A. (Eds.), *Recent landform evolution: the Carpatho-Balkan-Dinaric Region*. Springer, pp. 249–286.**
- Baran R., Friedrich A.M., Schlunegger F., 2014. The late Miocene to Holocene erosion pattern of the Alpine foreland basin reflects Eurasian slab unloading beneath the western Alps rather than global climate change. *Lithosphere*, 6, 124-131.**
- Barbier R., Barféty J.C., Bocquet A., Bordet P., Le Fort P., Meloux J., Mouterde R., Pêcher A., Petiteville M., 1973. Carte géologique de La Grave (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 44 p.**
- Barféty J.C., Gidon M., 1969. Carte géologique de Montmélian (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 20 p.**

- Barféty J.C., Bordet P., Carme F., Debelmas J., Meloux M., Montjuvent G., Mouterde R., Sarrotreynaud J.**, 1972. Carte géologique de Vizille (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 37 p.
- Barféty J.C., Barbier R., Bordet P., Méloux J., Mouterde R., Vatin-Pérignon N.**, 1977. Carte géologique de Saint-Jean de Maurienne (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 43 p.
- Barféty J.C., Blaise J., Fourneaux J.C., Méloux J.**, 1984a. Carte géologique de La rochette (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 45 p.
- Barféty J.C., Pécher A., Bambier A., Demeuleester P., Fourneaux J.C., Poulain P.A., Vernet J., Vivier G.**, 1984b. Carte géologique de Saint-Christophe en Oisans (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM, notice : 65 p.
- Barféty J.C., Monjuvent G., Pécher A., Carme F.**, 1988. Carte géologique de La Mure (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 97 p.
- Barféty J.C., Lemoine M., De Graciansky P.C., Tricart P., Mercier D., Pécher A., Bertrand J., Nievergelt P., Amaudric du Chaffaut S., Dumont T., Monjuvent G., Goffé B., Kiénast J.R., Mevel C., Gravost M., Sauret B., Godefroy P., Martin C.**, 1995. Carte géologique de Briançon (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 180 p.
- Barféty J.C., Bordet P., Debelmas J., Gidon M.**, 2000. Carte géologique de Domène (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 13 p.
- Barféty J.C., Polino R., Mercier D., Caby R., Fourneaux J.C., Dela Pierre F., Fabre R., Fioraso G.**, 2006. Carte géologique de Névache-Bardonecchia-Modane (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 161 p.
- Barletta V.R., Guglielmina A. D., Smiraglia C.**, 2006. Glacier shrinkage and modeled uplift of the Alps. *Geophysical Research Letters*, 33, 1944-1948.
- Baron I., Cilek V., Krejci O., Melichar R., Hubatka F.**, 2004. Structure and dynamics of deep-seated failures in Magura the Flysch Nappe, outer Western Carpathians (Czech Republic). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4, 549-562.
- Baron I., Řehánek T., Vošmik J., Musel V., Kondrová L.**, 2011. Report on a recent deep-seated landslide at Gírová Mt., Czech Republic, triggered by a heavy rainfall: The Gírová Mt., Outer West Carpathians, Czech Republic. *Landslides*, 8, 355–361.
- Barsch D.**, 1996. Rock glaciers: Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments. Springer, Berlin, 331 p.
- Barth N.C.**, 2013. The Cascade rock avalanche: implications of a very large Alpine Fault-triggered failure, New Zealand. *Landslides*, 11, 1-15.
- Beaudevin C.**, 2000. Contribution à l'étude de l'altitude atteinte par les glaciers quaternaires dans quelques vallées alpines. *Revue de Géographie Alpine*, 76, 83-116.
- Beck A.C.**, 1968. Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment; *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 11, 191-199.
- Ben Hassen M.**, 2012. Analyse de la déformation récente dans l'Atlas méridional de la Tunisie par géomorphométrie et Interférométrie Radar (DInSAR). Thèse de doctorat de l'université Paris est et de l'université Tunis El Manar, 343 p.
- Beniston M.**, 2005, Mountain climates and climatic change: an overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, 162, 1587-1606.
- Berlioz J.**, 1988. L'histoire des catastrophes au service de la prévention. *Aménagement et Nature*, 90, 7-9.
- Bertolini G., Casagli N., Ermini L., Malaguti C.**, 2004. Radiocarbon data on lateglacial and Holocene landslides in the northern Apennines. *Natural Hazards*, 31, 645-662.

- Bertrand M.**, 2014. Approches régionales de la susceptibilité torrentielle dans les Alpes du Sud. Thèse de géographie, Ecole normale supérieure de Lyon, IRSTEA de Lyon, 162 p.
- Besson L.**, 1996. Les risques naturels en montagne : traitement, prévention, surveillance. Publibp, Grenoble, 436 p.
- 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*, 235, 141-150.
- Billant J., Hippolyte J.C., Bellier O.**, 2015. Tectonic and geomorphic analysis of the Belledonne border fault and its extensions, Western Alps. *Tectonophysics*, 659, 31-52.
- Bjerrum L., Jørstad F.A.**, 1968. Stability of rock slopes in Norway. Norwegian Technical Institute, Publication 69.
- Blikra L.H., Longva O., Braathen A., Anda E., Dehls J.F., Stalsberg K.**, 2006. Rock slope failures in Norwegian fjord: examples, spatial distribution and temporal pattern. In Evans S.G., Scarascia Mugnozza G., Strom A., Hermanns R.L. et al. (Eds.): *Landslides from Massive Rock Slope Failure, Series IV: Earth and Environmental Sciences*, 49, 475-496.
- Blondeau S., Gunnell Y., Jarman D.**, 2016. Analyse spatiale des ruptures et déformations de versant (Rock Slope Failures) dans les Carpathes méridionales (Roumanie). Journée des Jeunes Géomorphologues. Chambéry, 30 juin 2016.
- Bodin X.**, 2007. Géodynamique du pergélisol alpin: fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif du Combeynot (Hautes-Alpes). Thèse de doctorat, Université Paris Diderot (Paris 7), 272 p.
- Bodin X., Schoeneich P., Deline P., Ravanel L., Magnin F., Krysiński J.-M., Echelard T.**, 2015. Le permafrost de montagne et les processus géomorphologiques associés : évolutions récentes dans les Alpes françaises. *Revue de Géographie Alpine*, 103-2, mis en ligne le 02 septembre 2015.
- Boeckli L., Brenning A., Gruber S., Noetzli J.**, 2012. Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *The Cryosphere*, 6, 807–820.
- Bois T., Bouissou S., Guglielmi Y.**, 2008. Influence of major inherited faults zones on gravitational slope deformation: A two-dimensional physical modelling of the La Clapière area (Southern French Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 709-719.
- Boisvert J.J.**, 1955. La neige dans les Alpes françaises, *Revue de Géographie Alpine*, 43, 357-434.
- Bonzanigo L., Eberhardt E., Loew S.**, 2007. Long-term investigation of a deep-seated creeping landslide in crystalline rock. Part I. Geological and hydromechanical factors controlling the Campo-Vallemaggia landslide. *Canadian Geotechnical Journal*, 44, 1157-1180.
- Borgatti L., Soldati M.**, 2010. Landslides as a geomorphological proxy for climate change: A record from the Dolomites (northern Italy). *Geomorphology*, 120, 56-64.
- Bourgeat S.**, 1990. Eboulements et écroulements dans le bassin-versant du Vénéon (Massif des Ecrins, Isère). *Revue de géographie alpine*, 78/1-3, 11-24.
- Bovis M.J., Evans S.G.**, 1996. Extensive déformations of rock slopes in southern coast mountains, southwest British Columbia, Canada. *Engineering Geology*, 44, 163-182.
- Braathen A., Blikra L.H., Berg S.S., Karlsen F.**, 2004. Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology*, 84, 67-88.

- Brardinoni F., Slaymaker O., Hassan M.A.**, 2003. Landslide inventory in a rugged forested watershed: a comparison between air-photo and field survey data. *Geomorphology*, 54, 179-196.
- Bravard A, Debray D., Isler V., Meinard N., Bénichou P., Bret B., Chassagneux P., Deblaere J.C., Navarre J.L., Pairis J.L., Dorioz J.M., De Bellegarde B., Duret J., Ganter V., Aubert C., Clapier C., Lantrua P., Demule A., Tornier L., Berthier F., Orand A.**, 1991. Atlas climatique de la Haute-Savoie. Association météorologique départementale, Chamonix, 103 p.
- Bravard J.P., Barthélémy L., Brochier J., Joly-Saad M.C., Roberts M., Thiebault S., Astrade L., Evin J., Landon N., Petiot R.**, 2003. Mouvements de masse et paléoenvironnements quaternaire : les paleo-lacs de Boulc (haut-diois, Alpes, France). *Revue de géographie alpine*, 91/1, 9-27.
- Bretz J.H.**, 1923. The Channeled Scabland of the Columbia Plateau. *Journal of Geology*, 31, 617-649.
- Brideau M.A., Stead D., Kinakin D., Fecova K.**, 2005. Influence of tectonic structures on the Hope Slide, British Columbia, Canada. *Engineering Geology*, 80, 242-259.
- Broeckx J., Vanmaercke M, Bălțeanu D., Chendeş V., Sima M., Enciu P., Poesen J.**, 2016. Linking landslide susceptibility to sediment yield at regional scale : application to Romania. *Geomorphology*, 268, 222-232.
- Broquet P., Gidon M., Monjuvent G.**, 1985. Carte géologique de Thonon-les-Bains (1/250 000^e), Orléans, Editions du BRGM, notice : 61 p.
- Brunetti M.T., Xiao Z., Komatsu G., Peruccacci S., Guzzetti F.**, 2015. Large rock slides in impact craters on the Moon and Mercury. *Icarus*, 260, 289-300.
- Brunsdon D., Moore R.**, 1999. Engineering geomorphology on the coast: lessons from west Dorset. *Geomorphology*, 31, 391-409.
- Buoncrisiani J.F., Campy M.**, 2011. Quaternary Glaciations in the French Alps and Jura. In J. Ehlers, P.L. Gibbard and P.D. Hughes, (Eds.): *Developments in Quaternary Science*, Vol. 15, Amsterdam, The Netherlands, 117-126.
- Burbank, D.W.**, 1992. Characteristic size of relief. *Nature*, 359, 483-484.
- Bureau central Sismologique Français**, 2017. Coordonne, diffuse et archive les observations sismologiques. URL : <http://www.franceseisme.fr/>.
- Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)**, 2017. Base de données françaises du Bureau de Recherche Géologiques et Minières. URL <http://www.bdmvt.net/>.
- Burri M., Gruner E.**, 1976. Phénomènes d'instabilité dans les vallées des Drances (Valais). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 69, 75-83.
- Busche D.**, 2001. Early Quaternary landslides of the Sahara and their significance for geomorphic and climatic history. *Journal of Arid Environment*, 49, 429-448.
- Calais E., Bayer R., Chéry J., Cotton F., Flouzat M., Jouanne F., Martinod J., Mathieu F., Scotti O., Tardy M., Vigny C.**, 2000. REGAL: A permanent GPS network in the French Western Alps, Configuration and first results. *Comptes Rendus de l'Académie Sciences*, Paris, 331, 435-442.
- Calvet M., Gunnell Y., Farines B.**, 2015. Flat-topped mountain ranges: their global distribution and value for understanding the evolution of mountain topography. *Geomorphology*, 241, 255-291.
- Cardinali, M., Ardizzone, F., Galli, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P.**, 2000. Landslides triggered by rapid snow melting: the December 1996–January 1997 event in Central

Italy. In: Claps, P., Siccardi, F. (Eds.), Proceedings 1st Plinius Conference, Maratea. Bios Publisher, Cosenza, pp. 439–448.

Centre Scientifique et Technique de la Construction, classification des roches. URL : <http://www.cstc.be/homepage/index.cfm?cat=publications&sub=tvnit&pag=228&art=2&niv01=2.2>

Chalkias C., Ferentinou M., Polykretis C., 2014. GIS-Based Landslide Susceptibility Mapping on the Peloponnese Peninsula, Greece. *Geosciences*, 4, 176-190.

Champagnac J.D., Molnar P., Anderson R.S., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 35, 195-198.

Charollais J., Busnardo R., Michel C., Bernard C., Decrouez D., Delamette M., Gorin G., Lepiller M., Mondain P.H., Rosset J., Villars F., 1988. Carte géologique de Annecy-Bonneville (1/50 000e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 139 p.

Charollais J., Plancherel R., Monjuvent G., Debelmas J., Deville Q., Donzeau M., Gallay A., Gorin G., Nicoud G., Kindler P., Ruchat C., Turrel C., Wernli R., 1998. Carte géologique de Annemasse (1/50 000e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 132 p.

Chemenda A., Bouissou S., Bachmann D., 2005. Three-dimensional physical modeling of deep-seated landslides: New technique and first results. *Journal of Geophysical Research*, 110, DOI : 10.1029/2004JF000264.

Chen R.F., Chan Y.C., Angelier J., Hu J.C., Huang C., Chang K.J., Shih T.Y., 2005. Large earthquake-triggered landslides and mountain belt erosion: The Tsaoiling case, Taiwan. *Compte Rendus Geoscience*, 337, 1164-1172.

Chen X., Ran H., Zhou Q., Zhou B., 2017. Local terrain relief : an important factor influencing the generation of large earthquake-triggered landslides. In Mikos M., Tiwari B., Yin Y., Sassa K. (Eds), *Advancing culture of living with landslides*, volume 4, WLF 2017. Springer, 15-21.

Chéry J., Genti M., Vernant P., 2016. Ice cap melting and low-viscosity crustal root explain the narrow geodetic uplift of the Western Alps. *Geophysical Research Letters*, 43, 3193-3200.

Chigira, M., Tsou, C.-Y., Matsushi, Y., Hiraishi, N., Matsuzawa, M., 2013. Topographic precursors and geological structures of deep-seated catastrophic landslides caused by Typhoon Talas. *Geomorphology*, 201, 479-493.

Chiron J.C., Kerrien Y., 1979. Carte géologique de Lyon (1/250 000e), Orléans, Editions du BRGM, notice : 56 p.

Church M., Ryder J.M., 1972. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3059-3071.

Clark R., Wilson P., 2004. A rock avalanche deposit in Burtness Comb, Lake District, northwest England. *Geological Journal*, 39, 419-430.

Coe J.A., Godt J.W., Baum R.L., Bucknam R.C., Michael J.A., 2004. Landslide susceptibility from topography in Guatemala. In Lacerda W.A., Ehrlich M., Fontura S.A.B., Sayao A.S.F., (Eds.), *Landslides: Evaluation and Stabilization*. London, Taylor and Francis, p. 69-78.

Collison A., Wade S., Griffith J., Dehn M., 2000. Modelling the impact of predicted climate change on landslide frequency and magnitude in SE England. *Engineering Geology*, 55, 205-218.

Cooper R.G., 2007. *Mass Movements in Great Britain*, Geological Conservation Review Series, No. 33, Joint Nature Conservation Committee, Peterborough, 348 pages, ISBN 978 1 86107 481 2.

- Coquin J., Mercier D., Bourgeois O., Cossart E., Decaulne A.**, 2015. Gravitational spreading of mountain ridges coeval with Late Weichselian deglaciation: impact on glacial landscapes in Tröllaskagi, northern Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 107, 197-213.
- Coquin J., Mercier D., Bourgeois O., Feuillet T., Decaulne A.**, 2016. Is gravitational spreading a precursor for the Stífluhólar landslide (Skagafjörður, Northern Iceland)? *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 22, 9-24.
- Cossart E.**, 2005. Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du sud) depuis la dernière glaciation. Thèse de doctorat, Université de Paris 7, Denis Diderot, 360 p.
- Cossart E., Fort M.**, 2008. Consequences of landslide dams on alpine river valleys : Examples and typology from the French Southern Alps. *Norsk Geografisk Tidsskrift_Norwegian Journal of Geography*, 62, 75-88.
- Cossart E., Braucher R., Fort M., Boulès D.L., Carcaillet J.**, 2008. Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, 95, 3-26.
- Cossart E., Boulès D., Braucher R., Carcaillet J., Fort M., Siame L.**, 2011. L'englacement du haut bassin durancien (Alpes françaises du sud) du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène : synthèse chronologique. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 17, 123-142.
- Cossart E., Mercier D., Decaulne A., Feuillet T.**, 2013. An overview of the consequences of paraglacial landsliding on deglaciated mountain slopes: typology timing and contribution to cascading fluxes. *Quaternaire*, 24, 13-24.
- 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 de doctorat, Université de Savoie, 468 p.
- Coutterand S., Buoncristiani J.F.**, 2006. Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du Pléistocène récent de la région du massif du Mt Blanc, France. *Quaternaire*, 17/11, 35-43.
- Couture R., Antoine P., Locat J., Hadjigeorgiou J., Evans S.G., Brugnot G.**, 1997. Quatre cas d'avalanches rocheuses dans les Alpes françaises. *Canadian Geotechnical Journal*, 34, 102-119.
- Cremonese E., Gruber S., Phillips M., Pogliotti P., Boeckli L., Noetzli J., Suter C., Bodin X., Crepez A., Kellerer-Pirklbauer A., Lang K., Letey S., Mair V., Morra di Cella U., Ravel L., Scapozza C., Seppi R., Zischg A.**, 2011. An inventory of permafrost evidence for the European Alps. *The Cryosphere*, 5, 651-657.
- Crosta G.B., Chen H., Lee C.F.**, 2004. Replay of the 1987 Val Pola Landslide, Italian Alps. *Geomorphology*, 60, 127-146.
- Crosta G.B., Frattini P., Agliardi F.**, 2013. Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps. *Tectonophysics*, 605, 13-33.
- Cruden D.M., Varnes D.J.**, 1996. Landslide types and processes. In: Turner A.K., Schuster R.L. (Eds.), *Landslides, Investigation and Mitigation*, Special Report 247, Transportation Research Board, Washington D.C., 36-75.
- Dauphiné Libéré**, 12/12/2017. Article de presse "Éboulements des montagnes : la menace vue du ciel ».
- De Martonne E.**, 1901. Fjords, cirques, vallées alpines et lacs subalpins. *Annales de géographie*, 52, 289-294.

- Debelmas J., Lemoine M., Kerckhove C., Fail J.P., Lavergne M., 1966.** Carte géologique de Guillestre (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM, 11 p.
- Debelmas J., Barféty J.C., Antoine P., Girod J.P., Bellamy J., Chabod J.C., Boullud C., Bullière J., Sarrot-Reynaud J., 1967a.** Carte géologique de Vif (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM, 12 p.
- Debelmas J., Barféty J.C., Arnaud H., Audebaud E., Sarrot-Reynaud J., Monjuvent G., 1967b.** Carte géologique de La Chapelle en Vercors (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 12 p.
- Debelmas J., Barféty J.C., Dasarathy N., Arnaud H., 1968.** Carte géologique de Charpey (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 9 p.
- Debelmas J., 1974.** Géologie de la France, Tome 2, Les chaînes plissées du cycle alpin et leurs avant-pays. Editions Doin, 544 p.
- Debelmas J., 1979.** Découverte géologique des Alpes du Nord. Editions du BRGM, 84p.
- Debelmas J., Desmons J., Carraro F., Giraud P., Monjuvent G., Sacchi R., 1979.** Carte géologique de Annecy (1/250 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 56 p.
- Debelmas J., Durozoy G., Kerckhove C., Monjuvent G., Mouterde R., Pêcher A., 1980.** Carte géologique d'Orcières (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 27 p.
- Debelmas J., Desmons J., Ellenberger F., Goffé B., Fabre J., Jaillard E., Pachoud A., 1989a.** Carte géologique de Modane (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 53 p.
- Debelmas J., Antoine P., Barféty J.C., Dabrowsky H., Desmons J., Ellenberger F., Goffé B., Guillot F., Jaillard E., Pachoud A., Raoult J.F., Vautrelle C., 1989b.** Carte géologique de Moûtiers (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 53 p.
- Debelmas J., Caby R., Desmons J., Dabrovsky H., Fabre J., Mercier D., Pachoud A., 1991.** Carte géologique de Sainte-Foy-Tarentaise (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 43 p.
- Dehn M., Bürger G., Buma J., Gasparetto P., 2000.** Impact of climate change on slope stability using expanded downscaling. *Engineering Geology*, 55, 193-204.
- Delacou B., Sue C., Champagnac J.D., Burkhard M., 2004.** Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International*, 158, 753-774.
- Delacou B., Sue C., Nocquet J.M., Champagnac J.D., Allanic C., Burkhard M., 2008.** Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy: comparisons with seismotectonics. *Swiss Journal Geoscience*, 101, 377-385.
- Delaloye, R., Lambiel C., Gärtner-Roer I., 2010.** Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps : seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 65, 135-145.
- Delgado J., Vicente F., García-Tortosa F., Alfaro P., Estévez A., Lopez-Sanchez J.M., Tomás R., Mallorquí J.J., 2011.** A deep-seated compound rotational rock slide and rock spread in SE Spain: Structural control and DInSAR monitoring. *Geomorphology*, 129, 252-262.
- Deline P., 2009.** Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 28, 1070-1083.
- Deline P., Alberto W., Broccolato M., Hungr O., Noetzi J., Ravanel L., Tamburini A., 2011.** The December 2008 Crammont rock avalanche, Mont Blanc massif area, Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 3307-3318.
- Delunel R., 2010.** Evolution géomorphologique du massif des Ecrins-Pelvoux depuis le dernier Maximum Glaciaire - Apports des nucléides cosmogéniques produits in-situ. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, 236 p.

- Delunel R., Hantz D., Braucher R., Boulès D., Schoeneich P., Deparis J., 2010.** Surface exposure dating and geophysical prospecting of the Holocene Lauvitel rock slide (French Alps). *Landslides*, 7, 393–400.
- Demers D., Robitaille D., Potvin J., Bilodeau C., Dupuis C., 2008.** La gestion des risques de glissements de terrain dans les sols argileux au Québec. In : Locat J., Perret D., Turmel D., Demers D., Leroueil S. (Eds.), *Comptes rendus de la 4e Conférence canadienne sur les géorisques : des causes à la gestion*. Presse de l'Université Laval, Québec, 519-526.
- Deparis J., Jongmans D., Cotton F., Baillet L., Thouvenot F., Hantz D., 2008.** Analysis of rock-fall and rock-fall avalanche seismograms in the French Alps. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 1781-1796.
- Deroin J.P., Condom T., 2007.** Retrait séculaire des glaciers locaux de montagne : un exemple dans les Alpes occidentales françaises. *Compte Rendu Géoscience*, 339, 449-459.
- De Vita P., Carratù M.T., La Barbera G., Santoro S., 2013.** Kinematics and geological constraints of the slow-moving Pisciotta rock slide (southern Italy). *Geomorphology*, 201, 415-429.
- De Wever P., 2012.** Temps de la Terre, temps de l'Homme. Bibliothèque Sciences, Albin Michel, Paris, 215 p.
- Deville E., Chopin C., Goffé B., Guillot P.I., 1991.** Carte géologique de Tignes (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 48 p.
- Dikau R., Cavallin A., Jäger S., 1996.** Databases and GIS for landslide research in Europe. *Geomorphology*, 15, 227-239.
- Dodsworth E., Nicholson A., 2012.** Academic uses of Google Earth and Google Maps in a library setting. *Information Technology and Libraries*, 31, 102-117.
- Doudoux B., Barféty J.C., Carfantan J.C., Tardy M., Nicoud G., 1992.** Carte géologique de Annecy-Ugine (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 62 p.
- Doudoux B., Barféty J.C., Vivier G., Carfantan J.C., Nicoud G., Tardy M., Montjuvent G., Debon F., Menot P., Aprahamian J., 1999.** Carte géologique d'Albertville (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 119 p.
- Douvinet J., Delahaye D., Langlois P., 2008.** De la morphométrie à un champ de mesure de l'efficacité structurelle du bassin versant. *SAGEO, Cybergeo : Revue européenne de géographie*, 15 p.
- Dramis F., Sorriso-Valvo M., 1994.** Deep-seated gravitational slope deformations related landslides and tectonics. *Engineering Geology*, 38, 231-243.
- Dray M., 1993.** Les terrasses de Thonon (bassin lémanique - France) : aspects géologiques de la déglaciation würmienne et intérêt hydrogéologique. *Quaternaire*, 4, 77-82.
- Durand Y., Brun E., Merindol L., Guyomarc'h G., Lesaffre B., Martin E., 1993.** A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, 18, 65-71.
- Durand Y., Laternser M., Giraud G., Etchevers P., Lesaffre B., Méridol L., 2009.** Reanalysis of 44 Yr of Climate in the French Alps (1958–2002): Methodology, Model Validation, Climatology, and Trends for Air Temperature and Precipitation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 429-449.
- Eberhardt E., Stead D., Coggan J.S., 2004.** Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes—the 1991 Randa rockslide. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 41, 69–87.

