



La rupture du glacier rocheux du Bérard
(Massif du Parpaillon, Alpes de haute Provence, 04) :
un cas de dégradation du pergélisol de montagne?



Chapitre 1

1. Le pergélisol de montagne : connaissances actuelles sur un phénomène complexe



1.1 Définition

1.1.1 Notions générales

Dans les régions où la température moyenne annuelle de l'air (ou MAAT pour Mean Annual Air Temperature) est négative et où la radiation solaire est assez faible peuvent se former des terrains gelés en permanence, que l'on appelle pergélisol. Ce dernier est communément et simplement défini comme du matériel de sub-surface dont la température ne dépasse jamais 0°C pendant au moins une année (par ex., Haerberli, 1985).

Cette définition peut-être affinée si les différents états thermiques d'un pergélisol sont considérés. En effet, Delaloye (2004) propose de classer le pergélisol en trois catégories :

- pergélisol froid lorsque sa température moyenne annuelle (ou MAPT pour Mean Annual Permafrost Temperature) est très inférieure à 0°C (< -0,5°C) et qu'aucune valeur instantanée n'est égale à 0°C,
- pergélisol tempéré lorsque MAPT est invariablement égale à 0°C, correspondant ainsi au point de fusion,
- pergélisol semi-tempéré lorsque MAPT se situe entre 0°C et -0,5°C ou lorsque des valeurs de 0°C sont enregistrées occasionnellement (le seuil MAPT de 0,5°C a été fixé

1.1.2 Spécificités du pergélisol de montagne

Sous nos latitudes, la présence de pergélisol est observée en montagne, à haute altitude. On parle alors de pergélisol de montagne ou encore de pergélisol alpin. Son existence est possible tant dans de la roche en place non englacée (socle,

arbitrairement et demande à être précisé).

Le pergélisol peut aussi être classé suivant sa surface d'occupation au sol (Harris, 1988), selon trois catégories :

- continu lorsque MAAT est inférieure à -6°C ou -8°C (selon les auteurs) et que sa présence est observée sur plus de 80% de la surface,
- discontinu lorsque MAAT est inférieure à -2°C et que sa présence est comprise entre 30 et 80% de la surface,
- sporadique lorsque MAAT est supérieure à -2°C et que sa présence représente moins de 30% de la surface.

Un pergélisol est donc un phénomène purement thermique. Mais les conditions qui régissent son occurrence sont aussi celles qui peuvent permettre la présence de glace dans le sol, en plus ou moins grande quantité. Cette dernière est, bien plus que l'état thermique, au cœur de l'intérêt scientifique et des questions relatives au pergélisol, telles que la stabilité des terrains et des versants ou encore le stock hydrique parfois méconnu et sous estimé.

parois...) que dans des terrains sédimentaires (éboulis, moraines...) où la quantité de glace présente influence, de par ses propriétés mécaniques et physiques, leur morphologie et leurs dynamiques.

Dans les Alpes, il est communément admis que la limite inférieure du pergélisol discontinu se situe autour de 2400 mètres d'altitude en versant nord, de 2700 mètres en versant sud, (par ex. [Delaloye et al., 2004](#)) et qu'il devient continu au dessus de 3000 mètres. Il ne s'agit que d'une moyenne générale, puisque la distribution

du pergélisol de montagne est complexe et dépend de nombreux facteurs liés à la topographie mouvementée de ce milieu hétérogène, qui ne permettent pas de faire les mêmes généralités que pour le pergélisol des hautes latitudes. Ces facteurs seront détaillés par la suite (§ 1.3).

1.2 Structure interne du pergélisol

La structure interne du pergélisol est fortement liée aux flux de chaleur interne (relativement constant) et externe (variant à toutes les échelles de temps). Elle se caractérise généralement par la présence de trois principales couches (cf. figure 1.1), qui sont, des profondeurs vers la surface :

- des terrains non gelés en profondeur : situés sous la base du pergélisol, ces terrains ne sont pas gelés du fait du flux de chaleur géothermique. La plus grande partie de la chaleur de la Terre est produite par la radioactivité naturelle des roches qui constituent la croûte terrestre : c'est l'énergie nucléaire produite par la désintégration de l'uranium, du thorium et du potassium (www.techno-science.net). Selon les régions, l'augmentation de la température avec la profondeur est plus ou moins forte. Le gradient géothermique varie en moyenne de 3 °C par 100 m, mais peut atteindre jusqu'à 15°C ou même 30°C. Ces terrains non gelés sont sûrement parcourus par des écoulements d'eau;

- une couche de pergélisol : épaisse de quelques décimètres à quelques dizaines de mètres au maximum dans les débris constitutifs du milieu alpin ([Vonder Mühl et Haerberli, 1990](#) ; cités par [Stocker-Mittaz, 2002](#)) mais pouvant atteindre des profondeurs considérables aux hautes latitudes de par sa dépendance aux conditions thermiques de surface, cette couche,

appelée corps du pergélisol, est celle où la température n'excède jamais 0°C. Des taliks, zones non gelées dans lesquelles l'eau circule, peuvent être présents. La limite inférieure interne du pergélisol, appelée base, correspond à la zone où le sol est à l'isotherme 0°C. La situation de cette base est fonction de l'épaisseur du pergélisol, de la température moyenne annuelle du sol en surface (ou MAGST pour Mean Annual Ground Surface Temperature) et du flux de chaleur géothermique. La limite supérieure, appelée sommet ou toit (*permafrost table* en anglais) et surmontée par la couche active, réagit de manière sensible aux variations saisonnières. La principale variation de température est causée par le cycle annuel de la radiation solaire. Cette variation introduit des ondes de températures qui se propagent vers les profondeurs. Avec la profondeur qui s'élève, l'amplitude diminue et une phase de décalage peut être observée. La profondeur de l'amplitude thermique annuelle nulle dans le sol (ou ZAA pour Zero Annual Amplitude) est la profondeur à laquelle les fluctuations des températures annuelles ne dépassent pas 0,1°C ([Stocker-Mittaz, 2002](#)). Ainsi, en dessous de la zone appelée MAGDT sur la figure 1.1, seul le flux géothermique a une influence sur la température, l'effet des conditions atmosphériques ne se faisant quasiment plus ressentir ;

- une couche active, comprise entre le sommet (ou toit) du pergélisol et l'atmosphère : d'une épaisseur variant globalement entre 0 et 5 mètres (voire une petite dizaine de mètres selon les cas) suivant les conditions thermiques estivales, cette couche active est le lieu de nombreux processus périglaciaires tels que la solifluxion, la formation de terrassettes... et donc de manière générale de la mobilisation de matériaux car elle est affectée par les cycles gel/dégel saisonniers. Elle répond de manière plus rapide aux variations saisonnières du climat par rapport aux couches plus profondes, du fait de son contact direct avec l'atmosphère. Enfin, du point de vue dynamique, un pergélisol est dit actif si

la couche active gèle entièrement pendant l'hiver.

La répartition du pergélisol et sa structure interne dépendent d'échanges d'énergie complexes entre les couches situées à faible profondeur et l'atmosphère, et, sûrement dans une bien moindre mesure, entre les terrains non gelés et sa base. Les processus de conduction de chaleur dans le sol et l'importante quantité de chaleur latente libérée lors des processus de congélation et de fonte peuvent ralentir la mise en place ou la disparition du pergélisol (Delaloye *et al*, 2004). Ces échanges d'énergie sont contrôlés par de nombreux facteurs qu'il est nécessaire de détailler.

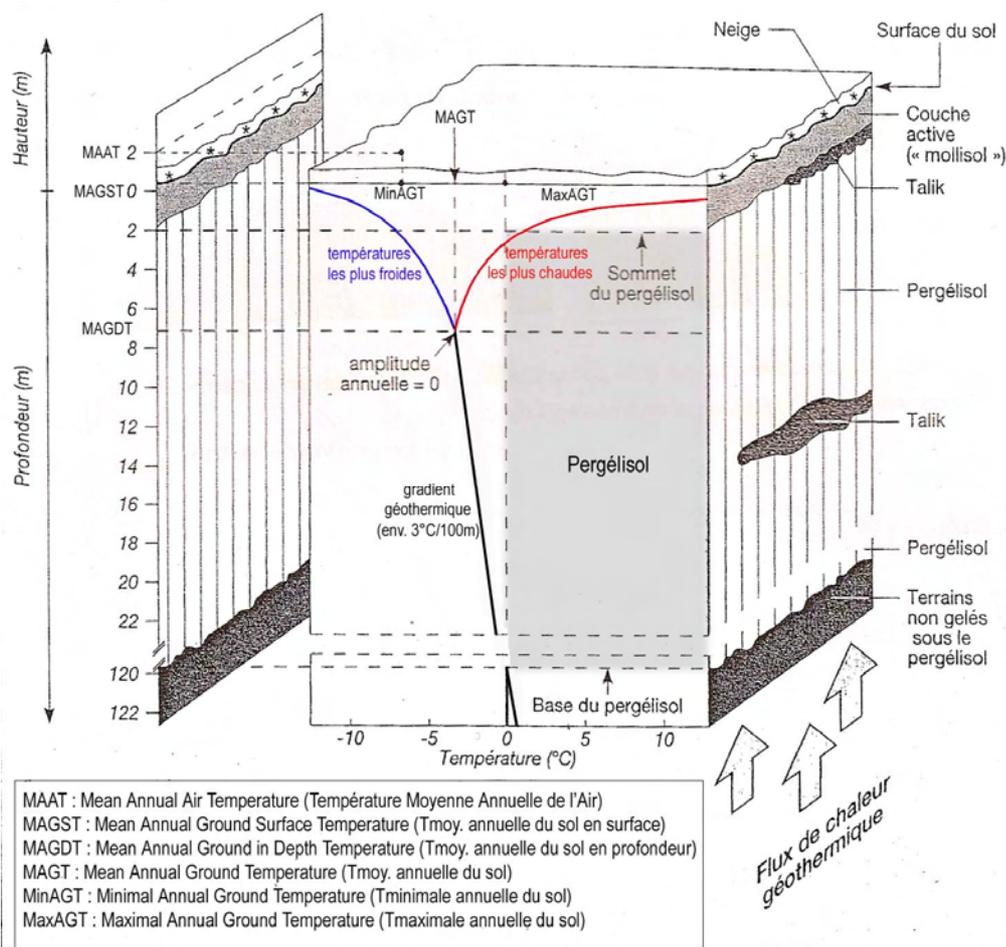
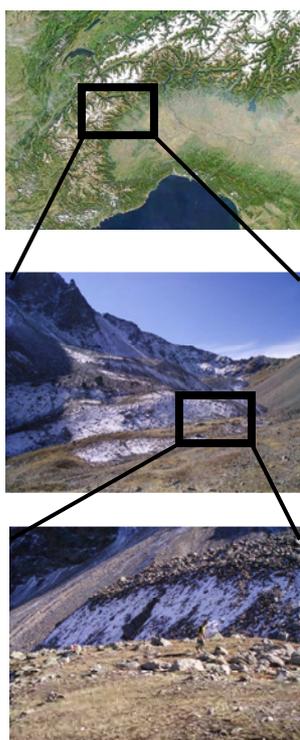


Figure 1.1 : structure interne typique (théorique) et caractéristiques thermiques d'un pergélisol (modifié, d'après Koster, 1994, p.131, tiré d'un polycopié du cours de licence 3 « Géosystèmes de montagne »)

1.3 Facteurs contrôlant la présence de pergélisol

Comme nous l'avons vu, le pergélisol *stricto sensu* est simplement défini par son état thermique et sa répartition dépend d'échanges d'énergies. Ces derniers sont contrôlés par la nature du substrat, l'exposition, l'ensoleillement, la température de l'air ou encore la durée et l'épaisseur de l'enneigement (Haeberli, 1990, cité par Lambiel, 2006), ce qui fait apparaître un jeu complexe d'échelles imbriquées, lié à la topographie mouvementée du milieu alpin.

Gruber (2005) a d'ailleurs proposé un modèle facilitant la compréhension de ce jeu d'échelles, dans lequel il fait apparaître trois échelles (cf. figure 1.2) : *régionale* dans laquelle s'insère le facteur climat, *locale* où le rayonnement solaire rentre en considération puisqu'il dépend de la topographie et *échelle de l'objet* où ce sont les caractéristiques de l'enneigement et de la couche active qui ont principalement un rôle sur les échanges d'énergie, et par conséquent la présence ou non de pergélisol.



Climat (échelle régionale)

Les caractéristiques des températures de l'air, des précipitations, de la radiation...sont influencées par la circulation atmosphérique et par des phénomènes régionaux comme les effets de l'orographie sur les précipitations ou encore la nébulosité.

Topographie (échelle locale)

Le champ synoptique est modifié par la topographie à travers l'influence de l'élévation des températures de l'air et des radiations appelées grandes ondes, la redistribution de la neige par les avalanches, la complexité des directions de vent, le rayonnement solaire...

Sol (échelle de l'objet)

A l'échelle du sol, les transferts souvent complexes d'énergies dans le manteau neigeux et dans la couche active déterminent grandement la température en profondeur.

Figure 1.2 : hiérarchie des domaines relatant les facteurs et les processus qui influencent la température de sub-surface dans les montagnes froides (modifié, d'après Gruber, 2005).

1.3.1 Echelle régionale

Le facteur principal qui conditionne la température d'un sol est bien évidemment la température de l'air, et plus particulièrement la fréquence, la durée et l'intensité des températures négatives. Principalement fonction de la latitude, de l'altitude et des circulations d'air

1.3.2 Echelle locale

A l'échelle locale, la topographie (exposition du versant, déclivité de la pente...) est le facteur principal de la répartition du pergélisol puisqu'il conditionne, avec des facteurs climatiques tels que la nébulosité ou l'humidité de l'air, le rayonnement solaire qui arrive au sol.

1.3.3 Echelle de l'objet

A l'échelle de l'objet, ce sont les transferts complexes (et difficiles à mesurer) d'énergies dans le manteau neigeux, dans la couche de débris (par ex. surface de glacier rocheux) ou dans les versants qui déterminent fortement la température en profondeur. Le type de

atmosphérique, la température moyenne annuelle de l'air est donc le facteur qui contrôle la présence du pergélisol à l'échelle régionale (des Alpes dans notre cas). Puisque MAAT varie en fonction du temps, l'altitude a un rôle important dans la répartition du pergélisol.

Ce dernier, ainsi que MAAT qui est également contrôlée par la topographie, constituent des facteurs topoclimatiques qui sont facilement mesurables et intégrés dans les modèles de simulation du pergélisol (Keller, 1992, Hoelzle, 1994 ; cités par Lambiel, 2006).

surface a une grande influence sur ces flux d'énergies, qui se font de manière totalement différente selon si on est en présence d'un versant rocheux ou d'une couverture de débris sub-horizontales (cf. figure 1.3).

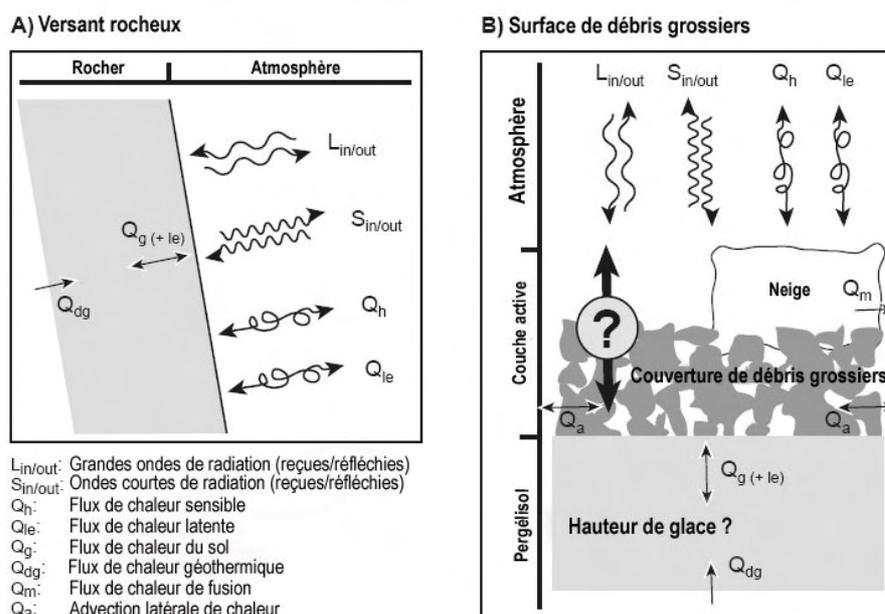


Figure 1.3 : flux d'énergies à la surface de versants rocheux verticaux, et à la surface et dessous une couche de débris grossiers (modifié, d'après Gruber, 2005).

La figure 1.3 illustre les principaux processus d'échanges thermiques existant entre le sol et l'atmosphère, processus qui influencent la température du sol à la surface et qui sont ainsi les composantes de son bilan énergétique. Celui-ci suit la loi de conservation de l'énergie : les pertes et les gains d'un système s'équilibrent. La température du sol dépend du rayonnement net (Q^* , en $W.m^{-2}$). Il constitue la quantité d'énergie radiative disponible à la surface terrestre et s'obtient par l'équation du bilan radiatif, qui fait intervenir l'albédo, les rayonnements solaires incidents de petite et de grande longueur d'ondes (représenté par $L_{in/out}$ et $S_{in/out}$ sur la figure), l'émissivité de la surface ou encore la température radiative de la surface. Cette quantité d'énergie radiative peut être transformée par les divers mécanismes physiques ou biologiques de la surface (Bonn et Rochon, cité sur <http://archimede.bibl.ulaval.ca>). Ainsi, il sert à réchauffer le sol par conduction, à l'évaporation de l'eau ou encore à la modification de l'atmosphère par convection. C'est pourquoi le bilan énergétique s'écrit généralement :

$$Q^* = Q_H + Q_{LE} + Q_G$$

ou Q_H représente la chaleur sensible, c'est-à-dire le flux de chaleur correspondant au transfert de chaleur par convection (déplacement de l'air entre la surface et les basses couches de l'atmosphère, du plus chaud vers le plus

froid) entre la surface et l'air, rôle essentiellement joué par les vents,

Q_{LE} représente la chaleur latente, c'est-à-dire la chaleur mise en jeu lors des changements de phase de l'eau, sans qu'il ne se produise de modification de température (par exemple, la fonte utilise de la chaleur et refroidit par conséquent le milieu),

Q_G représente la chaleur transmise dans le sol par conduction, c'est-à-dire par transmission de chaleur dans un corps ou entre des corps en contact par l'action moléculaire, sans déplacement de matière.

Dans le cas d'un versant rocheux vertical, l'échange thermique s'opère directement entre l'atmosphère et le rocher. Par contre, dans le cas d'une surface de blocs sub-horizontale, les flux d'énergies doivent transiter par la couche de blocs, et par la neige en hiver.

Ainsi, la neige, la couche active et la surface du sol ont un rôle de filtre sur le flux d'énergie (Delaloye, 2004) et induisent par conséquent des décalages thermiques (thermal offset) plus ou moins important entre la température du toit du pergélisol et MAAT (Gruber, 2003, cité par Delaloye, 2004), comme le suggère la figure 1.4.

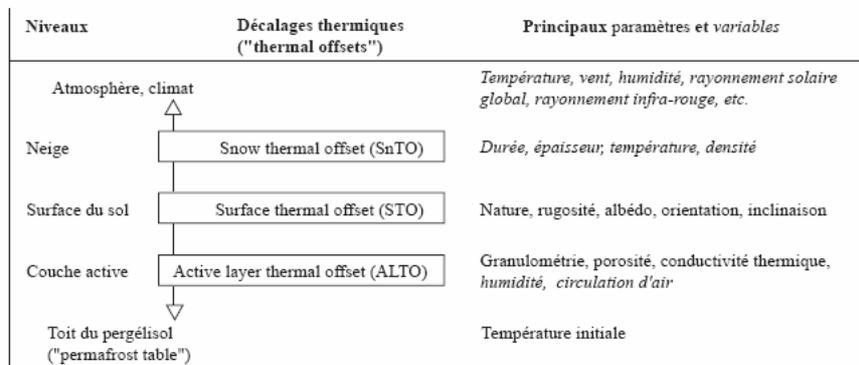


Figure 1.4 : relation (simplifiée) entre atmosphère et toit du pergélisol : principaux paramètres et variables du bilan d'énergie et sources possible de décalage thermique (Delaloye, 2004).

La première source de décalage thermique montrée par la figure 1.4 est la neige (Snow Thermal Offset, SnTO). Il est bien connu que celle-ci possède une faible conductivité thermique, isolant par conséquent le sol des conditions atmosphériques. La durée de l'enneigement, la mise en place, l'épaisseur et la densité du manteau neigeux sont les facteurs essentiels à considérer (Lambiel, 2006). Ainsi, la mise en place d'un manteau neigeux tôt dans la saison réduira fortement la perte de chaleur emmagasinée dans le sol. La neige peut contribuer à modifier de quelques (dixièmes de) degrés la différence de température moyenne annuelle entre la surface du sol et l'air (Delaloye, 2004).

La deuxième source de décalage thermique est liée aux caractéristiques de la surface du terrain (Surface Thermal Offset, STO). Les paramètres topographiques tels que l'orientation, l'inclinaison, le relief...et les paramètres de la surface du sol (albédo, émissivité...) se combinent et conditionnent les échanges d'énergies entre l'atmosphère et la surface, donnant lieu à des différenciations spatiales pouvant atteindre plusieurs degrés (Gruber *et al.*, 2003, cité par Delaloye, 2004). Il est important de noter qu'en présence d'une couche de neige, ces facteurs perdent une grande partie de leur influence sur les échanges d'énergie entre le sol et l'atmosphère et sont remplacé par ceux dépendant du manteau neigeux.

1.3.4 Distribution typique et atypique du pergélisol

Tous les échanges d'énergie précédemment évoqués influent sur la répartition du pergélisol. En combinant tous ces paramètres, il est possible d'obtenir un bilan d'énergie qui sera favorable ou défavorable à la présence de pergélisol. En fonction de ce dernier,

La dernière source de décalage thermique est dépendante de la composition et des caractéristiques (comme la porosité, l'humidité ou encore la conductivité thermique...) de la couche active (Active Layer Thermal Offset, ALTO). La couche active constitutive des glaciers rocheux ou des éboulis est généralement constituée de blocs de tailles variables et de vides où l'air peut facilement circuler. Par contre, la proportion de vide se réduit avec la profondeur tandis que celle en matériaux fins et en eau augmente, complexifiant le transfert d'énergie entre la surface du sol et le toit du pergélisol, comme le montre Gruber (2005) dans la figure 1.3. Une des caractéristiques possédant un rôle important dans le décalage thermique est la conductivité thermique d'un sol. En effet, la surface et les matériaux qui la constituent possèdent des conductivités thermiques différentes, qui ont une grande influence sur l'évolution de la température du sol selon la profondeur. Il en résulte deux caractéristiques fondamentales : un décalage des pics de températures dans le temps d'autant plus marqué que la profondeur est grande, et une atténuation de l'amplitude des variations avec la profondeur en lien avec la consommation de chaleur par le sol pour se réchauffer, autrement dit sa capacité calorifique (par ex. Bodin, 2007).

Delaloye (2004) propose de parler de distribution typique et atypique du pergélisol. La première découle d'un bilan d'énergie constitué de composantes dites verticales qui sont les facteurs climatique (MAAT), topographiques (rayonnement solaire) et les échanges thermiques entre la

surface du sol et l'atmosphère (convection, conduction), (Lambiel, 2006). Ainsi, une distribution typique de pergélisol se retrouvera de manière de plus en plus sûre lorsque l'altitude augmente et le rayonnement solaire diminue.

Une distribution de pergélisol atypique correspond à l'existence d'un pergélisol malgré un bilan d'énergie vertical défavorable. L'existence d'échanges thermiques advectifs a effectivement été montrée (simulations PERMEBAL, Mittaz

et al., cités par Lambiel, 2006). Ce mécanisme d'advection conduit à des anomalies thermiques positives ou négatives. On peut parler de distribution atypique dans les cas de présence de pergélisol largement en dessous de la limite inférieure du pergélisol alpin, comme c'est le cas pour les éboulis froids (Delaloye et Reynard, 2001, Gude *et al.*, 2003, cités par Lambiel, 2006) que l'on peut rencontrer jusqu'à 1000 mètres en dessous de la limite inférieure du pergélisol.

1.4 Réactions du pergélisol face aux variations climatiques

En Europe, des efforts importants ont été réalisés ces trente dernières années pour améliorer les connaissances sur le pergélisol de montagne, et plus particulièrement en Suisse, qui possède les plus longues séries de mesures (notamment le forage de Murtèl-Corvatsch). Plus récemment, deux programmes de monitoring ont été mis en œuvre : il s'agit des programmes *Permafrost and Climate in Europe* (PACE, Harris *et al.*, 2001a et b ; 2003) et *Permafrost in Switzerland* (PERMOS, Vonder Mühll *et al.*, 2004). Ces programmes ont permis l'obtention de résultats intéressants concernant les réactions du pergélisol face aux variations climatiques et même au changement climatique actuel.

La figure 1.5 présente la plus longue série de mesures effectuées dans le forage de Murtèl-Corvatsch (Suisse, 46°26'N – 9°49'E, 2670m), profond de 58 mètres, percé dans des débris riches en glace et

fluant très doucement, ainsi que les hauteurs de neige en décembre et janvier.

Les données de températures du pergélisol à différentes profondeurs illustrent clairement le fonctionnement du pergélisol et les sources de décalages thermiques (cf. § 1.3.3 et figure 1.4). En effet, à 20 mètres de profondeur, les oscillations saisonnières sont largement atténuées et décalées dans le temps. A 11 mètres de profondeur, l'évolution interannuelle du manteau neigeux influence fortement l'état thermique du pergélisol (courbe bleu clair), illustrant parfaitement le décalage SnTO.

L'enregistrement de ces températures pendant une période de quinze ans a aussi permis d'extraire une tendance au réchauffement en profondeur (courbe bleu foncé) et révèle qu'à 19,5m, la température s'est élevée de 0,4°C (Vonder Mühll *et al.*, 1998, Haeberli *et al.*, 1988, Vonder Mühll, 2001 ; dans PERMOS, 2004).

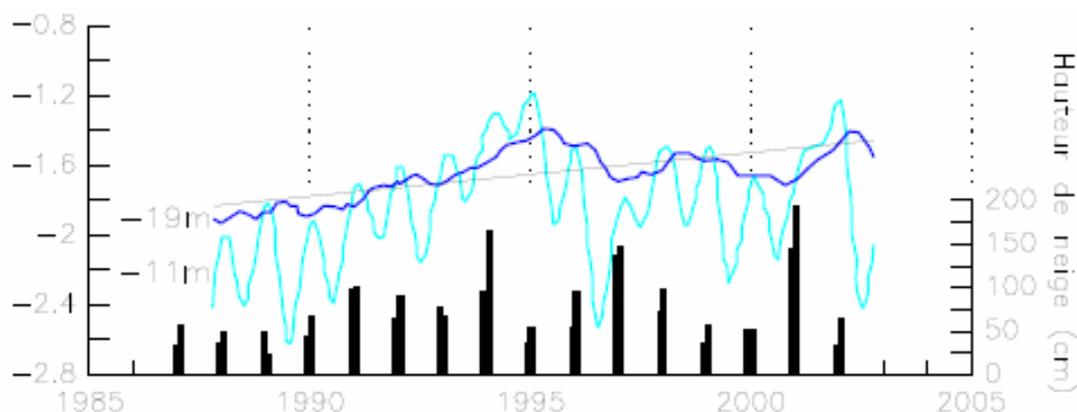


Figure 1.5 : les températures du pergélisol à 11,6m et 19,5m de profondeur, Murtèl-Corvatsch (Engadin, Alpes Suisses), de 1987 à 2002 (modifié, d'après Harris et al., 2001).

La figure 1.6 synthétise les calculs d'anomalies thermiques révélées par des sondages profond (jusqu'à 100m). En étudiant les gradients thermiques proches de la surface (donc influencés par le climat actuel) et les gradients thermiques plus profonds (influencés par des tendances plus longues et donc marqués par le Petit Age Glaciaire), le réchauffement de ces cent dernières années a pu être calculé. Cette tendance est difficilement lisible

dans les mesures de surface ou de proche surface et c'est pour cela que les études ont été effectuées en profondeur. Ainsi, selon les sites, le réchauffement du pergélisol varie entre 0.5°C (Stockhorn, Suisse ; Juvvasshoe, Norvège) et 1°C (Janssonhaugen, Svalbard), résultats qui correspondent à la moyenne établie par l'IPCC (2007) concernant la température de l'air (pour rappel 0.8° durant le 20^e siècle).

PACE borehole site	Thermal gradient between 30 and 20 m depth (°C m ⁻¹)	Thermal gradient between 100 and 70 m depth (°C m ⁻¹)	Temperature deviation at 20 m depth from the projected geothermal gradient between 100 and 70 m (°C)	Temperature deviation at 40 m depth from the projected geothermal gradient between 100 and 70 m (°C)	Mean surface temperature extrapolated from the geothermal gradient between 70 and 100 m (°C)	Mean surface temperature extrapolated from the geothermal gradient between 30 and 20 m (°C)	Apparent secular warming trend (difference) (°C)
Janssonhaugen, Svalbard	0.017	0.036	0.51	0.21	- 7.4	- 6.4	+1.0
Tarfalaryggen, Sweden	- 0.004	0.011	0.35	0.15	- 3.8	- 3.2	+0.6
Juvvasshoe, Norway	- 0.0015	0.009	0.29	0.12	- 3.5	- 3.0	+0.5
Schilthorn, Switzerland	- 0.0055	0.0046	0.40	0.13	- 1.0	- 0.2	+0.8
Stockhorn, Switzerland	0.0045	0.0183	0.10	- 0.07	- 3.1	- 2.6	+0.5
Stelvio, Italy	0.0065	0.011	0.34	0.13	- 2.2	- 1.5	+0.7

Figure 1.6 : gradients géothermiques observés pour les profondeurs de 100 à 70m et de 30 à 20m dans les forages du programme PACE, anomalies de températures pour les gradients projetés entre 100 et 70m, et la température moyenne de la surface indiquées par la projection des gradients thermiques aux profondeurs de 100-70m et 30-20m (Harris et al, 2003).

Le programme PACE a permis d'acquérir de nombreuses connaissances sur le fonctionnement du pergélisol, et ce pour l'ensemble des forages du programme. Ainsi, pour le forage de Janssonhaugen (Svalbard), les cinq années de mesures (1998-2003) ont montré que le pergélisol s'est réchauffé de façon significative. En effet, à quinze mètres de profondeur, il s'est réchauffé de 0.6°C et de 0.4°C à 20m (Isaksen *et al.*, 2003). De manière générale, le pergélisol, à l'échelle des montagnes européennes, s'est réchauffé de 0.5°C à 0.8°C selon les endroits, sur les dix premiers mètres de profondeurs durant les dernières décennies (Harris *et al.* 2003, cf. figure 1.7).

Les relations entre le pergélisol et les conditions climatiques (essentiellement température et enneigement) sont évidentes mais complexes : lorsque les paramètres climatiques varient (aussi bien quotidiennement qu'à l'échelle d'un siècle), le pergélisol évolue lui aussi. La réponse thermique n'est cependant pas immédiate, et est même d'autant plus longue que le pergélisol est profond (Haeberli *et al.*, cité par Delaloye, 2004). De plus, par la diversité des facteurs intervenant dans l'occurrence et/ou le maintien d'un pergélisol (manteau neigeux, nature du sol, retrait glaciaire...), cette réponse thermique n'est pas linéaire.

Les variations climatiques ont donc une action significative sur le pergélisol qui sert ainsi d'indicateur climatique, tout comme peuvent l'être les glaciers, mais sur une échelle de temps plus longue. Il a été établi qu'une augmentation des températures de surface entraîne des réponses du pergélisol à trois échelles de temps et de profondeurs différentes (Haeberli *et al.*, 1993 ; Haeberli et Beniston, 1998, cité par Harris *et al.*, 2003) :

- réchauffement et approfondissement de la couche active, et ce à l'échelle de quelques années, qui s'accompagne de tassements et de coulées boueuses (Kunz, 1998) ;
- développement d'un profil de température perturbé en profondeur, à l'échelle de quelques années ou décennies : si la température de surface se réchauffe, le surplus de chaleur se diffuse petit à petit en profondeur ce qui donne un profil thermique dit incurvé, comme le montrent les forages effectués dans le cadre du projet PACE (Harris *et al.*, 2003) dans la figure 1.7 ;
- amincissement du pergélisol causé par la fonte de la base en raison du flux géothermique, à l'échelle de quelques décennies, siècles, voire millénaires.

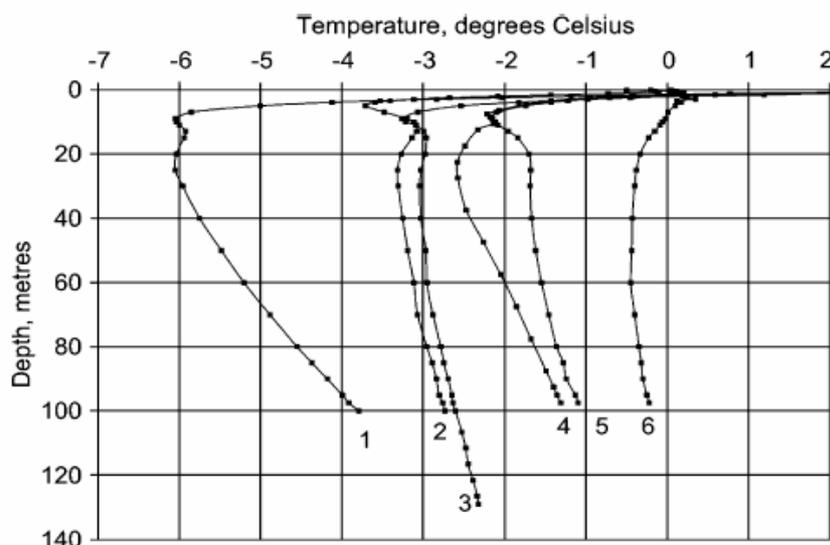


Figure 1.7 : profils géothermiques perturbés mesurés dans les forages du programme PACE: (1) Janssonhaugen, Svalbard, Août 2001; (2) Tarfalaryggen, Suède, Juin 2000; (3) Juvvasshøe, Norvège, Août 2001; (4) Stockhorn, Suisse, Janvier 2001; (5) Stelvio Pass, Italie, Juillet 2000; (6) Schilthorn, Suisse, Janvier 2001 (Harris et al., 2003).

Le pergélisol joue un rôle important dans la stabilité des versants et des parois en grande partie grâce à la glace qui sert de ciment entre les matériaux. Les réponses du pergélisol aux variations climatiques amènent à se demander si sa dégradation augmente la probabilité d'occurrence et

l'intensité d'événements pouvant avoir des impacts sur les activités humaines dans les régions de montagnes soumises au gel permanent, liés aux modifications sensibles du fonctionnement de ces environnements. Cette question est développée dans le paragraphe suivant.

1.5 Aléas associés à la dégradation du pergélisol

Le processus de dégradation du pergélisol ne constitue pas un risque en lui-même, mais il pourrait jouer un rôle significatif dans la recrudescence de phénomènes gravitaires, périglaciaires et torrentiels, du fait de la perte du rôle cohésif de la glace. De nombreux auteurs insistent sur le fait que les risques induits sont probables, et qu'il ne s'agit que de projections dans un futur proche, même si les événements en lien avec la dégradation du pergélisol semblent être en recrudescence ces dernières années. Beaucoup d'incertitudes demeurent donc sur le prolongement des tendances.

Basé sur une typologie des processus résultant de la dégradation du pergélisol de montagne (cf. figure 1.8, Harris et al., 2001), quatre phénomènes pouvant constituer des risques certains pour les populations et les aménagements ont été identifiés : la subsidence des dépôts détritiques sur des terrains à faible pente, l'augmentation de la fréquence des différents processus gravitaires affectant les parois rocheuses de haute altitude, la déstabilisation des dépôts détritiques gelés situés sur des pentes assez fortes et l'augmentation de la fréquence des laves torrentielles et des coulées boueuses.

Slope class (degrees)	Bedrock			Sediment	
	Non-competent lithologies (shales, soft mudstones etc.)	Competent well-jointed lithologies	Competent massive lithologies	Fine-grained (silts, clays, some tills)	Coarse-grained (scree, gravels, sands)
>75	Rock fall	Rock fall	Occasional rock fall	—	—
30–74	Debris flows and landslides (including deep-seated failures)	Rockslides, debris flows	—	Debris flows	Debris flows
15–29	Landslides, thaw subsidence	Rockslides	—	Landslide/mudflow	Accelerated permafrost creep (rock glaciers)
<15	Thaw settlement	—	—	Thaw subsidence, solifluction, mudslides on steeper slopes	Accelerated permafrost creep
0	Thaw settlement	—	—	Thaw settlement	—

Figure 1.8 : tableau des aléas potentiellement liés à la dégradation du pergélisol (Harris et al., 2001b)

1.5.1 La subsidence des dépôts détritiques sur des terrains à faible pente

Si la couche active s'épaissit, la place occupée par la glace dans le sol (lentilles de glace ou couche de glace massive) sera laissée libre provoquant des tassements internes et un affaissement de la surface (Lambiel et Delaloye, 2004). Cependant, ce phénomène représente plus un défi pour les installations touristiques (Hof et al., date inconnue) qu'un risque direct pour les populations, étant donné que les infrastructures construites sur du pergélisol sont assez rares dans les Alpes. Quelques cas de subsidence ont été relevés, surtout en Suisse. Dans la station de Grächen (Alpes Suisses), la station centrale d'un télésiège, construite en 1997, a commencé à se fissurer un an plus tard. Des forages ont montré la présence de pergélisol, avec une couche active d'une vingtaine de

mètres environ. Les déformations verticales et horizontales ont atteintes de fortes valeurs entre 2002 et 2003. La station centrale du télésiège a dû être reconstruite en utilisant de nouvelles techniques. La solution apportée a été de faire reposer la structure de la station sur des pompes hydrauliques, qui amortissent ainsi les variations du sol (Philipps et al., 2006). Deux autres cas peuvent être cités : celui du Gornergrat Kulmhotel (Zermatt, Alpes Suisses) où l'une de ses tours s'est affaissée à cause de la dégradation du pergélisol (Hof et al., date inconnue) et celui des 2 Alpes (Isère, France) où une gare d'arrivée de télésiège s'enfonçait de quelques centimètres par an.

1.5.2 L'augmentation de la fréquence des différents processus gravitaires affectant les parois rocheuses de haute altitude

Les parois rocheuses de la haute montagne sont affectées par de nombreux processus à des échelles très différentes : de la chute de cailloux individuels centimétrique à l'écroulement (détachement, dans un massif rocheux, d'un grand volume de roches, volume supérieur à un million de mètres cubes) en passant par les éboulements (même phénomène, mais volume inférieur à un millions de mètres cubes). Ces événements sont contrôlés par la gravité, mais aussi par la présence d'eau dans les fissures ou encore par les cycles gel/dégel. Concernant les chutes de blocs, si le réchauffement climatique se poursuit et que l'isotherme remonte en altitude, une possible augmentation est à prévoir à des altitudes plus élevées, ne menaçant pas directement les villes et villages situés dans les fonds de vallées (Stoffel et Monbaron., 2000). Par contre, concernant les chutes en masse (éboulements et écroulements), leur nombre va très probablement augmenter, engendrant une augmentation des risques pour les populations alpines. En effet, ces processus ne sont ni annuels, ni saisonniers, et contrôlés par trois principaux facteurs dont le rythme est très variable et qui peuvent se combiner (Ravanel et Deline, 2006) :

- décompression des versants des cirques et vallées glaciaires (après le retrait des glaciers lors de la dernière glaciation (Würm),

- sismicité,

- modifications du pergélisol dans les parois rocheuses sous l'influence des changements climatiques qui se sont produits depuis la fin de cette glaciation (12 000 ans BP). Ainsi, avec le réchauffement actuel, la glace contenue

dans les joints des parois gelées en permanence (jusque là) se transformerait en eau, perdant ainsi son rôle de ciment et augmentant la pression de l'eau dans les fissures (pression d'écoulement) (Haeberli et al., 1997, cité par Gruber et al., 2004).

L'été caniculaire de l'année 2003 (à l'échelle de l'Europe) a permis d'observer une activité exceptionnelle de ces processus gravitaires, plus spécialement à haute altitude et sur les versants exposés au Nord (Keller, 2003, cité par Gruber et al., 2004). En l'absence de fortes précipitations et d'autres effets pouvant agir sur la stabilité des pentes et des versants, la dégradation du pergélisol dans ces conditions climatiques extrêmes a été très fortement suspecté d'être la cause du déclenchement des nombreux éboulements et écroulements observés durant cette année. Cela l'a d'autant plus été que les parois gelées réagissent beaucoup plus vite au réchauffement que les pentes couvertes de débris gelés du fait de l'absence d'une couche bloquante constituée de débris, d'air, d'eau et de glace (Harris, 1996 ; Harris et al., 1998 ; Hoelzle et al., 2001, cités par Gruber et al., 2004). L'année 2003 semble ainsi constituer une preuve et un scénario prématuré de ce qu'il peut se passer si les températures continuent à augmenter. Scénario qui semble d'ores et déjà se jouer si l'on considère la figure 1.9 (même s'il faut se méfier de ce genre de tableau du fait des données lacunaires au plus l'on s'éloigne dans le temps) qui nous indique que la moitié des évènements relatés se sont produits durant ces vingt dernières années. Reste à mettre en place des modèles de suivi et d'évolution du pergélisol, ce qui est actuellement en cours (méthodes de quantification des volumes écroulés et de modélisation de la structure actuel de la paroi par scannerisation laser

par exemple (Ravanel et Deline, 2006) ou encore l'installation de data loggers répartis dans les parois à des altitudes et

des orientations différentes (Gruber et al., 2004).

n.	Name	Date	Altitude m a.s.l.	Aspect	Volume 10 ⁶ . m ³	H m	L m	H/L	Gl.	Reference
1	Triolet (I)	1717	3600	E	16-20	1860	7200	0.26	*	Porter & Orombelli 1980
2	Fletschhorn (CH)	1901	3615	NE	0.8	2115	5500	0.38	*	Coaz 1910
3	Brenva I (I)	1920	4200	E	2-3	2750	5000	0.55	*	Deline 2001
4	Felik (I)	1936	3585	SW	0.2	1250	3000	0.42	*	Dutto & Mortara 1991
5	Jungfrau (CH)	1937	3800	SE	0.15	435	1200	0.36	*	Alean 1984, Wegmann 1998
6	Matterhorn (I)	1943	4150	SE	0.24	1000	850	1.18		Vanni 1943
7	Miage I (I)	1945	3050	NE	0.3	730	1700	0.43	*	Deline 2002
8	Becca di Luseney (I)	1952	3150	SW	1	1650	3800	0.43	*	Dutto & Mortara 1991
9	Druesberg (CH)	1987	2100	NW	0.07	300	700	0.43		Wegmann 1995
10	Val Pola (I)	1987	2360	NE	33-35	1250	3470	0.36		Dramis et al. 1995
11	Tschierva (CH)	1988	3280	SW	0.3	550	1000	0.55	*	Schweizer 1990
12	Piz Serscen (CH)	1988	3750	SE	?	500	1250	0.40	*	M. Spillmann, Geotest (pers. comm.)
13	Randa (CH)	1991	2300	SE	30	1020	1400	0.73		Schindler et al. 1993
14	Miage II (I)	1991	3000	NW	0.3	550	1100	0.50	*	Deline 2002
15	Zuetribistock (CH)	1996	2250	E	1.1	900	1250	0.72		Keller 1996, Kobel 1996
16	Brenva II (I)	1997	3725	SE	2	2285	5760	0.40	*	Deline 2001
17	Mättenberg (CH)	2000	2720	NW	0.1	800	1200	0.67		Geotest 2000
18	Zugspitze (D)	2001	2630	N	0.03	600	?	?		O. Mustafa, Univ. Jena (pers. comm)
19	Monte Rosa (I)	2001	3100	E	0.005	700	1250	0.56	*	this paper
20	Gruben (CH)	2002	3520	NW	0.1	530	1125	0.47	*	this paper

Figure 1.9 : paramètres géomorphométriques des écroulements considéré (ici ceux dont la zone de départ se situe au dessus de 2000m et au dessus de la limite des arbres. L'altitude se réfère à la zone de départ. H est la hauteur de chute, de l'escarpement à la zone d'accumulation, L la distance parcourue horizontalement. L'étoile dans la colonne GL indique les événements qui sont situés dans un environnement glaciaire (Noetzli et al., 2003).

1.5.3 L'augmentation de la fréquence des laves torrentielles et des coulées boueuses

Les torrents, définis par leur pente supérieure à 6% (possédant par conséquent des régimes hydrologiques différents des rivières) sont quelquefois le lieu de « debris flows ». Ce terme général rassemble des formes variées de mouvements de masse (Meunier, 1991, cité par Pech et Jomelli, 2001) comme les coulées de boues ou les laves torrentielles (c'est sur ces dernières que nous porterons notre attention). Les laves torrentielles peuvent être définies comme des écoulements de masses boueuses, plus ou moins chargées en bloc de toutes tailles, canalisées par le lit torrentiel et comportant au moins autant de matériaux solides que d'eau (Besson, 1996). Il faut rajouter à cette définition qu'elles laissent dans les paysages des types particuliers de modelés : un chenal bordé par des levés (à l'amont et sur son trajet) et un dépôt sous

forme de lobe ou de langue (à l'aval) (Krzemien, 1988, cité par Pech et Jomelli, 2001). Elles se manifestent par bouffées, espacées de quelques minutes à quelques heures. Leurs pouvoirs érosif et destructif sont élevés et elles ont de nombreuses fois occasionné des dégâts importants dans les vallées alpines. Peu de connaissances certaines ont été acquises par rapport à leur formation et à leur fonctionnement. Par contre, on sait que pour que le mouvement se déclenche, il faut que les matériaux mobilisables recèlent une teneur en eau minimale, entraînant ainsi la perte de cohésion des matériaux, et une pente assez forte. Cette imprégnation de la masse mobilisable jusqu'à une teneur en eau favorable au mouvement est un critère essentiel (Besson, 1996). On comprend alors le rôle fondamental des conditions météorologiques (pluies intenses ou

durables, fonte du manteau neigeux) et dans de rares cas des séismes, conditions les plus fréquemment citées (Decaulne, date inconnue).

En zone de pergélisol, les précipitations et la fonte du manteau neigeux ne constituent pas les seules sources d'eau. En effet, comme nous l'avons vu précédemment, la glace servant de cohésion aux matériaux peut fondre si la température de l'air augmente. La fonte du pergélisol contribuerait ainsi de deux façons à la formation des laves torrentielles. La première est directement liée à la fusion de la glace contenue dans les débris. Plus la température augmente, plus la couche active s'approfondit. Le volume de matériaux mobilisables serait ainsi plus important et représenterait un stock sédimentaire plus conséquent. La fonte de la glace entraîne l'augmentation de la teneur en eau entre les matériaux détritiques, teneur qui n'est certainement pas suffisante au déclenchement des laves torrentielles, mais qui peut les favoriser en

diminuant la quantité d'eau nécessaire à leur déclenchement.

Ce processus peut aussi se produire sur des sols gelés relativement pentus (entre 15 et 30°), des éboulis gelés et/ou des glaciers rocheux, puisqu'ils constituent eux-mêmes des stocks de matériaux mobilisables du fait de la couche active (et déjà mobilisés dans le cas des glaciers rocheux, de par le fluage de la glace qu'ils contiennent). De ce fait, dans le contexte de réchauffement climatique, les glaciers rocheux pourraient fluer plus vite, entraînant leur fracturation et favorisant l'infiltration de l'eau, facteur déclenchant des laves torrentielles (cf. figure 1.10). La deuxième contribution de la fonte du pergélisol dans le déclenchement des laves torrentielles est moins directe et rejoint la partie concernant l'augmentation de la fréquence des chutes de blocs, des éboulements et des effondrements. Ces processus affectant les parois gelées entraînent la formation d'un stock de matériaux éventuellement disponibles lors de pluies exceptionnelles (cf. figure 1.10).