- Echelard T., Krysiecki J.M., Gay M., Schoeneich P.,** 2013. Détection des mouvements de glaciers rocheux dans les Alpes françaises par interférométrie radar différentielle (D-InSAR) dérivée des archives satellitaires ERS (European Remote Sensing). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 19/3, 231-242.
- Eco R.N., Aquino D.T., Lagmay A.M.F., Alejandrino I., Bonus A.A., Escape C.M., Felix R., Ferrer P.K., Gacusan R.C., Galang J., Llanes F., Luzon P.K., Montalbo K.R., Ortiz I.J., Rabonza M., Realino V., Sabado J.M., Sulapas J.J., Ariola H., Obrique J., Quina C., Alemanía M.K., Magcamit M., Salvosa S., Timbas N.L.,** 2015. Landslide and debris flow susceptibility mapping of Leyte Province, Philippines using remote sensing, numerical modelling, and GIS. *Journal of the Philippine Geoscience and Remote Sensing Society*, 1/1, 53-71.
- Eisbacher, G.H., Clague, J.J.,** 1984. Destructive mass movements in high mountains : hazard and management. Geological Survey Canada, 229 p.
- El Bedoui S., Bois T., Jomard H., Sanchez G., Lebourg T., Trics E., Guglielmi Y., Bouissou S., Chemenda A., Rolland Y., Corsini M., Pérez J.L.,** 2011. Paraglacial gravitational deformations in the SW Alps : a review of fields investigations, ¹⁰Be cosmogenic dating and physical modelling. In Jaboyedoff M. (Ed) "Slope Tectonics", Geological Society, London, Special Publications, 351, pp. 11-25.
- Evans S.G.,** 2006. Single-event landslide resulting from massive rock slope failure: characterizing their frequency and impact on society. In Evans S.G., Scarascia Mugnozza G., Strom A., Hermanns R.L. (Eds.): *Landslides from Massive Rock Slope Failure, Series IV: Earth and Environmental Sciences*, 49, 53-73.
- Evans S.G., Scarascia-Mugnozza G., Strom A.L., Hermanns R.L., Ischuk A., Vinnichenko S.,** 2006. Landslides from massive rock slope failure and associated phenoma. In Evans S.G., Scarascia Mugnozza G., Strom A., Hermanns R.L. (Eds.): *Landslides from Massive Rock Slope Failure, Series IV: Earth and Environmental Sciences*, 49, 3-52.
- Evin M,** 1990. Les risques naturels dans un espace montagnard : la Haute Ubaye. *Revue de Géographie Alpine*, 78, 175-192.
- Faleh A., Sadiki A.,** 2002. Glissement rotationnel de Dhar El Harrag : exemple d'instabilité de terrain dans le Prérif central (Maroc). *Bulletin de l'Institut scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, 24, 41-48.
- Feuillet T., Coquin J., Mercier D., Cossart E., Decaulne A., Pall Jonsson H., Sæmundsson Þ.,** 2014. Focusing on the spatial non-stationarity of landslide predisposing factors in northern Iceland: do paraglacial factors vary over space? *Progress in Physical Geography*, 38, 354-377.
- Flageollet J.C.,** 1989. Les mouvements de terrain et leur prévention. Masson, Paris, 224 p.
- Flageollet J.C., Maquaire O., Martin B., Weber D.,** 1999. Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology*, 30, 65-78.
- Flandrin J.,** 1970. Carte géologique de Die (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 38 p.
- Fontana A., Mozzi P., Marchetti M.,** 2014. Alluvial fans and megafans along the southern side of the Alps. *Sedimentary Geology*, 301, 150-171.
- Forno M.G., Gattiglio M., Gianotti F.,** 2012. Geological context of the Becca France historical landslide (Aosta valley, NW Italy). *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 25, 125-140.

- Fort M.**, 2011. Two large late quaternary rock slope failures and their geomorphic significance, Annapurna Himalaya (Nepal). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 34, 5-16.
- Fort M.**, 2012. Extreme Rainfall-triggered Landslides: Hydro-geomorphic Impacts and Induced Risks in the Nepal Himalayas. International Workshop on Extreme Rainfall induced landslides, Rio de Janeiro, Brazil.
- Fort M.**, 2015. Impact du changement climatique sur les dynamiques des milieux montagnards. *Revue de Géographie Alpine*, 103, 2-7.
- Fort M., Cossart C., Deline P., Dzikowski M., Nicoud G., Ravanel L., Schoeneich P., Wassmer P.**, 2009. Geomorphic impacts of large and rapid mass movements: a review. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 1, 47-64.
- Foucault A., Raoult J.F.**, 2002. Dictionnaire de géologie. 2^{ème} édition, Dunod, Paris, 356 p.
- Frattini P., Crosta G.B., Allievi J.**, 2013. Damage to Buildings in Large Slope Rock Instabilities Monitored with the PSInSAR™ Technique. *Remote sensing*, 5, 4753-4773.
- Frayssines M., Hantz D.**, 2006. Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine ranges (French Alps). *Engineering Geology*, 86, 256-270.
- Frei C., Schär C.**, 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*, 18, 873-900.
- Fudral S., Deville E., Nicoud G., Pognate U., Guillot P.L., Jaillard E., Mestre J.E., Toury-Lerouge A.**, 1994. Carte géologique de Lanslebourg-Mont d'Ambin (1/50 000e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 94 p.
- Geli L., Bard P.Y., Jullien B.**, 1988. The effect of topography on earthquake ground motion : a review and new results. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 42-63.
- GEOL-ALP.** URL : <http://www.geol-alp.com>. Maurice Gidon
- Géoportail italien**, site internet où est référencé des informations sur l'environnement (géologie, zones naturelles, etc...). URL : <http://www.pcn.minambiente.it/viewer/>
- Géoportail Français**, site internet où est référencé des informations sur l'environnement (géologie, zones naturelles, etc...). URL : <https://www.geoportail.gouv.fr/>
- Géoportail suisse**, site internet où est référencé des informations sur l'environnement (géologie, zones naturelles, etc...). URL : <https://map.geo.admin.ch/?lang=fr>
- Géorisques.gouv.fr**, site internet qui explique l'ensemble des risques naturels
- Gerber E., Scheidegger A.E.**, 1969. Stress-induced weathering of rock masses. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 62, 401-415.
- Gianotti F., Forno M.G., Ivy-Ochs S., Kubik P.W.**, 2008. New chronological and stratigraphical data on the Ivrea amphitheatre (Piedmont, NW Italy). *Quaternary International*, 190, 123-135.
- Giardino M., Giordan D., Ambrogio S.**, 2004, G.I.S technologies for data collection, management and visualization of large slope instabilities: two applications in the Western Italian Alps. *Natural Hazards and Earth System Science*, 4, 197-211.
- Gidon M., Montjuvent G., Steinfatt E.**, 1968. Sur la morphologie fluvio-glaciaire aux marges des glaciers würmiens alpins : le dispositif moraine-chenal marginal. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 5/2, 125-149.
- Gidon M., Arnaud H., Pairis J.L., André A., Grandjean G.**, 1971. Carte géologique de Gap (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 15 p.
- Gidon M.**, 1977. Carte géologique des Alpes occidentales (1/250 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 18 p.

- Gidon M., Durozoy G., Féraud J., Vernet J.**, 1977. Carte géologique de Larche (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 28 p.
- Gidon M., Arnaud H., Monjuvent G., Amat-Chantoux R.**, 1978. Carte géologique de Grenoble (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 36 p.
- Gidon M.**, 1990. Les décrochements et leur place dans la structuration du massif de la Chartreuse (Alpes occidentales françaises). *Géologie Alpine*, 66, 39-54.
- Gidon M., Kerckhove C., Michard A., Tricart P., Goffé B.**, 1994. Carte géologique des Aiguilles de Chambeyron (1/50 000^e) Orléans, Editions du BRGM ; notice : 90 p.
- Giles D.**, 2012. A field guide to the engineering geology of the French Alps, Grenoble. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 45, 7-18.
- Glade T.**, 1998. Establishing the frequency and magnitude of landslide-triggering rainstorm events in New Zealand. *Environmental Geology*, 35/2–3, 160-174.
- Godano M., Larroque C., Bertrand E., Courboulex F., Deschamps A., Salichon J., Bland-Guerry C., Fourteau L., Charléty J., Deshayes P.**, 2013. The October–November 2010 earthquake swarm near Sampeyre (Piedmont region, Italy): A complex multicluster sequence. *Tectonophysics*, 608, 97-111.
- Godard A.**, 1965. Recherches de Géomorphologie en Écosse du Nord-Ouest. Université de Strasbourg, Publications de la Faculté des Lettres, Fondation Baulig, 702 p.
- Godard A., Lagasquie J.-J., Lageat Y., Gunnell Y.** (coord.), 2001. *Basement Regions*. Springer Verlag, Heidelberg, 306 p.
- Goguel B.**, 1989. Le glissement du Friolin, en Savoie : un mouvement majeur révélé par les photographies. *Revue Française de Géotechnique*, 48, 55-64.
- Goguel J. Pachoud A.**, 1981. Les mouvements de terrain du versant sud du massif de Platé, Haute-Savoie, France. *Bulletin de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées*, XXVle Congrès géologique international, 15-25.
- Gori S., Falcucci E., Dramis F., Galadini F., Galli P., Giaccio B., Messina P., Pizzi A., Sposato A., Cosentino D.**, 2014. Deep-seated gravitational slope deformation, large-scale rock failure, and active normal faulting along Mt. Morrone (Sulmona basin, Central Italy): Geomorphological and paleoseismological analyses. *Geomorphology*, 208, 88-101.
- Gosar A.**, 2017. Earthquake-induced rockfalls caused by 1998 M_w5.6 earthquake in Krn Mountains (NW Slovenia) and ESI 2007 intensity scale. In Mikos M., Tiwari B., Yin Y., Sassa K. (Eds), *Advancing culture of living with landslides*, volume 4, WLF 2017. Springer, 131-139.
- Gottardi F.**, 2009. Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne. Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement. Application aux grands massifs montagneux français. Thèse de doctorat, institut polytechnique de Grenoble, 262 p.
- Goudie A.S.**, 2004. Encyclopedia of geomorphology. International Association of Geomorphologists, 1156 p.
- Grohmann C.H., Riccomini C.**, 2009. Comparison of roving-window and search-window techniques for characterising landscape morphometry. *Computers & Geosciences*, 35, 2164-2169.
- Gruber S., Hoelzle M., Haeberli W.**, 2004. Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters*, 31, DOI: 10.1029/2004GL020051.
- Guglielmin M., Smiraglia C.**, 1998. The rock glacier inventory of the Italian Alps. *Proceedings of the 7th International Permafrost Conference*, 373-382.

- Guglielmin M., Aldighieri B., Testa B., 2003.** PERMACLIM: a model for the distribution of mountain permafrost, based on climatic observations. *Geomorphology*, 51, 245-257.
- Günter A., Van Den Eeckhaut M., Malet J.P., Reichenbach P., Hervás J., 2014.** Climate-physiographically differentiated Pan-European landslide susceptibility assessment using spatial multi-criteria evaluation and transnational landslide information. *Geomorphology*, 224, 69-85.
- Gutiérrez-Santolalla F., Acostab E., Rios S., Guerreroa J., Luchaa P., 2005.** Geomorphology and geochronology of sacking features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 69, 298-314.
- Guzzetti F., Cardinalia M., Reichenbach P., Cipolla F., Sebastiani C., Galli M., Salvati P., 2004.** Landslides triggered by the 23 November 2000 rainfall event in the Imperia Province, Western Liguria, Italy. *Engineering Geology*, 73, 229-245.
- Guzzetti F., Reichenbach P., Cardinali M., Galli M., Ardizzone F., 2005.** Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology*, 72, 272-299.
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., Stark P., 2008.** The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides*, 5, 3-17.
- Guzzetti F., Mondini A.C., Cardinali M., Fiorucci F., Santangelo M., Chang K.T., 2012.** Landslide inventory maps: New tools for an old problem. *Earth-Science Reviews*, 112, 42-66.
- Guyoton F., Fréchet J., Thouvenot F., 1990.** La crise sismique de janvier 1989 en Haute-Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence, France) : étude fine de la sismicité par le nouveau réseau SISMALP. *Compte Rendu de l'Académie des sciences, Paris*, 311, 985-91.
- Guyoton, F., 1991.** Sismicité et structure lithosphérique des Alpes occidentales. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier de Grenoble, 290 p.
- Haeberli W., Wegmann M., Mühll D.V., 1997.** Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90, 407-414.
- Hadji R., Boumazbeur A.E., Limani Y., Baghem M., Chouabi A.E.M., Demdoum A., 2013.** Geologic, topographic and climatic controls in landslide hazard assessment using GIS modeling: A case study of Souk Ahras region, NE Algeria. *Quaternary International*, 302, 224-237.
- Harris C., Mühll D.V., Isaken K., Haeberli W., Sollid J.L., King L., Holmlund P., Dramis F., Guglielmin M., Palacios D., 2003.** Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, 39, 215-225.
- Harris C., Arenson L.U., Christiansen H.H., Etzelmüller B., Frau en felder R., Gruber S., Haeberli W., Hauck C., Hölzle M., Humlum O., Isaken K., Kääb A., Kern-Lütschg M.A., Lehning M., Matsuoka N., Murton J.B., Nötzli J., Phillips M., Ross N., Seppälä M., Springman S.M., Vonder Mühll D., 2009.** Permafrost and climate in Europe : monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92, 117-171.
- Heim A., 1932.** Bergsturz und Menschenleben. Fretz und Wasmuth, Zurich.
- Helmstetter A., Garambois S., 2010.** Seismic monitoring of Séchilienne rockslide (French Alps) : analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls. *Journal of Geophysical Research*, 115, DOI : 10.1029/2009JF001532.
- Henriques C., Zêzere J.L., Marques F., 2015.** The role of the lithological setting on the landslide pattern and distribution. *Engineering Geology*, 189, 17-31.

- Hermann S.W., Becker L.P.**, 2003. Gravitational spreading ridges on the crystalline basement of the Eastern Alps (Niedere Tauern mountain range, Austria). *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 94, 123-138.
- Hermanns R.L., Niedermann S., Villanueva A., Schellenberger A.**, 2006. Rock avalanching in the NW Argentine Andes as a result of complex interactions of lithologic, structural and topographic boundary conditions, climate change and active tectonics. In: Evans S.G., Scarascia Mugnozza G., Strom A.L., Hermanns R.L. (Eds.), *Landslides from Massive Rock Slope Failure, Series IV: Earth and Environmental Sciences*, 49, pp. 497-520.
- Hermanns R.L., Blikra L.H., Anda E., Saintot A., Dahle H., Oppikefer T., Fischer L., Bunkholt H., Böhme M., dehlis J., Lauknes T.R., Redfield T.F., Osmundsen P.T., Eiken T.**, 2013. Systematic Mapping of Large Unstable Rock Slopes in Norway. In Margottini C., Canuti P., Sassa K. (Eds) : *Landslides science and practice, volume 1, Landslide inventory and susceptibility and hazard zoning*, pp.29-34.
- Hermanns R.L., Schleier M., Böhme M., Blikra L.H., Gosse J., Ivy-Ochs S., Hilger P.**, 2017. Rock-avalanche activity in W and S Norway peaks after the retreat of the scandinavian ice sheet. In Mikos M., Tiwari B., Yin Y., Sassa K. (Eds), *Advancing culture of living with landslides, volume 5, WLF 2017*. Springer, 331-338.
- Hewitt K.**, 1999. Quaternary moraines vs catastrophic rock avalanches in the Karakoram Himalaya, northern Pakistan. *Quaternary Research*, 51, 220–237.
- Hewitt K.**, 2009. Catastrophic rock slope failures and late Quaternary developments in the Nanga Parbat–Haramosh Massif, Upper Indus basin, northern Pakistan. *Quaternary Science Reviews*, 28, 1055–1069.
- Hewitt K., Clague J.J., Orwin J.F.**, 2008. Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes. *Earth-Science Reviews*, 87, 1-38.
- 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 ¹⁰Be dating approach. *Tectonophysics*, 418, 255-276.
- Hippolyte J.C., Bourlès D., Braucher R., Carcaillet J., Léanni L., Arnold M., Aumaitre G.**, 2009. Cosmogenic ¹⁰Be dating of a sacking and its faulted rock glaciers, in the Alps of Savoy (France). *Geomorphology*, 108, 312-320.
- Hippolyte J.C., Bourlès D., Léanni L., Braucher R., Chauvet F., Lebatard A.E.**, 2012. ¹⁰Be ages reveal >12 ka of gravitational movement in a major sacking of the Western Alps (France). *Geomorphology*, 171-172, 139-153.
- Hobléa F., Cayla N., Giusti C., Peyrache-Gadeau V., Poireaud A., Reynard E.**, 2017. Les géopatrimoines des Alpes occidentales : émergence d’une ressource territoriale. *Annales de géographie*, 717, 566-597.
- Hoelzle, M.**, 1992. Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 143-147.
- Holm K., Bovis M., Jakob M.**, 2004. The landslide response of alpine basins to post-Little Ice Age glacial thinning and retreat in southwestern British Columbia. *Geomorphology*, 57, 201-216.
- Holmes G.**, 1984. Rock-slope failure in parts of the Scottish Highlands. Thèse de doctorat, Université d’Edimbourg, 246 p.
- Hong Y., Adler R.F.**, 2008. Predicting global landslide spatiotemporal distribution: Integrating landslide susceptibility zoning techniques and real-time satellite rainfall estimates. *International Journal of Sediment Research*, 23, 249-257.

- Hormes A., Ivy-Ochs S., Kubik P.W., Ferreli L., Michetti A.M.**, 2008. ^{10}Be exposure ages of a rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps. *Quaternary International*, 190, 136–145.
- Hovius N., Meunier P., Lin C.W., Chen H., Chen Y.G., Dadson S., Horn M.J., Lines M.**, 2011. Prolonged seismically induced erosion and the mass balance of a large earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 304, 347-355.
- Huggel C.**, 2009. Recent extreme slope failures in glacial environments: effects of thermal perturbation. *Quaternary Science Reviews*, 28, 1119-1130.
- Hungr O., Leroueil S., Picarelli L.**, 2014. The Varnes classification of landslides types, an update. *Landslides*, 11, 167–194.
- Hürlimann M., Ledesma A., Corominas J., Prat P.C.**, 2006. The deep-seated slope deformation at Encampadana, Andorra: Representation of morphologic features by numerical modelling. *Engineering Geology*, 83, 343-357.
- Hurst M. D., Ellis M. A., Royse K. R., Lee K. A., Freeborough K.**, 2013. Controls on the magnitude-frequency scaling of an inventory of secular landslides. *Earth Surface Dynamics*, 1, 67-78.
- Hutchinson J.N.**, 1988. General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. Processing 5th International Symposium on Landslides, 3-35.
- Isotta F.A., Frei C., Weilguni V., Tadić M.P., Lassègues P., Rudolf B., Pavan V., Cacciamani C., Antolini G., Ratto S.M., Munari M., Micheletti S., Bonati V., Lussana C., Ronchi C., Panettieri E., Marigo G., Vertačnik G.**, 2014. The climate of daily precipitation in the Alps: development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data. *International Journal of Climatology*, 34, 1657-1675.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Reuther A., Preusser F., Heine K., Maisch M., Kubik P.W., Schlüchter C.**, 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 23(6-7), 559-573.
- Ivy-Ochs S., Poschinger A.V., Synal H.A., Maisch M.**, 2009. Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland, *Geomorphology*, 103, 104-112.
- Ivy-Ochs S., Martin S., Campedel P., Hippe K., Vockenhuber C., Carugati G., Rigo M., Pasqual D., Viganò**, 2017. Geomorphology and Age of Large Rock Avalanches in Trentino (Italy): Castelpietra. In Mikos M., Tiwari B., Yin Y., Sassa K. (Eds), *Advancing culture of living with landslides*, volume 5, WLF 2017. Springer, 347-553.
- Jaboyedoff M., Demers D., Locat J., Locat A., Locat P., Pooikofer T., Robitaille D., Turmel D.**, 2009. Use of terrestrial laser scanning for the characterization of retrogressive landslides in sensitive clay and rotational landslides in river banks. *Canadian Geotechnical Journal*, 46, 1379-1390.
- Jaboyedoff M., Crosta G.B., Stead D.**, 2011. Slope tectonics: a short introduction. In Jaboyedoff, M. (Ed.): *Slope Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 351, pp. 1-10.
- Jahn A.**, 1964. Slopes morphological features resulting from gravitation. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 5, 59-72.
- Jarman D., Ballantyne C.K.**, 2002. Beinn Fhada, Kintail: An example of large-scale paraglacial rock slope deformation. *Scottish Geographical Journal*, 118, 59-68.
- Jarman D.**, 2006. Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: Characterisation, causes and spatial distribution. *Engineering Geology*, 83, 161-182.

- Jarman D.**, 2007. Alain Godard on the NW Highlands of Scotland: present relevance for long-term landscape evolution studies. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 2, 177-203.
- Jarman D.**, 2009. Paraglacial rock slope failure as an agent of glacial trough widening. In Knight J., Harrison S (Eds): *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments*. Geological Society, London, Special Publications, 320, 103-131.
- Jarman D., Agliardi F., Crosta G.B.**, 2011. Megafans and outsize fans from catastrophic slope failures in Alpine glacial troughs: the Malsert Haide and the Val Venosta cluster, Italy. In Jaboyedoff, M. (Ed.): *Slope Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 351, pp. 253-277.
- Jarman D., Calvet M., Corominas J., Delmas M., Gunnell Y.**, 2014. Large-scale rock slope failure in the eastern Pyrenees: identifying a sparse but significant population in paraglacial and parafluvial contexts. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 96, 357-391.
- Jaurand E., Kaiser B.**, 1999. Accidents cassants dans des glaciers rocheux du Beaufortin (Alpes françaises du Nord) : origine gravitaire ou néotectonique?. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 5, 305-325.
- Jenatton L., Guiguet R., Thouvenot T., Daix N.**, 2007. The 16,000-event 2003–2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *Journal of Geophysical Research*, 112, DOI: 10.1029/2006JB004878.
- Jibson R.W., Harp E.L., Schulz W., Keefer D.K.**, 2006. Large rock avalanches triggered by the M 7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake of 3 November 2002. *Engineering Geology*, 83, 144-160.
- Jomard H.**, 2006. Analyse multi-échelles des déformations gravitaires du Massif de l'Argentera Mercantour. Thèse de Doctorat, Université de Nice Sophia-Antipolis, 260 p.
- Jomard H., Lebourg T., Guglielmi Y.**, 2013. Morphological analysis of deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) in the western part of the Argentera massif. A morpho-tectonic control?. *Landslides*, 11, 107-117.
- Jorda M.**, 1983. Éboulis et glaciers rocheux. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 491, 15-24.
- Jorda M.**, 1988. Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du sud (bassin Durancien et Alpes de haute provence). *Bulletin de l'Association pour l'Etude du Quaternaire*, 2, 111-122.
- Jorda M., Rosique T.**, 1994. Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du Sud : Rythme et modalités des changements bio-morphoclimatiques. *Quaternaire*, 5, 141-149.
- Jorda M., Rosique T., Evin J.**, 2000. Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *Earth and Planetary Sciences*, 331, 187-193.
- Joyard L., Lhénaff R., Marre A.**, 1996. Instabilité récurrente du versant oriental de la Montagne de Charance (Hautes-Alpes, France). *Revue Analyse Spatiale Quantitative et appliquée*, 38-39, 91-97.
- Keefer, D. K.**, 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406-421.
- Keefer D.K.**, 2000. Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution - the 1989 Loma Prieta, California event. *Engineering geology*, 58, 231-249.
- Keefer, D.K.**, 2002. Investigation of landslides caused by earthquakes – A historical review. *Surveys in Geophysics*, 23, 473-510.