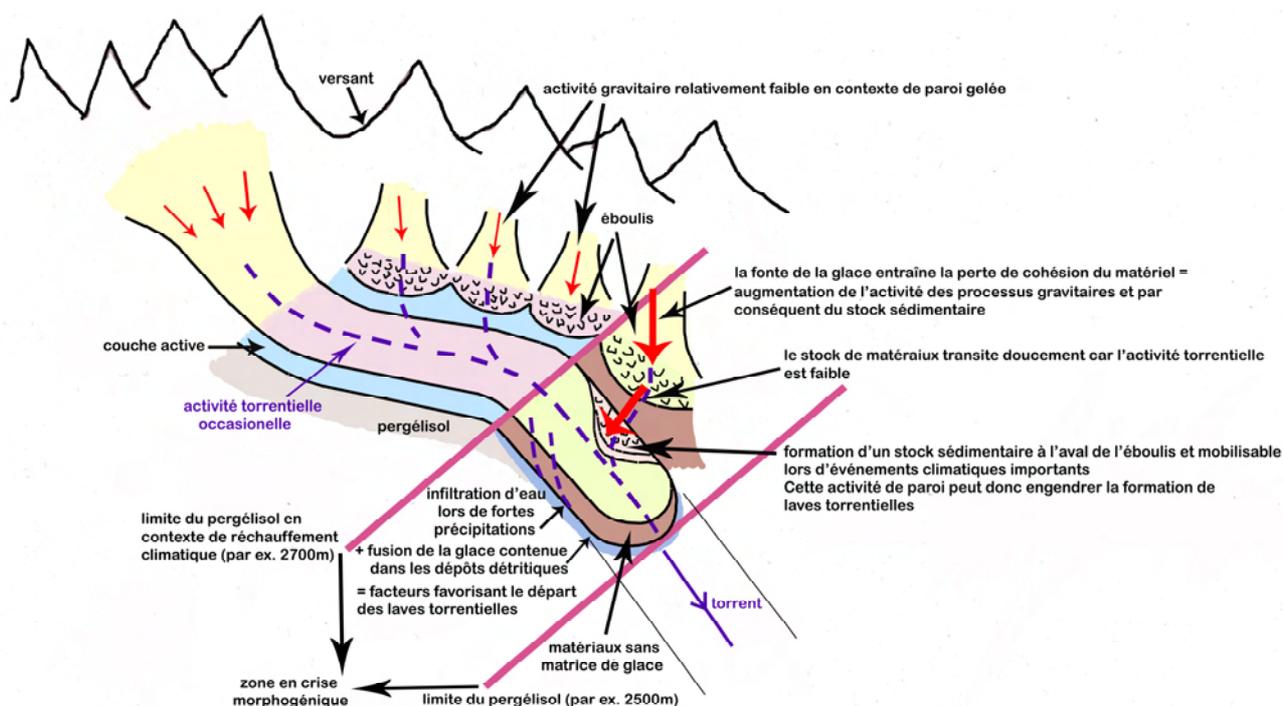


Figure 1.10 : schéma théorique des contributions directe et indirecte de la fonte du permafrost dans le déclenchement des laves torrentielles.

Sur le plus long terme, si ce stock sédimentaire n'a pas été mobilisé dans sa totalité, il se déplacera d'amont en aval (migration du stock) en formant une vague sédimentaire, entraînant la sédimentation

du lit et donc son exhaussement. La conséquence directe en terme de risques serait l'augmentation des problèmes d'inondations pour les populations situées à proximité du torrent (cf. figure 1.11).

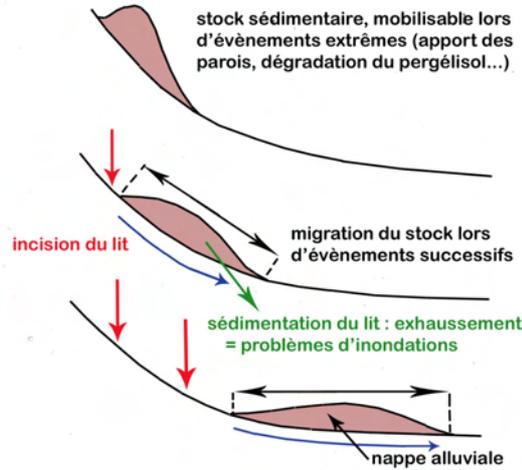


Figure 1.11 : schéma expliquant la notion de vague sédimentaire (cours de Licence).

Ainsi, tout comme le recul des glaciers, la fonte du pergélisol peut engendrer, dans une moindre mesure, une instabilité morphogénétique se traduisant par un ajustement du milieu, qui passe d'un

système périglaciaire à un système non périglaciaire (cours de Licence) et par conséquent engendrer une augmentation des risques pour les populations alpines.

1.5.4 La déstabilisation des dépôts détritiques gelés situés sur des pentes assez fortes

Cette partie fera l'objet d'un détail plus approfondi dans la partie concernant la déstabilisation des glaciers rocheux et autres terrains sédimentaires gelés face au réchauffement du pergélisol (cf. chapitre 2). Mais on peut rappeler de manière synthétique que la dégradation du pergélisol a aussi une influence sur la déstabilisation des dépôts détritiques gelés en place sur des terrains à pente assez forte. La température interne du pergélisol, qui dépend elle-même de MAAT, influence de manière sensible la dynamique de ces débris gelés (par ex. Kääb *et al.*, 2006). Ainsi, il est aujourd'hui communément admis que le réchauffement du pergélisol augmente les déformations des formes détritiques périglaciaires et que

l'eau à une importance majeure dans ce phénomène puisque sa quantité augmente avec la température (Ikeda *et al.*, 2003). La déstabilisation se traduirait, dans un premier temps, par une accélération importante des déformations internes (cas du glacier rocheux du Laurichard (Bodin, comm. pers.), mais aussi de nombreux autres sites de l'arc alpin (Ikeda *et al.*, 2003, Kääb *et al.*, 2006) de par la quantité d'eau de fonte qui augmente, jouant un rôle de lubrifiant, puis par une rupture susceptible de mobiliser tout ou partie du dépôt, ce qui pourrait être le cas pour le glacier rocheux du Bérard si la cause de sa rupture est effectivement l'évolution climatique de ces dernières années.

1.6 Répartition du pergélisol dans les Alpes françaises

Le pergélisol alpin réagit de manière significative au réchauffement climatique en cours et pourrait être à l'origine d'une augmentation de phénomènes potentiellement dommageables. Ainsi, il est nécessaire de porter un intérêt particulier sur les zones où le pergélisol est potentiellement présent dans les Alpes françaises. Des modèles de répartition sont par conséquent en cours d'élaboration. Bodin (2007) et Bodin et al. (2008) ont en effet développé divers types de modèles spatiaux permettant de proposer des cartes de répartition probable du pergélisol qui, même si l'échelle reste relativement grossière de par la diversité des processus locaux influençant la présence ou non du pergélisol, permettent de fournir des informations importantes sur les espaces devant faire l'objet d'une surveillance particulière. Deux modèles principaux ont été élaborés :

- un modèle topoclimatique, appliqué dans un premier temps aux Alpes du Sud, au massif du Combeynot (Parc des Ecrins, 05) puis à l'échelle des Alpes françaises, basé sur l'inventaire des indicateurs de

pergélisol, tels que les formes fluantes fraîches, l'altitude et l'orientation ;

- un modèle statistico-empirique, basé sur la considération des paramètres influençant la WEqT (Winter Equilibrium Temperature), définie comme étant la valeur de la température de l'équilibre thermique établi à l'interface entre le sol et la neige à la fin de l'hiver (Delaloye, 2004) et donc utilisée pour la détection du pergélisol au moyen de la méthode BTS (Bottom Temperature of Snow cover, établie par Haeberli en 1975) et largement dépendante du bilan radiatif, en particulier de l'insolation et de MAAT. Le but de ce modèle est donc de préciser la distribution des valeurs de WEqT négatives, pouvant permettre la présence de pergélisol (cf. figure 1.12).

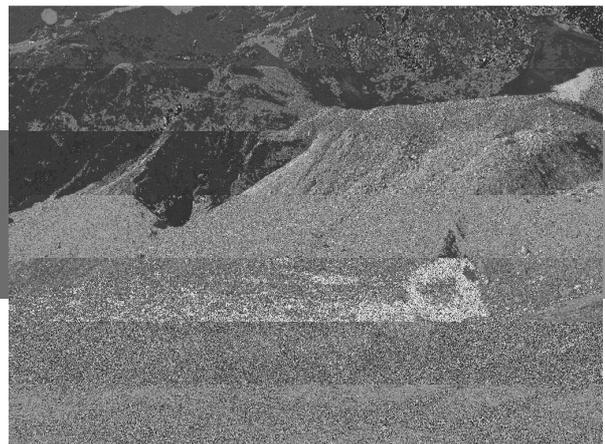
Pour ces deux modèles, l'intégration de données locales (encore inconnues dans de nombreux secteurs) pourrait permettre d'affiner l'échelle de ces modèles.



Figure 1.12 : carte de distribution potentielle du pergélisol dans les Alpes Françaises, basée sur le modèle statistico-empirique de la WEqT (Bodin et al., 2008).

Chapitre 2

2. Les glaciers rocheux, témoins principaux de la présence du pergélisol de montagne et indicateurs climatiques précieux



2.1 Définition

Formes connues et décrites depuis plus d'un siècle (Steenstrup, 1883 ; Spencer 1900 ; Capps Jr., 1910, inventeur du terme rockglacier, ... cités par Monnier, 2006), les glaciers rocheux sont des formes spectaculaires des paysages montagnards, et font parti des thèmes largement débattus en géomorphologie (Monnier, 2004). Ils sont considérés comme les meilleurs indicateurs de la présence de pergélisol. Souvent présentés comme des formes spécifiques à la haute montagne des moyennes latitudes dans un contexte climatique plutôt continental, leur présence a cependant été vérifiée sous toutes les latitudes et quasiment toutes les altitudes, dans des contextes climatiques aussi bien continentaux qu'océanique, de l'Antarctique au Groenland, en passant par le Kenya ou le Mexique (Monnier, 2006).

Les glaciers rocheux sont souvent présentés comme d'importantes masses de débris et de glace (de l'ordre de dizaines à centaines de milliers de mètres cubes) en forme de langue, de lobe ou de spatule selon les cas, fluant à très faible vitesse (quelques dizaines de centimètres par an tout au plus sous nos latitudes), dont la partie avale se termine par un front raide (cf. photo 2.1). En ce sens, ils constituent l'expression visible de la déformation lente et continue (*creeping* en anglais) d'un corps de pergélisol sursaturé en glace et peuvent refléter le spectre complet des formes créées par un flux cohésif (Haeberli, 1985 ; Barsch, 1996).



Photo 2.1 : glacier rocheux du Laurichard (05) situé dans la combe éponyme (photo : Bodin, 2006).

Cependant, le contexte géologique dans lequel évolue un glacier rocheux a une importance significative car il entraîne la formation de deux types de glaciers rocheux (Ikeda et Matsuoka, 2006): les **glaciers rocheux à granulométrie fine** et les **glaciers rocheux à granulométrie grossière**. La différence dans la taille des matériaux fournis par les parois engendre une morphologie et des processus de formation et d'évolution différentes entre ces deux types de glacier rocheux. Les trois notions évoquées (matériaux, morphologie et processus) sont maintenant détaillées pour mettre en avant les différences qu'il existe entre les deux. Contrairement aux glaciers rocheux à granulométrie grossière, les caractéristiques des glaciers rocheux à granulométrie fine ont été peu décrites. Tous les paragraphes concernant ces derniers se basent principalement sur une étude réalisée sur 28 d'entre eux par Ikeda et Matsuoka (2006).

2.1.1 Matériaux

2.1.1.1 Débris

Les débris ont principalement deux origines : éboulis provenant des versants et/ou système morainique. La nature géologique des parois entraîne une fourniture en débris dont la taille moyenne varie. Ainsi, les roches moins résistantes comme les marnes, les schistes ou encore les calcaires fournissent des débris généralement fins (de l'ordre du millimètre à quelques petites dizaines de centimètres) tandis que les roches plus résistantes (granite, gneiss, voire grès...) fournissent généralement des débris pluricentimétrique à plurimétrique. Cela a une influence majeure sur la composition de la surface.

2.1.1.2 Glace

Les deux types de glaciers rocheux contiennent de la glace, dont les origines sont diverses. De nombreux travaux ont montré la présence de couches ou de noyaux de glace au sein des glaciers rocheux (par ex. Evin et Fabre, 1990, Delaloye, 2004) mais la problématique majeure qui fait largement débat dans la communauté scientifique est l'origine de cette glace interne. Deux écoles sont en désaccord (Monnier, 2004): l'école dite périglaciaire pour laquelle les glaciers rocheux sont un phénomène strictement périglaciaire et se définissent par le processus de permafrost creep (fluage du pergélisol), et l'école glaciaire qui considère que les glaciers rocheux peuvent contenir des noyaux de glace d'origine glaciaire, éventuellement en continuité avec la glace d'un vrai glacier à l'amont. Cette question de l'origine interne de la glace faisant toujours débat, nous allons ici présenter les processus majeur de formation de cette glace, en considérant les deux hypothèses.

Dans le cas des glaciers rocheux à granulométrie grossière, la surface est en effet composée d'une couche de blocs entremêlés séparés par des vides, de taille décimétrique à plurimétrique (couche dénommée openwork). Les rebords sont constitués de matériaux plus fins : sables, graviers et blocs parsemés (Monnier, 2006). La surface des glaciers rocheux à granulométrie fine est quant à elle composée de cailloux plus ou moins gros pris dans une matrice sableuse et limoneuse ou les vides d'airs sont beaucoup plus petits (Ikeda et Matsuoka, 2006).

Dans les corps de matériaux gelés (éboulis, moraines, glaciers rocheux), Haeberli et Vonder Mühll, de l'école périglaciaire (1996, cités par Delaloye, 2004), différencient deux processus majeurs de formation de la glace, à savoir la congélation et la sédimentation.

La glace de congélation est une glace qui s'est formée par le gel ou le regel de l'eau. Le processus de congélation a principalement lieu au contact couche active – sommet du pergélisol lors de la fonte printanière de la neige : l'eau de fonte s'infiltré dans le sol très froid et regèle (Delaloye, 2004). Elle peut être interstitielle ou de ségrégation. La première est formée de cristaux de glace qui remplissent les vides laissés par la structure du terrain et est par conséquent caractéristique des milieux poreux tels que les sables, les graviers, les éboulis ou les glaciers rocheux. Lorsque la glace occupe tous les vides laissés par l'agencement du sol, on parle de béton de glace, un mélange de glace et de matériaux dur et compact (cf. figure 2.1).

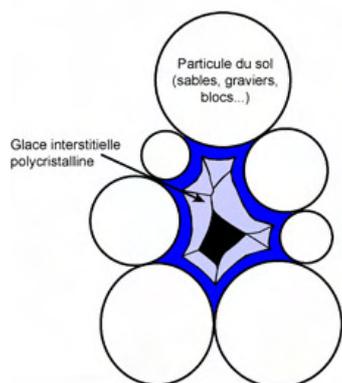


Figure 2.1 : modalités de cristallisation de la glace interstitielle (béton de glace), adapté de Van Vliet-Lanoë (2005) et tiré des fiches SSGm, 2007).

La deuxième se forme quant à elle en lentilles, par la migration de l'eau interstitielle vers des cristaux de glace en voie de croissance, et concerne essentiellement les terrains constitués de matériaux fins (fiche géomorphologie de la montagne, SSGm, 2007, cf. figure 2.2).

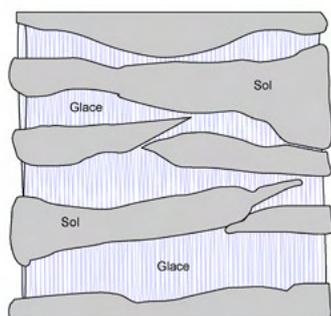


Figure 2.2 : type d'organisation de la glace de ségrégation (lentilles de glace dans le sol), adapté de Krummenacher et al., 1998 et tiré des fiches SSGm, 2007).

2.1.2 Morphologie

2.1.2.1 Glaciers rocheux à granulométrie grossière

Les glaciers rocheux à granulométrie grossière présentent une forme assez typique et constante, ce qui permet de les reconnaître au premier coup d'œil, même si les petits appareils peuvent être confondus avec d'épaisses coulées de blocailles d'origine différente (Francou,

La glace de sédimentation est celle qui fait débat car elle peut avoir deux origines différentes selon les écoles. Elle peut résulter du processus complexe de névification (par ex. Delaloye, 2004), processus pouvant se définir comme une lente compaction de la couche de neige surmontant les matériaux sédimentaires, conduisant donc à une augmentation de la densité jusqu'à formation de glace. Ce processus se limite toutefois aux zones d'accumulations, là où le bilan de masse est positif (MAAT inférieure à 0°C et précipitations suffisantes). L'origine est donc ici un névé. Elle peut aussi résulter de l'enfouissement progressif de glaciers résiduels par l'apport de matériaux. Dans ce cas, il s'agit également d'un processus de névification (elle se compacte également avec le temps et donne lieu à des lentilles de glace pure), mais ayant connu une dynamique glaciaire. Il s'agit de glace de glacier. Ceci semble être observé dans le Vallon du Fontenil, sur le versant est du massif du Combeynot (Parc Naturel des Ecrins), où une imposante accumulation en forme de langue semble mêler glacier noir à l'amont et glacier rocheux à l'aval (Trarieux, 2006). Ce cas illustre bien la complexité des relations entre le domaine glaciaire et le domaine périglaciaire, et la continuité qui peut exister entre les deux.

1993, p.179). Monnier (2004) propose de considérer une longueur minimale de 200m afin d'éviter les confusions avec les autres formes de petites tailles tels que les éboulis fluants.

Les limites de ce type de glaciers rocheux sont marquées par la base des pentes frontales et latérales. Le sommet de ces mêmes pentes définissent la surface supérieure du glacier rocheux, constituée d'une couche de débris anguleux, et permettent d'en mesurer la longueur et la largeur. Ils s'apparentent géométriquement à des glaciers de cirque ou de vallée (présence d'une langue plus ou moins allongée et mesurant au moins une centaine de mètres de long). Le talus frontal constitue un critère important mais pas indispensable. Dans le cas des formes les plus dynamiques, celui-ci forme un contact anguleux avec la surface supérieure du glacier rocheux. Ces derniers présentent une topographie de surface ondulée et

bombée, marquée par la présence de bourrelets et de sillons arqués, preuves de leur dynamique (fluage des matériaux), dont le nombre et l'organisation varient considérablement d'un glacier rocheux à l'autre. Cependant, certains auteurs, pour avoir décrit des glaciers rocheux « lisses » (Guiter, 1972 ; White, 1976 ; André, 1993 ; Evin, 1983 et 1987 ; cités par Monnier, 2004) estiment que les bourrelets de surface ne sont pas fondamentaux dans l'identification des glaciers rocheux. Enfin, les matériaux qui les composent sont généralement un peu moins anguleux au front car ils sont plus vieux, montrant ainsi le rôle d'agent de transport que jouent les glaciers rocheux.

2.1.2.2 Glaciers rocheux à granulométrie fine

Dans leur étude sur les glaciers rocheux à granulométrie fine, Ikeda et Matsuoka (2006) ont montré que 75% d'entre eux n'atteignent pas 200m de long, taille minimale considérée pour un glacier rocheux à granulométrie grossière. De même, 88% se développent sur des versants sans atteindre le vallon. La plupart se composent de plusieurs lobes arrondis, dont la hauteur n'est généralement pas très élevée (inférieure à 10m) de par la finesse

des sédiments qui les composent. Peu de glaciers rocheux à granulométrie fine présentent une topographie de surface marquée par la présence de bourrelets et de sillons arqués alors qu'un nombre important présente des ondulations à cause du gonflement des lobes. Les deux types de glaciers rocheux ont donc des morphologies différentes. Malgré tout, des similitudes demeurent dans leur aspect physionomique.

2.1.2.3 Aspect physionomique des glaciers rocheux

Quelque soit le type de glacier rocheux, leur aspect physionomique est constitué de deux groupes : les glaciers rocheux *frais* et les glaciers rocheux *dégradés* (Monnier, 2006). Les premiers présentent des formes assez développées, en particulier le front qui ressort vivement, avec sa pente raide et sa granulométrie relativement fine contrastant avec la granulométrie de surface. Ils sont dépourvus de végétation,

mise à part quelques herbes et des lichens. Les glaciers rocheux dégradés possèdent quant à eux une morphologie de surface moins marquée, d'allure affaissée, et sont plus ou moins végétalisés. Mais la variété de glaciers rocheux est grande et dépend de nombreux critères (cadre géomorphologique, lithologie, taille, perception de l'observateur...) ce qui peut rendre ce classement délicat.

2.1.3 Processus

Les glaciers rocheux à granulométrie fine ou grossière, composés de glace et de débris, fluent le long des pentes à une vitesse moyenne typique de quelques décimètres par an pour les deuxièmes. De nombreuses études portent sur la compréhension de ces processus de déformation (Haeberli, 1985, Barsch, 1996 ; Arenson, 2002, Kääb et Reichmut, 2005). Il est communément

admis que ce fluage est la conséquence de la déformation visco-plastique de la glace contenue dans le pergélisol sursaturé en glace (par ex. Barsch, 1992 ; cité par Lambiel, 2006), expliquant la topographie de surface des glaciers rocheux. Cependant, la différence de granulométrie a des conséquences sur le processus de fluage.

2.1.3.1 Fluage des glaciers rocheux à granulométrie grossière

Selon le modèle conceptuel concernant le fluage des glaciers rocheux à granulométrie grossière établi par Haeberli *et al.* (1998, cité par Kääb et Reichmut, 2005), les matériaux des couches les plus proches de la surface sont déposés au front du glacier rocheux à un temps t . Ceux-ci sont surmontés par de nouveaux matériaux provenant eux aussi des couches les plus proches de la surface à un temps $t + x$. Ce processus est appelé effet tapis roulant (conveyor belt effect) ou encore effet chenilles (caterpillar effect). Il dépend de plusieurs facteurs (Kääb et Reichmut, 2005) qui sont :

- la variation verticale de la vitesse horizontale,
- le volume, altéré par les processus de gel/dégel de la glace contenue en excès dans les pores (*excess ice*),

- la proportion d'air contenue dans le glacier rocheux,
- l'érosion et l'enlèvement de matériaux, mais cela se limitant à de petites fractions de matériaux.

Les quelques mesures de déformation effectuées dans les forages montrent que la majeure partie du mouvement horizontal des glaciers rocheux se concentre dans des zones de cisaillement d'épaisseur variable, mais globalement située proche de la surface (Haeberli *et al.*, 1998 ; Hoelzle *et al.*, 1998, Arenson *et al.*, 2002 ; cités par Delaloye, 2004, Roer, 2005). Arenson *et al.* (2002) ont observés que 59% à 95% de la déformation totale se concentraient dans des zones de cisaillement, zones se situant entre 15 et 30 mètres de profondeur selon les cas (cf. figure 2.3) et donc certainement soumises aux fluctuations de température interannuelles, mais aussi influencées par la teneur en glace et la granulométrie.

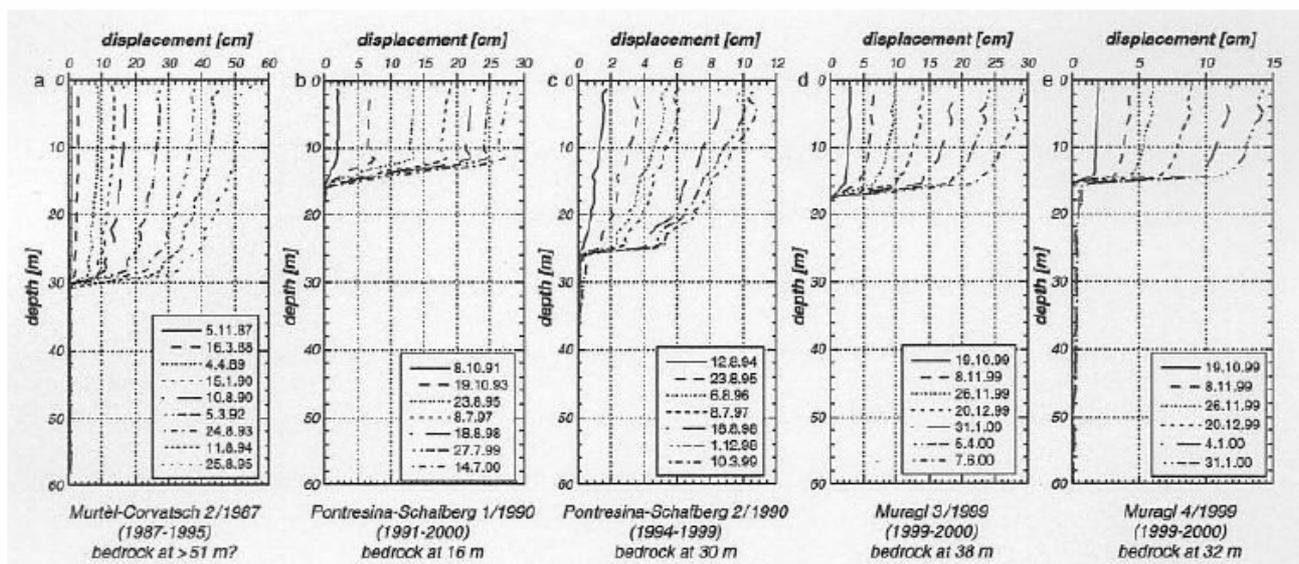


Figure 2.3 : déformations horizontales de différents glaciers rocheux mesurées dans des forages : a) Murtèl-Corvatsch, forage 2/1987: 1987-1995; b,c) Pontresina-Schaiberg, forages 1/1990 et 2/1990: 1991-2000, 1994-1999; d,e) Muragl, forages 3/1999 et 4/1999: 1999-2000 (Arenson et al. 2002).

2.1.3.2 Fluage des glaciers rocheux à granulométrie fine

Il semblerait que le processus de fluage diffère un peu pour les glaciers rocheux à granulométrie fine, cette dernière ne permettant pas la formation de glace massive. De plus, la mobilité de la couche active dépend de la présence de matériel fin. Dans le cas des glaciers rocheux à granulométrie grossière, les gros blocs non englobés dans une fine matrice de matériaux bougent passivement par le fluage du pergélisol sous-jacent. Le bord arrondi des glaciers rocheux à

granulométrie fine indiquent un mode de transport différent pour la couche de matériaux pris dans une fine matrice : il s'agit de la solifluxion (cf. figure 2.4), (Ikeda et Matsuoka, 2006).

Les matériaux, la morphologie et le fluage des glaciers rocheux dépendent de facteurs qui sont détaillés dans le paragraphe suivant.

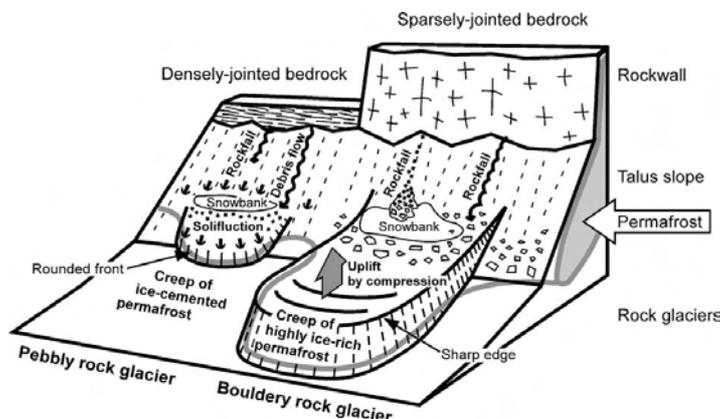


Figure 2.4 : schéma du contrôle de la granulométrie sur les glaciers rocheux (Ikeda et Matsuoka, 2006).

2. Les glaciers rocheux, témoins principaux de la présence du pergélisol de montagne et indicateurs climatiques précieux

2.2 Facteurs de contrôle

Le climat, passé et présent, est un facteur essentiel de la présence des glaciers rocheux, contrôlant leur formation et la présence de glace en leur sein. Il est généralement admis que les conditions climatiques nécessaires au développement d'un glacier rocheux sont caractérisées par MAAT en dessous de -1 à -2°C et que les

précipitations ne doivent excéder 2500 mm par an (Haeberli, 1985). Ce dernier a d'ailleurs proposé un modèle permettant de systématiser la présence de glacier rocheux en fonction des conditions climatiques régionales (précipitations et MAAT), modèle largement repris depuis (figure 2.5).

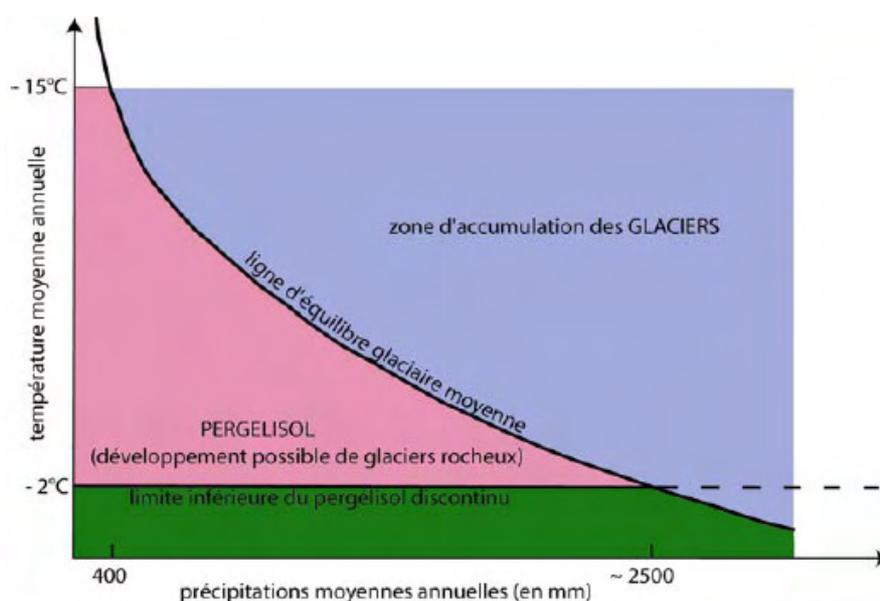


Figure 2.5 : structure de la cryosphère en fonction de la température de l'air et des précipitations (Trarieux, 2006, modifié d'après Haeberli, 1983 et 1985)

Ce modèle présente la répartition de trois milieux : sans pergélisol, à pergélisol et d'accumulation glaciaire. En dessous de MAAT égale à -2°C se trouve le milieu sans pergélisol. Au dessus, deux milieux sont présents, séparés par la ligne d'équilibre glaciaire (LEG) qui s'élève lorsque les précipitations diminuent et peut devenir très basse (-15°C pour des précipitations équivalentes à 400 mm par an. La zone de formation potentielle des glaciers rocheux se situe entre MAAT égale à -2°C et l'altitude de la LEG.

Plusieurs études ont cependant montré l'existence de glaciers rocheux dans des climats sous influence océanique et donc plus humides (Martin et Whalley, 1987 ;

Humlum, 1998, cités par Monnier, 2006), mais aussi à des altitudes inférieures à celle de MAAT égale à -2°C , notamment dans les Alpes italiennes (Baroni et al, 2004, cités par Monnier, 2006), dans le massif du Combeynot (Bodin, 2007) et dans les Andes du Chili central (Brenning, 2005), indiquant ainsi que les conditions climatiques ne sont pas les seuls facteurs de contrôle de la présence de glacier rocheux.

En effet, leur mise en place et leur développement sont aussi conditionnés par des facteurs lithologiques et structuraux précis, qui sont en partie synthétisés dans un schéma proposé par Frauenfelder (2004, cf. figure 2.6).

La mise en place d'un glacier rocheux nécessite la présence d'une roche gélive préalablement fragilisée par la tectonique et les failles, d'un relief permettant l'accumulation de débris, d'un climat assez froid et relativement sec favorisant le développement de glace interne et non de glacier, de préconditions lithologiques et hydrologiques permettant la formation d'une matrice cohésive constituée de

débris fins ou grossiers qui auront un rôle dans le stockage d'eau puis de glace, d'une épaisseur de matériaux et d'une pente assez forte permettant le fluage (cf. figure 2.6 ¹). Le développement d'un glacier rocheux est quant à lui contrôlé par les températures du sol qui doivent permettre son fluage, et par une fourniture en débris constante permettant le maintien de l'épaisseur du talus (cf. figure 2.6 ²).

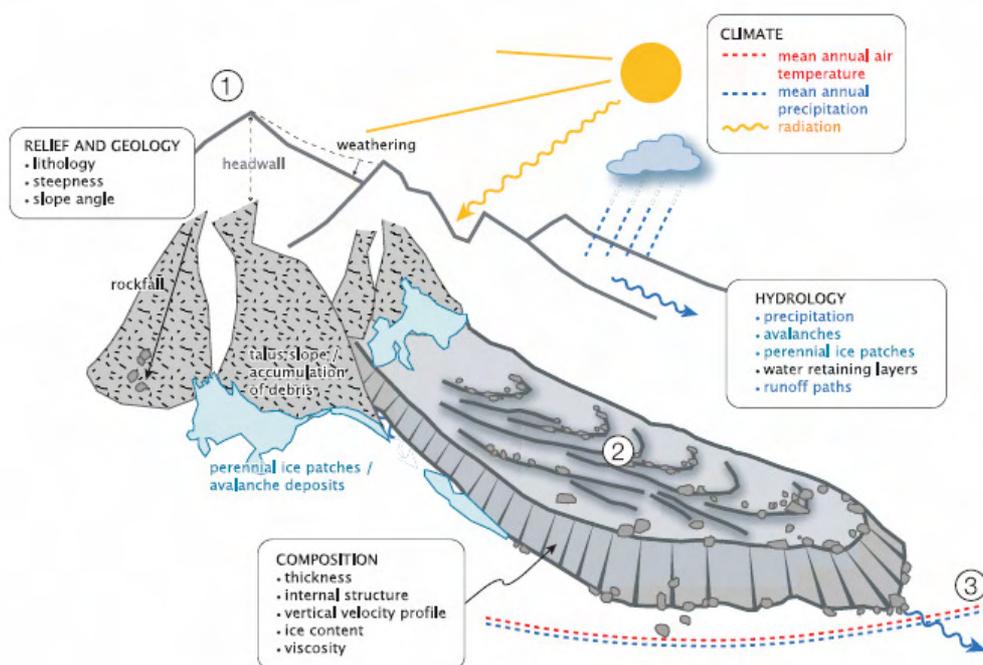


Figure 2.6 : schéma qualitatif des importantes conditions contrôlant : 1) la mise en place, 2) le développement et 3) l'inactivation d'un glacier rocheux (Frauenfelder, 2004).

Ainsi, l'existence de glaciers rocheux est non seulement contrôlée par les conditions climatiques régionales (MAAT inférieure à -2°C , précipitations inférieures à 2500 mm par an), mais aussi par des facteurs locaux tels que le topoclimat (climat local lié à la topographie), à la lithologie et à la structure des terrains qui conditionnent l'apport en surface de matériaux détritiques, aux circulations d'air dans la couche de blocs de surface et à la présence de corps massifs de glace

dans le sol (Brenning, 2005). Tous ces facteurs jouent un rôle dans la préservation (ou pas) de glace à la base de la couche active et au cœur du glacier rocheux.

Depuis la fin de la dernière grande période glaciaire (fin du Tardiglaciaire), les conditions climatiques ont évolué : différentes phases froides et moins humides, propices au développement des glaciers rocheux, se sont succédées. Ces alternances ont marqué les paysages du

domaine périglaciaire : on y retrouve généralement des complexes de formes périglaciaires qui se sont installées lors des périodes propices selon les modalités de mise en place reprises dans la figure 2.7. La formation d'un complexe de formes périglaciaire résulte en effet d'une chaîne de mécanismes :

- gelifraction fragilisant les matériaux constitutifs de la roche en place et entraînant l'ébouilissement des débris ;

- transfert de ces débris par processus gravitaire, nival (avalanches) et hydrologique (laves torrentielles) sur un talus d'ébouilissement présentant de petits gonflements liés aux conditions de gel propices : ces derniers, appelés bourrelets protaliques ont une forme arquée et bombée, perpendiculaire à la pente ;

- croissance du bourrelet protalique par incorporation de matériaux (provenant de l'ébouilissement) et de glace (avalanches) par ensevelissement. S'il se forme à la base d'un cône d'avalanche permettant le maintien d'un névé pérenne, les conditions nécessaires à la mise en place d'un pergélisol (bilan thermique négatif) sont réunies, et une activité de fluage peut se mettre en place. Deux évolutions sont alors possible selon les conditions : maintien du bourrelet protalique ou naissance d'un glacier rocheux ;

- évolution du glacier rocheux jusqu'aux modifications des conditions périglaciaires et leur évolution vers un régime plus chaud, puis se figera en deçà de la nouvelle frange altitudinale périglaciaire (MAAT $\leq -2^\circ\text{C}$). La glace qu'il contient se dégradera, tandis qu'un nouveau cycle s'initiera plus en altitude, si toutefois MAAT redevient inférieure à -2°C .

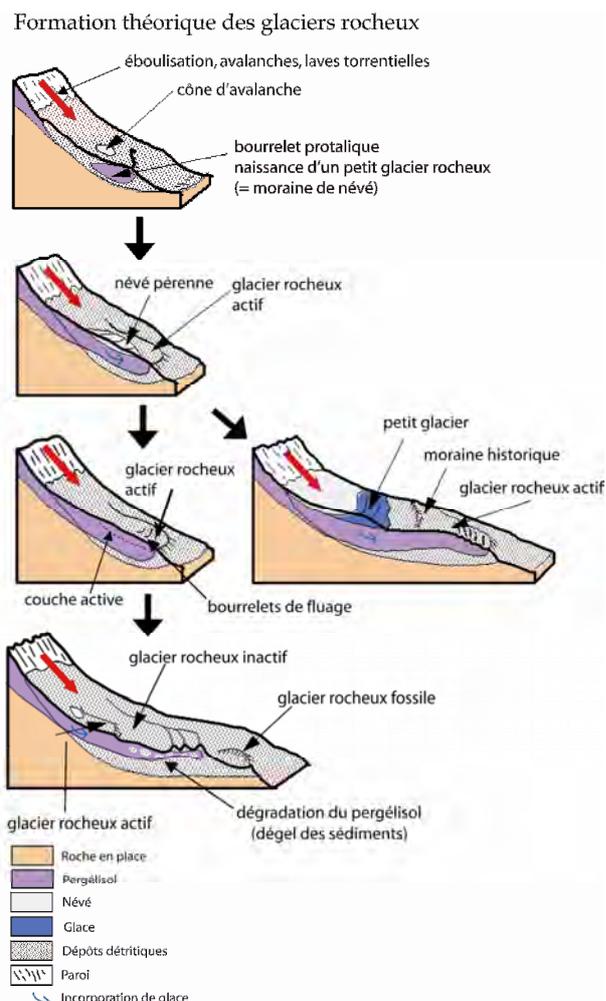


Figure 2.7 : formation théorique d'un complexe de glaciers rocheux, modifié, d'après Haeberli, 1985, repris de Dysli (2007) et Trarieux (2006).

Les glaciers rocheux sont donc des formes dynamiques en lien avec un contexte climatique et un fort détritisme des versants les entourant, dans un milieu périglaciaire d'altitude. Ils enregistrent les phénomènes durables, et l'évolution des causes qui ont déclenché leur mise en place n'entraîne pas leur disparition. Chaque glacier rocheux reste un cas particulier dont le pergélisol a une longue histoire thermique (Evin, 1990, citée par Trarieux, 2006).

2.3 Structure interne

Une classification basée sur la dynamique d'un glacier rocheux a été établie : trois principaux types de glaciers rocheux sont définis selon celle-ci, qui a une influence directe sur leur structure interne (par ex. Barsch, 1996) : les glaciers rocheux *actifs*, *inactifs* et *reliques* (ou *fossiles*).

Les glaciers rocheux *actifs* sont des formations contenant un cœur de glace et qui sont animées par un mouvement superficiel de l'ordre de quelques dizaines de centimètres par an sous nos latitudes (entre 0.1 et 2 mètres selon Delaloye, 2004).

Les glaciers rocheux *inactifs* sont des formations contenant de la glace, mais ne se déformant plus (cf. également figure 2.6³). Deux causes de cette inactivité sont possibles. La première peut être la fonte d'une partie de la glace engendrée par une modification des conditions climatiques (augmentation des limites inférieures du pergélisol ou fluage du glacier rocheux dans des zones non soumises à un fonctionnement périglaciaire). La seconde peut être une modification des dynamiques qui tendent vers une certaine inactivité :

angle de la pente trop faible, insuffisance de l'incorporation en glace et en matériaux, empêchant ainsi la déformation du glacier rocheux (Delaloye, 2004).

Les glaciers rocheux *reliques* sont des formations au sein desquelles la glace a probablement totalement disparu. Ils sont les vestiges d'une activité ancienne, qui pourrait peut-être reprendre si MAAT diminuait ou si la fourniture en débris redevenait plus importante. Leur front est beaucoup moins prononcé. Ces formes sont souvent recouvertes par de la végétation (landes, pelouse, voire forêt suivant l'altitude à laquelle elles se situent).

Ikeda et Matsuoka (2002) ont établi une comparaison de la morphologie, de la structure interne et des conditions thermiques entre les glaciers rocheux actifs, inactifs et reliques, comme le montre la figure 2.8. Quelque soit leur structure interne, la couche sommitale est une couche composée de gros blocs, mais il est important de préciser que ce modèle est celui appliqué pour des glaciers rocheux à granulométrie grossière.

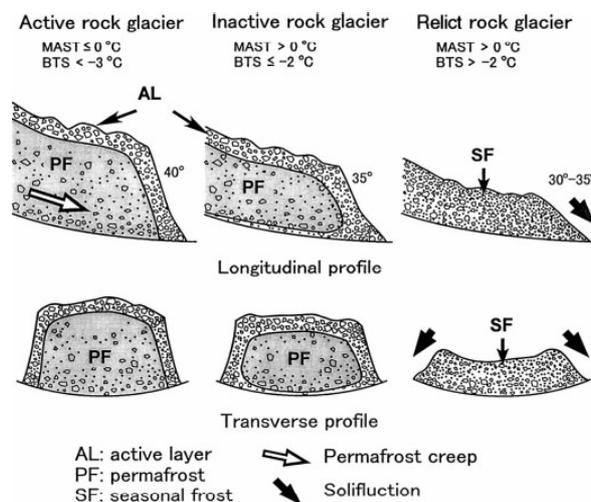


Figure 2.8 : coupes en long et en large de glaciers actifs, inactifs et fossiles (Ikeda et Matsuoka, 2002)

2. Les glaciers rocheux, témoins principaux de la présence du pergélisol de montagne et indicateurs climatiques précieux

La réalité du terrain ne permet pas aussi aisément de distinguer ces trois formes. En fait, le seul moyen de différencier un glacier rocheux actif d'un glacier rocheux inactif est d'effectuer des mesures géodésiques afin de déterminer s'il y a mouvement ou non. De même, la seule façon de déterminer si un glacier rocheux est inactif ou fossile est de démontrer la présence ou l'absence de glace en son sein (Delaloye, 2004 ; Monnier, 2006). Ikeda et Matsuoka (2002)

ont par exemple mesuré la température à l'interface entre le manteau neigeux et la couche active (méthode BTS, pour Bottom Temperature of Snowcover, qui a largement fait ses preuves dans la prospection ponctuelle du pergélisol) et ont ainsi pu démontrer l'absence de glace sur un glacier rocheux fossile, les températures à l'interface sol/manteau neigeux ne descendant pas en dessous de -2°C durant l'hiver 2000 (figure 2.9).

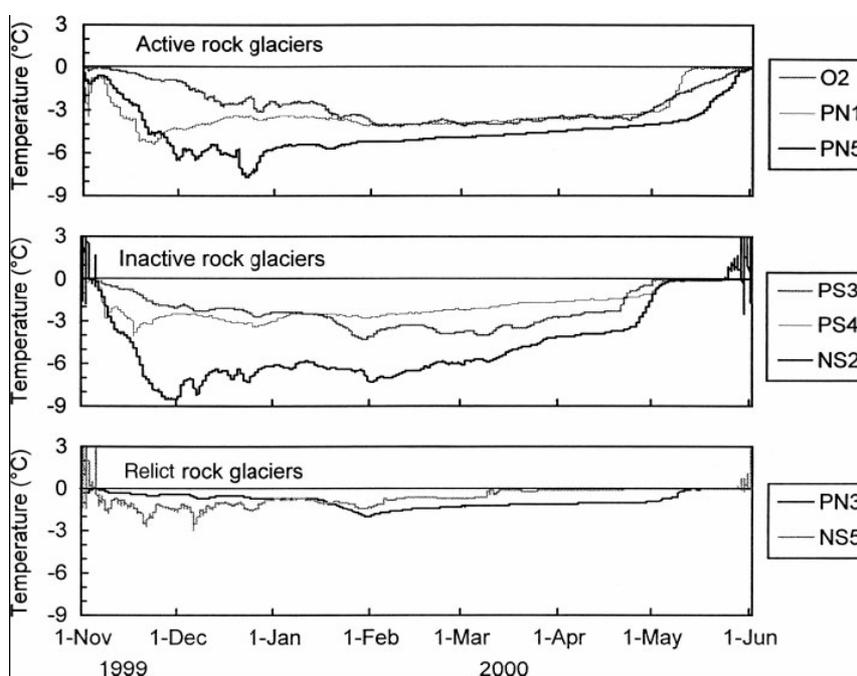


Figure 2.9 : variations temporelles des températures à l'interface sol/neige sur des glaciers actifs, inactifs et fossiles (Ikeda et Matsuoka, 2002)

Pour éviter les présomptions sur la structure et la dynamique, Monnier (2006) préfère se fonder sur l'aspect (frais et dégradés) plutôt que sur l'état des glaciers rocheux. Ainsi, la catégorie des glaciers rocheux frais correspondrait environ à l'équivalent de la catégorie des glaciers rocheux non fossiles (actifs et inactifs, ou encore intacts selon la littérature (Barsch, 1996 ; Brenning, 2005) et celle des glaciers

rocheux dégradés correspondrait alors à celle des glaciers rocheux fossiles ou reliques.

Les différentes générations de glaciers rocheux (actifs, inactifs ou fossiles) n'en reste pas moins les témoins des conditions climatiques actuelles ou passées. Leur reconnaissance peut ainsi constituer une étape importante dans le cadre de reconstitutions paléoenvironnementales.

2.4 Déstabilisation des glaciers rocheux et autres terrains sédimentaires gelés face au réchauffement du pergélisol

Comme nous l'avons vu, la présence de glaciers rocheux dépend fortement des conditions climatiques locales et régionales. Ces conditions déterminent largement la température interne du pergélisol, qui influence elle-même la dynamique des glaciers rocheux (par ex. Käab *et al.*, 2006). Ainsi, les glaciers rocheux froids fluent plus lentement que les glaciers rocheux dits tempérés (Käab *et*

al., 2003). De même, une bonne corrélation entre MAAT et les vitesses de surface a été montrée par Frauenfelder *et al.*, (2003, cité par Lambiel, 2006), alors que la relation entre pente et vitesse de fluage est quasiment nulle lorsque l'on compare les vitesses moyennes de plusieurs glaciers rocheux, même si celle-ci doit bien sûr avoir une valeur minimale.

2.4.1 Le réchauffement à l'origine d'accélération...

Depuis plusieurs années, une accélération des vitesses moyennes de fluages d'un grand nombre de glaciers rocheux a été constatée à l'échelle de l'arc alpin (comme en témoigne la figure 2.10),

augmentation directement liée au réchauffement du pergélisol qui a une influence sur la teneur en eau dans ce dernier (Käab *et al.*, 2006, Lambiel, 2006).

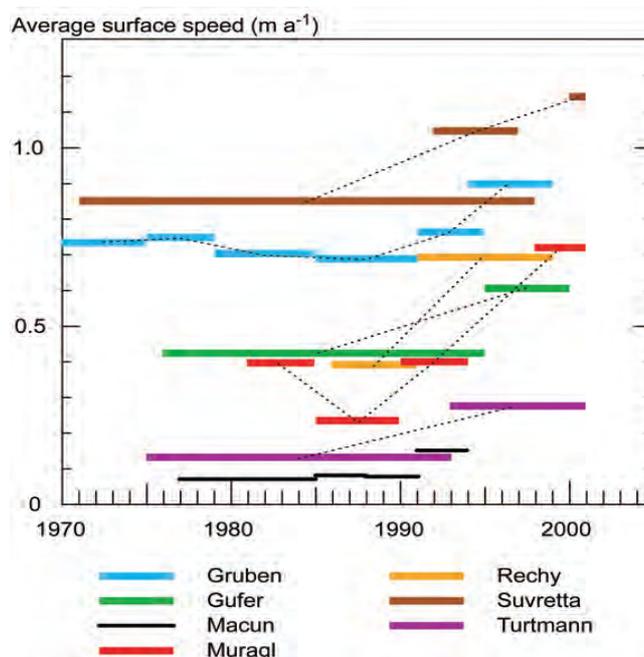


Figure 2.10 : moyenne des vitesses de surface de quelques glaciers rocheux présents dans les Alpes Suisses, mesurées en partie centrale pour des périodes différentes depuis 1970. Une grande partie des données proviennent de la méthode photogrammétrique, l'autre de la méthode géodésique (Käab *et al.*, 2006).

A l'échelle d'une année, il semblerait que les variations annuelles de vitesses soient liées aux variations de MAGST (température moyenne annuelle de la surface), avec un délai de répercussion de quelques mois (Lambiel, 2006). En effet, Arenson *et al.* (2002, cités par Kääb, 2005) ont mesurés sur le glacier rocheux de Muragl (Suisse) des vitesses de surface trois fois supérieures en hiver qu'en été, portant le décalage entre les vitesses maximales et les températures de surfaces maximales à 4 mois. (cf. figure 2.11). Quant aux travaux de Bodin (2007)

réalisés sur le glacier rocheux 1 de la combe de Laurichard (RGL1), ils montrent des modifications sensibles de la dynamique et de la structure interne au cours des deux dernières décennies, et met surtout en évidence une dépendance de la cinématique du glacier rocheux aux conditions climatiques saisonnières. Le pergélisol semble donc réagir aux fluctuations climatiques sur une échelle de temps plus courte qu'il est généralement admis, notamment de par la faible conductivité thermique du sol.