- Keefer D.K., Wilson R.C., Mark R.K., Brabb E.E., Brown W.M., Ellen S.D., Harp E.L., Wieczorek G.F., Alger C.S., Zarkin R.S., 1987.** Real-time landslide warning during heavy rainfall. *Sciences*, 238, 921-925.
- Keller F., 1992.** Automated Mapping of Mountain Permafrost Using the Program PERMAKART within the Geographical Information System ARCIINFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 133-138.
- Kellerer-Pirkclauer A., Kaufmann V., 2007.** Paraglacial talus slope instability in recently deglaciated cirques (Schober group, Austria). *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 43, 121-130.
- Kellerer-Pirkclauer A., Karl Lieb G., Avian M., Carrivick J., 2012.** Climate change and rock fall events in high mountain areas: numerous and extensive rock falls in 2007 at Mittlerer Burgstall, central Austria. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94, Issue 1, 59-78.
- Kelly M.A., Buoncristiani J.F., Schlüchter C., 2004.** A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 57-75.
- Kerckhove C., Pairis J.L., Plan J., Schneegans D., Gidon M., 1974.** Carte géologique de Barcelonnette (1/50 000e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 21 p.
- Kerckhove C., Monjuvent G., 1979.** Carte géologique de Gap (1/250 000^e), Orléans, Editions du BRGM, notice : 47 p
- Kerckhove C., Gidon M., Pairis J.L., 1989.** Carte géologique de Chorges (1/50 000e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 55 p.
- Kerckhove C., Gidon M., Pairis J.L., 2005.** Carte géologique de Embrun-Guillevestre (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 136 p.
- Kinakin D., Stead D., 2005.** Analysis of the distributions of stress in natural ridge forms: implications for the deformation mechanisms of rock slopes and the formation of sackung. *Geomorphology*, 65, 85-100.
- Kliche C.A., 1999.** Rock slope stability. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc., 254 p.
- Korup O., 2005.** Distribution of landslides in southwest New Zealand. *Landslides*, 2, 43-51.
- 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*, 261, 578-589.
- Korup O., Schlunegger F., 2009.** Rock-type control on erosion-induced uplift, eastern Swiss Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 278, 278-285.
- Korup O., Densmore A.L., Schlunegger F., 2010.** The role of landslides in mountain range evolution. *Geomorphology*, 120, 77-90.
- Kremer K., Wirth S.B., Reusch A., Fäh D., Bellwald B., Anselmetti F.S., Girardclos S., Strasser M., 2017.** Lake-sediment Based paleoseismology: Limitations and perspectives from the Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews*, 168, 1-18.
- Krysiecki J.M., Bodin X., Schoneich P., 2008.** Collapse of the Bérard rock glacier (Southern French Alps). Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, United State.
- Kühni A., Pfiffner O., 2001.** The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. *Geomorphology*, 41, 285-307.
- Lagerbäck R., Sundh M., 2008.** Early Holocene faulting and paloseismicity in northern Sweden. *Geological Survey of Sweden*, 80 p.

- Lahousse P.**, 1998. Essai de cartographie intégrée des aléas naturels en zone de montagne. L'exemple de la vallée de la Guisane (Hautes-Alpes, Briançonnais). *Annales de Géographie*, 107, 467-486.
- Le Maître R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R.**, 2002. *Igneous rocks, a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, United Kingdom, 236 p.
- Le Mignon G., Cojean R.**, 2002. Rôle de l'eau dans la remobilisation des glissements-coulées (Barcelonnette, France). In : Rybar, Stemberk, Wagner (ed.): *Landslides: Proceedings of the First European Conference on landslides Czech Republic, 24-26 June 2002*, pp. 239-244.
- Le Roux O., Schwartz S., Gamond J.F., Jongmans D., Bourles D., Braucher R., Mahaney W., Carcaillet J., Leanni 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*, 280, 236-245.
- Le Roux O.**, 2011. Caractérisation de l'évolution géomorphologique de la basse vallée de la Romanche (Isère, France) en relation avec les instabilités gravitaires de ses versants rocheux. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 70, 483-495.
- Lebourg T., Zerathe S., Fabre R., Giuliano J., Vidal M.**, 2014. A Late Holocene deep-seated landslide in the northern French Pyrenees. *Geomorphology*, 208, 1-10.
- Lebruc V., Schwartz S., Baillet L., Jongmans D., Gamond J.F.**, 2013. Modeling permafrost extension in a rock slope since the last glacial maximum : application to the large Séchilienne landslide (French Alps). *Geomorphology*, 198, 189-200.
- Ledoux B.**, 1995. *Les catastrophes naturelles en France*. Edition Payot et Rivages, Paris, 455 p.
- Lemoine M., De Graciansky P.C., Tricart P.**, 2000. *De l'océan à la chaîne de montagne, Tectonique des plaques dans les Alpes*. Editions scientifiques GB - Gordon and Breach, collection Géosciences, 207 p.
- Lemoine M.**, 2003. Schistes lustrés from Corsica to Hungary : back to the original sediments and tentative dating of partly azoic metasediments. *Bulletin de la Société Géologique Française*, 174, 197-209.
- Lemoine M., Cirio R., Lagabrielle Y.**, 2014. Le massif du Chenaillet, Montgenèvre (Alpes franco-italiennes). Les ophiolites et l'océan disparu. *Centre Briançonnais de Géologie Alpine (CBGA)*, 99 p.
- Lenart J., Pánek T.**, 2013. Crevice-type caves as indicators of slope failures: a review paying a special attention to the flysch Carpathians of Czechia, Poland, and Slovakia. *AUC Geographica*, 48, 2, p 35-50.
- Lhénaff R., Marre A.**, 2003. Du Pic de Gleize au Col Bayard (Hautes-Alpes, France) : instabilité récurrente d'un versant de montagne, *Revue de Géographie Alpine*, 91, 85-98.
- Lim C.L., Prescott G.W., De Alban J.D.T., Ziegler A.D., Webb E.L.**, 2017. Untangling the proximate causes and underlying drivers of deforestation and forest degradation in Myanmar. *Conservation Biology*, 31, 1362-1372.
- Lopez-Saez J.**, 2011. *Reconstruction de l'activité des glissements de terrain au moyen d'une approche dendrogéomorphologique*. (Moyenne vallée de l'Ubaye, Alpes de Haute Provence, France). Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 373 p.

- Lopez Saez J., Corona C., Stoffel M., Astrade L., Berger F., Malet J.P.**, 2012. Dendrogeomorphic reconstruction of past landslide reactivation with seasonal precision: the Bois Noir landslide, southeast French Alps. *Landslides*, 9, 189-203.
- Lopez Saez J., Corona C., Stoffel M., Berger F.**, 2013. High-resolution fingerprints of past landsliding and spatially explicit, probabilistic assessment of future reactivations: Aiguettes landslide, Southeastern French Alps. *Tectonophysics*, 602, 355-369.
- Loup J.**, 1966. Les précipitations annuelles des Alpes françaises du nord. *Revue de géographie alpine*, 54, 255-285.
- Luino F.**, 2005. Sequence of instability processes triggered by heavy rainfall in the northern Italy. *Geomorphology*, 66, 13-39.
- Magnin F., Brenning A., Bodin X., Deline P., Ravanel L.**, 2015. Modélisation statistique de la distribution du permafrost de paroi: application au massif du Mont Blanc. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 21, 145-162.
- Magnin F., Josnin J.Y., Ravanel L., Pergaud J., Pohl B., Deline P.**, 2017. Modelling rock wall permafrost degradation in the Mont Blanc massif from the LIA to the end of the 21st century. *The Cryosphere*, 11, 1813-1834.
- Mahaney W.C., Kapran B., Kalm V., Tricart P., Carcaillet C., Blarquez O., Milner M.W., Barendregt R.W., Somelar P.**, 2010. The Traversette (Italia) rockfall: geomorphological indicator of the Hannibal invasion route. *Archaeometry*, 52/1, 156-172.
- Mahr T.**, 1977. Deep-reaching gravitational deformations of high mountain slopes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, 121-127.
- Mahr T., Němčok A.**, 1977. Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of the Tatry Mts. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, 104-106.
- Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach P.**, 2004. Landslides inventories and their statistical properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 687-711.
- Malatrait A.M.**, 1975. Analyse et classement des mouvements gravitaires - Feuille St Jean de Maurienne _a 1/50 000. Thèse de doctorat, Université scientifique et médicale de Grenoble, 219 p.
- Malet J.P., Van Asch T.W.J., Van Beek R., Maquaire O.**, 2005. Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 71-85.
- Malet J.P., Remaître A., Maquaire O., Durand Y., Etchevers P., Guyomarch G., Déqué M., Van Beek L.P.H.**, 2007. Assessing the influence of climate change on the activity of landslides in the Ubaye Valley. In Mathie E., McInnes R., Fairbank H., Jakeways J. (Eds.) : *Landslides and climate change : challenges and solutions*. Proceedings of the International Conference on Landslides and Climate Change, Ventnor, Isle of Wight, UK, 21-24 May 2007, Taylor & Francis, 10 p.
- Mann M.E., Zhang Z., Hughes M.K., Bradley R.S., Miller S.K., Rutherford S., Ni F.**, 2008. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105, 13252-13257.
- Maquaire O., Afchain P., Launay A., Costa S., Lissak C., Fressard M., Letortu P., Davidson R.**, 2013. Evolution à long terme des falaises des 'Vaches Noires' et occurrence des glissements (Calvados, Basse-Normandie, France). Troisième Journées Aléas Gravitaires, 17 et 18 septembre 2013, Grenoble.

- Marcel P., Pennac D., Quesne D., 2013.** Vercors, guides géologiques. Editions du BRGM, 256 p.
- Marcer M., Bodin X., Brenning A., Schoeneich P., Charvet R. and Gottardi F., 2017.** Permafrost favorability index : spatial modeling in the French alps using a rock glacier inventory. *Front. Earth Sci.* 5 :105. DOI : 10.3389/feart.2017.00105.
- Marnézy A., 1984.** Phénomènes catastrophiques dans les Alpes occidentales. Les Alpes. 25^{ème} congrès international de géographie. Paris, 19-24.
- Marnézy A., 1990.** Un exemple d'impact anthropique : l'aménagement de la piste de ski de la Fournache (Aussois, Savoie). *Revue de Géographie Alpine*, 78, 215-225.
- Marthaler M., 2014.** Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète. LEP Loisirs et Pédagogie SA, Le Mont-sur-Lausanne, 4^{ème} édition, 112 p.
- Martin B., 1998.** La réhabilitation d'un ancien réseau de drainage comme moyen de lutte contre les mouvements de terrain à Vars (Hautes-Alpes, France). *Revue de Géographie Alpine*, 86, 59-65.
- Martin B., Weber D., 1996.** Vitesses de déplacement des mouvements de terrain à Vars (Hautes-Alpes, France) : le recours aux archives et à la topométrie. *Revue de Géographie Alpine*, 84/2, 57-66.
- Martin E., Brun E., Durand Y., 1994.** Variabilité de l'enneigement et variations du climat. *La Météorologie*, 8, 19-27
- Martin E., Timbal B., Brun E., 1997.** Downscaling of general circulation model outputs: simulation of the snow climatology of the French Alps and sensitivity to climate change. *Climate Dynamics*, 13, 45-56.
- Martinod J., Jouanne F., Taverna J., Ménard G., Gamond J.F., Darmendrail X., Notter J.C., Bade C., 1996.** Present-day deformation of the Dauphine Alpine and Subalpine massifs (SE France). *Geophysical Journal International*, 127, 189-200.
- Martinotti G., Giordan D., Giardino M., Ratto S., 2011.** Controlling factors for deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) in the Aosta Valley (NW Alps, Italy). In Jaboyedoff, M. (Ed.): *Slope Tectonics*, Geological Society, London, Special Publications, 351, pp. 113-131.
- Martins-Campina B., 2005.** Le rôle des facteurs géologiques et mécaniques dans le déclenchement des instabilités gravitaires : exemple de deux glissements de terrain des Pyrénées Atlantiques (Vallée d'Ossau et Vallée d'Aspe). Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 269 p.
- Matsuoka N., Hirakawa K., Watanabe T., Haeberli W., Keller F., 1998.** The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability. Seventh International Conference on Permafrost, Yellowknife (Canada), Collection Nordicana, 55, 711-717.
- Matsuura S., Asano S., Okamoto T., Takeuchi Y., 2003.** Characteristics of the displacement of a landslide with shallow sliding surface in a heavy snow district of Japan. *Engineering Geology*, 69, 15-35.
- McCalpin J.P., Irvine J.R., 1995.** Sackungen at the Aspen Highlands Ski Area, Pitkin County, Colorado. *Environmental and Engineering Geosciences*, 1, 277-290.
- McCalpin J.P., Bruhn R.L., Pavlis T.L., Guttierrez F., Guerrero J., Lucha P., 2011.** Antislope scarps, gravitational spreading, and tectonic faulting in the western Yakutat microplate, south coastal Alaska. *Geosphere*, 7, 1143-1158.
- McCull S.T., 2012.** Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153-154, 1-16.

- McCull S.T., Davies T.R.H., McSaveney M.J.**, 2010. Glacier retreat and rock-slope stability: debunking debuttering. *Geologically Active*, 11th Congress of the International Association for Engineering Geology and the Environment. Auckland, New Zealand, 467-474.
- Mège D., Bourgeois O.**, 2011. Equatorial glaciations on Mars revealed by gravitational collapse of Valles Marineris wallslopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 310, 182-191.
- Mennessier G., Carme F., Bellière J., Dhellemes R., Antoine P., Dabrowski H., Meloux J.**, 1976. Carte géologique de Saint-Gervais les Bains (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 38 p.
- Merchel S., Braucher R., Alfimov V., Bichler M., Bourlès D.L., Reitner J.M.**, 2013. The potential of historic rock avalanches and man-made structures as chlorine-36 production rate calibration sites. *Quaternary Geochronology*, 18, 54-62.
- Mercier D.** (Coord), 2013. *Géomorphologie de la France*, Dunod, Paris, 272 p.
- Meusbürger K., Alewell C.**, 2008. Impacts of anthropogenic and environmental factors on the occurrence of shallow landslides in an alpine catchment (Urseren Valley, Switzerland). *Natural Hazard and Earth System Science*, 8, 509-520.
- Michel F.**, 2010. *Roches et paysages, reflets de l'histoire de la Terre*. Editions Belin pour la science/BRGM éditions, 255 p.
- Micu M., Bălțeanu D.**, 2013. A deep-seated landslide dam in the Siriu Reservoir (Curvature Carpathians, Romania), *Landslides*, 10, 323–329.
- Millès-Lacroix A.**, 1981. Classification des talus et versants instables. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 10, 55-62.
- Mitchell W. A., McSaveney M.J., Zondervan A., Kim K., Dunning S.A., Taylor P.J.**, 2007. The Keylong Serai rock avalanche, NW Indian Himalaya: geomorphology and palaeoseismic implications, *Landslides*, 4, 245–254.
- Mohr P.**, 1986. Possible Late Pleistocene faulting in Iar (West) Connacht, Ireland. *Geological Magazine*, 123, 545-552.
- Moine M.**, 2008. Inventaire et caractérisation de glissements de terrain à partir de données images aériennes et satellites par une méthode semi-automatique Application au bassin de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence, France). Mémoire de Master 2, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 83 p.
- Moine M., Puissant A., Malet J.P.**, 2009. Detection of landslides from aerial and satellite images with a semi-automatic method. Application to the Barcelonnette basin (Alpes-de-Hautes-Provence, France). *Landslide processes - from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, France, pp. 63-68.
- Moiriat D., Nedelec J.L.**, 2003. Mouvement de terrain d'ampleur survenu en décembre 2002 dans le bassin versant du Nant des Pères (Haute-Savoie) : avis et recommandations. BRGM/RP-52474-FR. 35 p.
- Moisselin J.M., Schneider M., Canellas C., Mestre O.**, 2002. Les changements climatiques en France au XX^e siècle. Étude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations. *La Météorologie*, 38, 45-56.
- Mollard J.D.**, 1977. Regional landslide types in Canada. In: *Reviews in Engineering Geology*. Vol.3, Geological Society of America, 29-56.
- Monegato G., Scardia G., Hadjas I., Rizzini F., Piccin A.**, 2017. The Alpine LGM in the boreal icesheets game. *Scientific Reports*, 7 : 2078, DOI :10.1038/s41598-017-02148-7.

- Monjuvent G.**, 1973. La transfluence Durance-Isère, essai de synthèse du Quaternaire du bassin du Drac (Alpes françaises). *Géologie Alpine*, 49, 57-118.
- Monjuvent G., Manézy A.**, 1986. Processus d'évolution des versants dans les Alpes françaises, *Géologie Alpine*, 62, 87-105.
- Monnier S.**, 2004. Identification, caractérisation et distribution spatiale des glaciers rocheux dans la haute vallée de l'Arc (Alpes françaises du Nord). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 10/2, 139-155.
- Monnier S., Camerlynck C., Rejiba F., Kinnard C., Feuillet T., Dhemaied A.**, 2011. Structure and genesis of the Thabor rock glacier (Northern French Alps) determined from morphological and ground-penetrating radar surveys. *Geomorphology*, 134, 269-279.
- Montagne magazine**, 2016. Aletsch : le plus gros glissement de terrain des Alpes. URL : <http://www.montagnes-magazine.com/actus-aletsch-plus-gros-glissement-terrain-alpes>. Consulté le 18/02/2017
- Montgomery D.R., Schmidt K.M., Greenberg H.M., Dietrich W.E.**, 2000. Forest clearing and regional landsliding. *Geology*, 28, 311-314.
- Muir-Wood, R.**, 1989. Extraordinary deglaciation reverse faulting in northern Fennoscandia. In: Gregersen S., Basham P. (Eds.), *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-glacial Rebound*. Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, Vol 266, Dordrecht, pp. 141-173.
- Necsoiu M., Onaca A., Wigginton S., Urdea P.**, 2016. Rock glacier dynamics in Southern Carpathian Mountains from high-resolution optical and multi-temporal SAR satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 177, 21–36
- Nicollet C., Laverne C.**, 2013. A la recherche des océans perdus dans les montagnes françaises. Editions du QUAE, 96 p.
- Nicolussi K., Spötl C., Thurner A., Reimer P.J.**, 2015. Precise radiocarbon dating of the giant Köfels landslide (Eastern Alps, Austria). *Geomorphology*, 243, 87-91.
- Nishii R., Matsuoka N., Daimaru H., Yasuda M.**, 2013. Precursors and triggers of an alpine rockslide in Japan: the 2004 partial collapse during a snow-melting period. *Landslides*, 10, 75-82.
- Noce S., Collalti A., Valentini R., Santini M.**, 2016. Hot spot maps of forest presence in the Mediterranean basin. *Forest, Biogeosciences and Forestry*, 9, 766-774.
- Nocquet J.M., Sue C., Walpersdorf A., Tran T., Lenôtre N., Vernant P., Cushing M., Jouanne F., Masson F., Baize S., Chéry J., Van der Beek A.**, 2016. Present-day uplift of the western Alps. *Scientific Report*, 6. DOI : 10.1038/srep28404.
- Noetzli J., Gruber S., Kohl T., Salzmann N., Haeberli W.**, 2007. Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research*, 112, DOI : 10.1029/2006JF000545.
- Norton K.P., Hampel A.**, 2010. Postglacial rebound promotes glacial re-advances – a case study from the European Alps. *Terra Nova*, 22, 297–302.
- Noverraz F.**, 1990. Répartition géographique, origine et contexte géologique des glissements de terrains latents en Suisse. *Hydrology in Mountainous Regions. Artificial Reservoirs ; Water and Slopes (Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990)*. IAHS Publ., 194.
- Ochoa Tejada V., Fort M.**, 2011. Relation entre la pluviométrie et le déclenchement des glissements de terrain dans La Soledad, Sierra Norte de Puebla, Mexique. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 88, 28-34.

- Ochoa Tejeda V., Fort M.**, 2013. Mass Movement Classification Using Morphometric Parameters (Puebla, Mexico). Margottini C., et al. (Eds.), *Landslide Science and Practice*, vol. 3, 53-59.
- Onaca A., Ardelean F., Urdea P., Magori B.**, 2016. Southern Carpathian rock glaciers: Inventory, distribution and environmental controlling factors. *Geomorphology*, 293, 391-404.
- Oppikofer T., Jaboyedoff M., Keusen H.R.**, 2008. Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geoscience*, 1, 531-535.
- Oppikofer T., Saintot A., Hermanns R.L., Böhme M., Scheiber T., Gosse J., Dreias G.M.**, 2017. From incipient slope instability through slope deformation to catastrophic failure — Different stages of failure development on the Ivasnasen and Vollan rock slopes (western Norway). *Geomorphology*, 289, 96-116.
- Otto J.C., Keuschnig M., Götz J., Marbach M., Schrott L.**, 2012. Detection of mountain permafrost by combining high resolution surface and subsurface information, an example from the Glatzbach catchment, Austrian Alps. *Geografiska Annaler, Series A : Physical Geography*, 94, 43-57.
- Pachoud A.**, 1981. Influence de la disparition de l'activité agricole traditionnelle sur la stabilité des pentes en montagne. *Bulletin de Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées, XXVIe Congrès géologique international*, 49-54.
- Pachoud A.**, 1990. L'instabilité de certains versants peut-elle être liée à la présence de failles non-gravitaires ? L'exemple du Mont Granier (massif de Chartreuse), de la crête des Echines (massif du Giffre), des Posettes (massif du Mont Blanc), Alpes françaises du Nord. *Géologie Alpine, Mémoire H.S 15*, pp. 189-196.
- Pachoud A.**, 1991. Une catastrophe naturelle majeure : l'écroulement du Mont Granier dans le massif de la Chartreuse au XIIIe siècle. *La Houille Blanche*, 5, 327-332.
- Pairis J.L., Bellière J., Rosset J.**, 1992. Carte géologique de Cluses (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM, 83 p.
- Pánek T.**, 2015. Recent progress in landslide dating: A global overview. *Progress in Physical Geography*, 39, 168-198.
- Pánek T., Šilhán K., Hradecký J., Strom A., Smolková V., Zerkal O.**, 2012. A megalandslide in the Northern Caucasus foredeep (Uspenskoye, Russia): Geomorphology, possible mechanism and age constraints. *Geomorphology*, 177-178, 144-157.
- Pánek T., Mentlík P., Ditchburn B., Zondervan A., Norton K., Hradecký J.**, 2015. Are sackungen diagnostic features of (de)glaciated mountains? *Geomorphology*, 248, 396-410.
- Pánek T., Mentlík P., Engel Z., Braucher R., Zondervan A., Aster Team**, 2017. Late Quaternary sackung in the highest mountains of the Carpathians. *Quaternary Science Reviews*, 159, 47-62.
- Parc National des Ecrins:** au Coeur du glacier rocheux du Laurichard (URL: www.ecrins-parcnational.fr/dossier/coeur-glacier-rocheux-laurichard). Consulté le 15/03/17).
- Parent C., Delpont G., Squarzoni C., Barféty J.C., Delacourt C., Stieltjes L., King C.**, 2000. Apport de l'imagerie stéréoscopique très haute résolution (projet PLEIADES) aux risques naturels. Simulation sur le glissement de terrain de Boulc en Diois (Drôme). Rapport BRGM/RP-50567-FR
- Patton F.D., Hendron A.J.**, 1974. General report on mass movements. *International Association Engineering Geology, 2nd International Congress*, Vol. 5, pp. 1-57.