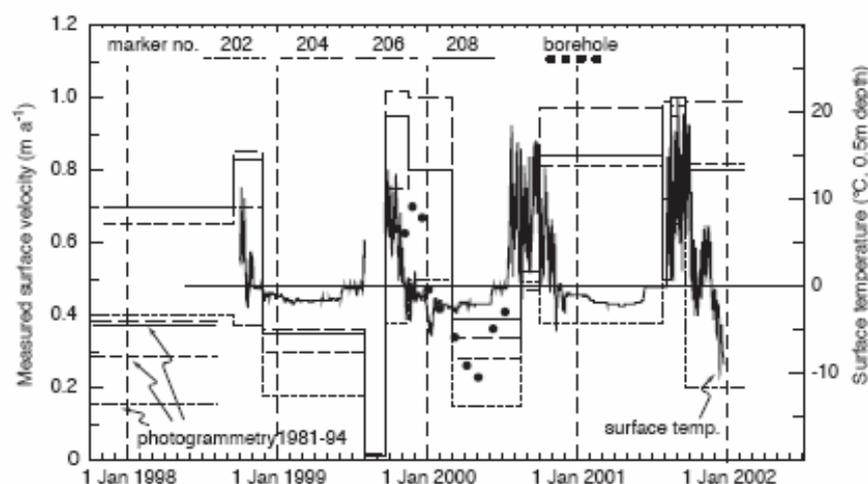


Figure 2.11: variation des vitesses de surface entre 1998 et 2001 sur le glacier rocheux de Muragl. La moyenne des vitesses, tirée de photogrammétriques de 1981 à 1994, est donnée à gauche. La température de surface du sol a été mesurée au moyen de mini data logger enfoncés dans le sol à quelques décimètres. Les points indiquent les mesures de déformations effectuées par Arenson *et al.* (2002) dans des forages (Kääb, 2005).

2.4.2 ...et de ruptures ?

Suite aux accélérations de vitesses moyennes de fluage qui se produites, des phases de déstabilisations récentes ont été observées sur quelques glaciers rocheux. Deux de ceux-ci, qui font l'objet de suivis réguliers, ont en effet vu une grande partie de leur section terminale se déstabiliser. Le premier, dans la vallée de Gruöb (Valais, Alpes Suisses), a d'abord été affecté par l'apparition de crevasses, observables sur des photos aériennes de 1987, atteignant environ douze mètres de profondeur,

dépassant probablement l'épaisseur de la couche active. En 2001, l'effondrement de la section terminale du glacier rocheux a été observé (Kääb *et al.*, 2006). Entre les périodes 1975-1981, 1981-1987 et 1987-1993, les mesures photogrammétriques ont révélé une augmentation continue des vitesses de surfaces comme le montre la figure 2.12 (Roer, 2005). Un comportement similaire a été remarqué depuis les années 1970 sur le glacier rocheux Äusseres Hochebenkar (Tyrol,

Alpes Autrichiennes), (Kaufmann et Ladstädter, cités par Käab *et al.*, 2006). Dans ces deux cas, les zones de déstabilisation sont localisées dans des

parties raides situées juste en dessous d'une augmentation significative de la pente (que l'on pourrait appeler ressaut).

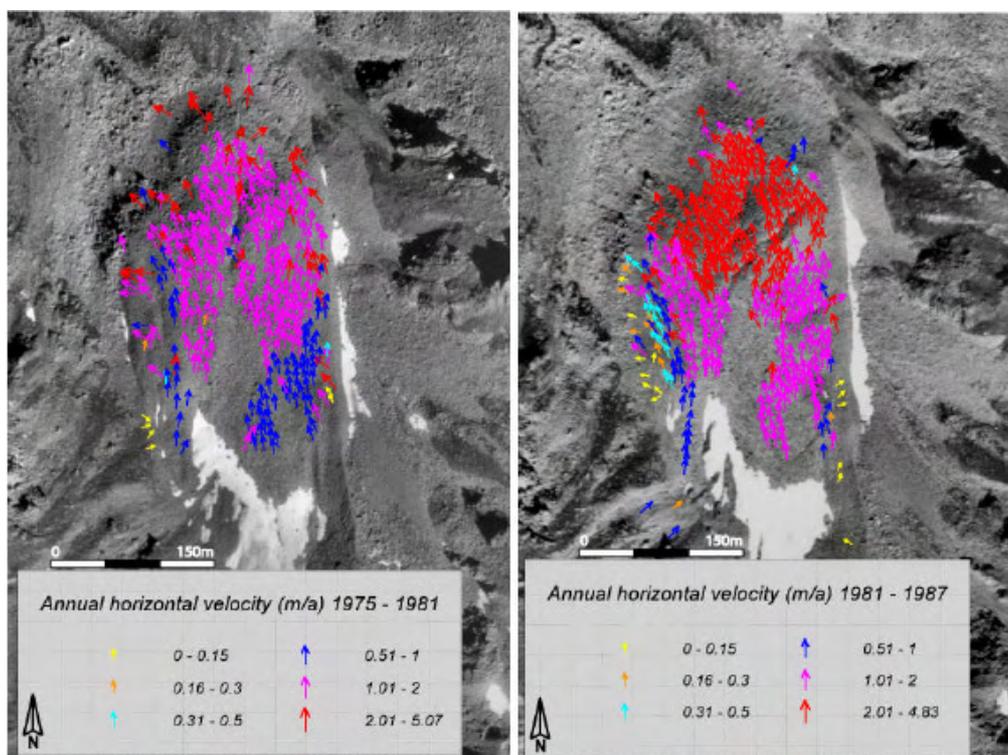


Figure 2.12 : vitesses moyennes annuelles de surface du glacier rocheux Grueol entre 1975 et 1981 (à gauche) et 1981 et 1987 (à droite) (Roer, 2005). L'augmentation de ces vitesses est très nette dans la partie terminale du glacier rocheux (flèches rouges).

De la même manière, Lambiel (2006) a constaté de nombreux signes de déstabilisation récente sur les glaciers rocheux et les éboulis gelés qu'il a étudié. Il a observé cinq glaciers rocheux présentant des signes d'accélération et un front très instable. Parmi ceux-ci, trois possèdent une ou plusieurs niches d'arrachement (Yettes Condjà, Lac des Vaux, Pointe du Tsaté) d'où glissent des volumes de matériaux très important qui s'accumulent ensuite dans la partie inférieure de la formation, modifiant le profil en long qui s'apparente alors à celui d'un glissement de terrain. La présence de crevasses au sommet de la niche d'arrachement a également été relevée.

Comme nous venons de le voir, de nombreux terrains sédimentaires gelés connaissent de profondes déstabilisations. Les descriptions de ces événements rejoignent celles relevées sur le glacier rocheux du Bérard (cf. chapitre 5.1). L'apparition d'une fissure puis la rupture du glacier rocheux à la suite grosse averses nous questionne sur la finalité de l'accélération des vitesses de fluage : le glacier rocheux du Bérard n'est-il pas le témoin de ce qui pourrait se produire à court terme sur plusieurs autres glaciers rocheux dont les vitesses de fluages ont significativement augmenté ? Seule une étude approfondie de ce cas pourra peut être répondre à cette question.

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

Chapitre 3

3. Présentation du Vallon du Bérard



3.1 Cadre géographique

3.1.1 Le massif du Parpaillon

Le Vallon du Bérard et le glacier rocheux étudié se situent dans le massif du Parpaillon. Celui-ci marque la séparation administrative entre les départements des Hautes Alpes (05) au nord et des Alpes de Haute Provence (04) au sud (cf. figure 3.1). Il sépare l'Embrunais de la vallée de l'Ubaye. Il s'étend du lac artificiel de Serre-Ponçon à l'ouest au col de Vars et à la haute vallée de l'Ubaye à l'est, le village de Saint-Paul sur Ubaye marquant notamment sa limite avec le massif du Chambeyron. Le Grand Bérard est le point culminant du Parpaillon (3046m). Les altitudes y sont moins élevées que dans les massifs qui l'entourent (Queyras, Ubaye, Ecrins). Ces dernières, ainsi que les conditions topoclimatiques, ne permettent pas le maintien d'un englacement pérenne : les processus dominants dans les plus hauts vallons sont par conséquent les processus périglaciaires.

Le massif du Parpaillon est surtout connu pour le col éponyme, culminant à 2780m et se situant sur la ligne de partage des eaux entre la vallée de la Durance et celle de l'Ubaye. Un tunnel a été construit en contrebas de ce dernier, permettant de relier ces deux vallées. D'une longueur de 468m, il a été construit par les chasseurs alpins entre 1891 et 1898. Dans le même temps, le chemin muletier existant a été élargi. Non goudronné, ce chemin carrossable constitue aujourd'hui le témoin de ce qu'était un col alpin avant l'ère de l'automobile (<http://crevoux.chez-alice.fr/pagesdusite/histoire1.htm>) et attire skieur en hiver et randonneurs en été.

Quelques stations de ski jalonnent ce massif, les plus grosses étant Vars et Risoul. Les autres sont de petites stations-villages, telles que Crévoux ou Les Orres, appréciées pour leur authenticité.

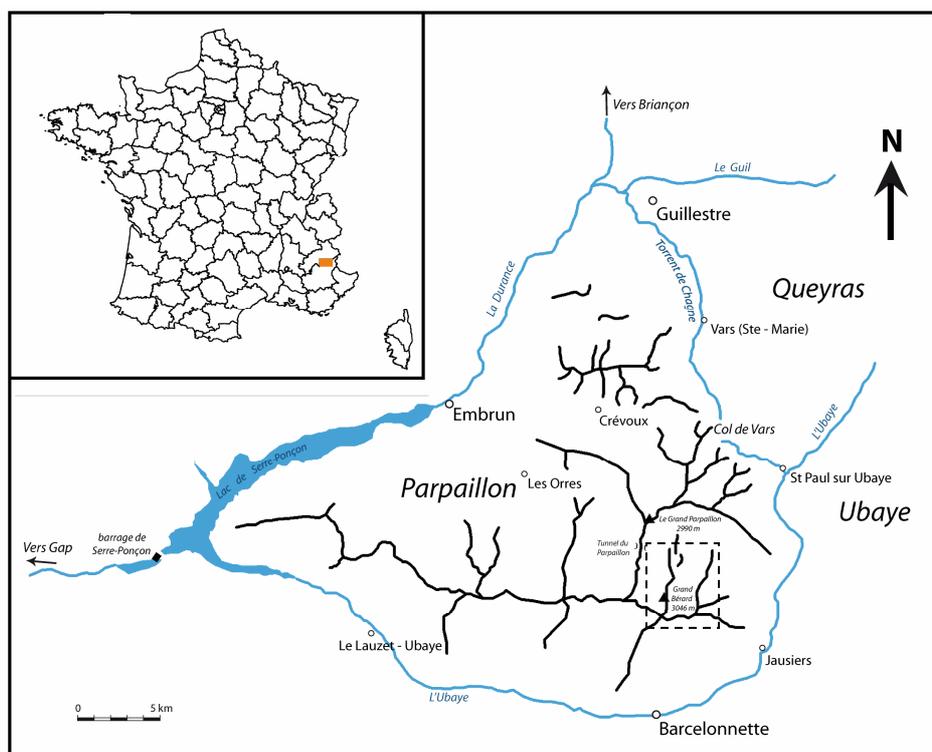


Figure 3.1 : présentation géographique du massif du Parpaillon. En traits tillés, le vallon du Bérard.

3.1.2 Le vallon du Bérard

Le vallon du Bérard est un vallon d'environ 5 km de long avec une faible dénivelée sur 4 km, d'altitude relativement élevée, se développant entre 2200 et 3000 mètres d'altitude. Il se situe au nord de Barcelonnette et s'ouvre selon cette même direction avec les crêtes qui dominent le Riou Bourdoux (torrent reliant l'Ubaye) et dont les sommets sont La Chalanche, la Tête de Frusta et la Tête de Fin Fond. L'accès à ces crêtes est relativement aisé depuis le vallon puisqu'il n'y a pas de barres rocheuses et que la pente n'est pas très forte. Il est par contre bordé par deux crêtes rocheuses assez verticales : à l'Ouest par le Grand Bérard (3046m, cf. photo 3.1) et à l'Est par une arête rocheuse dont l'altitude moyenne est supérieure à 2800m (Tête de Crouès, Les Plastres), ce qui en fait un vallon relativement encaissé.



Photo 3.1 : le Grand Bérard et son imposante arête.

Le fond du vallon se situe à une altitude moyenne de 2200m. Il est entièrement situé dans la série domaniale de la Condamine-Châtelard (cf. figure 3.2).

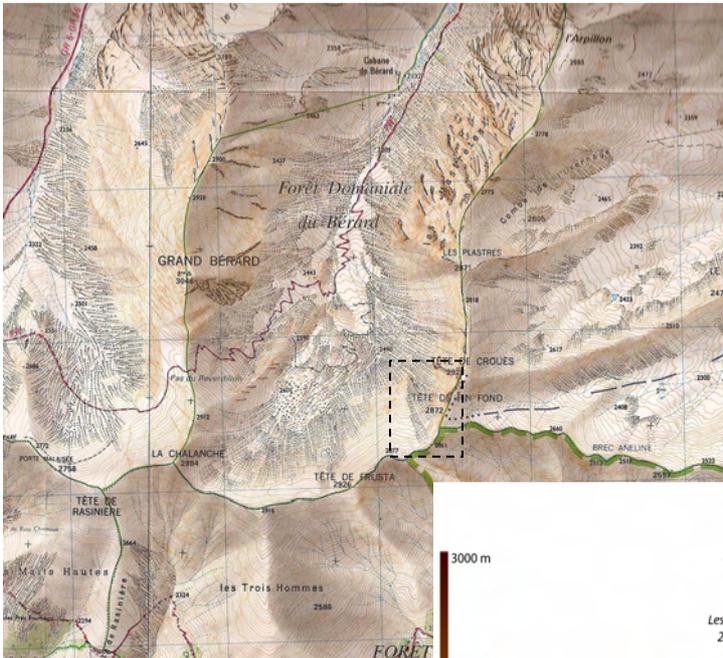
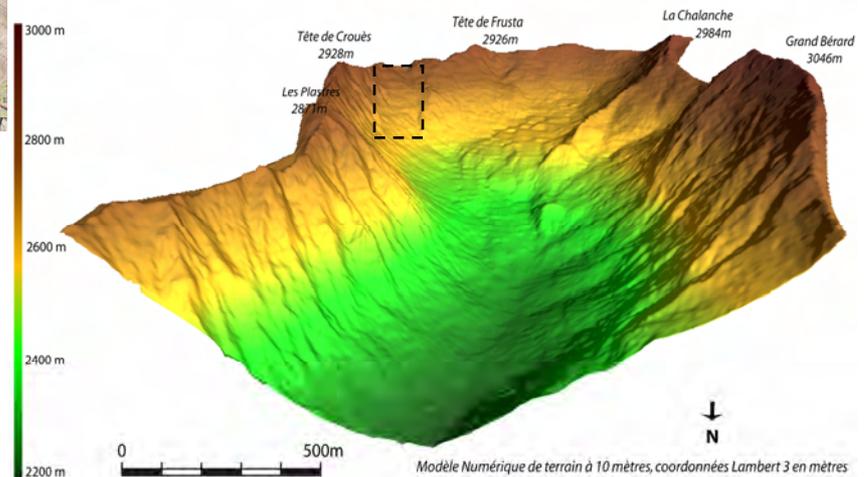


Figure 3.2 : extrait de la carte topographique 1 : 25 000 et Modèle Numérique de Terrain à 10 m du vallon du Bérard, qui a servi de base aux cartes réalisées. En traits tillés, la situation géographique du glacier rocheux du Bérard.



Présentation du Vallon du Bérard

3.2 Cadre géologique

Le glacier rocheux du Bérard se situe entièrement dans la nappe de charriage du Parpaillon constituée de Flyschs à Helminthoïdes d'âge Néocrétacé (cf. figure 3.4). Les bancs calcaires y sont prédominants et ils reposent sur une semelle stratigraphique de schistes argileux noirs, plus argileux que les précédents, appelés « complexe de base ». Le glacier rocheux a la particularité de s'être formé entre ces flyschs à Helminthoïdes (cf. photo 3.2) et les schistes noirs (cf. photo 3.3) qui affleurent à cet endroit. Quelques traces de quartz et de calcite, que l'on ne retrouve souvent que dans les flyschs, ont été observées.



Photo 3.2 : allure générale des flyschs constitutifs du vallon du Bérard en rive droite.



Photo 3.3 : allure générale des schistes noirs affleurants dans l'amont du vallon du Bérard, en rive gauche.

Le terme de charriage désigne le déplacement, sur de grandes distances (de l'ordre de plusieurs kilomètres au moins), de tranches de roches, appelées nappes de charriage, qui viennent ainsi s'empiler sur les roches pas ou peu déplacées et non désolidarisées de leur soubassement, et donc qualifiées d'autochtone (ce qui est le cas de façon générale pour la zone externe des Alpes). Ainsi, un domaine est dit allochtone lorsque sa déformation a été dominée par le phénomène de formation de nappes de charriage, comme c'est généralement le cas pour la zone interne des Alpes.

Autour du vallon du Bérard, l'autochtone est constitué par la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes : il s'agit essentiellement des Terres Noires du Jurassique supérieur, qui sont à l'origine de paysages de bad-lands. Ces derniers, très présents dans les Alpes du Sud, sont caractérisés par de multiples ravines séparées par des croupes dénudées arrondies, et sont l'objet d'études scientifiques, en particulier du fait de leur vitesse rapide d'érosion.

La nappe de charriage du Parpaillon repose en discordance structurale, sur d'autres nappes et sur cette couverture sédimentaire marneuse, par un coussin d'écailles basales désordonnées (cf. figure 3.3).

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

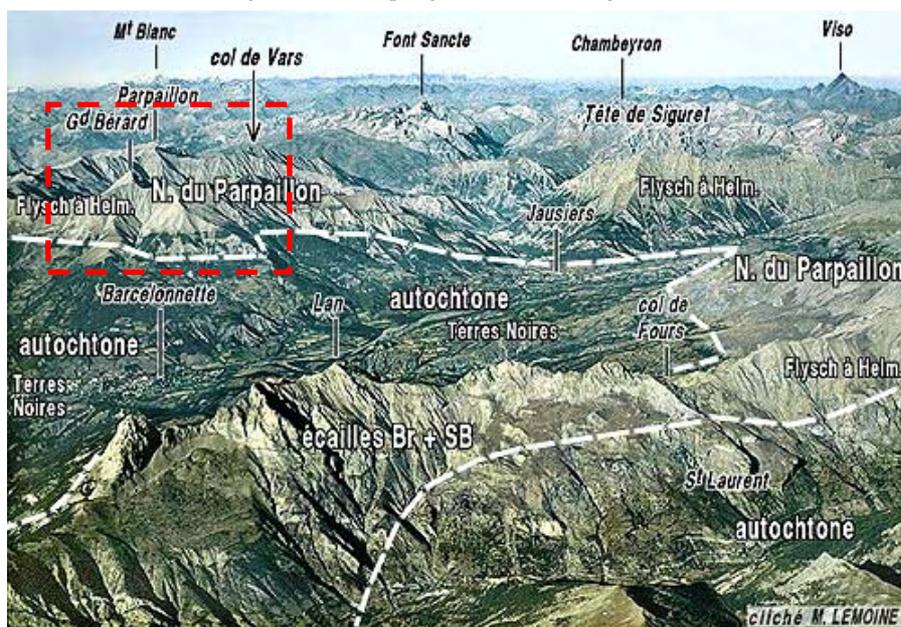


Figure 3.3 : vue aérienne des fenêtres de Barcelonnnette et du Bachelard, tirée du site http://www.geol-alp.com/embrunais/pages_ubaye_basse/barcelo.html. La limite entre nappes et autochtone est soulignée par des traits tillés blancs. Le cadre rouge indique la situation du vallon du Bérard : la limite entre Terres Noires et Flyschs est bien visible sur ce cliché.

Contexte géologique de l'amont du vallon du Bérard

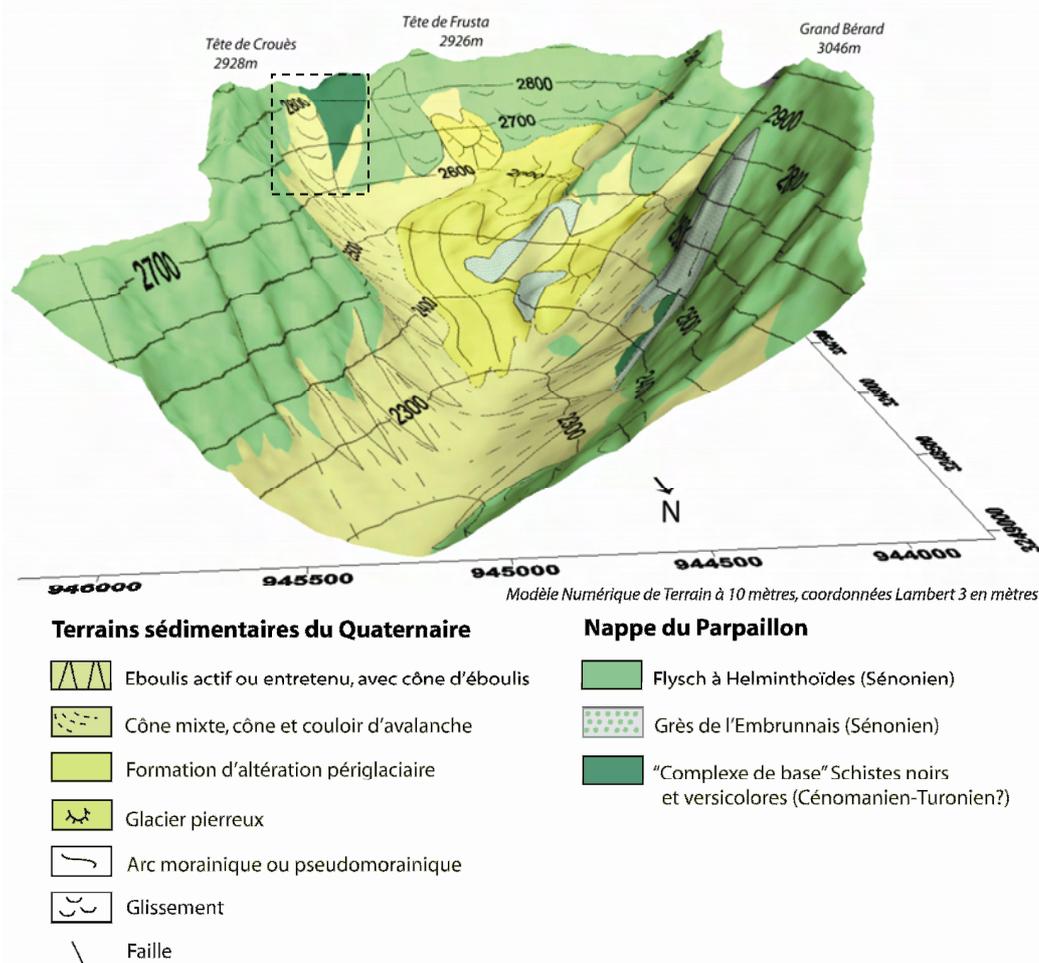


Figure 3.4 : présentation du contexte géologique de l'amont du vallon du Bérard. Les limites des formes et la légende sont directement tirées de la carte géologique au 1/ 50 000 de Barcelonnnette, XXXV-39. BRGM.

Les Flyschs sont un type de formation constitué par une répétition monotone de séquences d'épaisseur métrique à décamétriques, débutant par des termes à gros grain et se terminant par des niveaux à grain fin. Un flysch est typiquement constitué par une alternance de bancs de grès (à base très nette) passant vers le haut à des schistes argileux. Ils se forment par avalanches sous marines de boues et de sables provenant de dépôts de faible profondeur. Chaque séquence correspond à une telle avalanche (appelée courant de turbidité) qui va plus ou moins loin sur les fonds marins plus profonds, où la pente est faible, et s'y décante. On dit donc qu'il s'agit d'une turbidite. Des flyschs sont connus à toutes époques. Ils constituent les témoins d'une instabilité de fonds peu profonds en marge d'une dépression sous-marine accentuée, ce qui est la situation qui prévaut lorsqu'une chaîne de montagne commence sa surrection à partir des fonds océaniques.

Les Flysch à Helminthoïdes constitutifs de la nappe du Parpaillon sont une variété

d'âge Crétacé supérieur, relativement riche en lits calcaires. L'origine de son nom est due à la présence de traces sinueuses, dénommées Helminthoïdes par allusion aux contournements que les vers (marins ou de terre) décrivent avec leur corps, à la surface de certains bancs (cf. photo 3.4). Il s'agit en fait de l'empreinte du déplacement d'animaux inconnus sur la vase du fond marin qui était en place à l'époque (peut être des gastéropodes).



Photo 3.4 : traces sinueuses fossilisées laissées par les animaux marins sur la vase

3.3 Cadre climatique

3.3.1 Généralités

Le climat dans les Alpes de Haute Provence est un climat de type méditerranéen, avec des influences montagnardes d'autant plus marquées lorsque l'altitude s'accroît. De manière générale, le massif Embrunnais-Parpaillon est, parmi les différents massifs qui l'entourent (notamment ceux plus au nord), l'un des moins arrosés, avec une pluviométrie annuelle de l'ordre de 800 mm dans les vallées et de 1000 mm en montagne ([CLPA Embrunnais-Parpaillon](#)). L'activité des perturbations sur ce massif

est en effet relativement faible, ce qui est en grande partie lié à sa position géographique : il est assez éloigné de l'influence atlantique et il se situe à la limite occidentale de la zone d'activité des « retours d'Est ». Les écarts de températures journaliers et annuels sont forts, de gros orages éclatent en été et particulièrement en fin de saison, mais le nombre de jours de soleil moyen est d'environ 300. Les précipitations restent dominantes en automne et au printemps.

Concernant l'enneigement, il est souvent important de Décembre à Avril. Aux alentours de 2000m d'altitude, le manteau neigeux atteint environ 1,50 mètres en milieu de saison deux années sur trois, et 2 mètres une année sur quatre ou cinq. Etant donnée la position méridionale du massif, la fonte commence relativement tôt. Malgré tout, à 2500 mètres d'altitude, l'enneigement peut persister jusqu'au mois de Juillet lors d'années où les cumuls sont importants. De par sa position géographique, les apports en précipitations neigeuses sont limités, les plus grosses chutes de neige étant observées lorsque les perturbations arrivent de Méditerranée

(flux de sud à sud-ouest). Le manteau neigeux se constitue donc généralement par chutes modérées (CLPA Embrunnais-Parpaillon).

Les gradients thermiques altitudinaux ont été estimés à l'échelle des Alpes du Sud par [Douguedroit et De Saintignon \(1970, 1974, cités par Vallauri, 1999\)](#). Ceux-ci ont distingué quatre positions topographiques (ou topoclimats) : fond de vallée, adret, crêtes et ubac pour lesquels ils donnent des valeurs de température de base (minimale, maximale et moyenne) et de gradients thermiques pour les deux premiers topoclimats (cf. figure 3.5).

Topoclimat	Moyenne annuelle au niveau de base	Gradient thermique (en °C par 100 mètres)	R ²	Références
Fond de vallon	14.8	- 0.60	0.99	Douguedroit et De Saintignon, 1974
Adret	16.1	- 0.61	0.94	Douguedroit et De Saintignon, 1974

Figure 3.5 : définition des topoclimats thermiques moyens annuels (fond de vallon et adret) dans les Alpes du Sud (tiré de Vallauri, 1999). Les gradients thermiques sont presque équivalents.

3.3.2 Echelle locale

L'étude des données de quatre stations météorologique du réseau Météo-France entourant le vallon du Bérard permet d'affiner les commentaires effectués ci-dessus. Les paramètres traités pour chaque station sont résumés dans le tableau 3.1.

En climatologie, le climat normal est généralement calculé pour la période 1961-1990. Les séries de données n'étant pas toujours complètes ou ne commençant pas

forcément dans les années soixante, une adaptation avec les dates a été réalisée, le but étant de se rapprocher des trente années nécessaires à établir les normales climatiques. Ainsi, les périodes pour les stations de Barcelonnette, Jausiers, Les Orres et Saint Paul sont respectivement : 1961-1998, 1985-2007, 1961-1990 et 1975-2004. Les résultats sont présentés dans les figures 3.6 et 3.7.

	Coordonnées			Données		
	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Début	Fin	Paramètres
Barcelonnette	44°23'30''N	06°40'18''E	1155	Janv. 1961	Déc. 2007	Tn, Tx, Tm, Rr, Njns
Jausiers	44°24'48''N	06°43'24''E	1240	Janv. 1985	Déc. 2007	Tn, Tx, Tm, Rr
Les Orres	44°30'24''N	06°33'12''E	1445	Janv. 1961	Déc. 2007	Tn, Tx, Tm, Rr, Njns
St Paul/Ubaye	44°35'30''N	06°50'30''E	1903	Janv.1975	Déc. 2007	Tn, Tx, Tm, Rr, Njns

Tableau 3.1: caractéristiques des séries météorologiques mensuelles utilisées pour le secteur Parpaillon-Ubaye, où Tn = température minimale, Tx = température maximale, Tm = température moyenne, Rr = cumul de précipitations et Njns = nombre de jours avec neige au sol.

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

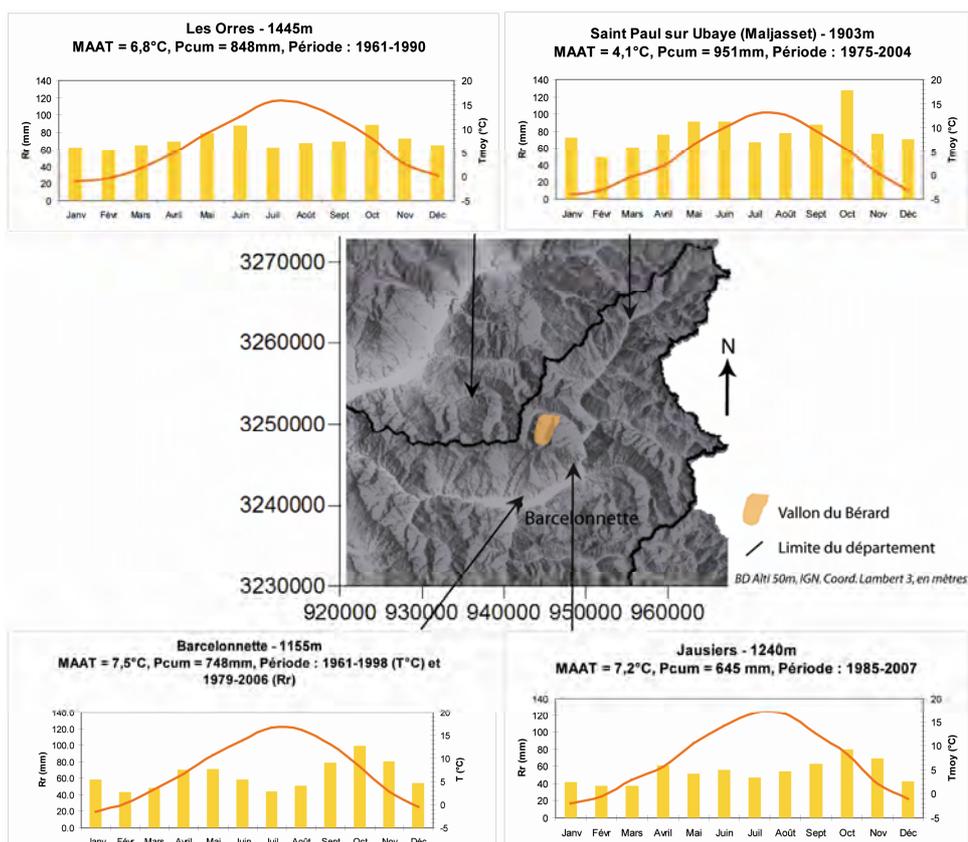


Figure 3.6 : normales climatiques des températures (courbes) et des précipitations (barres) de quatre stations dans le secteur Parpaillon-Ubaye.

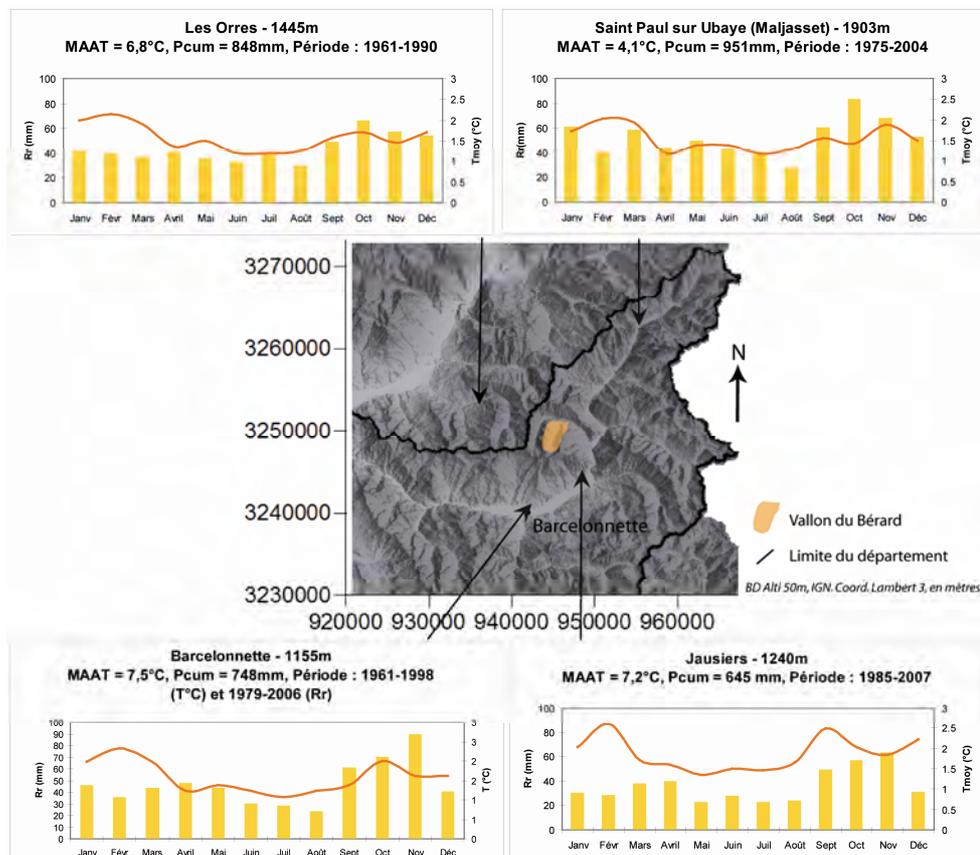


Figure 3.7 : écart-types des températures (courbes) et des précipitations (barres) de quatre stations dans le secteur Parpaillon-Ubaye.

	TM min (°C)	TM max (°C)	MAAT (°C)	Pcum (mm)	Rr min (mm)	Rr max (mm)	Njns moy
Barcelonnette (1155m)	- 1,5 (Janvier)	16 ,6 (Juillet)	7,5	748	43,0 (Février)	99,2 (Octobre)	15
Jausiers (1240m)	- 2 ,1(Janvier)	16 ,8 (Juillet)	7,2	645	36,9 (Février)	79,5 (Octobre)	-
Les Orres (1445m)	- 0,9 (Janvier)	15,8 (Juillet)	6,8	848	58,9 (Février)	89,3 (Octobre)	26
StPaul/Ubaye (1903m)	-1,5 (Janvier)	12,9 (Juillet)	4,1	951	49,6 (Février)	127,5 (Octobre)	42

Tableau 3.2 : caractéristiques principales des normales climatiques pour les quatre stations météorologique choisies dans le secteur Parpaillon-Ubaye, avec : TM min = température moyenne minimale, TM max = température moyenne maximale, MAAT = température moyenne annuelle de l'air, Pcum = cumul des précipitations, Rr min = cumul de précipitations mensuelles minimales, Rr max = cumul de précipitations mensuelles maximales, Njns moy = moyenne annuelle du nombre de jours de neige au sol.

La figure 3.6, ainsi que le tableau 3.2, permettent de nous renseigner sur certaines caractéristiques du climat dans le secteur étudié. Ainsi :

- les régimes thermiques des quatre stations sont assez semblables, malgré leurs différences altitudinales : les températures moyennes minimales sont mesurées en Janvier et les maximales en Juillet. L'amplitude moyenne annuelle est comprise entre 15,4°C (Saint Paul) et 18,9°C (Jausiers). Par contre, les mois ou la température moyenne mensuelle est négative ne sont pas tous les mêmes : Décembre et Janvier pour Barcelonnette, Décembre, Janvier et Février pour Jausiers, Janvier et Février pour les Orres (malgré l'altitude plus élevée par rapport aux deux précédentes), et Décembre, Janvier, Février et Mars pour Saint Paul, la station la plus élevée ;

- les régimes pluviométriques de ces quatre stations sont du type Automne/Printemps/Hiver/Eté. Les cumuls de précipitations, compris entre 645mm et 951mm (station la plus élevée) sont relativement faibles par rapport à l'altitude des stations de mesure. Le mois le plus pluvieux est Octobre, et celui qui reçoit le moins de précipitations est Juillet, ce dernier étant presque un mois sec au sens de Gaussen ($P/T > 2$) pour la station de Barcelonnette. Le climat de la zone étudiée est donc de type subméditerranéen, avec une augmentation des caractères montagnards avec l'altitude.

La figure 3.7, illustrant la distribution mensuelle des écarts-types, nous renseigne sur la variabilité interannuelle du climat pour les quatre stations étudiées et permet de montrer que :

- les courbes des températures se ressemblent globalement, avec un minimum de variabilité s'étalant sur une période comprise entre Mai et Août. Les plus grandes variabilités sont quant à elles observées pour le mois de Février, puis pour le mois d'Octobre ;

- les courbes des précipitations sont elles aussi globalement similaires, avec les plus fortes variabilités s'observant pour les mois de Septembre, Octobre et Novembre. Pour les stations les plus hautes en altitude, qui sont également les plus au nord, le mois d'octobre est celui qui connaît la variabilité la plus élevée, alors qu'il s'agit de Novembre pour les plus basses. Cela est lié aux pluies automnales parfois soutenues dans ce contexte méditerranéen. Les mois d'été, et plus particulièrement Août, sont ceux dont la quantité de précipitations varie le moins, marqués par l'influence méditerranéenne et sa sécheresse estivale ponctuée par quelques orages ;

- enfin, concernant le nombre de jours de neige au sol, le tableau 3.2 indique une augmentation logique de ce nombre de jours en fonction de l'altitude, avec une moyenne de 15 jours à proximité de la station de barcelonnette et de 42 jours pour celle de Saint Paul sur Ubaye.

3.4 Cadre géomorphologique

Un aperçu du contexte géomorphologique du vallon (cf. figure 3.8) dans lequel s'est développé le glacier rocheux du Bérard a été réalisé. L'étude portant sur le domaine périglaciaire et plus

particulièrement sur les formes liées au fluage du pergélisol, l'attention s'est portée sur l'amont du vallon du Bérard, dans une tranche altitudinale comprise entre 2200m et un peu plus de 3000m.

Contexte géomorphologique de l'amont du vallon du Bérard

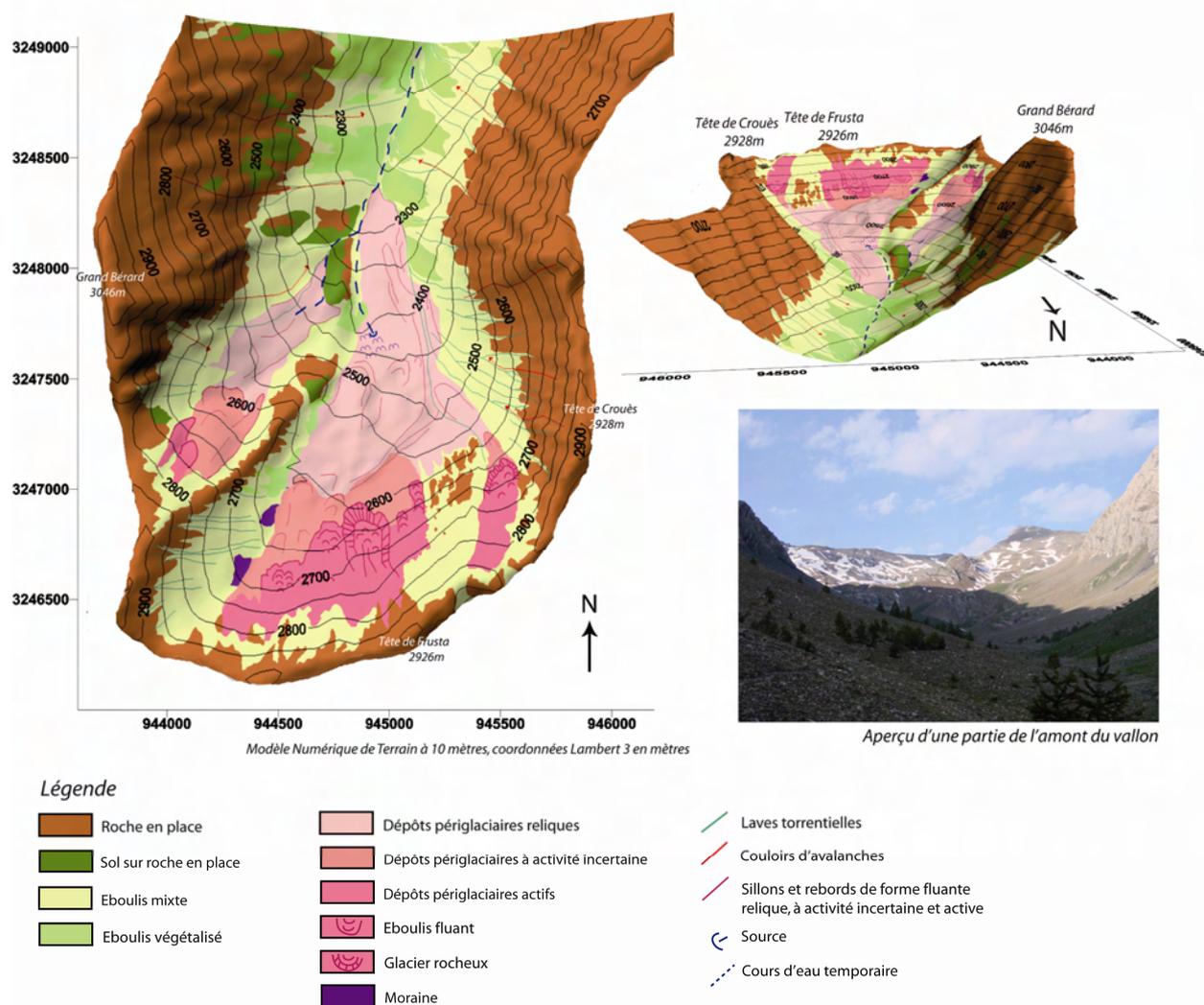


Figure 3.8 : présentation du contexte géomorphologique de l'amont du vallon du Bérard.

3.4.1 Une empreinte périglaciaire forte

La situation géographique méridionale et les conditions topoclimatiques inhérentes au massif du Parpaillon font de ce dernier un massif où l'englacement est, sous les conditions climatiques actuelles, quasiment inexistant. Le vallon du Bérard ne connaît donc pas d'évolution glaciaire. Par contre, son altitude relativement élevée, son exposition générale au Nord, un régime de précipitations qui reste modeste et des matériaux constitutifs sensibles à l'érosion (fournissant donc une masse de débris importante) ont permis l'installation de plusieurs générations de formes plus ou moins fraîches et végétalisées selon leur altitude. Ainsi, le fond de l'amont du vallon du Bérard est en très grande partie occupé par un complexe de formes périglaciaires installées durant les différentes phases froides et moins humides qui se sont succédées depuis la fin du Tardiglaciaire, selon les modalités de mise en place développées dans le chapitre 2.2.

Ce complexe de formes périglaciaires s'est développé dans un contexte géologique fournissant des débris relativement fins. Ainsi, les formes observées sont caractéristiques de cette géologie. En comparant des glaciers rocheux à granulométrie fine évoluant en suisses (Ikeda et Matsuoka, 2006) aux formes évoluant dans le vallon du Bérard (cf. figure 3.9), on remarque de nombreuses ressemblances. Les formes sont en effet petites, ne présentent pas de front imposant mais plusieurs petits lobes et les versants ont un aspect bombé. Le paysage périglaciaire dans le haut du vallon du Bérard est donc différent de ceux rencontrés dans des massifs cristallins où la fourniture en débris est plus grossière. Il est alors nécessaire de spécifier que le complexe de formes installées dans le vallon étudié est un complexe de **formes périglaciaires à granulométrie fine**.

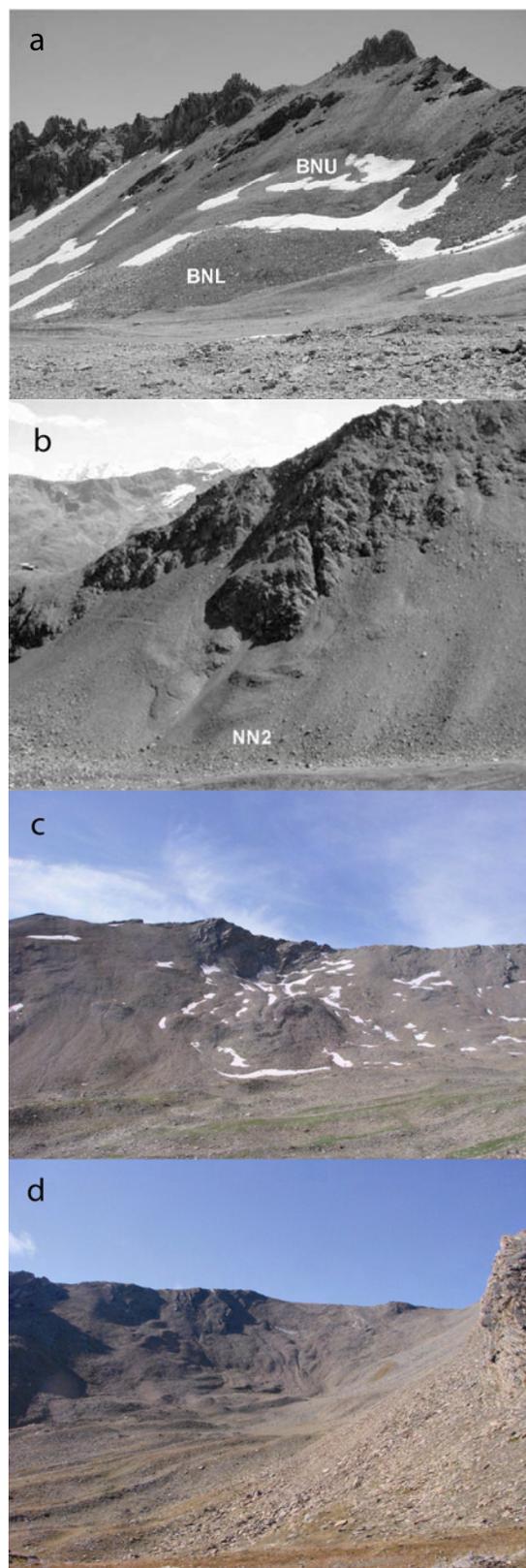


Figure 3.9 : comparaison entre les glaciers rocheux à granulométrie fine étudiés en Suisse (a et b, Ikeda et Matsuoka, 2006) et le paysage dans le haut du vallon du Bérard (c et d).

L'étude n'ayant pas particulièrement porté sur les modalités de la mise en place de ce complexe de formes (pas de mesures géophysiques ou géodésiques réalisées sur ces formes), les explications suivantes ne sont basées que sur l'observation de terrain, les analyses géomorphologiques (cf. chapitre 4.1) et les éléments permettant de supposer une certaine activité de ces dernières : végétalisation, lichens abondants, blocs émoussés, fraîcheur des formes... (cf. chapitre 2). Il est ainsi possible de déterminer que l'altitude de la forme la plus ancienne se trouve vers 2250m. Très végétalisée et très douce, celle-ci pourrait dater de la fin du Tardiglaciaire et plus particulièrement du Dryas Récent (12700 - 11500 BP), première période de refroidissement marqué après le grand réchauffement post-Würmien (Alleröd) (Lahousse, 1994, cité par Trarieux, 2006). Cette forme représente donc l'extension maximale des dynamiques périglaciaires que le vallon ait connu, soit par son arrivée sur une pente trop faible ne permettant plus son fluage, soit par l'atteinte des conditions climatiques permettant un fluage maximal, soit par un apport de matériaux mobilisable conséquent (ici les matériaux déposés lors de la dernière glaciation Würmienne). Ces facteurs peuvent bien évidemment s'être combinés.

Contrairement au vallon de la Route (massif du Combeynot, travaux de Trarieux, 2006 et Bodin, 2007), les différentes successions de glacier rocheux sont moins nettes dans le paysage. Il n'est donc pas évident de relever les autres phases d'évolution périglaciaire dans ce vallon. Néanmoins, il a été possible, notamment grâce aux images satellites, à l'orthophoto 2003 et au travail de terrain, d'observer plusieurs formes plus ou moins

développées et conservées, témoins des différentes générations de glacier rocheux qui se sont mises en place et des variations climatiques s'étant produites entre le Tardiglaciaire et la période actuelle. Ainsi, en se basant sur le travail de Trarieux (2006), nous avons délimité quatre ensembles qui se sont superposés et qui ont fonctionné à des périodes différentes :

- un ensemble de formes reliques, très végétalisées et présentant une topographie de surface douce, entaillée par de larges chenaux d'écoulements, dans laquelle est comprise la plus ancienne forme (extension maximale) précédemment évoquée. Les rebords et quelques sillons de ces formes sont bien conservés (cf. figure 3.10) ;

- un second ensemble plus récent de formes reliques, moins végétalisées et à la topographie de surface plus chaotique, notamment marquée par d'importantes dépressions thermokarstiques et par des chenaux d'écoulement au fond desquels les sols présentent une certaine structure, témoignant d'un fonctionnement périglaciaire (cf. photo 3.5).