- Pavlova I., Jomelli V., Brunstein D., Grancher D., Martin E., Déqué M.**, 2014. Debris flow activity related to recent climate conditions in the French Alps: A regional investigation. *Geomorphology*, 219, 248-259.
- Pedersen S.A.S., Larsen L.M., Dahl-jensen T., Jepsen H.F., Pedersen G.K., Nielsen T., Pedersen A.K., Von Platen-Hallermund F., Weng W.**, 2002. Tsunami-generating rock fall and landslide on the south coast of Nuussuaq, central West Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, 191, 73–83.
- Pedersen V. K., Egholm D.L.**, 2013. Glaciations in response to climate variations preconditioned by evolving topography. *Nature : International Journal of science*, 493, 206-210.
- Pedrazzini A., Jaboyedoff M., Loyer A., Derron M.H.**, 2013. From deep seated slope deformation to rock avalanche: Destabilization and transportation models of the Sierre landslide (Switzerland). *Tectonophysics*, 605, 149-168.
- Pedrazzini A., Humair F., Jaboyedoff M., Tonini M.**, 2015. Characterization and spatial distribution of gravitational slope deformations in the upper Rhone catchment (Western Swiss Alps), *Landslides*, 13, 1-19.
- Peltier A.**, 2005. La gestion des risques naturels dans les montagnes d'Europe occidentale. Etude comparative du Valais (Suisse), de la Vallée d'Aoste (Italie) et des Hautes-Pyrénées (France). Thèse de doctorat, Université de Toulouse II Le Mirail, 743 p.
- Peras A., Decaulne A., Cossart E., Coquin J., Mercier D.**, 2016. Distribution and spatial analysis of rockslides failures in the Icelandic Westfjords: first results. *Géomorphologie, Relief, Processus, Environnement*, 22, 25-35.
- PERMOS**, 2015. Swiss Permafrost Monitoring Network. URL: <http://www.permos.ch/index.html>
- Perret, A.**, 2014. Géopatrimoines des trois Chablais : identification et valorisation des témoins glaciaires. *Géovisions n°45*, Lausanne : Université, Institut de géographie et durabilité, 266 p.
- Perret S., Stoffel M., Kienholz H.**, 2006. Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps—A dendrogeomorphological case study. *Geomorphology*, 74, 219-231.
- Perrier R., Cossart E., Fort M.**, 2016. Le pergélisol dans les vallées de la Clarée et de l'Ubaye (Alpes françaises du sud) : un modèle de distribution spatiale établi à partir des températures d'eau de sources et des facteurs topo-climatiques. *Cybergeo : European Journal of Geography [En ligne]*, URL : <http://cybergeo.revues.org/27656> ; DOI : 10.4000/cybergeo.27656
- Persaud M., Pfiffner O.A.**, 2004. Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics*, 385, 59-84.
- Planas X., Corominas J., Vilaplana J.M., Altimir J., Torreadella J., Amigo J.**, 2011. Noves Aportacions al coneixement del fran moviment del forn de Canillo. Principat d'Andorra. Resums XIII Reunió Nacional de Quaternari Resúmenes XIII Reunión Nacional de Cuaternario Andorra 2011.
- Plancherel R., Broquet P.**, 1998. Carte géologique de Samoëns-Pas de Morgins (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 110 p.
- Pollet N.**, 2004. Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses : apports des observations de terrain à la compréhension des processus de propagation et de dépôt. Application aux cas de la Madeleine (Savoie, France), Flims (Grisons, Suisse) et Köfels

- (Tyrol, Autriche). Thèse de doctorat de géologie de l'ingénieur, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 306 p.
- Pomerol C., Lagabrielle Y., Renard M., Guillot S.**, 2011. *Eléments de géologie*, 14^{ème} édition. Dunod, Paris, 944 p.
- Pothérat P., Effendiantz L.**, 2009. Néotectonique et grands mouvements de versant. Le cas de Séchillienne (Isère, France). *Bulletin Engineering Geology and Environment*, 68, 567–577.
- Prager C., Zangerl C., Nagler T.**, 2009. Geological controls on slope deformations in the Köfels rockslide area (Tyrol, Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 102/2, 4-19.
- Radbruch-Hall D.H., Varnes D.J., Savage W.Z.**, 1976. Gravitational spreading of steep-sided ridges ("sackung") in western United States. *Bulletin International of Association Engineering Géology*, 14, 23-35.
- Ravanel L.**, 2010. Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont Blanc. Thèse de doctorat de l'université de Savoie-Mont Blanc, 322 p.
- Ravanel L., Deline P.**, 2008. La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du petit âge glaciaire. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 14, 261-272.
- Ravanel L., Allignol F., Deline P.**, 2009. Désenglacement du haut bassin versant du Vorz Massif de Belledonne, Isère, au Tardiglaciaire et à l'Holocène. In Ravanel L., Deline P. (Eds.) : *Neige et glace de montagne : reconstitution, dynamique, pratiques*, Cahiers de géographie, collection EDYTEM, 8, 23-36.
- Ravanel L., Allignol F., Deline P., Gruber S., Ravello M.**, 2010. Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides*, 7, 493-501.
- Ravanel L., Deline P.**, 2011. Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: the north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the 'Little Ice Age'. *The Holocene*, 21, 357-365.
- Ravanel L., Duvillard P.A., Deline P., Dubois L., Fabre S.**, 2015. La déstabilisation du refuge de la Pilatte, un processus paraglaciaire ? *Journées géotechnique*, Lacanau, 13 au 15 Octobre.
- Redfield T.F., Hermanns R.L.**, 2016. Gravitational slope deformation, not neotectonics: revisiting the Nordmannvikdalen feature of northern Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 96, 1-29.
- Remaître A.**, 2006. Morphologie et dynamique des laves torrentielles : Applications aux torrents des Terres Noires du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud). Thèse de doctorat, Université de Caen, 374 p.
- « **Remonter le temps** » de l'IGN. URL : <https://remonterletemps.ign.fr/>
- Reynard E.**, 2004. Géotopes, géo(morpho)sites et paysages géomorphologiques. In Reynard E., Pralong J.-P. (Eds.) : *Paysages géomorphologiques*. Travaux et Recherches de l'Institut de Géographie de Lausanne 27, 123-136.
- Reynard E.**, 2006. Fiche d'inventaire des géomorphosites, Université de Lausanne, Institut de géographie, rapport non publié, 8 pages. – <http://www.unil.ch/igul/page17893.html>.
- Reynard E., Hobléa F., Cayla N., Gauchon C.**, 2011. Les hauts lieux géologiques et géomorphologiques alpins : vers une redécouverte patrimoniale ? *Revue de géographie alpine, nouveaux patrimoines : objets, acteurs et controverses*, 99-2, mis en ligne le 20 juillet 2011.

- Roback K., Clark M.C., West J., Zekkos D., Li Gen, Gallen S.F., Chamlagain D., Godt J.,** 2018. The size, distribution, and mobility of landslides caused by the 2015 M_w 7.8 Gorkha earthquake, *Nepal Geomorphology*, 301, 121-138.
- Röbl J., Prasicek G., Hergarten S., Stüwe K.,** 2015. Alpine topography in the light of tectonic uplift and glaciation. *Global and Planetary Change*, 127, 34-49.
- Rosique T.,** 2004. La dernière phase glaciaire de la moyenne Durance (région de Gap à Sisteron) : bilan des recherches, dernières conclusions chronologiques. *Méditerranée*, 102/1-2, 25-36.
- Rouire J., Chiron J.C., Camus G., Kieffer G., Masse J.P., Mergoïl J., Monjuvent G., Rousset C.,** 1980. Carte géologique de Valence (1/250 000^e), Orléans, Editions du BRGM, notice : 106 p.
- Różycka M., Michniewicz A., Migoń P., Kasprzak M.,** 2015. Identification and morphometric properties of landslides in the Bystrzyckie Mountains (Sudetes, SW Poland) based on data derived from airborne LiDAR. In Naukowe B., Mickiewicz A., (Eds.), *Geomorphometry for Geosciences*, 247-250.
- Sakals M.E., Geertsema M., Schwab J.W., Foord V.N.,** 2012. The Todagin Creek landslide of October 3, 2006, Northwest British Columbia, Canada. *Landslides*, 9, 107–115.
- Sanchez G., Rolland Y., Corsini M., Braucher R., Bourlès D., Arnold M., Aumaître G.,** 2009. Relationships between tectonics, slope instability and climate change: cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. *Geomorphology*, 117, 1-13.
- Sandersen, F., Bakkehoi S., Hestnes E., Lied K.,** 1996. The influence of meteorological factors on the initiation of debris flow, rockfall, rockslides and rockmass stability. *Norge geoteknisk institut*, 201, 97-114.
- Santangelo M., Gioia D., Cardinali M., Guzzetti F., Schiattarella M.,** 2013. Interplay between mass movement and fluvial network organization: An example from southern Apennines, Italy. *Geomorphology*, 188, 54-67.
- Sassa K., Tsuchiya S., Ugai K., Wakai A., Uchimura T.,** 2009. Landslides: a review of achievements in the first 5 years (2004–2009). *Landslides*, 6, 275-286.
- Sauro U., Zampieri D.,** 2001. Evidence of recent surface faulting and surface rupture in the Fore-Alps of Veneto and Trentino (NE Italy). *Geomorphology*, 40, 169-184.
- Scapozza C., Lambiel C., Gex P., Reynard E.,** 2011. Prospection géophysique multi-méthodes du pergélisol alpin dans le sud des Alpes suisses. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 17, 15-32.
- Scardia G., De Franco R., Muttoni G., Rogledi S., Caielli G., Carcano C., Sciunnach D., Piccin A.,** 2012. Stratigraphic evidence of a Middle Pleistocene climate-driven flexural uplift in the Alps. *Tectonics*, 31, DOI : 0.1029/2012TC003108.
- Schleier M., Hermanns R.L., Rohn J.,** 2017. Rock avalanches in a changing landscape following the melt down of the scandinavian ice sheet, Norway. In Mikos M., Tiwari B., Yin Y., Sassa K. (Eds), *Advancing culture of living with landslides*, volume 5, WLF 2017. Springer, 369-377.
- Schmid M.O., Baral P., Gruber S., Shahi S., Shrestha T., Strumm D., Wester P.,** 2015. Assessment of permafrost distribution maps in the Hindu Kush Himalayan region using rock glaciers mapped in Google Earth. *The Cryosphere*, 9, 2089-2099.
- Schmidt J., Dikau R.,** 2004. Modeling historical climate variability and slope stability. *Geomorphology*, 60, 433-447.

- Schneider J.L., Wassmerb P., Ledésert B.,** 1999. La fabrique interne des dépôts du sturzstrom de Flims (Alpes suisses) : caractéristiques et implications sur les mécanismes de transport. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 328/9, 607-613.
- Schneuwly D.M., Stoffel M.,** 2008. Spatial analysis of rockfall activity, bounce heights and geomorphic changes over the last 50 years – A case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*, 102, 522-531.
- Schrott L., Otto J.C., Keller F.,** 2012. Modelling alpine permafrost distribution in the Hohe Tauern region, Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105, 169-183.
- Schwab J.W., Kirk M.,** 2002. Sackungen on a Forested Slope. Kitnayakwa River, Forest Sciences, Prince Rupert Forest Region, *Extension Note # 47*.
- Schwarb M., Daly C., Frei C., Schär C.,** 2001. Hauteurs annuelles moyennes des précipitations dans la zone alpine européenne 1971-1990. Atlas hydrologique de la Suisse, Bern, planche 2.6.
- Schwartz S., Carcaillet J., Jongmans D., Gamond J.F.,** 2010. Caractéristique dynamique des instabilités gravitaires affectant la bordure sud du massif de Belledonne : apport des datations cosmogéniques ¹⁰Be. Journée pôle grenoblois des risques naturels. Rapport de synthèse, 25 p.
- Schwartz S., Zerathe S., Jongmans D., Baillet L., Carcaillet J., Audin L., Dumont T., Bourlès D., Braucher R., Bebrouc V.,** 2017. Cosmic ray exposure dating on the large landslide of Sechilienne (Western Alps): a synthesis to constrain the slope evolution. *Geomorphology*, 278, 329-344.
- Sellier D.,** 2008. Les glissements translationnels paraglaciers et l'évolution des grands reliefs monoclinaux du Sutherland occidental (Highlands d'Ecosse). *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2, 141-152.
- Sepúlveda S.A. Murphy W., Jibson R.W., Petley D.N.,** 2005. Seismically induced rock slope failures resulting from topographic amplification of strong ground motions : The case of Pacoima Canyon, California. *Engineering Geology*, 80, 336-348.
- Serrano E., San José J.J., Agudo C.,** 2006. Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: Flow, movement (1991–2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology* 74, 285-296.
- Serrano E., Morales C., González-Trueba J.J., Martín R.,** 2009. Cartografía del permafrost de montana en los Pirineos españoles. *Finisterra*, XLIV, 87, 45-54.
- Shroder J.F., Owen L.A., Seong Y.B., Bishop M.P., Bush A., Caffee M.W., Copland L., Finkel R.C., Kamp U.,** 2011. The role of mass movements on landscape evolution in the Central Karakoram: discussion and speculation. *Quaternary International*, 236, 34-47.
- Smith C.A., Sundh M., Mikko H.,** 2014. Surficial geology indicates early Holocene faulting and seismicity, central Sweden. *International Journal of Earth Sciences*, 103/6, 1711-1724.
- Solarino S., Kissling E., Sellami S., Smriglio G., Thouvenot F., Granet M., Bonjer K.P., Sleijko D.,** 1997. Compilation of a recent seismicity data base of the greater Alpine region from several seismological networks and preliminary 3D tomographic results. *Annali di geofisica*, 40/1, 161-174.
- Soldati M., Corsini A., Pasuto A.,** 2004. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena*, 55, 141-161.

- Sorriso-Valvo M.**, 1998. Landslide-related fans in Calabria. Geomorphic processes in environments with strong seasonal contrasts CATENA supplements Vol 2: Geomorphic systems, 109-212.
- Soutadé G.**, 1993. Le glissement d'El Forno (Andorre) : un cas de cartographie simplifiée des risques naturels. In Métaillé J.P. (Coord.) : Risques et aménagement dans les Pyrénées, Actes du colloque international tenu à Foix et à Pau les 30-31 mai 1990 et 8-9 juin 1990, 69-81.
- Stead D., Wolter A.**, 2015. A critical review of rock slope failure mechanisms : the importance of structural geology. *Journal of Structural Geology*, 74, 1-23.
- Steffen D., Jaques C., Nydegger T., Petroons D., Wildi W.**, 1993. La Brèche du Chablais à son extrémité occidentale (Hte-Savoie, France): Sedimentologie, éléments stratigraphiques et interprétation paléogéographique. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 86, 543-568.
- Stewart I.S., Sauber J., Rose J.**, 2000. Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1367-1389.
- Stewart I.S., Callum R., Firth R., Ruste D.J., Collins P.E.F., Firth J.A.**, 2001. Postglacial fault movement and palaeoseismicity in western Scotland: a reappraisal of the Kinloch Hourn fault, Kintail. *Journal of Seismology*, 5, 307-328.
- Stocchi P., Spada G., Cianetti S.**, 2005. Isostatic rebound following the Alpine deglaciation: impact on the sea level variations and vertical movements in the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 162, 137-147.
- Stoffel M., Huggel C.**, 2012. Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in Physical Geography*, 36, 421-439.
- Stoffel M., Tiranti D., Huggel C.**, 2014. Climate change impacts on mass movements — Case studies from the European Alps. *Science of the Total Environment*, 493, 1255-1266.
- Strozzi T., Delaloye R., Kääh A., Ambrosi C., Perruchoud E., Wegmüller U.**, 2010. Combined observations of rock mass movements using satellite SAR interferometry, differential GPS, airborne digital photogrammetry, and airborne photography interpretation. *Journal of Geophysical Research*, 115. DOI : 10.1029/2009JF001311.
- Stutenbecker L., Costa A., Schlunegger F.**, 2016. Lithological control on the landscape form of the upper Rhône Basin, Central Swiss Alps. *Earth Surface Dynamics*, 4, 253-272.
- Sue C., Thouvenot F., Fréchet J.**, 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research*, 104, 25611-25622.
- Sue C., Grasso J.R., Lahaie F., Amitrano D.**, 2002. Mechanical behavior of western alpine structures inferred from statistical analysis of seismicity. *Geophysical Research Letters*, 29, DOI : 10.1029/2001GL014050.
- Sue C., Delacou B., Champagnac J.D., Allanic C., Burkhard M.**, 2007a. Aseismic deformation in the Alps: GPS vs. seismic strain quantification. *Terra Nova*, 19, 182-188.
- Sue C., Delacou B., Champagnac J.D., Allanic C., Tricart P., Burkhard M.**, 2007b. Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps : an overview. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 1101-1129.
- Sultan N., Savoye B., Jouet G., Leynaud D., Cochonat P., Henry P., Stegmann S., Kopf A.**, 2010. Investigation of a possible submarine landslide at the Var delta front (Nice continental slope, southeast France). *Canadian Geotechnical Journal*, 47, 486-496.
- Sun P., Yin Y.P., Wu S.R., Chen L.W.**, 2012. Does vertical seismic force play an important role for the failure mechanism of rock avalanches? A case study of rock avalanches

- triggered by the Wenchuan earthquake of May 12, 2008, Sichuan, China. *Environmental Earth Sciences*, 66, 1285-1293.
- Talbot C.J.**, 1999. Ice ages and nuclear waste isolation. *Engineering Geology*, 52, 177-192.
- Tatard L., Grasso J.R., Helmstetter A., Garambois S.**, 2010. Characterization and comparison of landslide triggering in different tectonic and climatic settings. *Journal of Geophysical Research*, 115, DOI : 10.1029/2009JF001624.
- Tatard L., Grasso J.R.**, 2013. Controls of earthquake faulting style on near field landslide triggering: The role of coseismic slip. *Journal of Geophysical Research : solid earth*, 118, 2953–2964.
- Thomas A., Fabre R., Hauquin T., Riss J.**, 2013. Analyse de la déstructuration et du comportement d'un massif rocheux affecté par un glissement de grande ampleur (Vallée d'Aspe, Pyrénées-Atlantiques, France). Troisième journée aléas gravitaires, Grenoble, France.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyoton, F., Guiguet, R., Jenatton, L.** 1990. Sismalp: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 1, 1-10.
- Thouvenot F., Fréchet J., Jenatton L., Gamond J.F.**, 2002. The Belledonne Border fault: identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophysical Journal International*, 155, 174-192.
- Thouvenot F.**, 2002. La surveillance sismique du sud-est de la France, Risques Infos n°13.
- Thouvenot F., Fréchet J.**, 2006. Seismicity along the northwestern edge of the Adria microplate. In Pinter L. et al. (Eds.): *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards*, Nato Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, 61, pp. 335-349.
- Thouvenot F.**, 2011. A proximité de Grenoble : la faille bordière de Belledonne. ISTERre, URL : <https://www.isterre.fr/sciences-pour-tous/alea-et-risque-naturel/article/sismicite-de-grenoble>
- Tilch N., Kociu A., Haberler A., Melzner S., Schwarz L., Lotter M.**, 2011. The data management system GEORIOS of the Geological Survey of Austria (GBA). *RocExs*, 17-19/05/2011, Innsbruck, Austria.
- Tiwari B. Ajmera B.**, 2017. Landslides Triggered by Earthquakes from 1920 to 2015. In Mikos M., Tiwari B., Yin Y., Sassa K. (Eds), *Advancing culture of living with landslides*, volume 5, WLF 2017. Springer, 5-15.
- Tonini M., Pedrazzini A., Penna I., Jaboyedoff M.**, 2014. Spatial pattern of landslides in Swiss Rhone Valley. *Natural Hazards*, 73, 97-110.
- Tric E., Lebourg T., Taboada A.**, 2012. Mouvement de versant : un processus géomorphologique à long terme. In Malavieille J., Dominguez S., (coord), *Dossier : Interactions tectoniques-processus de surface-climat*. *Géochronique*, 124, 11-14.
- Tricart J.**, 1958. La crue de la mi-juin 1957 sur le Guil, l'Ubaye et la Cerveyrette. *Revue de Géographie Alpine*, 46, 565-627.
- Tricart P., Schwartz S., Lardeaux J.M, Thouvenot F., Amaudric du Chaffaut S.**, 2003. Carte géologique d'Aiguilles-Col Saint Martin (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM, 150 p.
- Tricart P., Lemoine M.**, 2013. A la découverte de la géologie sur les sentiers du Queyras. *Centre briançonnais de géologie alpine*, 124 p.
- Triganon A., Nicoud G., Guiter F., 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, 57-63.

- Trigila A., Iadanza C., Guerrieri L.**, 2007. The IFFI Project (Italian Landslide Inventory): methodology and results. In Javier Hervás (ed): Guidelines for Mapping Areas at Risk of Landslides in Europe, Proceedings of the Experts Meeting held on 23-24 October 2007, Institute for Environment and Sustainability Joint Research Centre (JRC), Ispra, Italy, 15-18. URL: <http://193.206.192.136/cartanetiffi/carto3.asp?cat=39&lang=EN#>
- Trigila A., Iadanza C., Spizzichino D.**, 2010. Quality assessment of the Italian landslide inventory using GIS processing. *Landslides*, 7, 455-470.
- Trigila A., Frattini P., Casagli N., Catani F., Crosta G., Esposito C., Iadanza C., Lagomarsino D., Scarascia Mugnozza G., Segoni S., Spizzichino D., Tofani V., Lari S.**, 2013. Landslide susceptibility mapping a national scale: the Italian case study. In Margottini C., Canuati P., Sassa K. (Eds): *Landslide Science and Practice*, Vol. 1, Springer-Verlag, Berlin, 287-295.
- Tseng C.M., Lin C.W., Fontana D.G., Tarolli P.**, 2015. The topographic signature of a major typhoon. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40, 1129-1136.
- Tsou C.Y., Chigira M., Matsushi Y., Chen S.C.**, 2015. Deep-seated gravitational deformation of mountain slopes caused by river incision in the Central Range, Taiwan: Spatial distribution and geological characteristics. *Engineering Geology*, 196, 126-138.
- Ustaszewski M.E., Hampel A., Pfiffner A.**, 2008. Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 223-235.
- Valla P. G., Van der Beek P. A., Shuster D.L., Braun J., Herman F., Tassan-Got L., Gautheron C.**, 2012. Late Neogene exhumation and relief development of the Aar and Aiguilles Rouges massifs (Swiss Alps) from low-temperature thermochronology modeling and $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry. *Journal of Geophysical Research*, 117, F01004, Doi : 10.1029/2011JF002043.
- Van Den Eeckhaut M., Hervás J.**, 2012. State of the art of national landslide databases in Europe and their potential for assessing landslide susceptibility, hazard and risk. *Geomorphology*, 139-140, 545-548.
- Van der Beek P., Bourbon P.**, 2008. A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps. *Geomorphology*, 97, 52-72.
- Varnes, D.J.**, 1978. Slope movement types and processes. In: Schuster, R. L., Krizek, R. J. (Eds.), *Landslides, Analysis and Control*, Special Report 176: Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington, DC., pp. 11-33.
- Vengeon J.M., Couturier B., Antoine P.**, 1999. Déformations gravitaires post glaciaires en terrains métamorphiques. Comparaison des indices de déformation du versant sud de la Toura (Saint-Christophe-en-Oisans, France) avec le phénomène de rupture interne du versant sud du Mont Sec (Séchilienne, France). *Bulletin Engineering Geology and Environment*, 57, 387-395.
- Vial R., Conrad M.A., Charollais J.**, 1989. Carte géologique de Douvaine (1/50 000^e), Orléans, Editions du BRGM ; notice : 22 p.
- Vivian R.**, 1975. Les glaciers des Alpes occidentales : étude géographique, l'emprise de la glaciation actuelle et ses fluctuations récentes, le rôle des eaux, l'aménagement du paysage montagnard par les glaciers. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 513 p.

- Vivian H.**, 1976. Averses extensives et crues concomitantes dans l'arc alpin, étude hydro-météorologique. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 1386 p.
- Whalley W.B., Douglas G.R., Jonsson A.**, 1983. The magnitude and frequency of large rock slides in Iceland during the postglacial. *Geografiska Annaler*, 65, 99-109.
- Wilkinson J., Latrubesse E.** (Eds)(sous presse). *Megafans of the world*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Wilson P.**, 2005. Paraglacial rock-slope failures in Wasdale, western Lake District, England: morphology, styles and significance. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116, 349-361.
- Wilson P., Smith A.**, 2006. Geomorphological characteristics and significance of late Quaternary paraglacial rock-slope failures on Skiddaw Group terrain, Lake District, northwest England. *Geografiska Annaler, Serie A: Physical Geography*, 88, 237-252.
- Windows live satellite**, Plug-in de Google Earth, URL: <http://www.mgmaps.com/kml/>
- Wood J.L., Harrison S., Reinhardt L.**, 2015. Landslide inventories for climate impacts research in the European Alps. *Geomorphology*, 228, 398–408.
- Wood J.L., Harrison S., Turkington T.A.R., Reinhardt L.**, 2016. Landslides and synoptic weather trends in the European Alps. *Climatic Change*, 136, 297-308.
- Xu C., Xu X.**, 2014. Statistical analysis of landslides caused by the Mw 6.9 Yushu, China, earthquake of April 14, 2010. *Natural Hazards*, 72, 871–893.
- Xu C., Xu X., Shyu J.B.H.**, 2015. Database and spatial distribution of landslides triggered by the Lushan, China Mw 6.6 earthquake of 20 April 2013. *Geomorphology*, 248, 77-92.
- Yenes M., Monterrubio S., Nespereira J., Santos G., Fernández-Macarro B.**, 2015. Large landslides induced by fluvial incision in the Cenozoic Duero Basin (Spain). *Geomorphology*, 246, 263-276.
- Zerathe S., Lebourg T.**, 2012. Evolution stages of large deep-seated landslides at the front of a subalpine meridional chain (Maritime-Alps, France). *Geomorphology*, 138, 390-403.
- Zerathe S., Lebourg T., Braucher R., 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.
- Zischinsky U.**, 1966. On the deformation of high slopes. 1st ISRM Congress, 25 September-1 October, Lisbon, Portugal, 2, pp. 179-185.

Table des figures

Figure 1 : Le Mont Granier : son éboulement au Moyen-Age et les futurs évènements prédits. A : carte géomorphologique de l'éboulement de 1248, extrait de Pachoud, 1990 ; B : photographie des futurs éboulements du côté isérois du Mont Granier, modifié d'après un article du Dauphiné Libéré (2017).	7
Figure 2 : Contre-escarpements du versant de la station de ski des Arcs dans la vallée de la Tarentaise (Savoie). Extrait de Hippolyte et al. (2009).	8
Figure 3 : Typologie et catégories opérées dans le cadre du travail de recherche. A : EAR (code : 23Be, p. 374 de l'atlas) ; B : GR (code : 77Be, p. 428 de l'atlas) ; C : GC (code : 79At, p. 298 de l'atlas) ; D : DGCVR (code : 17Ai, p. 22 de l'atlas) ; E : DDV (code : 2Ai, p. 7 de l'atlas).	18
Figure 4 : De quoi parle-t-on lorsqu'on évoque les RVR ? Comparaison avec la typologie de Varnes (1978).	20
Figure 5 : Inventaires de RVR dans l'arc alpin. Lignes noires : frontières politiques (F : France ; It : Italie ; S : Suisse ; A : Autriche).	22
Figure 6 : Localisation de la zone d'étude.	23
Figure 7 : Architecture de la thèse.	26
Figure 8 : Exemples de crête dédoublée et de contre-escarpement. A : crête dédoublée au-dessus du lac de barrage de Saint-Guérin, Beaufortin. B : contre-escarpement sur le massif du Rognier (Belledonne) déjà étudié par Hippolyte et al. (2012). Les flèches indiquent le sens de déplacement du bloc subissant un jeu de faille normale. Les encarts structuraux sont tirés de Agliardi et al. (2001).	34
Figure 9 : Exemples de fissures dans les Alpes. A : fissure sur le versant ouest du Mont Mirantin (Beaufortin), photo prise en direction du sud. B : fissure sur le replat sommital au fond de la vallée de Demonte et à l'est du Rocca de la Meja (Italie).	36
Figure 10 : Traits caractéristiques des glissements rocheux (GR). A : cicatrice d'arrachement d'une RVR sur la rive gauche de l'Arvan (commune de Saint Sorlin d'Arves) (code : 9Gr, p. 976 de l'Atlas). B : bourrelets de glissement soumis à l'extension. C : bourrelets de glissement soumis à la compression. L'encart B et C se localisent sur le versant sud de la Roche Noire (2238 m) dans la vallée de l'Arvan (code : 11Gr, p. 978 de l'Atlas). Le schéma du glissement rocheux est ici emprunté à l'USGS, mais maintes fois reproduit dans la littérature.....	37
Figure 11 : Dépôts d'éboulement au pied de l'Aiguillette du lauzet (Vallée de la Guisane). A : Dépôt avec un grano-classement des sédiments en fonction de la pente au pied de l'Aiguillette du Lauzet, dans la vallée de la Guisane. B : dépôt d'éboulement sur une partie plane au pied du Pic du Pelvas, en Haute-Ubaye.	38
Figure 12 : Rétrospective des différentes hypothèses des mécanismes de mouvements des RVR. A : Beck (1968). B : Jahn (1964). C : Zischinski (1966).	39
Figure 13 : Déformations de versant montrant les fractures probables et la nature des mouvements subparallèles dans la masse rocheuse. Extrait de Radbruch-Hall et al., 1976..	41
Figure 14 : Déformation du versant pour 5 cas d'étude du versant de la Clapière (Vallée de la Tinée, France). D'après Bois et al. (2008).	42
Figure 15 : Exemples d'inventaires de glissement en Europe. A : carte d'inventaire de glissements dans le sud de l'Appennin italien. D'après Santangelo et al. (2013) ; B : carte de susceptibilité de glissement à l'échelle européenne. D'après Günter et al. (2014) ; C : inventaire de Crosta et al. (2013) pour l'arc alpin.....	45

Figure 16 : Repérage de RVR par différentes méthodes. A, B, C : RVR du Friolin (Savoie) et son évolution. Modifié d'après Goguel (1989). D : images stéréoscopiques d'une RVR dans la vallée de Vallibierna (Pyrénées centrale, Espagne), d'après Gutiérrez-Santolalla et al. (2005). E : couplage de méthodes stéréoscopiques et de relevés de terrain dans la vallée de l'Ubaye, d'après Moine (2008).....	46
Figure 17 : Inventaires de glissements nationaux. A : BDMvt (base de données pour les mouvements de terrain) géré par le BRGM en France, URL : http://www.georisques.gouv.fr/dossiers/mouvements-de-terrain/carte#/dpt/73 ; B : Base de données d'inventaires en Italie (IFFI project), URL : http://193.206.192.136/cartanetiffi/carto3.asp?cat=39&lang=EN ; C : carte des RVR en Autriche, d'après Tilch et al. (2011).....	48
Figure 18 : Classification de Hungr et al. (2014). Cette typologie est une amélioration de celle de Varnes (1978).....	51
Figure 19 : Classification en contexte de paroi abruptes selon Braathen et al. (2004).....	52
Figure 20 : Classification de Jarman (2006) reposant sur des critères de distance de déplacement de la masse glissée.	54
Figure 21 : Classification de Martinotti et al. (2011) basée sur les facteurs préparatoires. .	55
Figure 22 : RVR du Vaiont en lien avec la structure géologique et l'échelle de rugosité. a : échelle macro, vue du synclinal à échelle globale (MS : synclinal de Massalezza ; ES : synclinal de Erto) ; b : échelle méso, modèle à échelle moyenne ; c : plis parasitaires ; d : échelle micro avec présence de petites concrétions. CT : Faille du col de Tramontin ; CE : faille du col delle Erghene. D'après Stead et Wolter (2015).	60
Figure 23 : Principaux modes de rupture rocheuse en relation avec la structure. A : rupture en coin (wedge failure) ; B : rupture planaire (planar failure) ; C : rupture rotationnelle (rotational failure) ; D : rupture en basculement (toppling failure). Modifié d'après Kliche (1999).....	61
Figure 24 : Schéma de l'éboulement de Randa montrant les plans de glissement et les deux éboulements qui sont survenus en avril et mai 1991. Extrait de Eberhardt et al. (2004).	63
Figure 25 : Les avalanches rocheuses les plus importantes déclenchées par le séisme de Wenchuan en mai 2008. D'après Sun et al. (2012).	65
Figure 26 : Modèle montrant la relation entre exhumation et occurrence des DSGSD dans les Alpes. HRT : taux haut d'exhumation ; HRC : exhumation rapide incluant un contrôle climatique fort ; IR : sous-région donnant des âges de traces de fission entre 10 et 40 Ma ; LR : sous-régions donnant des âges de traces de fission excédant 40 Ma. D'après Agliardi et al. (2013).	67
Figure 27 : Les conséquences et réponses du rebond glacio-isostatique sur le relief. A : cartes de l'érosion induit par le rebond glacio-isostatique depuis 1 million d'années (modifié d'après Champagnac et al., 2007). La deuxième carte représente le rebond isostatique induit de l'érosion, calculé en fonction de la masse glaciaire manquante de la figure de gauche (avec un taux d'érosion de 150 m/m.a) ; Ge : Genève ; Gr Grenoble ; Tu : Turin. B : faille post-glaciaire dans le massif des Aiguilles Rouges (Géologie-montblanc.fr/sackung.htm) ; C : histoire simplifiée de la déglaciation scandinave en lien avec le rebond glacio-isostatique (d'après Talbot, 1999).....	68
Figure 28 : Gradient de pente pour les RVR identifiées par Pedrazzini et al. (2015) dans le bassin du Haut-Rhône. A, B, C : gradient de pente et orientation des RVR dans le bassin du Haut-Rhône. D'après Pedrazzini et al. (2015). D : gradient de pente pour les RVR dans un bassin versant récemment déglacé, post-PAG. D'après Holm et al. (2004).	70

Figure 29 : Orientation des RVR dans les Alpes Néo-zélandaises. A, A' : Orientation des RVR dans l'ouest du sud des Alpes néozélandaises, modifié d'après Korup (2005). B, B' : orientation des RVR dans le centre des Alpes néozélandaise du sud. Modifié d'après Allen et al. (2011). Noter que les résultats diffèrent en fonction du territoire étudié. Korup (2005) n'étudie que la chaîne montagneuse alors que Allen et al. (2011) analysent également les piémonts.	71
Figure 30 : Evolution quaternaire des vallées alpines depuis le Riss. Extrait de Pollet (2004) ; A : creusement du glacier par avancée du glacier ; B : déstabilisations des versants après la remontée des glaciers vers les sommets durant la déglaciation.	73
Figure 31 : Estimation des forces de décompression glaciaire dans la haute Durance (France). D'après Cossart (2005).....	74
Figure 32 : Instabilité rocheuse due au retrait des glaces du PAG au pied de l'Eiger (Suisse). D'après Ravel (2010) et Oppikofer et al. (2008). La photographie correspond à la localisation du schéma à gauche.	75
Figure 33 : RVR sur le versant gauche du glacier d'Aletsch (Suisse). A : mesure au GPS différentiel, avec les flèches indiquant la direction et la magnitude des déplacements, d'après Strozzi et al. (2010) ; B : Photo montrant la RVR en octobre 2016 lors des fortes avancées, © Collection Raphaël Mayoraz, Montagne magazine, 2016.....	76
Figure 34 : Distribution spatiale des précipitations du 23 novembre 2000 dans la province d'Imperia (Italie) et localisation des glissements déclenchés par l'évènement hydroclimatique. D'après Guzzetti et al. (2004). Noter que les zones où le nombre de glissements est le plus important sont les zones où les précipitations ont été les plus fortes. 77	
Figure 35 : Corrélation entre les apports d'eau mensuels (fonte de neige comprise) et l'ouverture d'un extensomètre (nommé A16) de janvier 1996 à février 2005 sur l'instabilité de Séchillienne. D'après Pothérat et Effendianz (2009).....	78
Figure 36 : Modèle d'évolution de RVR dû à l'incision fluviale dans la cordillère Bétiques dans le sud-est de l'Espagne. D'après Azañón et al. (2005).	80
Figure 37 : RVR fluvial et parafluvial dans les Carpathes méridionale. A : RVR comportant de nombreuses déformations se situant dans le massif des Fagaras ; B : RVR comportant des déformations à proximité de la crête et avec une déstabilisation qui a pour cause l'incision. 81	
Figure 38 : Secteur des faces nord des Grands Charmoz, du Grépon et de l'aiguille du Plan à la fin du PAG et les éboulements recensés. Les principales cicatrices d'éboulements sont délimitées par des nombres et des tirets blancs. D'après Ravel et Deline (2011).	82
Figure 39 : Progression du nombre de glissements et des zones d'érosion par glissements dans la vallée de Urseren (Suisse) depuis 1959. D'après Meusburger et Alewell (2008).	83
Figure 40 : Augmentation des RVR entre 1900 et 2010 dans les Alpes. D'après Stoffel et al. (2014). A : nombre de glissements avec leurs volumes dans les Alpes centrales. B : compilation des records de température en Suisse. Noter le lien entre augmentation des températures et augmentation des RVR.	84
Figure 41 : Interaction de processus pour le déclenchement d'une RVR sur les marges PAG du Mittlerer Burgstall (Autriche centrale). A : carte de l'englacement actuel, du PAG et des zones de pergélisol supposée. B : niche d'arrachement de la RVR, notez la désagrégation de la roche au niveau de la cicatrice. Extrait de Kellerer-Pirklbauer et al. (2012).....	86
Figure 42 : Distribution spatiale des « sackungen » liés aux DSGSD et mentionnés dans la littérature depuis les années 1990. D'après Pánek et al. (2015), seules les études les plus significatives avec des datations et formes typiques de « sackung » sont cartographiées ici. 89	

Figure 43 : Distribution temporelle de l'activité des RVR depuis le dernier maximum glaciaire dans différentes parties de l'Europe avec les comparaisons paléoclimatiques. D'après Soldati et al. (2004).....	91
Figure 44 : Courbe de dépendance temporelle progressive de la RVR de la Clapière. D'après El Bedoui et al. (2011). Les Points et leurs erreurs correspondent aux datations réalisées pour l'étude.	93
Figure 45 : Localisation des Alpes dans les chaînes périméditerranéennes. Extrait de Lemoine et al. (2000).	100
Figure 46 : Scénario de la formation des Alpes. Modifié d'après Marthaler (2014).	102
Figure 47 : Schéma structural simplifié des Alpes. A : Répartition des unités d'origine européenne, océanique et apulo-africaine. B : schéma de subdivisions majeures. La coupe supérieure représente la superposition actuelle des unités tectoniques et la coupe inférieure représente la reconstitution au Jurassique ; H : zone externe dauphinoise et helvétique ; P : nappes penniques ; Pi : pennique inférieur ou valaisan ; Pm : pennique moyen sub-briançonnais, briançonnais et piémontais (Bloc SBR) ; Ps : pennique supérieur ou liguro-piémontais. Extrait de Lemoine et al. (2000).	103
Figure 48 : Carte des unités géologiques des Alpes occidentales. Extrait de "GEOL-ALP", Maurice Gidon.	106
Figure 49 : Carte 3D de la compression/extension des Alpes occidentales. Source : Sue et al., 2007a. Les zones en bleu correspondent aux zones en extension qui se développent de l'Argentera (A) jusqu'en Valais (V), et dans une moindre mesure jusqu'au Grisons (G). Les zones en rouge correspondent aux zones en compression.	110
Figure 50 : Carte sismo-tectonique des Alpes occidentales. Extrait de Delacou et al. (2004).	112
Figure 51 : Taux de soulèvement verticaux et rebond glacio-isostatique dans les Alpes occidentales. A : taux de soulèvement verticaux (en mm/an) combinant les données GPS et de nivellement. Les contraintes sismotectonique sont également représentées. D'après Nocquet et al. (2016). B : taux verticaux de la réponse élastique due à la fonte des glaciers würmiens. D'après Barletta et al. (2006).....	113
Figure 52 : Exemples d'inventaires pluviométriques sur les Alpes. A : inventaires sur l'arc alpin de Schwarb et al. (2014). Données basées sur 5831 stations pluviométriques (stations de vallées et situées sur les versants). B : inventaire sur les Alpes françaises (Durand et al., 2009), a : Chablais, b : Aravis, c : Mont Blanc, d : Beaufortin, e : Bauges, f : Haute-Tarentaise, g : Vanoise, h : Chartreuse, i : Belledonne, j : Maurienne, k : Haute-Maurienne, l : Vercors, m : Grandes Rousses, n : Thabor, o : Oisans, p : Pelvoux, q : Queyras ; r : Devoluy, s : Champsaur, t : Parpaillon, u : Ubaye, v : Alpes azuréennes, w : Mercantour. Les valeurs sont les moyennes pluviométriques. C : inventaire à l'échelle de l'arc alpin de Frei et Schär (1998).	116
Figure 53 : Précipitations des Alpes occidentales. D'après Schwarb et al. (2014).	118
Figure 54 : Carte du paléoenglacement würmien des Alpes occidentales. D'après de Coutterand (2010).	121
Figure 55 : Chronologie de la déglaciation würmienne dans les Alpes. Modifié d'après Mercier (2013).	123
Figure 56 : Modèle d'une phase paraglaciale. D'après Church et Ryder (1972).	124
Figure 57 : Glissement paraglaciale du versant rocheux de Ben Hee (Jarman, 2007) qui avait été interprété comme une moraine perchée par Godard (1965).....	126
Figure 58 : Auges glaciaires dans le massif des Ecrins et dans la vallée de la Guisane. A : auge glaciaire dans le massif des Ecrins (vallée de Villars d'Arène), notez le dépôt	

<i>d'éboulement en fond de vallée (code : 137Ec, p. 880 de l'Atlas). B : auge glaciaire de la vallée de la Guisane, notez ici la dissymétrie de la vallée entre les gneiss et granites sur la gauche et les schistes et roches sédimentaires à droite ; B : Briançon.</i>	127
Figure 59 : Masse éboulée se situant dans les cirques glaciaires. A : éboulement situé dans le cirque glaciaire du Fond de Burel en Haute-Maurienne (code : 134Va, p. 1438 de l'Atlas) ; B : éboulement situé dans le massif des Fagaras dans les Carpathes méridionales, d'après Blondeau et al. (2016). M : Modane ; S : Suse.	129
Figure 60 : Dépôts glaciaires qui peuvent se positionner sur l'ensemble du versant. Extrait de la carte géologique de Cluses (1/50 000 ^e) (Pairis et al., 1992).....	129
Figure 61 : Cicatrice de l'écroulement de l'arête du Lion au Cervin, 15 juillet 2003. Cliché : L. Trucco. Extrait de Ravel (2010). En rouge : refuge Carrel (3830 m), contour jaune : cicatrice de l'écroulement ; la flèche jaune indique la présence de glace massive.	131
Figure 62 : Relevé de température du pergélisol sur le forage du Cervin entre 2005 et 2015. Source : PERMOS.	132
Figure 63 : Carte du pergélisol alpin (APIM pour Alpine Pergélisol Index Map). AT : Autriche, CH : Suisse, DE : Allemagne, FR : France, IT : Italie, SI : Slovénie. D'après Boeckli et al. (2012).	134
Figure 64 : Glacier rocheux de Laurichard (Massif des Ecrins). Source : Parc national des Ecrins.....	135
Figure 65 : Inventaire des glaciers rocheux dans le haut bassin de l'Arc. D'après Monnier (2004). 1 : ligne de crête ; 2 : cours d'eau ; 3 : lacs ; 4 : principales surfaces englacées ; 5 : emplacement des glaciers rocheux identifiés	136
Figure 66 : Meilleure qualité par endroits des images satellites sur le plug-in windows live satellite. Comparaison entre des images extraites de Google Earth (A) et avec le plug-in « windows live satellite » (B). Les deux images sont au même endroit (code : 78 Cham-79Cham, p. 678-679 de l'Atlas). L : Larche ; De : Demonte.	147
Figure 67 : Zonage du terrain d'étude en massifs. G : Genève, C : Chambéry, Gr : Grenoble, A : Aoste, B : Briançon, T : Turin.	149
Figure 68 : Exemple de repérage de RVR sous forêt. A : RVR dans la vallée du Gleyzin, massif de Belledonne, avec vérification grâce à la carte géologique (code : 36Bel, p. 498 de l'Atlas) ; B : RVR dans la vallée de la Maurienne surplombant Epierre avec vérification grâce à la carte topographique. Les villes sont indiquées par une lettre (code : 4Bel, p. 465 de l'Atlas) ; G : Grenoble, M : Montmelian, C : Chambéry, A : Albertville.....	150
Figure 69 : Différence de dynamiques entre formes périglaciaires et d'écroulements dans la vallée de Valsavarenche, massif du Grand Paradis (Italie). Code : 52Gp, p. 939 de l'Atlas ; A : Aoste, BSM : Bourg Saint-Maurice.	152
Figure 70 : Précaution avec les formes structurales dans l'identification des RVR. A : cas de la crête sommitale de la Montagne de Bange (Bauges), A : Aix-les-Bains. La photo est prise depuis le pont de l'Abîme. B : cas de la rive gauche de la vallée des Chapieux (Beaufortin) (code : 13Be, p. 364 de l'Atlas), Be : Beaufort, Bo : Bourg Saint-Maurice.....	154
Figure 71 : Linéaments interprétés comme étant issues de la tectonique locale, et peut-être du rebond-glacio-isostatique dans le massif de Belledonne. La carte géologique n'indique pas de passage de faille. Cette interprétation est personnelle, G : Grenoble.....	155
Figure 72 : Typologie des RVR. A : éboulement/avalanche rocheuse (EAR) dans le cirque d'Archienne (sud Vercors) (code : 3Ve, p. 1445 de l'Atlas) ; B : glissement rocheux (GR) dans la vallée de la Maurienne (Savoie) au-dessus de Saint André (code : 27At, p. 246 de l'Atlas) ; C : glissement-coulée (GC) au-dessus du Chalmieu, au pied des Aiguilles d'Arves (code : 79At, p.	

298 de l'Atlas) ; D : déformation gravitaire et complexe de versant rocheux (DGCVR) au-dessus de Rochemolles dans la vallée de Bardonecchia (Italie) (code : 23Mc, p. 1053 de l'Atlas) ; E : déformation de versant dans le massif du Chambeyron (partie italienne), en tête de bassin de la vallée de Demonte (Italie) (code : 79Cham, p. 679 de l'Atlas).	158
Figure 73 : Exemples d'études utilisées pour l'aide au repérage des RVR. A : inventaire de Lahousse (1998) ; 1 : Bassin versant de la Guisane ; 2 : mouvements de terrain ; B : DGCVR du site de la Toura dans la vallée du Vénéon (Vengeon et al., 1999) (code : 8Ec, p. 751 de l'Atlas) ; C : inventaire de Pedrazzini et al. (2015) dans le haut bassin du Rhône (Suisse) ; D : Extrait de la carte géologique au 1/50 000 ^e « Aiguilles de Chambeyron » avec les figurés qui montrent les glissements repérés par les géologues ; E : extrait de carte ZERMOS.	165
Figure 74 : Vérification terrain d'un EAR dans le massif des Arves-Thabor. A : image satellite verticale de l'Aiguillette du lauzet (code : 86At, p. 305 de l'Atlas) ; B : Cliché pris en juin 2016, B : Briançon.	166
Figure 75 : Vérification terrain d'un GR dans le vallon de l'Arvan. A : image satellite verticale du site (code : 11Gr, p. 978 de l'Atlas) ; B : cliché (mai 2016) de l'ensemble du GR ; C : cliché (mai 2016) des bourrelets de glissements sur la masse glissée, SJ : Saint Jean de Maurienne, SS : Saint-Sorlin d'Arves.	168
Figure 76 : Vérification terrain d'un GC au pied des Aiguilles d'Arves. A : image satellite verticale (code : 79At, p. 298 de l'Atlas) ; B : cliché (novembre 2015) de la masse vue du bas ; C : cliché (novembre 2015) de la masse glissée et d'une coulée récente, SJ : Saint Jean de Maurienne.	169
Figure 77 : Vérification terrain d'une DGCVR au-dessus de Bourg Saint-Maurice. A : image satellite verticale montrant en particulier les crêtes dédoublées (code : 6Be, p. 357 de l'Atlas) ; B : cliché (juin 2015) du versant montrant notamment le bombement de l'aval du versant. BSM : Bourg Saint-Maurice.	170
Figure 78 : Vérification terrain d'une DDV au-dessus d'Aussois. A : image satellite verticale (code : 50Va, p. 1354 de l'Atlas) ; B : cliché (octobre 2015) de la fissure principale ; C : cliché (octobre 2015) du graben de tête, M : Modane.	172
Figure 79 : Corrections de l'inventaire de Crosta et al. (2013) par rapport au nôtre. A : une DGCVR de petite taille non référencée par Crosta et al. (2013) dans la vallée de Chiappera (Italie) (code : 40Cham, p. 640 de l'Atlas). B : DGCVR de l'Aiguille des Grands Montets, dans la vallée de Chamonix, référencé dans la publication de Crosta et al. (2013) et qui ne semble pas être une RVR. B : Barcelonnette, P : Pontechianale, M : Martigny, C : Courmayeur.	173
Figure 80 : Choix du MNT en vue de l'analyse spatiale. A : MNT issu des données ASTER ; B : MNT issu des données SRTM.	176
Figure 81 : Présentation de la base de données de RVR. A : l'ensemble de la base de données ; B : EAR ; C : GR ; D : GC ; E : DGCVR ; F : DDV.	183
Figure 82 : Comparaison entre carte géologique et vue Google Earth Pro™. Exemple du secteur du Gros Têt en amont de la Grave (Hautes-Alpes).	185
Figure 83 : Regroupements lithologiques à partir de la base de données vectorielle du BRGM.	198
Figure 84 : Cartographie de la distinction entre roches massives et roches plastiques dans les Alpes françaises. Données tirées des données du BRGM.	200
Figure 85 : Répartition statistique des RVR en fonction des grandes familles de roche. A : Graphique de répartition des RVR en fonction de chaque famille de roche ; B : Tableau de répartition des différents types de RVR en fonction des familles de roche.	202