Photo 3.5 : superposition de deux ensembles reliques dont la mise en place s'est effectuée à des périodes différentes : l'ensemble amont recouvre l'ensemble aval. La flèche indique la présence d'une dépression thermokarstique imposante

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

- un troisième ensemble se compose de formes plus marquées, plus fraîches et pas ou peu végétalisées dans la partie supérieure, mais dont l'activité n'est pas du tout certaine.

- un dernier ensemble se démarque assez nettement et correspond au fonctionnement périglaciaire actuel, peut-être effectif depuis la fin du PAG. Il est marqué par la présence de deux glaciers rocheux à granulométrie fine (dont celui du Bérard), d'éboulis fluants et de bourrelets protaliques (cf. figure 3.10).

L'étude de la mise en place des différents ensembles périglaciaires est à prendre avec de grandes précautions. Les

connaissances encore insuffisantes sur les réactions du pergélisol par rapport aux variations climatiques (décalage temporel par rapport au démarrage du fluage), les conditions climatiques favorables à la mise en place de ces ensembles qui ont alternées depuis la fin du Tardiglaciaire, et la situation géographique méridionale du vallon, certainement affecté par des conditions différentes par rapport au massif des Ecrins sur lequel se base cette étude rendent cette dernière très hypothétique. Elle constitue néanmoins une étape importante dans la compréhension du fonctionnement passé et actuel de ce vallon que l'on peut en définitive qualifier de **géosystème alpin à présence discontinue de pergélisol**.

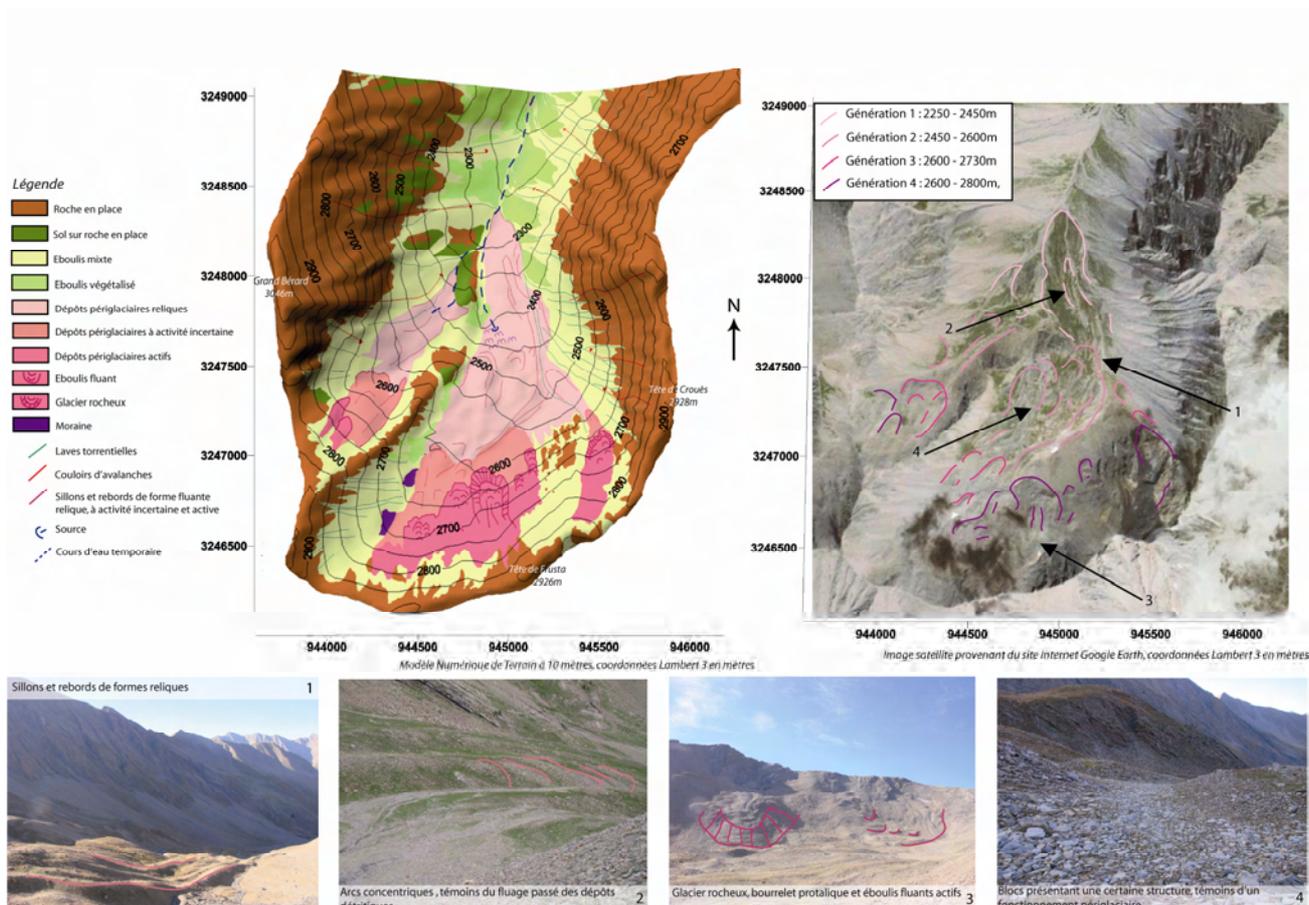


Figure 3.10 : présentation des différents ensembles de formes reliques, à activité incertaine et actives, installés dans le vallon depuis la fin du Tardiglaciaire

Enfin, il semble intéressant, puisque la carte géomorphologique du vallon du Bérard a été établie avec une relative précision, de la comparer au modèle « Alpes du Sud » établi par Bodin (2007) et appliqué à cette partie des Alpes (figure 3.11). La correspondance entre les deux est bonne : les formes périglaciaires actives se

situent de manière générale dans les zones de pergélisol « possible ». Quant aux formes à activité incertaine et reliques, elles se situent hors des classes de répartition, ce qui permet de dire que ces dernières ont évoluées sous d'autres conditions, en particulier sous une MAAT probablement plus basse.

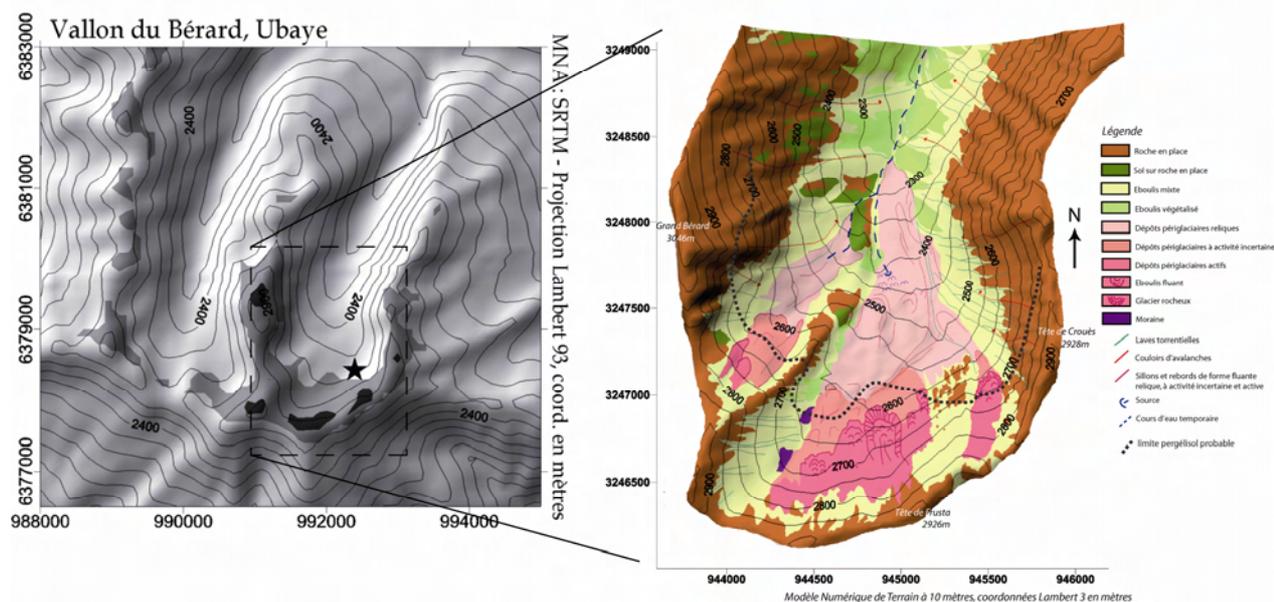


Figure 3.11 : comparaison entre : à gauche, la répartition potentielle (les deux tons de gris correspondent aux classes « possibles » et « probable ») du pergélisol dans le vallon du Bérard d'après le modèle « Alpes du Sud » (Bodin, 2007) et à droite, la carte géomorphologique de l'amont du vallon du Bérard.

3.4.2 Autres formes et processus géomorphologiques

Les dynamiques glaciaires sont inexistantes dans le vallon. Les seuls témoins d'un tel fonctionnement sont une moraine latérale en partie détruite par l'activité gravitaire et la présence de roches polies vers 2450 mètres d'altitude (cf. photo 3.7). Les dépôts morainiques abandonnés lors de la disparition des glaciers sont probablement ceux remobilisés par l'activité périglaciaire, ce qui expliquerait que l'on ne retrouve pas de formes caractéristiques conservées.

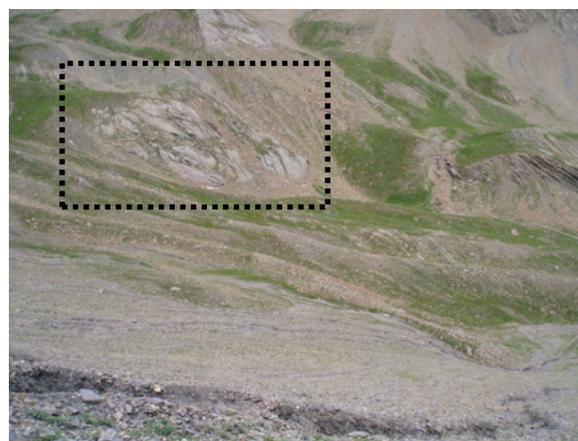


Photo 3.6 : roche moutonnée vers 2450m (photo : Bodin, 2007)

Les écoulements d'eau, généralement absents de la surface, mais fonctionnant lors de fortes averses orageuses comme il s'en produit dans ce secteur, participent activement à la remobilisation des débris accumulés sur les talus d'éboulis. De nombreuses incisions, bordées par des levées témoignant de l'occurrence de laves torrentielles, sont en effet visibles dans le vallon.

Les avalanches constituent également un agent morphogénique important, de par leurs effets sur les talus d'éboulis (cf. photo 3.7) : concavité des talus et dépôts de matériaux typiques (cailloux hétérométriques déposés par la fonte de la neige). Plus à l'aval, de nombreux troncs d'arbre jonchent le sol (cf. photo 3.8), témoignant de cette activité avalancheuse.



Photo 3.7 : talus d'éboulis assisté par les avalanches et incisés par les laves torrentielles



Photo 3.8 : tronc d'arbres morts, témoins de l'occurrence d'avalanches

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

Chapitre 4

4. Méthodologie



4.1 Analyses géomorphologiques

Les analyses géomorphologiques ont consisté à utiliser différents indicateurs de surface permettant d'apporter des renseignements sur les caractéristiques géométriques et stratigraphiques du

glissement, son évolution et sur le contexte environnemental (géologie, climat) avant et après l'événement. Les approches sont détaillées point par point.

4.1.1 Cartographie géomorphologique diachronique du vallon du Bérard

La réalisation de la cartographie diachronique du glacier rocheux du Bérard a débuté par la consultation préalable de documents concernant la zone d'étude : fond de photographies anciennes possédées par les services du RTM 04, photographies, photographies aériennes, orthophotographies (IGN BD-ORTHO 2003). La zone étudiée se situant entre 2500 et 3000m d'altitude, bon nombre de ces documents sont difficilement exploitable à cause de la fonte tardive de la neige, de nombreux névés persistants parfois jusqu'en juillet. Ce travail préliminaire au terrain a constitué un gain de temps conséquent pour la phase de mesures, surtout dans un milieu comme la montagne. La recherche et la lecture de documents concernant le terrain d'étude sont donc primordiales puisqu'ils permettent d'obtenir une vision globale de ce dernier et de nombreuses informations. De même, une première visite de repérage constitue une source d'informations non négligeable.

Parallèlement à la consultation de documents, les observations de terrains et tout un travail d'annotation, de prises de notes et de photographies a été réalisé dans un souci de précision et d'information. Chaque objet géomorphologique possède en effet des caractéristiques propres qu'il n'est pas toujours possible de cartographier et qui ne peuvent être devinées sur des documents de type photo aérienne. Ainsi, les visites sur le terrain ont apporté de nouveaux éléments de compréhension et

ont largement pu compléter le travail de cartographie.

Les cartes géomorphologiques ont été réalisées selon la légende conçue par l'Institut de Géographie de Lausanne (Schoeneich, 1993, 1998a et b, Schoeneich et al, 1998 ; cités sur le site Internet de l'IGUL). Les différentes catégories de processus sont symbolisées par des couleurs conventionnelles (rouge pour les formes structurales, mauve pour le périglaciaire, turquoise pour le karst...) L'intérêt de cette légende réside dans la considération de la composante morphodynamique. En effet, une distinction est faite entre érosion et accumulation. Les formes et surfaces d'érosion et d'accumulation sont distinguées par les couleurs de fond. Ainsi, les formes d'érosion sont dessinées sur fond blanc et les formes d'accumulation sont dessinées sur un fond légèrement coloré dans la couleur du processus de l'accumulation. De ce fait, les zones de rupture du glacier rocheux et d'accumulation des matériaux glissés ressortent de manière nette.

Toutes les cartes effectuées sont basées sur un Modèle Numérique d'Altitude (MNA). Obtenu par digitalisation des courbes de niveau à 10 mètres d'équidistance (d'après la carte IGN 1/25000 3538 ET) au moyen du logiciel MapInfo (version 7.5, SIG vecteur) puis par interpolation au moyen du logiciel Surfer (version 8.03, SIG raster), ce MNA

possède une résolution de 10 mètres. L'utilisation de la cartographie 3D a souvent été couplée à celle 2D dans la présentation des cartes élaborées car elle

permet de se rapprocher de notre vision naturelle du relief et ainsi d'améliorer la représentation des lieux cartographiés.

4.1.2 Stratigraphie du glacier rocheux du Bérard

Un glacier rocheux se compose de glace d'origines différentes : glace de congélation et de sédimentation, et peut être glace de glacier. La rupture du glacier rocheux du Bérard a été une occasion rare d'entrevoir de la glace présente dans les entrailles de ces formations périglaciaires. Il a donc été nécessaire d'étudier et de comprendre la stratigraphie du glacier rocheux au travers des coupes révélées par le glissement, dans le but de déterminer la stratégie d'échantillonnage qui a servi lors des prélèvements de glace (cf. 4.3 analyses

de glace). Ceci s'est déroulé dès les premiers jours de terrain, en parallèle avec les observations et la compréhension des formes présentes dans le vallon du Bérard. Il est important de noter qu'entre les premiers jours de terrains où de la glace a été aperçue (autour du 15 juin 2007) et le jour du prélèvement (le 03 juillet 2007), cette dernière avait beaucoup fondu, nous obligeant à réaliser de petites prospections plus en profondeur, en particulier pour le béton de glace car la couche de matériaux dégelé s'était approfondie.

4.2 Mise en évidence des mouvements de terrain au moyen d'un suivi au DGPS et d'un GPS permanent

Le GPS Différentiel (Differential Global Positioning System) a été utilisé dans cette étude dans le but de réaliser une cartographie précise et de mettre en évidence les dynamiques affectant la masse de matériaux glissée et la partie amont du glacier rocheux potentiellement mobilisable.

Le contexte climatique du terrain nous a limité dans le temps : les mesures ne peuvent en effet être réalisées que lorsque la neige a presque totalement fondu et a

découvert une grande majorité de blocs, c'est à dire entre mi-juin et fin septembre. Deux campagnes de mesures ont été effectuées, chacune ayant nécessité deux journées non consécutives afin de recharger les batteries. La première s'est déroulée à la mi-juin 2007, et l'autre à la mi-septembre 2007, soit un intervalle de trois mois. Il est prévu de retourner sur le terrain lors de l'été 2008 afin d'observer l'évolution des restes du glacier rocheux et de la masse glissée.

4.2.1 Principe de la méthode

Le GPS (Global Positioning System) permet de se positionner de manière relativement précise à n'importe quel moment et dans n'importe quel lieu de la surface terrestre. Il suffit à un utilisateur de posséder un récepteur GPS lui permettant de décoder des signaux transmis par des satellites (au nombre de 28, situés à environ 20 000 km d'altitude) et donc de pouvoir connaître sa position, et éventuellement sa vitesse si il se déplace (calcul de la différence de temps entre l'émission et la réception du signal). La précision du GPS n'atteint cependant qu'une cinquantaine de mètres à cause de contraintes naturelles (réfraction d'une partie du signal dans la ionosphère et la troposphère) et surtout militaires (cryptage du signal le plus précis (L2) par l'armée afin d'être la seule à pouvoir en disposer). Ce système n'est donc pas utilisable pour des applications géophysiques qui peuvent demander une précision centimétrique voire millimétrique.

Une technique un peu différente de positionnement GPS a donc été mise en oeuvre : il s'agit du GPS Différentiel ou

DGPS. Le système reste le même que pour le GPS mais la différence réside dans la réception des signaux, le but étant la correction des erreurs précédemment mentionnées. Un système de référence (base, cf. photo 4.1) est ainsi placé sur un point fixe (une borne géodésique de l'IGN par exemple) qui servira pour toutes les campagnes de mesures. Les erreurs seront ainsi calculées, puis retransmises au(x) récepteur(s) mobile(s) (cf. photo 4.2) qui mesureront avec précision les points successifs que l'on veut mesurer. On obtiendra en fait une mesure de vecteurs d'une grande précision entre la base et le récepteur. Ceci permet une amélioration de la précision approchant quelques centimètres (voire millimètres dans certaines configurations et selon les constructeurs) aujourd'hui. Le DGPS se révèle donc être un bon outil de positionnement et parait de ce fait être adapté tant pour la cartographie que pour le suivi de la dynamique d'un glacier rocheux puisque les fluctuations de ces derniers sont généralement de l'ordre de quelques dizaines de centimètres par an.



Photo 4.1: station de référence (base), col du Lautaret (Bodin, Krysiecki, 2006)



Photo 4.2 : mesure d'un bloc marqué au moyen du récepteur mobile, Vallon du Bérard

4.2.2 Matériel utilisé

Le système DGPS utilisé est le Promark 3 (acquis par l'IGA). Celui-ci est constitué de deux récepteurs GPS monofréquence qui enregistrent les signaux émis par les satellites puis les stockent dans leur mémoire interne ou dans une carte SD, d'au minimum deux antennes GPS (nécessaires pour les levés de précision afin d'obtenir des mesures de très bonne qualité) et d'accessoires utiles au fonctionnement du système, à la qualité des mesures et à l'accès au terrain (câble d'antenne externe, chargeur/adaptateur secteur, batteries, câble USB, extension verticale d'antenne, support récepteur, mètre à ruban et sacoches de transport). Un logiciel (GNSS Solutions) est lui aussi fourni et permet le post-traitement des données, c'est-à-dire le déchargement et le traitement des données recueillies par les récepteurs GPS, traitement qui consiste au calcul de la position relative de tous les points observés par rapport à une ou plusieurs positions de points calculées.

Trois types de levés sont possibles avec ce système :

- stop and go : après initialisation, le récepteur mobile acquiert les mesures en continu et un temps d'arrêt de quelques secondes à quelques minutes est nécessaire sur les points à mesurer ;

- cinématique : comme pour le précédent levé, l'enregistrement est continu mais aucun temps d'arrêt n'est nécessaire ;

- statique : le récepteur mobile collecte uniquement les données des points que l'on désire mesurer, et pas tout le cheminement. Ce dernier type de levé nécessite la fixation du système DGPS sur un trépied, avec un adaptateur et une embase à vis calante.

4.2.3 Elaboration du réseau de mesure et choix du type de levé

Il convient que l'élaboration du réseau de mesure constitue une étape préliminaire aux mesures DGPS. Un repérage sur le terrain s'avère nécessaire afin de marquer les points qui semblent avoir un intérêt pour notre suivi (points fixes et dynamiques), et d'estimer le temps nécessaire à l'approche sur le terrain. Des blocs ont ainsi été marqués et des cairns ont été édifiés à proximité afin de faciliter leur repérage. Le levé statique a été préféré pour remplir les objectifs fixés, car il s'agit de la méthode la plus précise (d'après les caractéristiques techniques). De plus, pour avoir expérimenté la méthode statique et la méthode stop and go, [Bodin \(comm. pers.\)](#) préconise d'utiliser la méthode statique.

Chaque campagne de mesures fait également l'objet d'une autre étape préliminaire, réalisée au moyen du logiciel GNSS Solution (cf. figure 4.2). Celui-ci permet d'indiquer le nombre de satellites visibles par les récepteurs (compte tenu de l'effet de masque lié à la présence de parois) le jour de la campagne et les plages horaires propices ou non aux mesures, ces dernières pouvant être longue si le nombre de satellites et la valeur de PDOP (Position Dilution Of Precision) ne sont pas bonnes (respectivement 5 et supérieure ou égale à

5). Cette dernière est une composante du facteur GDOP (Geometric Dilution Of Precision) qui évalue la géométrie des satellites et se décompose en plusieurs DOP : PDOP pour la position, HDOP pour l'horizontalité, VDOP pour la verticalité et TDOP pour le temps). Plus les DOP sont faibles, plus la précision est bonne (cf. figure 4.1).

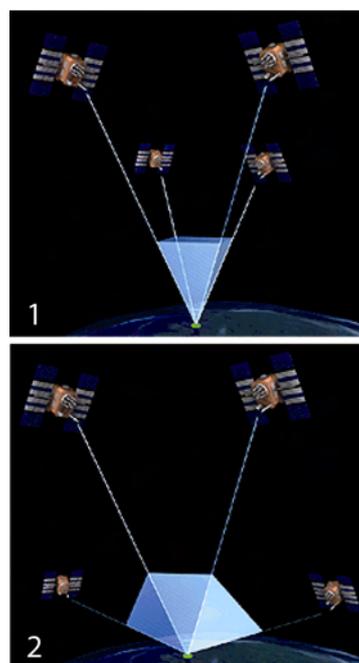


Figure 4.1 : 1. trièdre étroit, GDOP important → faible précision ; 2. trièdre étroit, GDOP faible → bonne précision (tiré de [Charbonnet, 2005](#))

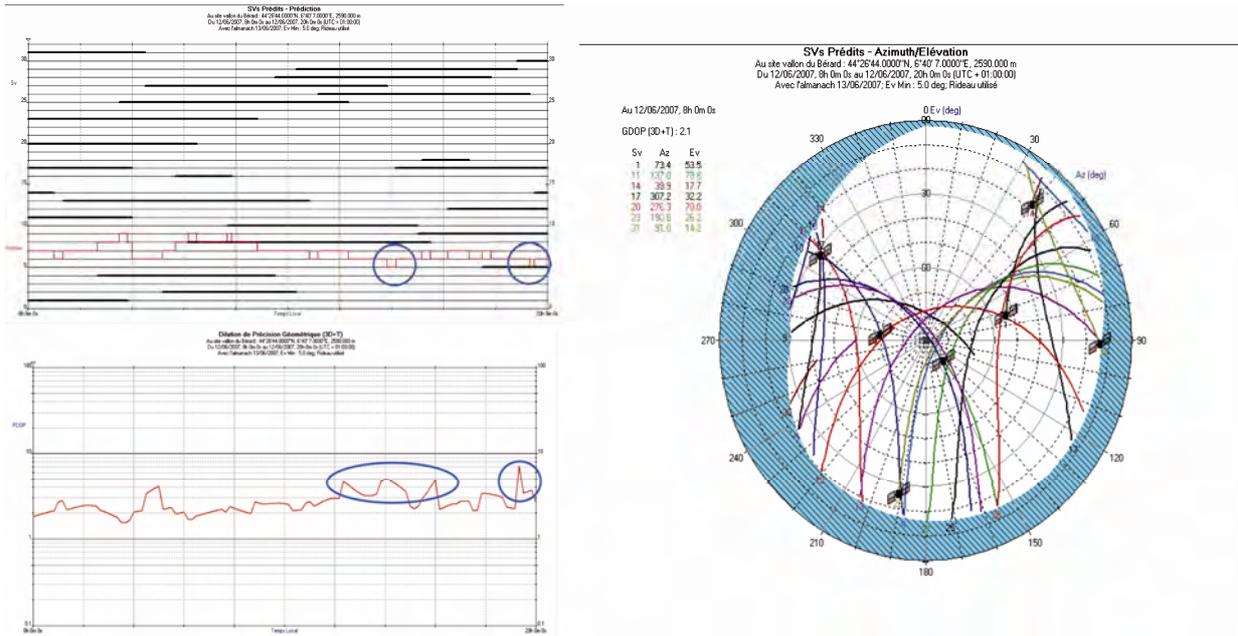


Figure 4.2 : à gauche, le nombre de satellites disponibles (en haut) et les valeurs de PDOP (en bas) pour la journée du 16 juin 2007, où sont entourés les périodes de la journée les moins propices aux mesures ; à droite, les trajectoires des satellites visibles, le bleu représentant le masque généré par les parois du vallon du Bérard, au niveau de la base.