Figure 86 : Superficie des RVR selon les grandes familles de roches sur le terrain d'étude. Ce résultat prend en compte l'ensemble des Alpes occidentales et n'est pas basé sur la base de données du BRGM.	203
Figure 87 : Répartition spatiale des RVR en fonction des grandes familles de roches sur l'ensemble de la zone d'étude.	204
Figure 88 : Superficie des RVR selon les grandes familles de roches par rapport aux affleurements lithologiques côté français.	205
Figure 89 : Superficies des affleurements lithologiques du côté français (exprimées en %) impactées par les RVR.	207
Figure 90 : Pourcentage des roches massives et plastiques à être touchées par les RVR pour la partie française de l'aire d'étude.	207
Figure 91 : Répartition statistique (en valeur absolue) des RVR en fonction des types et de la lithologie. A : roches magmatiques ; B : roches sédimentaires chimiques et biochimiques ; C : roches sédimentaires détritiques ; D : roches métamorphiques.	208
Figure 92 : Répartition spatiale en fonction de la taille des RVR sur roches magmatiques. Les affleurements lithologiques sont issus des données du BRGM.	209
Figure 93 : Exemples de RVR présentes sur granites et rhyolites. A : EAR du Lauvitel (code : 54Ec, p. 797 de l'Atlas) ; B : DDV dans le massif de Belledonne dans la vallée du Glandon (code : 27Bel, p. 488 de l'Atlas).	210
Figure 94 : La pointe du Friolin (Savoie) et ses nombreuses RVR sur des gabbros. Code : 11Va, 63Va et 123Va, p. 1315, 1367 et 1427 respectivement de l'Atlas.	212
Figure 95 : Répartition spatiale en fonction de la taille des RVR sur roches sédimentaires chimiques et biochimiques. Les affleurements lithologiques sont issus des données du BRGM.	213
Figure 96 : Exemple de RVR sur des roches sédimentaires chimiques et biochimiques. A : EAR dans le cirque d'Archianne (massif du Vercors) (Marcel et al, 2013) (code : 3Ve, p. 1445 de l'Atlas) ; B : GR dans les gypses et cargneules dans le massif de la Vanoise (code : 105Va, p. 1409 de l'Atlas).	214
Figure 97 : Répartition spatiale en fonction de la taille des RVR sur roches sédimentaires détritiques. Les affleurements lithologiques sont issus des données du BRGM.	215
Figure 98 : Exemple de deux RVR sur des flysch dans le sud du massif des Ecrins. Code : 34Ec et 35Ec, p. 777-778 de l'Atlas. Gu : Guillestre.	216
Figure 99 : Répartition spatiale en fonction de la taille des RVR sur roches métamorphiques. Les affleurements lithologiques sont issus des données du BRGM.	218
Figure 100 : Exemple de RVR sur roches métamorphiques. A : GR sur des schistes dans le massif de la Vanoise (code : 121Va, p. 1425 de l'Atlas) ; B : DGCVR sur des gneiss dans les Alpes grées (Italie) (code : 17Ag, p. 157 de l'Atlas).	219
Figure 101 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif de Belledonne.	220
Figure 102 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif de Belledonne. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie. Par exemple, 22 GR représentent 8% de la superficie des roches schisteuses. Cette lecture est transposable pour l'ensemble des figures de ce type.	221
Figure 103 : Impact des RVR sur le massif de Belledonne en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de	

« Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.	222
Figure 104 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif des Ecrins.	224
Figure 105 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif des Ecrins. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.	225
Figure 106 : Impact des RVR sur le massif des Ecrins en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de « Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.	226
Figure 107 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif du Vercors.	228
Figure 108 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif du Vercors. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.	229
Figure 109 : Impact des RVR sur le massif du Vercors en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de « Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.	230
Figure 110 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif des Aiguilles Rouges (côté français).	231
Figure 111 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif des Aiguilles Rouges (côté français). Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.	232
Figure 112 : Impact des RVR sur le massif des Aiguilles Rouges en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de « Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.	232
Figure 113 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif du Parpaillon (Hautes-Alpes).	233
Figure 114 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif du Parpaillon (Hautes-Alpes). Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.	235
Figure 115 : Impact des RVR sur le massif du Parpaillon en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de « Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.	235
Figure 116 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif du Queyras (partie française et hors vallée de l'Ubaye (04)) (Hautes-Alpes).	237
Figure 117 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif du Queyras (partie française et hors vallée de l'Ubaye (04)). Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.	238
Figure 118 : Impact des RVR sur le massif du Queyras en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de	

« Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.	239
Figure 119 : Répartition des RVR (par taille et catégories) en fonction de la lithologie dans le massif du Beaufortin.	240
Figure 120 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le massif du Beaufortin. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.	241
Figure 121 : Impact des RVR sur le massif du Beaufortin en fonction de la distinction entre roches massives et roches plastiques. Les « roches mineures », les couvertures de « Quaternaire non glaciaire », de glace et d'eau ne sont pas comptabilisées dans ces statistiques.	242
Figure 122 : Comparaison entre occurrence des RVR et localisation de massifs ophiolitiques. A : cartographie des massifs ophiolitiques, modifiée d'après Lemoine et al. (2014) ; B : EAR du pic de Pelvas de Chabrière (code : 16Cham, 17Cham et 18 Cham, p. 616-618 de l'Atlas) ; C : DGCVR dans le massif du Mont Viso (code : 127Qv, p. 1266 de l'Atlas).	243
Figure 123 : Potentiel gravitationnel de chaque lithologie en fonction de la base de données du BRGM. A : distribution des lithologies dont le nombre de pixels est inférieurs à 50 000 ; B : distribution des lithologies dont le nombre de pixels est supérieurs à 50 000 ; C : moyenne, médiane et écart-type pour chaque lithologie.	247
Figure 124 : Exemples de potentiel gravitationnel sur quatre lithologies montrant la présence ou non de RVR sur les affleurements. A : roches schisteuses ; B : granite, rhyolite ; C : marne ; D : arkoses, grès et conglomérats.	248
Figure 125 : Glissements et coulées d'Albiez-le Vieux dans la commune d'Albiez-Montrond. SJM : Saint-Jean de Maurienne ; AV : Albiez-le-Vieux. Schéma tiré de Malatrait (1975).	250
Figure 126 : Critères d'identifications pour la localisation des points chauds. A : exemple du point chaud de Monthey (Suisse) montrant de nombreux ravinements et un bombement de l'aval du versant ; B : exemple du massif du Chenaillet et ses nombreuses déformations des deux côtés de la crête.	252
Figure 127 : Identification des 9 points chauds au sein du terrain d'étude.	253
Figure 128 : RVR et lithologie au sein du point chaud de Monthey. A : RVR et localisation ; B : Lithologie composée de flysch. Le fond cartographique de la lithologie est tiré du Géoportail Suisse (https://map.geo.admin.ch).	255
Figure 129 : RVR et lithologie au sein du point chaud de la klippe des Annes. A : localisation des RVR ; B : lithologie composée en grande majorité de calcaires, de marnes et de roches schisteuses.	256
Figure 130 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans la klippe des Annes. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.	257
Figure 131 : Bourrelets de glissements et ravinements dans le secteur du Mont Lachat de Chatillon (2050 m). Cliché extrait de Géol-Alp.com.	258
Figure 132 : Partie nord de la klippe des Annes avec la présence de cicatrices d'arrachement et de légères déformations issues de contacts lithologiques.	259
Figure 133 : RVR et lithologie au sein du point chaud du Chenaillet. A : RVR et localisation ; B : Lithologie composée en grande majorité de basaltes, de gabbros, de serpentine et quelques affleurements de schistes noirs et de flysch (Source cartographique : Barféty et al., 1995).	260

Figure 134 : RVR du sud du Chenaillet, composé de déformations et de coulées. D'après Cossart (2005).	261
Figure 135 : Partie nord du point chaud du Chenaillet montrant de nombreux bourrelets de glissement et une masse glissée.	261
Figure 136 : RVR et lithologie au sein du point chaud du Beaufortin. A : RVR et localisation ; B : Lithologie composée en grande majorité de flysch et de schistes.	262
Figure 137 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le point chaud du Beaufortin. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.	263
Figure 138 : Modelé caractéristique du point chaud du Beaufortin, composé de ravinements et de bourrelets de glissement. A : image satellite oblique de la zone du Mont Coin ; B : versant oriental de la Roches Parstire au-dessus du lac de Roselend.	264
Figure 139 : Fissure, indétectable par imagerie, sur une crête au-dessus du col du Pré. CP : col du Pré ; LR : lac de Roselend.	265
Figure 140 : RVR et lithologie au sein du point chaud de la vallée de l'Arvan. A : RVR et localisation ; B : lithologie composée en grande majorité de roches schisteuses et de calcaires.	266
Figure 141 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le point chaud de l'Arvan (Maurienne). Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.	267
Figure 142 : Relief du versant de La Toussuire composé de ravinements qui découpent les masses glissées.	268
Figure 143 : Présence de deux GC de plus de 2 km de long au sein du point chaud de l'Arvan. A : GC au pied du sommet « Le Gros Crey » (code : 79At, p. 298 de l'Atlas) ; B : GC au pied de la Pointe du Chatel (code : 38At, p. 257 de l'Atlas).	268
Figure 144 : RVR et lithologie au sein du point chaud des vallées de la Valoirette et de la Neuvache. A : RVR et localisation ; B : lithologie composée en grande majorité d'arkoses, grès et conglomérats.	269
Figure 145 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le point chaud de la Valoirette (Maurienne). Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.	270
Figure 146 : Modelé du versant de Valmeinier 1800 composé de bourrelets de glissement et de petites coulées rocheuses dans le point chaud de la Valoirette.	271
Figure 147 : RVR et lithologie au sein du point chaud de Vars. A : RVR et localisation ; B : lithologie composée en grande majorité de roches schisteuses.	272
Figure 148 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le point chaud de Vars. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.	273
Figure 149 : Modelé des versants du point chaud de Vars composé de bourrelets de glissement et d'affaissements.	273
Figure 150 : RVR et lithologie au sein du point chaud de Suse. A : RVR et localisation ; B : lithologie composée en grande majorité de calcschistes. Le fond géologique est extrait de Gidon (1977) (v. Annexe 1).	274
Figure 151 : Partie sud du point chaud composé de grandes masses glissées, avec des formes en arc de cercle ainsi que du ravinement qui dissèquent les masses glissées.	275
Figure 152 : Vue satellite verticale des versants de chaque côté des crêtes, composé de glissements et de déformations majeures.	275

Figure 153 : RVR et lithologie au sein du point chaud de Dorons-Beaune. A : RVR et localisation ; B : lithologie composée en grande majorité d'arkoses, grès et conglomérats.	276
Figure 154 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction de la superficie de chaque catégorie d'affleurements dans le point chaud de Dorons-Beaune. Les étiquettes de données sont les effectifs pour chaque catégorie.	277
Figure 155 : Modelé de versant du point chaud de Doron-Beaune. A : modelé composé de bourrelets et de quelques cicatrices ; B : modelé composé d'une masse rocheuse qui semble évoluer de manière plus ou moins homogène avec des bourrelets volumineux.	278
Figure 156 : Coïncidence spatiale des points chauds avec les domaines Briançonnais, du Dauphinois et du Piémontais. Fond cartographique extrait de Géol-Alp (Maurice Gidon).	279
Figure 157 : Valeurs altitudinales des types de RVR. Les bornes de la boîte à moustache représentent les 1 ^{er} et 3 ^{ème} quartiles avec la médiane (2 ^{ème} quartile) représenté par un trait. La moyenne correspond à la croix et les points des boîtes à moustache représentent les	284
Figure 158 : Altitudes des cicatrices les plus hautes et les plus basses des EAR, des GR et dénivelée la plus grande d'une DGCVR. A : EAR avec la cicatrice la plus haute dans le massif de la Vanoise (code : 134Va, p. 1438 de l'Atlas) ; B : EAR avec la cicatrice la plus basse dans le massif du Chablais (code : 37Cha, p. 580 de l'Atlas) ; C : GR avec la cicatrice la plus haute dans la haute vallée de Suse (Italie) (code : 7Ac, p. 63 de l'Atlas) ; D : GR avec la cicatrice la plus basse dans le Trièves (code : 19Ve, p. 1461 de l'Atlas) ; E : dénivelée la plus grande pour une DGCVR dans la vallée d'Aoste (code : 31Gp, p. 918 de l'Atlas) ; Ti : Tignes ; M : Modane ; T : Thonon les Bains ; S : Suse ; Br : Briançon ; Gr : Grenoble.	286
Figure 159 : Distribution altitudinale des cicatrices d'arrachement pour l'ensemble de l'échantillon (n = 1400) et par types de RVR.	287
Figure 160 : Altitude des cicatrices d'arrachement de RVR (toutes catégories) selon leur position au-dessus ou en-dessous de 2350 m. A : Tous les types de RVR ; B : EAR ; C : GR ; D : GC ; E : DGCVR ; F : DDV.	290
Figure 161 : Analyse altitudinale des dénivelées pour l'ensemble de l'inventaire et pour chacun des types de RVR.	291
Figure 162 : Analyse spatiale des dénivelées de RVR. A : RVR dont les dénivelées sont inférieures à 500 m ; B : RVR dont les dénivelées sont comprises entre 500 et 1000 m ; C : RVR dont les dénivelées sont supérieures à 1000 m.	292
Figure 163 : Distribution statistique de la surface des RVR pour l'ensemble de l'inventaire, avec le seuil de détection.	294
Figure 164 : Distribution statistique des superficies de RVR en fonction des différentes catégories. A : distribution pour l'ensemble de l'inventaire ; B : distribution des plus grands RVR (que des DGCVR), compris entre 15 et 84 km ² .	295
Figure 165 : Répartition et densité spatiale des RVR sur le terrain d'étude. A : répartition des RVR selon leurs tailles ; B : densité des RVR selon leurs superficies ; C : densité des RVR selon leurs centroïdes. Les calculs de densité ont été réalisés avec le modèle Kernel. Cet outil calcul la densité des entités en fonction de la présence ou non dans leurs voisinages d'autres entités. Les traits noirs représentent la frontière politique.	298
Figure 166 : Répartition spatiale et densités des différents types de RVR. A : taille et densité par les superficies des EAR ; B : densité par les centroïdes des EAR ; C : taille et densité par les superficies des GR ; D : densité par les centroïdes des GR ; E : taille et densité par les superficies des GC ; F : densité par les centroïdes des GC ; G : taille et densité par les superficies des DDV ; H : densité par les centroïdes des DDV ; I : taille des DGCVR ; J : densité	

des DGCVR par les superficies ; K : densité des DGCVR par les centroïdes. Les traits noirs sont la frontière politique.	300
Figure 167 : Distribution statistique des valeurs de pente moyennes des RVR.	302
Figure 168 : Distribution des différents types de RVR en fonction de l'ensemble des valeurs de pente.	304
Figure 169 : Distribution spatiale des RVR en fonction des pentes moyennes.	307
Figure 170 : Répartition spatiale des différents types de RVR en fonction de leurs pentes moyennes. A : classes de pentes des EAR ; B : classes de pentes des GR ; C : classes de pentes des GC ; D : classes de pentes des DGCVR ; E : classes de pentes des DDV.	308
Figure 171 : RVR et relief local dans le bassin du Haut-Rhône. D'après Pedrazzini et al. (2015).	311
Figure 172 : Relief local et RVR dans les Alpes occidentales. A : relief local ; B : relief local avec la position de chaque type de RVR (pour rappel).	312
Figure 173 : Analyse du relief local et la localisation des RVR. A : massif du Grand Paradis ; B : zone aux alentours de Tignes (Vanoise) ; C : massif des Aiguilles Rouges ; D : massif du Parpaillon.	314
Figure 174 : Comparaison entre dénivelées de RVR et amplitude du relief. A : comparaison avec l'ensemble des données ; B : RVR dont les dénivelées sont inférieures à 500 m ; C : RVR dont les dénivelées sont comprises entre 500 et 1000 m ; D : RVR dont les dénivelées sont supérieures à 100 m.	316
Figure 175 : Orientations des RVR par catégorie et selon l'ensemble des RVR (en %). A : Orientations de l'ensemble de l'inventaire avec celles de la zone d'étude ; B : orientations des EAR. C : orientations des GR ; D : orientations des GC ; E : orientations des DGCVR ; F : orientations des DDV.	318
Figure 176 : Ratio (en %) des superficies de RVR (par catégorie) selon les orientations. ...	320
Figure 177 : Orientation des RVR selon leurs superficies. A : RVR inférieur à 1 km² ; B : RVR compris entre 1 et 10 km² ; C : DGCVR et GR de plus de 10 km².	321
Figure 178 : Orientation des RVR en fonction des altitudes des cicatrices d'arrachement.	322
Figure 179 : Choix de cartographie pour le paléoenglacement. D'après Coutterand (2010).	324
Figure 180 : Distribution des épaisseurs de glace pour les RVR et selon les catégories. Les bornes de la boîte à moustache représentent les 1^{er} et 3^{ème} quartiles avec la médiane (2^{ème} quartile) représenté par un trait. La moyenne correspond à la croix et les barres des boîtes à moustache représentent les valeurs les plus hautes et basses. Les points correspondent aux valeurs extrêmes.	328
Figure 181 : Répartition spatiale des RVR et différentes catégories de RVR : lien avec les épaisseurs de glaces würmiennes. A : Toutes les RVR ; B : EAR ; C : GR ; D : GC ; E : DGCVR ; F : DDV.	330
Figure 182 : RVR de très grande taille (> 10 km²) en lien avec le paléoenglacement. Ge : Genève ; Al : Albertville ; A : Aoste ; Ch : Chambéry ; BsM : Bourg Saint-Maurice ; Gr : Grenoble ; S : Suse ; B : Briançon ; G : Gap.	332
Figure 183 : Seule RVR de plus de 10 km² situé en dehors des limites des glaces. La localisation de ce site est indiquée en figure 182.	333
Figure 184 : Exemple d'EAR où la niche d'arrachement se situe au-dessus de la limite maximum des glaces würmiennes. A : EAR au-dessus de Cogne (Italie), l'altitude estimée de l'emprise glaciaire pour cette ville est de 2450 m (code : 37Gp, 60Gp, 61Gp, p. 924, 947 et 948 respectivement de l'Atlas) ; B : EAR dans le massif des Arves-Thabor, l'altitude de la glace	

est estimée à 2600 m (code : 117At, p. 336 de l'Atlas). A : Aoste ; C : Cogne ; B : Briançon ; Né : Névache.	334
Figure 185 : DDV positionnée sur la crête et sans lien avec les glaces würmiennes. L'altitude de la glace est estimée à 2100 m (code : 69Ac, p. 125 de l'Atlas). S : Suse.	336
Figure 186 : GR au-dessus de la limite supérieure des glaces et sans doute pas imputable à la décompression post-glaciaire. A : GR au-dessus du lac de Bissorte (Savoie) avec deux GR de 0,83 et de 0,84 km ² , l'altitude de la glace est estimée à 2600 m (code : 57At et 115At, p. 276 et 334 respectivement de l'Atlas) ; B : GR au-dessus de Suse (Italie) de 0,13 km ² , l'altitude de la glace est estimée à 1950 m (code : 40Ac, p. 96 de l'Atlas). M : Modane, S : Suse.	338
Figure 187 : GR de grande taille, en partie en dehors de toute emprise glaciaire. A : GR de 6,49 km ² dans le massif du Dévoluy (code : 17De, p. 738 de l'Atlas) ; B : GR de 6,24 km ² dans les Alpes grées, en amont de la ville de Viu (Italie) (code : 29Ag, p. 169 de l'Atlas). G : Gap, V : Viu.	339
Figure 188 : DGCVR qui ne seraient pas impactées prioritairement par la décompression glaciaire. Exemples de deux DGCVR au pied du Mont Coin dans la vallée de la Maurienne, l'altitude de la glace est estimée à 1900 m Vanoise (17Va et 18Va, p. 1321 et 1322 respectivement de l'Atlas). Ch : Chambéry ; Sjm : Saint-Jean de Maurienne.	340
Figure 189 : RVR se développant hors de toute emprise glaciaire dans la partie italienne du massif du Queyras-Viso. A : DGCVR composée de multiples déformations et de quelques mouvements de type GR (code : 132Qv, p. 1271 de l'Atlas) ; B : DDV composée de déformations (code : 147Qv, p. 1286 de l'Atlas). S : Saluces.	342
Figure 190 : DGCVR du Col d'Ornon (Isère). Celle-ci peut être interprétée comme une réponse passive à la présence de glace würmienne, la fragilisation de l'aval entraînant la déstabilisation de l'amont. Code : 26Ec, p. 769 de l'Atlas. L'altitude de la glace est estimée à 2050 m. Gr : Grenoble.	344
Figure 191 : DGCVR de Chamrousse. Celle-ci est interprétée comme une conséquence indirecte de la décompression glaciaire. Code : 17Bel, p. 478 de l'Atlas. L'altitude de la glace est estimée à 1300 m. Gr : Grenoble.	345
Figure 192 : Relation entre lignes de partages des eaux et des glaces, avec densités de RVR. Fond de carte d'après Cutterand (2010).	347
Figure 193 : Les trois brèches de transfluence glaciaire identifiées sur le terrain d'étude. A : brèche de la zone des cols du Petit Saint-Bernard, de la Seigne, et du Cormet de Roselend ; B : brèche du Mont-Cenis ; C : brèche de la zone du col de Montgenèvre. Les brèches montrées en A et C semblent en relation partielle avec les densités de RVR. Il n'apparaît pas la même corrélation en B. Fond de carte extrait de Cutterand (2010).	349
Figure 194 : Carte pluviométrique des Alpes occidentales. D'après Schwarb et al. (2001).	352
Figure 195 : Faible corrélation spatiale entre RVR et précipitations moyennes annuelles. Cartographie climatique de Schwarb et al. (2001).	354
Figure 196 : Carte d'enneigement moyen pour les Alpes françaises à une altitude à 1500 m sur la période 1980-1991, analysé par le modèle SAFRAN (en équivalent en eau, mm/an). D'après Martin et al. (1994). Pour les noms de massifs, voir la figure 52 (cf. 2.3.1).	355
Figure 197 : Sous-estimations des précipitations alpines selon Gottardi (2009). A : Différence entre les anciennes et nouvelles estimations de précipitations entre 1957 et 1973. B : précipitations annuelles corrigées moyennes entre 1957 et 1973. D'après Gottardi (2009).	356
Figure 198 : Absence de corrélation spatiale systématique entre RVR et précipitations moyennes annuelles selon les données de Gottardi (2009).	357

Figure 200 : Coïncidence spatiale négative entre RVR et précipitations dans les Alpes centrales. A : Extrait de la cartographie des cumuls de précipitations de Schwarb et al. (2001). B : Inventaire des DSGSD de Crosta et al. (2013).	361
Figure 201 : Glissement profond (deep-seated slump-earth flow) selon Guzzetti et al. (2004). Le site se situe dans la province d'Imperia (Ligurie occidentale, Italie).	363
Figure 202 : Réseau des stations SISMALP pour le suivi des séismes. Extrait de Thouvenot et Fréchet, 2006).	366
Figure 203 : Distribution des magnitudes et des profondeurs de séismes. A : magnitude (M_L) ; B : profondeur (km). Extrait de la base de données SISMALP.	367
Figure 204 : Localisation des épïcêtres avec leurs magnitudes et la localisation des RVR. A : cartographie de l'ensemble des séismes de la base de données ; B : cartographie des séismes supérieurs à $M_L = 3,5$	368
Figure 205 : Localisation des RVR dans un rayon de 10 km des séismes d'intensité supérieure à $M_L = 3,5$.	371
Figure 206 : Distribution des superficies de RVR (par catégorie) en fonction des zones tampons de 10 km des séismes d'intensité supérieure à $M_L = 3,5$.	372
Figure 207 : RVR et sismicité dans le secteur de Vallorcine.	373
Figure 208 : RVR et sismicité dans le secteur des Dorons de Belleville et des Alluès.	374
Figure 209 : Relation statistique entre magnitudes et profondeurs des séismes (entre 1989 et 2007).	377
Figure 210 : Cartographie du ratio magnitude/profondeur dans les Alpes occidentales. Plus le cercle est gros, plus la magnitude est élevée et l'hypocentre proche de la surface.....	378
Figure 211 : Les ruines de Séchilienne dans la vallée de la Romanche. Extrait de géol-alp.com.	380
Figure 212 : RVR et séismes de faible profondeur dans le secteur des ruines de Séchilienne.	381
Figure 213 : RVR et régime tectonique associé à la sismicité dans les Alpes occidentales. Fond cartographique d'après Delacou et al. (2004). r = interpolation entre les axes de direction du paramètre P (compression) et du paramètre T (extension).	383
Figure 214 : Soulèvement crustal et RVR dans les Alpes occidentales. Cartographie d'après Nocquet et al. (2016).	386
Figure 215 : Cartographie des taux de soulèvement en relation avec le rebond glacio-isostatique. A : modifié d'après Nocquet et al. (2016) ; B : modifié d'après Barletta et al. (2006).	388
Figure 216 : Localisation des grandes failles alpines et fronts de chevauchement dans les Alpes occidentales. Les grands traits structuraux ont été dessinés en fonction des informations des cartes géologiques au 1/250 000 ^e du BRGM.	390
Figure 217 : Coïncidence spatiale et statistique entre RVR, failles et chevauchements alpins. A : coïncidence avec les failles ; B : coïncidence avec les chevauchements ; C : coïncidence avec les failles et les chevauchements.....	392
Figure 218 : Coïncidence spatiale entre des RVR et la faille de la Remua dans la vallée de Chamonix. La photographie est extraite de www.geologie-montblanc.fr/Sackungs.htm	393
Figure 219 : DDV du Mont Pinet (Chartreuse), composée de deux contre-escarpements (rars dans cette lithologie). A : image satellite montrant les déformations ; B : contre-escarpement (pris en septembre 2014) montrant un regard d'environ 5 m. Cliché : S. Blondeau.	394

Figure 220 : Le front pennique comme élément de contrôle de la susceptibilité du relief aux RVR. Exemple de la vallée de Valloire.	396
Figure 221 : Méthodologie de cartographie du pergélisol continu actuel. Elle s'appuie sur Google Earth Pro (A) et un SIG (B). La zone de comparaison est le massif de la Meije (Hautes-Alpes). Les données de base sont tirées de Boeckli et al. (2012). Le choix a été de pris d'écarter les zones de pergélisol discontinu, où les conditions de couverture rocheuse et de température ne sont pas favorables.	401
Figure 222 : Coïncidence spatiale entre RVR et pergélisol continu actuel. A : RVR dont les cicatrices se situent dans le pergélisol continu actuel ; B : RVR dont les cicatrices se situent 100 m au-dessous du pergélisol continu actuel ; C : RVR dont les cicatrices se situent 200 m au-dessous du pergélisol continu actuel.	404
Figure 223 : Exemple de zones en pergélisol ne couvrant qu'une faible proportion de la superficie des RVR du secteur : la vallée de Valloire (Savoie).	409
Figure 224 : Orientations des RVR dont la cicatrice d'arrachement se situe à plus de 3000 m d'altitude. A : orientations pour l'ensemble de l'inventaire ; B : orientations pour les RVR à plus de 3000 m d'altitude.	410
Figure 225 : Relation possible entre EAR et pergélisol à travers l'exemple de l'EAR de l'Aiguillette du Lauzet (2717 m). Code : 86At, p. 305 de l'Atlas ; Br : Briançon.	411
Figure 226 : Relations improbables entre DGCVR/GR et pergélisol continu actuel. A : DGCVR du Pic Ségure dans la vallée du Guil (cliché : « camptocamp.org ») (code : 57Qv, p. 1196 de l'Atlas) ; Br : Briançon, Gu : Guillestre ; noter que malgré la présence de pergélisol sur le sommet, les crêtes dédoublées peuvent se développer ; B : GR dans le massif de la Vanoise, à proximité du refuge de la Femma (code : 12Va, p. 1316 de l'Atlas) ; M : Modane.	414
Figure 227 : Confusion des formes entre glacier rocheux et RVR. A : cartographie des glaciers rocheux de Monnier (2004), modifié ; B : zoom sur un glissement susceptible d'être confondu avec un glacier rocheux ; C : vue satellite verticale de la vallée de Neuvache (Savoie).	416
Figure 228 : EAR du pic de Pelvas où la masse rocheuse semble soumise aux processus périglaciaires. Code : 16Cham, p. 616 de l'Atlas ; A : vue satellite oblique ; B : vue depuis l'aval de la masse rocheuse. Cliché pris sur le terrain en octobre 2016.	417
Figure 229 : Interaction de processus dans l'évolution d'un versant : l'exemple de la Tête de Cialancioun (3023 m). Code : 114Cham, p. 714 de l'Atlas. Les zones 1 et 2 sont interprétés comme des phénomènes de glaciers rocheux. Les zones 3 et 4, quant à elles, sont interprétées comme des éboulements remaniés par la glace et antérieurs aux zones 1 et 2. Gu : Guillestre ; Ba : Barcelonnette.	419
Figure 230 : Masse rocheuse dans le massif du Grand Paradis interprétée comme un GR remanié par la glace. Code : 78Gp, p. 965 de l'Atlas. Les zones 1 2 et 3 sont les affleurements du substratum qui commandent la direction de la masse glissée. A : image satellite oblique ; B : Cliché pris en octobre 2016. BSM : Bourg Saint-Maurice ; Ao : Aoste.	419
Figure 231 : Hiérarchisation des facteurs préparatoires au sein des Alpes occidentales. ..	426
Figure 232 : Hiérarchisation des facteurs préparatoires en fonction des catégories de RVR.	429
Figure 233 : Modèle de l'évolution des auges glaciaires avec contribution des RVR.	431
Figure 234 : Découpage par massif montrant ceux qui dévient de la tendance régionale en termes de hiérarchie entre facteurs préparatoires des RVR.	433
Figure 235 : Hiérarchisation des massifs ne déviant pas (ou peu) de la tendance régionale.	434

Figure 236 : Hiérarchisation des facteurs dans le massif des Aiguilles Rouges, où la lithologie joue un rôle moins important qu'à l'échelle régionale.	435
Figure 237 : Hiérarchisations de facteurs pertinentes aux massifs des Bornes, du Chambeyron et du Dévoluy, où le facteur de la géomorphométrie (fonction du paléoenlacement) est moins important qu'à l'échelle régionale.	436
Figure 238 : Hiérarchisation des facteurs pertinents aux massifs des Aravis, des Bauges, de la Chartreuse et du Vercors, où les facteurs paléoenlacement/géomorphométrie et lithologie sont moins importants qu'à l'échelle régionale.	437
Figure 239 : Hiérarchisation des facteurs pertinents aux massifs du Beaufortin, de la Vanoise et des Arves-Thabor, où les facteurs du soulèvement crustal et des fronts de chevauchement sont plus importants qu'à l'échelle régionale.	438
Figure 240 : Hiérarchisation des facteurs pertinents aux massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Mont Cenis, où le facteur du soulèvement crustal est plus important qu'à l'échelle régionale.	439
Figure 241 : Hiérarchisation des facteurs préparatoires pour les massifs du Chablais, des Ecrins et du Parpaillon, où l'influence des fronts de chevauchement est plus importante qu'à l'échelle régionale.	440
Figure 242 : Localisation des géomorphosites remarquables étudiés.	448
Figure 243 : Cône de débris du Malser Haide dans le Val Venosta (Italie). Les flèches représentent les directions qu'aurait pris l'épandage du dépôt. Le dépôt est estimé à 1650 millions de m ³ . Modifié d'après Jarman et al. (2011).....	450
Figure 244 : Signature morphologique des cônes de débris étudiés. Exemple de celui de Sééz (Savoie). Le MNT est issu de la BD alti de l'IGN.	451
Figure 245 : Localisation et cône de débris du col d'Ornon.	452
Figure 246 : DGCVR et cône de débris au col d'Ornon (Isère). A : crête dédoublée en-dessous du Petit Renaud (2606 m) (source : https://www.altituderando.com/Traversee-des-Pales-2435m-et-Tete); B : vue du cône de débris (source : https://www.altituderando.com/Sommet-des-Clottous-2527m-par-les); C : vue latérale en direction du nord, montrant les déformations (source : http://www.ecrins-parcnational.fr/actualite/patrimoine-vivant-en-valbonnais)...	453
Figure 247 : DGCVR de la Lauzière et le cône de débris de La Chapelle. A : vue satellite de la DGCVR ; B : la cicatrice et le cône. Cliché pris en octobre 2016.	454
Figure 248 : Chronologie de la mise place du cône de débris de La Chapelle en relation avec l'écroulement. 1 : alluvions récentes ; 2 cône de La Chapelle ; 3 : bassin versant torrentiel ; 4 : écroulement ; 5 : niche d'arrachement ; 6 : lac de barrage ; 7 : alluvions anciennes ; 8 : substratum rocheux indifférencié. Schéma sans échelle, d'après Amelot et al. (2003).	455
Figure 249 : Essaim de séismes de la Chapelle du 14 mars 2017, pouvant faire le lien entre la sismicité et la rupture catastrophique qui a produit le cône de débris. Source : SISMALP (https://sismalp.osug.fr/actualites/2). Consulté le 10/05/17.	456
Figure 250 : DGCVR des Arcs et cône de débris de Peisey-Nancroix. Cliché B pris en octobre 2016.	457
Figure 251 : Cartographie des déformations de versant sur la crête des Aiguilles de Grive (2733 m). A : déformations cartographiées d'après Hippolyte et al. (2009) ; B : vue satellite oblique des Aiguilles de Grive et localisation des failles.	458
Figure 252 : Déformations de versant et mise à nu des mécanismes en profondeur sur la crête sommitale au sud-ouest des Aiguilles de Grive. Les flèches blanches indiquent les contre-escarpements du versant. Clichés pris en octobre 2016.	459

- Figure 253 : Hypothèses d'évolution des versants et du cône de débris de Peisey-Nancroix.** Hypothèse 1 : le cône de débris est un éboulement qui a été coupé de sa source par la DGCVR des Arcs ; hypothèse 2 : cône de débris issu d'un remaniement et d'un transport progressif de l'accumulation sédimentaire issue d'un éboulement ; hypothèse 3 : même situation que l'hypothèse 2 mais aidés par l'apport sédimentaire du versant opposé (gypses et cargneules. Le cliché, pris en octobre 2016, montre la situation actuelle.461
- Figure 254 : Localisation du cône de dépôt de Sééz et des DGCVR l'entourant.** DGCVR de l'Aiguille du Clapet (code : 6Be, p. 357 de l'Atlas) ; DGCVR des Ecludets (code : 65Gp, p. 952 de l'Atlas) ; DGCVR du Col du Petit Saint-Bernard (code : 69Gp, p. 956 de l'Atlas) ; DGCVR de la Rosière (code : 71Gp, p. 958 de l'Atlas) ; DGCVR des Arcs (code : 8Va, p. 1311 de l'Atlas). Al : Albertville.462
- Figure 255 : Les DGCVR et leurs formes arquées montrant des ruptures catastrophiques pouvant provoquer des cônes de débris.** A : DGCVR des Ecludets avec son éventuelle rupture ayant provoqué le cône de débris de Sééz (code : 65Gp, p. 952 de l'Atlas) ; B : DGCVR de Vaugelaz avec une forme en arc de cercle intacte (code : 12Be, p. 363 de l'Atlas).464
- Figure 256 : RVR relayée à un cône de débris à proximité de Aiello (Calabre, Italie).** 1 : sédiments quaternaires ; a : lacustre ; b : lits de rivières et terrasses ; 2 sédiments Miocène ; 3 : roches faiblement métamorphisées ; 4 : cône alluvial ; 5 : cicatrice ; 6 : dépression drainée ; 7 : contre-escarpement ; 8 : ravin ; 9 : cône de débris relayé aux glissements. D'après Sorriso-Valvo (1998). A : Situation initiale théorique avec plusieurs petits glissements (glissements coulées ?) qui se sont produits dans le bassin versant ; B : situation actuelle : les masses glissées ont été remobilisées par l'eau pour édifier les cônes de débris observés aujourd'hui.466
- Figure 257 : Dépôt et déformations de Becca France (2312 m).** A : carte géomorphologique de la zone, d'après Forno et al. (2012) ; B : vue satellite oblique du dépôt de l'éboulement de Becca France.467
- Figure 258 : RVR décapité, EAR sans zone source.** A : image satellite verticale de la zone avec un large EAR et la DGCVR du Dérochoir. Les numéros 1, 2 et 3 représentent les pierriers sommitaux sans source ; B : photographie depuis les pentes de la pointe d'Anterne montrant les trois pierriers sommitaux ; C : zoom sur le pierrier sommital 1 depuis la pointe de Platé, source du cliché : <https://www.altituderando.com/Pointe-de-Plate-2554m> ; D : amont du pierrier sommital n°2 ; E : amont du pierrier sommital n°3, noter la cicatrice d'arrachement en direction de la DGCVR du Dérochoir aboutissant à la disparition de la paroi à l'origine de l'éboulement. Clichés pris en septembre 2017.469
- Figure 259 : les 37 plus volumineuses RVR connues qui se sont produites entre 1900 et 2000 dans le monde.** D'après Evans (2006).472
- Figure 260 : Glissement d'El Forn de Canillo (Andorre) où est installée une station de ski.** Extrait de Planas et al. (2011).473
- Figure 261 : Relation entre RVR et stations de ski alpines.**475
- Figure 262 : Installations de station de ski sur des RVR.** Cas des stations de ski de Chaillol (A et B) (code : 112Ec, p. 855 de l'Atlas) et des Orres (C et D) (code : 27Pa, p. 1092 de l'Atlas). A : extrait de la carte géologique d'Orcières, d'après Debelmas et al. (1980) ; B : imagerie satellitale de Chaillol ; C : extrait de la carte géologique d'Embrun, d'après Kerckhove et al. (2005) ; D : imagerie satellitale des Orres. L'ensemble des captures d'écran proviennent du Géoportail de l'IGN ; G : Gap, Em : Embrun.478
- Figure 263 : Une "épée de Damoclès" au-dessus de Tignes.** A : extrait de la carte géologique, d'après Deville (1991) ; B : Imagerie satellitale avec la cartographie des fissures observées sur

le terrain. Les deux captures d'écran sont tirées du Géoportail de l'IGN ; BSM : Bourg Saint-Maurice.	479
Figure 264 : Photographies de la DGCVR de Tignes Val Claret. A : panorama depuis la cicatrice ; B : la masse rocheuse vue de côté ; C : fissures dans la masse affaissée ; D : cicatrice d'arrachement ; E : vue d'ensemble depuis la pointe de la Tovière. Clichés pris en août 2017.	481
Figure 265 : La faille de Remua au-dessus d'Argentière (vallée de l'Arve), et ses deux RVR dangereuses pour la vallée de Chamonix. C : Cluses ; M : Martigny.	482
Figure 266 : DDV potentiellement dangereuse pour la vallée de Chamonix. Code : 2Ai, p. 7 de l'Atlas ; A : Imagerie satellite verticale avec la localisation de l'ensemble des fissures ; B et C : zoom sur deux fissures ; D : morphologie du versant où se situent les fractures, composé de blocs éboulés. E et F : masse rocheuse instable, fortement fracturée et potentiellement dangereuse. Clichés pris en septembre 2017.	483
Figure 267 : GR composé d'un affaissement généralisé de la masse rocheuse susceptible de menacer la vallée de Chamonix. Code : 24Ai, p. 29 de l'Atlas ; A : image satellite verticale du secteur ; B : vue du secteur depuis le sentier balcon. Cliché pris en septembre 2017.	484
Figure 268 : DGCVR de la vallée Etroite montrant de forts indices d'instabilité. Code : 1Mc, p. 1031 de l'Atlas ; A : image satellite verticale du secteur ; B : vue de la DGCVR depuis le versant en face ; C : panorama de la masse en basculement ; D : fractures se trouvant sur le petit replat calcaire dolomitique ; E : cicatrice principale. Notez la fracture verticale de près de 50 m sur la paroi. Cette RVR, si elle tombe brutalement, est dans la capacité de créer un lac de barrage. Ba : Bardonecchia, Né : Névache, Br : Briançon. Clichés pris en octobre 2015.	486
Figure 269 : L'aléa glissement de terrain dominant pour la commune de Vars. Extrait du PPR de la commune de Vars.	490
Figure 270 : Le PPR de la vallée de Chamonix qui ne tient pas (ou peu) compte du risque lié aux RVR.	492
Figure 271 : Le PPR de Tignes Val Claret et son risque pour l'ensemble des processus de versant.	493
Figure 272 : La DGCVR du versant sud-ouest du Mont Mirantin et ses larges fissures parallèles. Code : 22Be, p. 373 de l'Atlas ; A : image satellite verticale du secteur ; B : fissures et contre-escarpement à proximité de la crête ; C : zoom sur un secteur avec plusieurs fissures parallèles ; D : gros plan sur une fissure montrant une hauteur de plus de 2 m. Clichés pris en mai 2015 et en juin 2015. Al : Albertville.	496
Figure 273 : Crête de la Cima di Test composée de nombreuses fissures avec la formation d'un graben de crête. Code : 79Cham, p. 679 de l'Atlas ; A : image satellite verticale du secteur ; B : plus large fissure de la crête ; C et D : fissures sur un léger replat topographique ; E : formation d'un graben de crête en relation avec le pendage, les fissures étant une conséquence de l'ouverture. Clichés pris en septembre 2016. Dr : Dronero ; De : Demonte.	498
Figure 274 : Crête bifide de 130 m de large au-dessus du lac du Mont-Cenis. Code : 1Ag, p. 141 de l'Atlas ; A : Image satellite verticale du secteur ; B : la crête bifide. Cliché pris en octobre 2016. Mo : Modane.	499
Figure 275 : Crête bifide composée de fissures dans le secteur de la Croix du Berger, massif du Beaufortin. Code : 36Be, p. 387 de l'Atlas ; A : image satellite verticale du secteur ; B : vue de la zone de la crête qui est lacérée par les fissures ; C : glissement progressif d'une partie de la crête engendrant une crête bifide ; D : faux contre-escarpement. Clichés pris en juin 2015. Al : Albertville ; BSM : Bourg Saint-Maurice.	500

Figure 276 : La RVR du Mont Bréquin et sa masse glissée. Code : 47Va, p. 1351 de l'Atlas ;
A : image satellite oblique de la RVR ; B : vue de la base de la masse glissée ; C et D : détail
d'un secteur montrant une relative cohérence structurale d'une masse glissée, indiquant que
nous sommes en présence d'une RVR et non pas d'un éboulis ou d'une masse de solifluxion ;
E : panorama de la masse glissée. Clichés pris sur le terrain en septembre 2017. SJM : Saint-
Jean de Maurienne ; B : Briançon.....502

Table des tableaux

Tableau 1 : Nombre de RVR par catégorie.....	181
Tableau 2 : Diversité d'occurrence des RVR en fonction des massifs étudiés.....	182
Tableau 3 : Regroupement des lithologies pour la cartographie des RVR.	197
Tableau 4 : Superficie des RVR : par type et par rapport à l'aire du terrain d'étude.....	293
Tableau 5 : Superficie impactée par les RVR par massif.....	296
Tableau 6 : Nombre de proportion de RVR en fonction de l'angle de pente.	303
Tableau 7 : Ratio des superficies de RVR (par catégorie) selon les 5 classes des valeurs de pentes.	305
Tableau 10 : Attributs des RVR en lien avec chaque brèche glaciaire identifiée.	348
Tableau 11 : Superficies des RVR affectées par la sismicité alpine (rayon d'incidence choisi : 5 km autour des épicentres).....	370
Tableau 12 : Superficies des RVR affectées par les séismes d'intensité supérieure à $M_L = 3,5$ (rayon d'incidence choisi : 10 km).	372
Tableau 13 : RVR et régime tectonique associé à la sismicité.	384
Tableau 14 : RVR et taux de soulèvement crustal.	387
Tableau 15 : Nombre et pourcentage de RVR concernées par le pergélisol actuel et par l'occurrence de cicatrices se situant 100 m et 200 m plus bas que le pergélisol continu actuel.	405
Tableau 16 : Superficie des RVR identifiées comme ayant un lien possible avec le pergélisol continu actuel.	407
Tableau 17 : Volume estimé des cônes de débris identifié dans les Alpes occidentales.	450

Table des matières

Remerciements	1
Sommaire	3
Introduction générale	5
Les instabilités de versant rocheux : un phénomène encore mal répertorié	5
Les instabilités gravitaires rocheuses de versant : généralités.....	5
Les études à l'échelle d'une chaîne de montagne, d'un bassin versant ou d'un petit massif.....	9
Les études à l'échelle du site	9
Les études à l'échelle des Alpes européennes	10
Les facteurs préparatoires : forçages, causes, mécanismes déclenchants	12
Définitions et terminologie employée	14
Choix de la zone d'étude : les Alpes occidentales	20
Objectifs et organisation de la thèse	24
1^{ère} partie : Cadrage de l'étude, état de l'art	29
Chapitre 1 : Etat des connaissances sur les RVR	32
Introduction	33
1.1 Mécanismes de mouvement et caractérisation des RVR	33
1.1.1 Description des formes typiques des RVR.....	33
1.1.1.1 Les crêtes dédoublées (double-ridge) et les contre-escarpements (antiscarp), origine gravitaire ou tectonique ?	34
1.1.1.2 Les fissures (trenches).....	35
1.1.1.3 Traits caractéristiques des glissements rocheux, les cicatrices d'arrachement (headscarps) et les bourrelets de glissement	36
1.1.1.4 Les dépôts d'éboulement.....	37
1.1.2 Rétrospective des débats sur les mécanismes de mouvement depuis 50 ans	38
1.1.3 Connaissance des mécanismes de mouvement grâce aux modèles 2D et 3D	41
1.2 Les inventaires de glissements, ingrédients d'une analyse de l'évolution des paysages.....	42
1.2.1 Objectifs des inventaires de RVR	43
1.2.2 Méthodes d'investigations pour les inventaires de glissements et l'analyse des paysages	44
1.2.3 Les inventaires nationaux existants (France, Italie, Autriche, Suisse)	47
1.2.4 Limites des inventaires de glissements	50
1.3 Les différentes classes de typologies existantes	50
1.3.1 Typologie synthétique (Varnes, 1978 ; Hungr et al., 2014).....	51
1.3.2 Typologie en contexte de parois abruptes, les fjords scandinaves (Braathen et al. 2004)	52
1.3.3 Typologie basée sur la distance parcourue par la masse glissée (Jarman, 2006)	53
1.3.4 Typologie basée sur les facteurs préparatoires (Martinotti et al. 2011)	55

1.3.5 Synthèse : typologie construite en fonction de l'objet d'étude et de la zone d'étude	56
1.4 Facteurs d'occurrence des RVR selon les facteurs endogènes et exogènes	56
1.4.1 Les facteurs endogènes	57
1.4.1.1 La lithologie : susceptibilité des masses rocheuses à la rupture	57
1.4.1.2 La structure géologique	58
1.4.1.2.1 Joints de stratification et rugosité	58
1.4.1.2.2 Pendage local et plan de glissement	59
1.4.1.2.3 Failles majeures (vision régionale)	62
1.4.1.3 Les séismes	64
1.4.1.4 Les taux de soulèvements crustaux et la contribution du rebond glacio-isostatique	67
1.4.2 Les facteurs exogènes	69
1.4.2.1 Le système de pente et l'orientation	69
1.4.2.2 La décompression post-glaciaire	72
1.4.2.3 RVR et précipitations	76
1.4.2.4 Le paramètre fluvial et le contexte « parafluvial »	79
1.4.2.5 Réponses géomorphologiques des versants à l'évolution du pergélisol	81
1.4.2.6 Les facteurs anthropiques et le changement climatique	83
1.4.3 Combinaison des facteurs	85
1.5 Répartition spatiale, évolution spatio-temporelle des RVR	88
1.5.1 Les RVR en montagne sont-ils rares, ou souffrent-ils d'un déficit de documentation ?	88
1.5.2 Modèle temporel d'évolution des RVR	90
1.6 Conclusion	93

Chapitre 2 : Les Alpes occidentales : leurs conditions géologiques et contraintes

géomorphologiques	97
Introduction	99
2.1 Rappel sur l'orogénèse alpine	99
2.2 Géologie des Alpes	102
2.2.1 Grandes subdivisions structurales des Alpes	103
2.2.2 Les différentes unités géologiques des Alpes occidentales	104
2.2.2.1 Le domaine dauphinois	104
2.2.2.2 Le domaine piémontais	107
2.2.3 La sismicité dans les Alpes	108
2.2.3.1 La sismicité à l'échelle de l'arc alpin, révélatrice de l'activité tectonique de la chaîne	108
2.2.3.2 Description de la sismologie dans les Alpes occidentales	109
2.2.4 Modèle des taux de soulèvement alpin et implication du rebond glacio-isostatique	113
2.3 La pluviométrie dans les Alpes	114
2.3.1 Inventaires pluviométriques disponibles	114
2.3.2 La pluviométrie sur l'arc alpin	115
2.3.3 Particularité des Alpes occidentales	117
2.4 Caractérisation physique des versants alpins	117
2.4.1 Paléogéographie de l'englacement quaternaire	118
2.4.1.1 Description de la paléogéographie würmienne	119

2.4.1.2 Brève histoire de la déglaciation	122
2.4.2 Phénomènes paraglaciaires et formes d'érosion glaciaire	123
2.4.2.1 Concept d'une phase paraglaciale	123
2.4.2.2 Confusion faite entre phénomènes glaciaires et phénomènes de type RVR	125
2.4.2.3 Les formes d'érosion glaciaire	125
2.4.2.3.1 Auges glaciaires et vallées suspendues	126
2.4.2.3.2 Les cirques glaciaires	128
2.4.2.3.3 Les dépôts glaciaires.....	128
2.4.3 Les phénomènes périglaciaires.....	130
2.4.3.1 Le pergélisol.....	130
2.4.3.1.1 Aspects fondamentaux.....	130
2.4.3.1.2 Les réseaux de suivi du pergélisol en France et en Europe	132
2.4.3.2 Les glaciers rocheux	134
2.4.3.2.1 Aspects fondamentaux.....	134
2.4.3.2.2 Distribution spatiale des glaciers rocheux.....	135
2.5 Conclusion : Les Alpes occidentales : une aire d'étude favorable à la recherche sur les RVR	137
2^{ème} partie : Méthodologie de travail et présentation de la base de données.....	140
Chapitre 3 : Outil de travail et construction de la typologie.....	143
Introduction	145
3.1 Choix de la méthode	145
3.2 Le principal outil de travail : Google Earth Pro™	146
3.2.1 Avantage du logiciel	146
3.2.2 Analyse systématique et partition du terrain d'étude en massifs	148
3.2.3 Repérage de RVR sous forêt	148
3.2.4 Précautions à prendre lors de l'investigation.....	151
3.2.4.1 Différentiation entre phénomènes périglaciaires/glaciaires et RVR.....	151
3.2.4.2 Potentielle confusion des formes de déformation de versant avec des formes structurales	152
3.3 Construction de la typologie et types retenus	156
3.3.1 Eboulement/avalanche rocheuse ou EAR (rockfall/rock avalanche).....	156
3.3.2 Glissement rocheux ou GR (rock slide)	157
3.3.3 Glissement-coulée ou GC (earthflow)	159
3.3.4 Déformation gravitaire et complexe de versant rocheux (DGCVR).....	160
3.3.5 Déformation de versant ou DDV (slope deformation).....	161
3.4 Validation de la méthode par la documentation et les prospections de terrain	162
3.4.1 Validation indirecte avec la documentation existante	162
3.4.2 Validation directe par les prospections de terrain	165
3.4.2.1 Eboulement/avalanches rocheuses (EAR)	165
3.4.2.2 Glissement rocheux (GR).....	166
3.4.2.3 Glissement-coulée (GC).....	167
3.4.2.4 Déformation gravitaire et complexe de versant rocheux (DGCVR)	170
3.4.2.5 Déformation de versant (DDV)	170
3.4.3 L'apport de l'étude de Crosta et al. (2013)	171
3.5 Construction d'une base de données	174

3.6 Choix du MNT	175
3.7 Exclusion de sites masqués par l'urbanisation et la végétation	176
Chapitre 4 : Présentation de la base de données	179
4.1 Base de données construites et diversité de densités de RVR selon les massifs	181
4.2 Apport de la base de données par rapport aux inventaires déjà existants.....	184
3^{ème} partie : Analyse spatiale des RVR et interprétation multifactorielle de leur occurrence	187
Introduction	190
Chapitre 5 : Etude des différents facteurs préparatoires de RVR	192
Introduction	194
5.1 Susceptibilité de certaines lithologies aux RVR.....	194
5.1.1 Méthode de cartographie, échelle d'analyse	195
5.1.1.1 Cartographie de la lithologie et présentation de la base de données du BRGM.....	195
5.1.1.2 Trois grilles d'analyses selon trois échelles spatiales	201
5.1.2 Vue d'ensemble des RVR en fonction de la lithologie	201
5.1.2.1 A l'échelle du terrain d'étude.....	201
5.1.2.2 A l'échelle des affleurements lithologiques français (base de données du BRGM).....	205
5.1.2.3 RVR sur roches d'origine magmatique	208
5.1.2.3.1 RVR sur granitoïdes	209
5.1.2.3.2 RVR sur basaltes et gabbros	211
5.1.2.4 RVR sur roches sédimentaires	211
5.1.2.4.1 RVR sur roches sédimentaires chimiques et biochimiques.....	211
5.1.2.4.2 RVR sur roches sédimentaires détritiques	213
5.1.2.5 RVR sur roches métamorphiques	216
5.1.3 Répartition spatiale des RVR à l'échelle des massifs	219
5.1.3.1 RVR dans des massifs à forte présence de roches magmatiques	219
5.1.3.1.1 Le massif de Belledonne	220
5.1.3.1.2 Le massif des Ecrins	223
5.1.3.1.3 Comparaison entre les deux massifs étudiés	226
5.1.3.2 RVR sur massifs à roches sédimentaires dominantes	227
5.1.3.2.1 Le massif du Vercors.....	227
5.1.3.2.2 Le massif des Aiguilles Rouges	230
5.1.3.2.3 le massif du Parpaillon.....	233
5.1.3.2.4 Comparaison entre les trois massifs étudiés	236
5.1.3.3 RVR dans des massifs à roches métamorphiques dominantes.....	236
5.1.3.3.1 Le massif du Queyras.....	237
5.1.3.3.2 Le massif du Beaufortin	240
5.1.3.3.3 Les ophiolites métamorphisées	242
5.1.3.3.4 Comparaisons entre les massifs étudiés	244
5.1.4 Potentiel gravitationnel de rupture pour chaque type d'affleurement rocheux	244
5.1.5 Les « points chauds » de RVR : des aires où tout s'écroule	248
5.1.5.1 Qu'appelle-t-on « point chaud » dans le contexte des RVR ?.....	249
5.1.5.2 Critères morphologiques pour l'identification des points chauds	250

5.1.5.3	Identification des « points chauds » à l'échelle régionale	251
5.1.5.4	Analyse par « points chauds »	254
5.1.5.4.1	Point chaud de Monthey	254
5.1.5.4.2	Point chaud de la klippe des Annes.....	256
5.1.5.4.3	Point chaud du Chenaillet.....	259
5.1.5.4.4	Point chaud du Beaufortin.....	262
5.1.5.4.5	Point chaud de l'Arvan	265
5.1.5.4.6	Point chaud de la Valoirette et de la Neuvache	269
5.1.5.4.7	Point chaud de Vars.....	271
5.1.5.4.8	Point chaud de Suse	274
5.1.5.4.9	Point chaud de Dorons-Beaune	276
5.1.5.5	Coïncidence de la répartition spatiale des points chauds avec certains domaines géologiques.....	278
5.1.6	Conclusion et synthèse.....	281
5.2	Attributs géomorphométriques des RVR.....	282
5.2.1	Distribution des RVR en fonction de l'altitude	283
5.2.1.1	Distribution statistique des altitudes des RVR à l'échelle régionale	283
5.2.1.2	Distribution spatiale des RVR en fonction de leurs altitudes et de leurs dénivelées	288
5.2.1.2.1	Répartition spatiale des types de RVR en fonction de l'altitude	288
5.2.1.2.2	Les dénivelées des RVR.....	290
5.2.2	Superficies et densités des RVR	291
5.2.2.1	Distribution statistique des superficies de RVR	291
5.2.2.1.1	Distribution par type de RVR	291
5.2.2.1.2	Seuils de taille des types de RVR.....	293
5.2.2.1.3	Distribution par massif	295
5.2.2.2	Répartition et variations spatiales des densités de RVR	297
5.2.2.2.1	A l'échelle de l'aire d'étude	297
5.2.2.2.2	Répartition des densités en fonction des types de RVR.....	297
5.2.3	Distribution des RVR en fonction de la valeur de la pente	301
5.2.3.1	Méthodes de calcul.....	301
5.2.3.2	Distribution des pentes et RVR.....	302
5.2.3.2.1	Distribution des pentes selon les types de RVR.....	302
5.2.3.2.3	Valeurs moyennes des pentes des RVR.....	303
5.2.3.3	Analyse par superficie de RVR	305
5.2.3.4	Distribution spatiale des RVR en fonction de leurs pentes	306
5.2.3.4.1	Difficulté d'observer une logique spatiale des RVR à l'échelle régionale	306
5.2.3.4.2	Répartition spatiale en fonction des types de RVR.....	307
5.2.4	Fréquence des RVR et amplitude du relief.....	310
5.2.4.1	Principes de bases et méthodologie.....	310
5.2.4.2	Analyse à l'échelle régionale et locale	311
5.2.4.2.1	Analyse locale à l'aide de trois exemples : le massif des Aiguilles Rouges, du Grand Paradis et du Parpaillon.....	312
5.2.4.2.2	Comparaison entre amplitudes du relief et dénivelées maximales de RVR.....	315
5.2.5	Distribution des RVR en fonction de leur orientation.....	317

5.2.5.1 L'orientation : principes de base et méthode	317
5.2.5.2 Distribution des orientations pour l'ensemble de l'inventaire et selon chaque type de RVR	317
5.2.5.3 Analyse selon les superficies	319
5.2.5.4 Orientation de l'inventaire en fonction de trois catégories de taille de RVR : < 1 km ² , > 1 km ² , et > 10 km ²	319
5.2.5.5 Orientation des RVR en fonction des altitudes	322
5.2.6 Conclusion et synthèse.....	323
5.3 Incidence du paléoenglacement sur la répartition spatiale des RVR.....	323
5.3.1 Méthode de travail.....	324
5.3.2 RVR en zone englacée vs. RVR en zone non englacée	325
5.3.2.1 Analyse statistique selon les cicatrices d'arrachement et les bases de RVR	325
5.3.2.1.1 Analyse statistique des RVR en fonction des cicatrices d'arrachement	325
5.3.2.1.2 Analyse statistique des RVR en fonction des bases de RVR	326
5.3.2.2 Analyse des RVR en fonction des épaisseurs des glaces würmiennes	327
5.3.2.2.1 Analyse statistique	327
5.3.2.2.2 Analyse spatiale des épaisseurs de glace	328
5.3.2.3 Les RVR les plus étendues (> 10 km ²) se localisent majoritairement dans les grandes auges glaciaires	331
5.3.2.4 Particularités des RVR se situant au-dessus des trimlines würmiennes	333
5.3.2.4.1 Les EAR sont plus fréquents au-dessus que dans la zone d'emprise des glaces würmiennes	333
5.3.2.4.2 Les DDV et les facteurs de prédisposition de ces formes dans les zones de crêtes	335
5.3.2.4.3 La relativement petite taille des GR et des DGCVR.....	336
5.3.2.4.4 Particularité du côté padan (Italie)	341
5.3.2.5 Rôle passif de la décompression	343
5.3.3 Analyse des écarts entre ligne de partage des eaux et ligne de partage des glaces	346
5.3.3.1 Identification des brèches glaciaires	346
5.3.3.2 Analyse statistiques des RVR au sein de chaque brèche glaciaire	346
5.3.3.3 Analyse spatiale au sein de chaque brèche glaciaire	348
5.3.4 Conclusion et synthèse.....	350
5.4 Les précipitations.....	351
5.4.1 Choix des données utilisées.....	351
5.4.2 Corrélations entre RVR et précipitations (pluie et neige) à plusieurs niveaux scalaires	353
5.4.2.1 A l'échelle de la zone d'étude	353
5.4.2.2 La relation RVR/nivologie ne fonctionne pas	354
5.4.3 Existe-t-il un lien avec les données pluviométriques corrigées de Gottardi (2009) ?	355
5.4.4 Discussion	358
5.4.4.1 Hypothèse de corrélation entre RVR et régimes pluviométriques	358
5.4.4.2 Comparaison entre densité de DGCVR de certains massifs des Alpes centrales avec les cumuls de précipitations	360

5.4.4.3 Les pluies déclenchaient davantage de glissements superficiels	361
5.4.5 Conclusion et synthèse.....	363
5.5 Sismicité, soulèvement crustal, grandes failles alpines et RVR	364
5.5.1 RVR et sismicité.....	365
5.5.1.1 Localisation des RVR par rapport aux épencentres.....	365
5.5.1.1.1 Données sismiques utilisées et présentation de la base de données...365	
5.5.1.1.2 Analyse à l'échelle régionale.....	367
5.5.1.1.2.1 Analyse selon l'ensemble de l'inventaire sismique	367
5.5.1.1.2.2 Analyse selon les séismes supérieurs à $M_L = 3,5$	369
5.5.1.1.3 Analyse par secteurs d'intérêt ($M_L > 3,5$).....	372
5.5.1.1.3.1 Le secteur de Vallorcine	373
5.5.1.1.3.2 Le secteur des Dorons de Belleville et des Alluès	374
5.5.1.1.4 Discussion : L'apport de la sismicité dans la « fatigue de la roche »	375
5.5.1.2 Localisation des RVR en fonction de la profondeur au foyer des séismes ..	376
5.5.1.2.1 Méthode et analyse des profondeurs des séismes.....	376
5.5.1.2.2 Analyse statistique du lien profondeur/magnitude.....	376
5.5.1.2.3 Analyse à l'échelle régionale.....	377
5.5.1.2.4 Séchilienne : un site activé par des séismes peu profonds ?	379
5.5.1.3 Régime tectonique associé à la sismicité (compression, extension, décrochement).....	382
5.5.2 RVR et intensité du soulèvement crustal	384
5.5.2.1 Coïncidence spatiale entre RVR et soulèvement crustal non-isostatique...385	
5.5.2.2 Corrélation entre RVR et rebond glacio-isostatique	387
5.5.3 Contacts anormaux (failles, fronts de chevauchements) et RVR	389
5.5.3.1 Méthodologie	389
5.5.3.2 Coïncidence spatiale des RVR avec le tracé des failles et chevauchements alpins.....	390
5.5.3.2.1 Relation avec les failles alpines.....	390
5.5.3.2.2 Relation avec les fronts de chevauchement.....	395
5.5.3.2.3 Synthèse de la coïncidence spatiale entre RVR et contacts anormaux	396
5.5.4 Conclusion : un lien faible avec les mouvements crustaux à l'échelle régionale, mais fort dans certains secteurs.....	397
5.6 Susceptibilité des RVR aux processus de l'étage périglaciaire.....	399
5.6.1 Revue bibliographique des scénarios possibles.....	399
5.6.2 Données utilisées et méthode de cartographie	400
5.6.3 Résultats en fonction de l'extension du pergélisol continu actuel et ancien	402
5.6.3.1 Analyse spatiale et statistique de la répartition des RVR à l'échelle de l'aire étudiée.....	402
5.6.3.2 Particularités locales	406
5.6.4 Discussion	407
5.6.4.1 Les zones de RVR impactées par le pergélisol actuel sont de très petites tailles.....	407
5.6.4.2 Expositions des RVR les plus élevées en altitude	408
5.6.4.3 Les EAR, un type de RVR favorisé par la dégradation du pergélisol ?	410
5.6.4.4 Les RVR avec déformations profondes : compatibles avec la dégradation du pergélisol continu holocène et pléistocène.....	412
5.6.5 Confusion possible entre modelés périglaciaires et RVR remaniés par la glace	414

5.6.5.1 Un problème d'identification	414
5.6.5.2 Le cas d'un EAR remanié par la glace : l'exemple du Mont Pelvas (massif du Chambeyron).....	415
5.6.5.3 Dilemme du premier arrivé : l'œuf ou la poule ?	418
5.6.6 Conclusion : un lien RVR-pergélisol ambivalent selon les catégories.....	420
Chapitre 6 : Hiérarchisation et interprétations multifactorielles et multiscalaires des facteurs préparatoires des RVR.....	423
6.1 Hiérarchisation et interprétations à l'échelle des Alpes occidentales	425
6.1.1 Hiérarchisation des facteurs préparatoires.....	425
6.1.2 Hiérarchisation des facteurs par types de RVR	428
6.1.3 Interprétations multifactorielles à l'échelle régionale : un lien étroit entre relief, RVR et lithologie	429
6.1.3.1 Un lien étroit entre relief, RVR et lithologie	429
6.1.3.2 Contribution des RVR à la formation des grandes auges glaciaires	430
6.2 Hiérarchisation et interprétations par massifs et par secteurs	432
6.2.1 Massifs présentant la même hiérarchie qu'à l'échelle régionale.....	432
6.2.2 Le massif des Aiguilles Rouges : moindre importance du facteur lithologique	434
6.2.3 Massifs où le poids du couple paléoenglacement / géomorphométrie est moins important qu'à l'échelle régionale : Bornes, Chambeyron et Dévoluy	435
6.2.4 Massifs où les facteurs du paléoenglacement/géomorphométrie et de la lithologie semblent moins importants qu'à l'échelle régionale : Aravis, Bauges, Chartreuse, Vercors	436
6.2.5 Massifs où les facteurs du soulèvement crustal et des fronts de chevauchement sont plus importants qu'à l'échelle régionale : Beaufortin, Vanoise, Arves-Thabor	437
6.2.6 Massifs où le facteur du soulèvement crustal est plus important qu'à l'échelle régionale : Belledonne, Grandes Rousses, Mont Cenis	438
6.2.7 Massifs où l'influence des fronts de chevauchements est plus importante qu'à l'échelle régionale : Ecrins, Chablais, Parpaillon	439
6.3 Synthèse.....	440
4^{ème} partie : Perspective de valorisation des RVR par une promotion au rang de géomorphosites.....	443
Chapitre 7 : Relais de processus, risque pour les sociétés et RVR singulières : une galerie de géomorphosites remarquables.....	446
7.1 Introduction	448
7.2 Relais de processus méconnus dans l'évolution des RVR	449
7.2.1 Grands cônes de débris issus de RVR catastrophiques : interrogations sur les relais de processus observés.....	449
7.2.1.1 Caractéristiques topographique des cônes de débris étudiés	449
7.2.1.1 DGCVR et cône de débris du col d'Ornon (Isère)	451
7.2.1.2 DGCVR de la Lauzière et le cône de débris de La Chapelle (Savoie)	454
7.2.1.3 Cône de débris de Peisey-Nancroix : un lien avec la DGCVR des Arcs ?	456
7.2.1.4 Le cône de débris de Sééz	461
7.2.1.5 Discussion : rôle de l'eau dans la remobilisation des sédiments, et comparaison avec d'autres cône de débris en relation avec des instabilités de type RVR	465

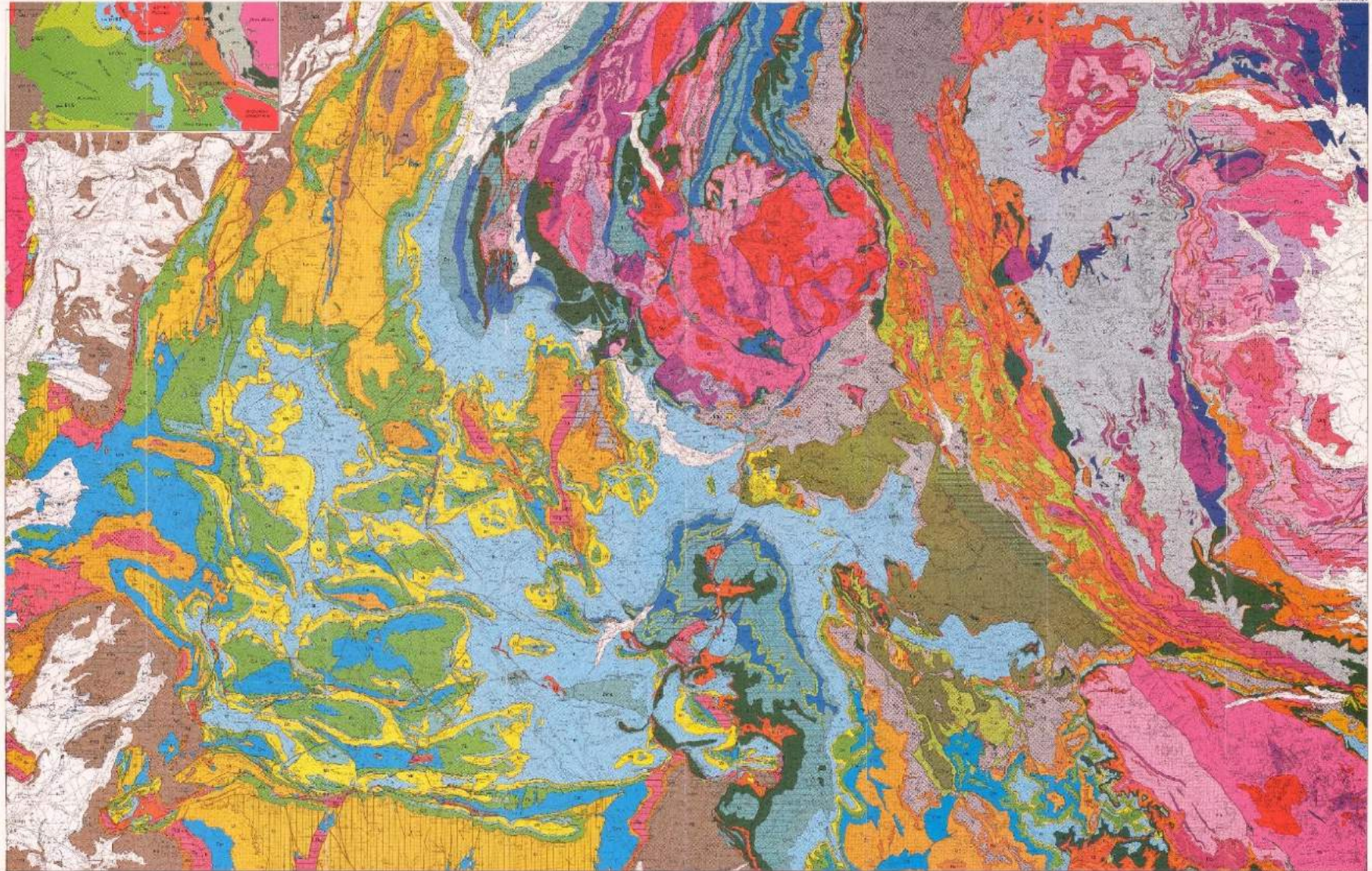
7.2.2 Dépôts de RVR sans zone source : les RVR coupeuses de têtes et coupeuses de crêtes — Exemple du rebord sud du massif de Platé (massif des Aiguilles Rouges) ..	468
7.3 RVR et activités humaines : risque pour les sociétés ?.....	470
7.3.1 Contextualisation du risque lié au RVR dans les Alpes	470
7.3.2 RVR et stations de ski	473
7.3.2.1 Exemple connu hors des Alpes : le glissement d'El Forn (Andorre).....	473
7.3.2.2 Vue régionale pour l'aire étudiée	474
7.3.2.3 Cas des stations implantées sur des RVR et sans risque immédiat.....	476
7.3.2.4 Stations et vallées de montagne avec RVR surincombant à caractère dangereux	479
7.3.2.4.1 L' « épée de Damoclès » au-dessus de Tignes Val Claret	479
7.3.2.4.2 La station d'Argentière et la vallée de Chamonix	482
7.3.3 RVR présentant un risque indirect : formation de barrage par le dépôt — Exemple de la vallée Etroite et de la ville de Bardonecchia (Italie).....	485
7.3.4 Discussion	487
7.3.4.1 Le dilemme actif/passif des RVR dans la perception du risque en montagne	487
7.3.4.2 Faire entrer les RVR dans l'aide à la planification	488
7.4 Une vue didactique des RVR : des exemples pédagogiques à valeur potentielle de géomorphosites	494
7.4.1 Introduction	494
7.4.2 Critères d'éligibilités	494
7.4.3 Exemples de géomorphosites.....	495
7.4.3.1 Les fissures du versant sud-ouest du Mont Mirantin.....	495
7.4.3.2 Les fissures de La Cima di Test (2620 m) (Italie) : formation d'un graben de tête	497
7.4.3.3 La crête bifide du col du Mont-Cenis.....	499
7.4.3.4 Co-occurrence de fissures au sein d'une crête bifide sur la Croix du Berger (Beaufortin).....	500
7.4.3.5 La masse glissée du Mont Bréquin (Vanoise).....	501
7.4.7 Les RVR alpines : éligibles à l'entrée dans la catégorie des géomorphosites	501
7.5 Conclusion et synthèse	503
Conclusion générale.....	507
Grands enseignements.....	507
Perspectives de recherche.....	513
Bibliographie.....	519
Table des figures	551
Table des tableaux	571
Table des matières.....	572
Annexes	582
Annexe 1 : Carte géologique au 1/250 000^e de Gidon (1977) (2 feuilles)	583
Annexe 2 : Extrait de la base de données (format excel)	585

Annexes

EDITIONS DIDIER-RICHARD
BUREAU DE RECHERCHES
GÉOLOGIQUES ET MINÉRIE

CARTE GÉOLOGIQUE SIMPLIFIÉE DES ALPES OCCIDENTALES, DU LÉMAN A DIGNE

FEUILLE SUD
1:250 000
1971



ÉCHILLE: 1/250000

Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales, du Léman à Digne. Échelle: 1:250 000. 1971.

Annexe 2 : Extrait de la base de données (format excel)

Code	Description	Localisation (Pays)	Source bibliographique	Latitude	Longitude	Indice de confiance	Type	Altitudes				Exposition de la RVR	Superficie	Lithologie
								Altitude de la cicatrice	Altitude de la base	Altitude du centroïde	Dénivellation			
1Ai	une niche d'arrachement avec un cône d'éboulis	France	carte géologique	45,941494	6,822483	forte probabilité	EAR	1953	1394	1552	559	NO	0,38	paragneiss
2Ai	de nombreuses fissures sur le versant	France	carte géologique	45,979503	6,906147	forte probabilité	DGCVR	2187	1676	1945	511	SE	2,44	gneiss
3Ai	un contre-escarpement sur le versant	France	carte géologique	45,967314	6,877961	forte probabilité	DDV	2482	2163	2279	319	SE	2,42	gneiss
4Ai	des fissures sur le versant avec des zones d'éboulis	France	carte géologique	45,959372	6,892911	probable	DGCVR	1869	1090	1575	779	SE	2,55	gneiss
5Ai	un gros éboulement	France		46,005958	6,904494	probable	EAR	2424	1993	2283	431	E	0,46	gneiss
6Ai	un glissement rocheux avec une masse rocheuse importante	Suisse	Pedrazzini et al., 2015	46,207089	6,965825	forte probabilité	DGCVR	1936	893	1435	1043	E	16,35	flysch