4.2.4 Utilisation d'un GPS permanent

Les mesures au DGPS ont été complétées par l'installation d'un GPS permanent prêté par le LGIT, pendant une durée d'un peu moins de trois mois. Le boîtier d'enregistrement utilisé est le GB 1000 (Topcon ®, cf. photo 4.3) et l'antenne est une Zéphir (Trimble ®, cf. photo 4.4). Le système a été alimenté par une batterie chargée au moyen de panneaux solaires fixés sur un gros bloc, permettant son autonomie totale. L'installation d'un tel dispositif a permis

de suivre très précisément l'évolution du bloc sur lequel l'antenne a été installée puisque l'enregistrement en continu de la position permet une amélioration considérable de la précision. Le choix de ce dernier s'est porté sur un replat, à une trentaine de mètres à l'amont de la niche d'arrachement et à l'abri de toute chute de bloc ou d'un basculement du dispositif.



Photo 4.3 : le boîtier GB 1000 permettant l'acquisition des mesures en continu.



Photo 4.4 : l'antenne Zéphir installée sur un bloc au moyen d'un spit.

4.3 Mesures de paramètres climatiques

4.3.1 Implantation de mini dataloggers

Durant l'été 2007, cinq capteurs enregistreurs miniatures (ou MTD pour Miniature Temperature Datalogger) de type UTL-1 (Onset, cf. figure 4.3) ont été enfoui dans le sol et rattachés à des blocs, à une dizaine de centimètres de profondeur. Autonomes, ils permettent un enregistrement continu ponctuel de la température à l'interface sol-atmosphère. Robustes, d'une précision annoncée de plus ou moins 0,1°C, d'une résolution de 0,27°C et acceptant des températures comprises entre -30°C et +40°C, ces mini dataloggers sont tout à fait adaptés et largement utilisés dans l'étude des milieux périglaciaires et des recherches sur le pergélisol alpin.

Leur implantation a été répartie en fonction de l'altitude et des zones différentes du glissement : dans les restes du glacier rocheux, dans la masse glissée et dans une zone non recouverte par cette dernière (cf. figure 4.4). Chaque data logger a été attaché à un bloc de taille assez conséquente au moyen d'un fil solide, afin de pouvoir les retrouver lors de leur récupération.

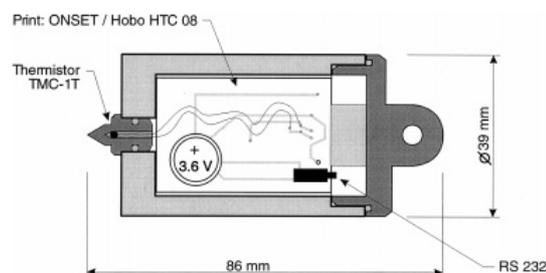


Figure 4.3 : détail d'un mini datalogger de type UTL-1

4.3.2 Installation d'une station météorologique automatique

Une station automatique autonome Davis Vantage Pro à transmission radio et alimentation par panneaux solaires, prêtée par le laboratoire PRODIG (précédemment installée dans la combe du Laurichard par Bodin), a été installée à 2675m d'altitude (cf. photo 4.5). Le site a été choisi pour la présence d'un gros bloc plat permettant la fixation du pied et son haubanage, mais aussi parce qu'il ne présentait pas de danger d'avalanches (cf. figure 4.4).

Cette station permet d'obtenir de nombreuses données concernant la météorologie locale, telles que la température extérieure, la température du sol, le cumul de précipitations, l'humidité extérieure ou encore le rayonnement solaire global. Le but premier de son installation est de croiser les données météorologiques locales avec les résultats du GPS permanent, afin de montrer si le glissement en cours est corrélé aux précipitations ou aux fluctuations de températures.

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?



Photo 4.5 : station météorologique automatique

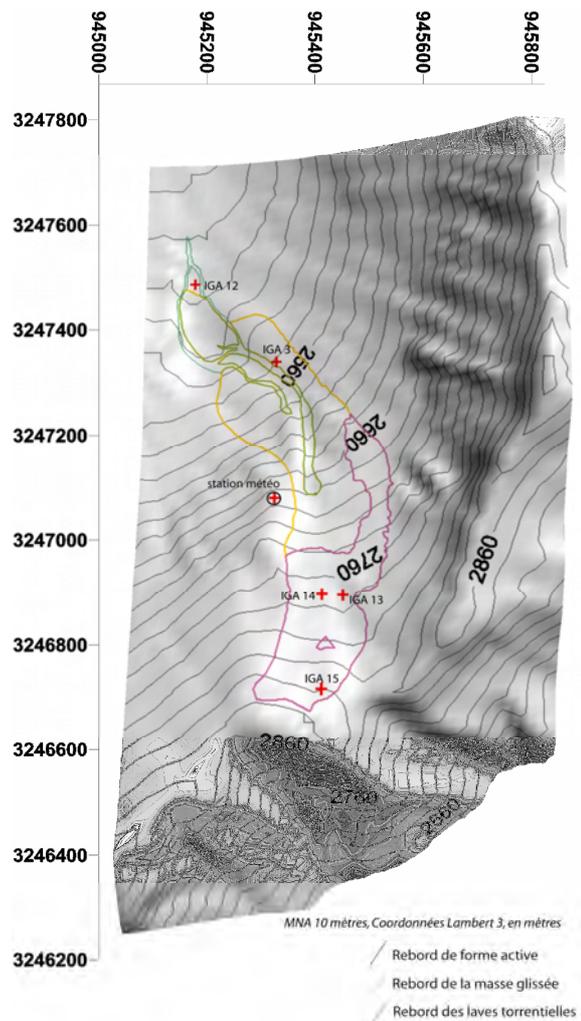


Figure 4.4 : localisation des mini data loggers et de la station météorologique dans le vallon du Bérard.

4.4 Prospections géophysiques

Le pergélisol n'étant pas directement détectable en surface, les informations relatives à la structure interne du pergélisol et des glaciers rocheux sont souvent mises en évidence au moyen de méthodes géophysiques. Ainsi, l'utilisation de techniques telles que la géoélectrique et la sismique-réfraction peut permettre de détecter et de caractériser la présence de corps gelés dans le sol. Celles-ci se fondent, comme nous allons le voir, sur les valeurs différentes que peuvent avoir les paramètres physiques des matériaux dans le sol, et plus particulièrement sur la

conductivité. Basées sur des interprétations de résultats, les coupes mises à jour par la rupture du glacier rocheux du Bérard ont été considérées comme une occasion unique d'étalonner les résultats par rapport à la réalité-terrain. Les mesures ont été réalisées grâce à deux collaborations : celle de Denis Fabre pour les sondages verticaux et les traînés, et celle de l'ADRGT pour les profils électriques et sismiques. Si les appareils de mesures sont différents, les méthodes appliquées n'en sont pas moins basées sur les mêmes principes.

4.4.1 La géoélectrique

Cette méthode peut être essentiellement utilisée pour cartographier la distribution du pergélisol, étudier les

couches composant le sous-sol et caractériser le pergélisol (Pieracci, 2006).

4.4.1.1 Principe de la méthode

La géoélectrique est utilisée afin de mesurer la résistivité électrique d'un terrain. Celle-ci dépend de paramètres physiques tels que la nature de la roche, la porosité, la quantité d'eau sous forme liquide et d'air, le contenu en glace, l'origine de la glace ou encore la température (Delaloye, 2004 ; Lambiel, 2006). La résistivité d'un pergélisol est notamment fonction de ces trois

paramètres, faisant de la géoélectrique une méthode particulièrement adaptée à la prospection du pergélisol (Haerberli et Vonder-Muhll, cités par Lambiel, 2006), d'autant plus que la glace, agissant comme un isolant électrique, possède une résistance beaucoup plus élevée par rapport à la roche et aux sédiments (cf. figure 4.5).

Qualification de la résistivité spécifique	Ordre de grandeur de la résistivité spécifique (kΩm)	Typicité du mélange glace/sédiments (ice/rock mixture)
Extrême	> 10'000	Glace de zone d'accumulation glaciaire tempérée
Très élevée	3'000-5'000	Corps de glace massive : lambeaux de petits glaciers (glacierets), cônes d'avalanches ou plaques de glace enfouies, glace de ségrégation (?), glace de zone d'accumulation glaciaire froide
Élevée	1'000-2'000	
Peu élevée	100-500	Sédiments gelés $\left(\begin{array}{cccc} - & + & - & - \\ \text{température} & \text{et/ou} & \text{glace} & \text{et/ou} & \text{eau non gelée} \\ + & & - & & + \end{array} \right)$
Faible	20-50	
Très faible	<10	

Figure 4.5 : qualification de la résistivité spécifique d'un mélange de glace (0-100%) et de sédiments et typicité (Delaloye, 2004)

Ainsi, la glace de glacier (glace sédimentaire) peut atteindre des valeurs de résistivité supérieures à 10 MΩm. La glace massive (glace de congélation par regel ou ségrégation) possède des résistivités de l'ordre de 1 à 2 MΩm tandis que la résistivité de la roche ou de sédiments se situe aux alentours de 10 kΩm. De ce fait, dès que de la glace est présente dans des sédiments, la résistivité augmente. Cependant, la température, et donc la portion d'eau gelée contenue dans un sol, a une influence significative sur la résistivité

(Hauck, 2001 ; Delaloye, 2004). L'augmentation de la résistivité d'un matériau sédimentaire gelé peut par conséquent être très faible lorsque la température d'un terrain est proche de 0°C (Lambiel, 2006). Par contre, en dessous de 0°C, la résistivité augmente de manière exponentielle plus les températures sont froides (cf. figure 4.6). Les mesures de résistivités dans un pergélisol froid seront ainsi plus élevées que dans un pergélisol tempéré.

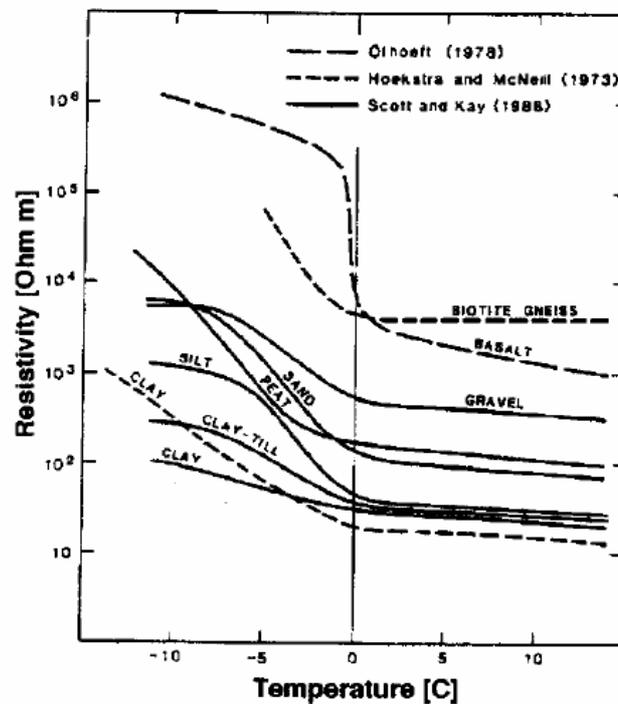


Figure 4.6 : résistivité de différents types de matériaux (basalte, craie, sable, gneiss...) en fonction de la température (Hauck, 2001)

La porosité du terrain a également une influence sur les valeurs de résistivité mesurées (Fisch *et al.*, 1977, cités par Lambiel, 2006). En effet, lorsque la proportion de vides est importante, ce qui est généralement le cas pour la surface d'un glacier rocheux, la résistivité des matériaux augmente sensiblement, l'air possédant une résistivité considérée comme infinie.

Il est impossible d'établir une relation directe entre les résultats de la géoélectrique et la nature d'un pergélisol puisque plusieurs paramètres ont une influence sur la résistivité électrique d'un matériel. Il est généralement considéré que cette résistivité dépend en grande partie de la teneur en glace du pergélisol (Delaloye, 2004).

4.4.1.2 Application

La méthode consiste à injecter un courant électrique (I) dans le sol à l'aide d'un générateur de courant continu, entre deux électrodes (A et B). Cela crée dans le sous-sol un champ électrique d'allure semi-sphérique. La différence de potentiel (ΔV) qui en résulte est mesurée par deux autres électrodes (M et N). Le calcul de la résistivité (ρ) peut ensuite être effectué, à l'aide de la formule suivante :

$$\rho = k * \Delta V / I$$

où k est une constante qui dépend de la disposition géométrique des quatre électrodes, ΔV est la différence de potentiel et I l'intensité du courant. En fait, la résistivité que l'on mesure est appelée résistivité apparente (ρ_a) car il s'agit de la résistivité mesurée dans toutes les couches traversées par le courant électrique, couches possédant chacune leur résistivité spécifique (ρ_s).

Il existe différentes configurations (au moins quatre principales) pour la disposition des électrodes. Dans chaque cas A, M, N et B se suivent dans cet ordre sur une même ligne :

- configuration de Wenner (cf. figure 4.7) : les distances AM, MN et NB sont égales et valent a ($k = 2\pi a$) ;

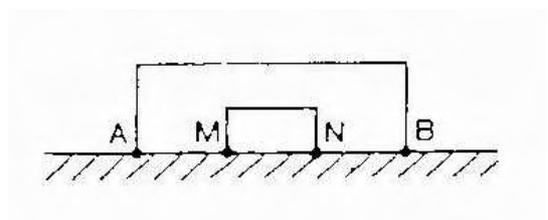


Figure 4.7 : dispositif Wenner

- configuration symétrique de Schlumberger (cf. figure 4.8): les distances AM et NB sont égales et multiples de MN et $k = \pi \cdot AM \cdot AN / MN$;

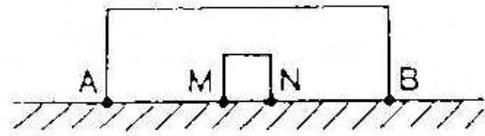


Figure 4.8 : dispositif Schlumberger

- configuration dipôle-dipôle (cf. figure 4.9), pour laquelle $AB = MN$ et la distance entre les deux dipôles est variable ;

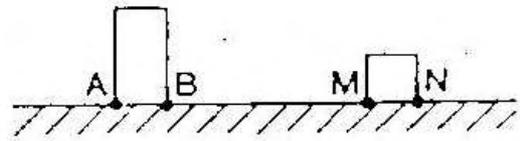


Figure 4.9 : dispositif dipôle-dipôle

- configuration dissymétrique de Hummel : A ou B est remplacée lors de la mesure par une électrode fixe C placée perpendiculairement au dispositif AMNB à une distance «infinie», c'est-à-dire aussi grande que possible et au moins égale à AB; $k = 2\pi \cdot AM \cdot AN / MN$ (Delaloye, 2004).

Selon les dispositifs mis en œuvre, la fonction de sensibilité (figure 4.10) ne sera pas la même. Cette dernière permet de connaître, pour un terrain homogène, l'influence des variations de la résistivité dans une région et des différents dispositifs sur la mesure de la différence de potentiel. Plus sa valeur sera élevée (par exemple à côté des électrodes), plus la mesure du potentiel sera influencée. Chaque dispositif possède des valeurs de fonction de sensibilité différentes et vont par conséquent être influencés de manières différentes par la géométrie des corps à étudier. Par exemple, le dispositif Wenner sera plus sensible à une variation verticale de la résistivité puisque la fonction de sensibilité est étalée horizontalement, alors que le dispositif dipôle-dipôle sera plus influencé par une variation horizontale de

la résistivité puisque la fonction de sensibilité est étalée verticalement (cours « online » de Chapellier).

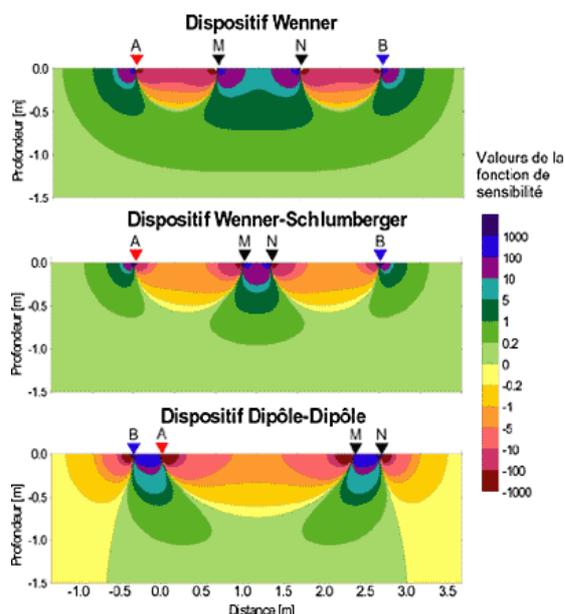


Figure 4.10 : sensibilité des différents dispositifs (www.centef.ch/geophys/c-res.htm)

4.4.1.3 Le sondage

Le sondage est une méthode qui a pour objectif l'identification verticale des différents niveaux du terrain. Le dispositif reste fixe et les électrodes A et B sont éloignées à chaque mesure (Lambiel, 2006). Plus la distance entre les deux électrodes est grande, plus le champ électrique créé dans le sol et donc les résistivités mesurées est profond. L'écartement graduel des électrodes permet ainsi de retracer la variation de la résistivité apparente avec la profondeur et de faire ressortir la superposition de couches de résistivités spécifiques différentes (Delaloye *et al.* 2004). Comme nous l'avons précédemment mentionné, il existe différentes configurations géométriques pour les électrodes.

Selon Lambiel (2006), la coupe du terrain classique d'un pergélisol en terrain sédimentaire est généralement la suivante :

- un niveau actif, souvent constitué de deux sous-couches, la première

Enfin, la profondeur d'investigation du champ électrique dépend de l'écartement des électrodes A et B (plus on les écarte, plus elle est grande) et de la nature du sous-sol. Elle est généralement environ égale à $AB/4$ (Milsom, 1996, cité par Lambiel, 2006) mais dépend de la résistance du terrain. En contexte de terrain très résistant, elle est bien plus petite.

Trois techniques sont en général utilisées pour prospecter le pergélisol : le sondage, le traîné et la tomographie (ou pseudo-section), techniques qui sont précisées dans les paragraphes suivants.

correspondant à un niveau de blocs aéré dont la résistivité peut être très élevée (plus de 100 k Ω m) et la deuxième possédant une résistivité beaucoup moins élevée (inférieure à 5 k Ω m) car les vides sont de plus en plus colmatés par de fines particules mélangées à de l'eau et de la glace ;

- un niveau gelé possédant une résistivité généralement comprise entre 10 k Ω m et 500 k Ω m. Un niveau plus résistant (glace massive) peut parfois être présent au sommet du niveau gelé ;

- un niveau sédimentaire non gelé (résistivité inférieure à 5-10 k Ω m), faisant parfois office d'aquifère (inférieur à 1 k Ω m) ou alors de bedrock (inférieur à 10 k Ω m).

Les résistivités apparentes obtenues sont reportées sur un graphique bi-logarithmique (cf. figure 4.11). Les résistivités spécifiques s'obtiennent par un

procédé d'inversion à l'aide d'un logiciel informatique : la courbe des résistivités apparentes mesurées est simulée en définissant des valeurs d'épaisseur et de résistivité pour chacune des couches identifiées. Reste à interpréter le sondage, en considérant quelques règles de base comme celle de l'équivalence (une couche résistante et peu épaisse a la même

influence sur la courbe qu'une couche épaisse et peu résistante) ou encore l'effet de surpente, observé lorsque le contraste entre la première couche conductrice et la deuxième couche est tel que la pente de la courbe est supérieure à 45° (Lambiel, 2006).

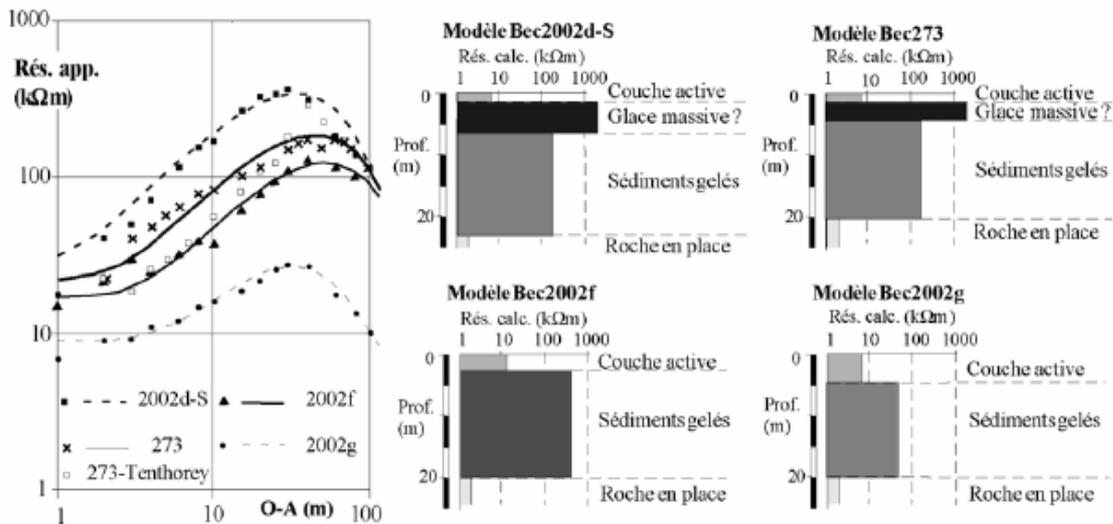


Figure 4.11 : exemples de sondages électriques verticaux obtenus sur l'ensemble des moraines de poussées aux Becs-de-bosson. Sur le graphique, les symboles représentent les valeurs mesurées avec en abscisse la demi-distance entre les électrodes de courant (environ 2 à 5 fois la profondeur d'investigation) et en ordonnée la résistivité apparente (fonction de toute l'épaisseur de terrain traversée par le courant électrique) ; les courbes sont calculées par inversion à partir de modèles de terrain (3-4 couches d'épaisseur et de résistivité spécifiques que l'on essaye d'interpréter) ; le principe consiste à déterminer pour chaque sondage le modèle permettant d'ajuster au mieux la courbe calculée sur les valeurs mesurées (Delaloye et al., 2004).

4.4.1.4 Le traîné

Le paragraphe précédent a montré que le sondage permettait d'acquérir des informations sur l'évolution verticale des résistivités. La méthode du traîné permet quant à elle de cartographier les changements latéraux de résistivité apparente, à une profondeur choisie. Pour cela, il faut fixer une valeur d'écartement aux électrodes et se déplacer sur le terrain en conservant cet écartement (Delaloye et al., 2004). Les électrodes sont généralement placées selon la configuration de Wenner, qui requiert une

géométrie A-M-N-B avec $AM = MN = NB = a$ (Pieracci, 2006). La constante k pour le calcul des résistivités apparentes est $k = 2pa$. Ce procédé permet de décaler le dispositif d'un cran, en n'installant qu'une seule nouvelle électrode à chaque mesure, ce qui représente un atout non négligeable sur des terrains difficiles. La répétition du procédé le long de lignes parallèles permet d'obtenir une deuxième dimension, rendant possible la réalisation d'une carte (Delaloye, 2004).

4.4.1.5 La tomographie

La tomographie de la résistivité électrique du sol permet de réaliser des profils de résistivité en 2D. Cette méthode représente en quelque sorte une combinaison entre le sondage vertical et le traîné (Delaloye, 2004). Un nombre important d'électrodes (jusqu'à plusieurs dizaines) est disposé à intervalle régulier le long d'une ligne et sont toutes reliées à un résistimètre. Plusieurs centaines de mesures peuvent être réalisées avec les différentes combinaisons d'électrodes (Wenner, Schlumberger ou dipôle-dipôle), permettant de calculer la répartition de la

résistivité électrique dans le sous-sol. Les résistivités apparentes sont représentées sous forme de pseudo sections (cf. figure 4.12). L'image 2D de la variation des résistivités du sous-sol est obtenue au moyen de logiciels d'inversion (RES2DINV). La tomographie est une méthode assez récente de plus en plus utilisée dans la prospection périglaciaire en région de montagne (par ex. Hauck et Vonder Mühl, 1999, 2003a, b ; Hauck *et al.*, 2000 ; Hauck, 2001, Vonder Mühl *et al.*, 2001b ; cités par Delaloye, 2004).

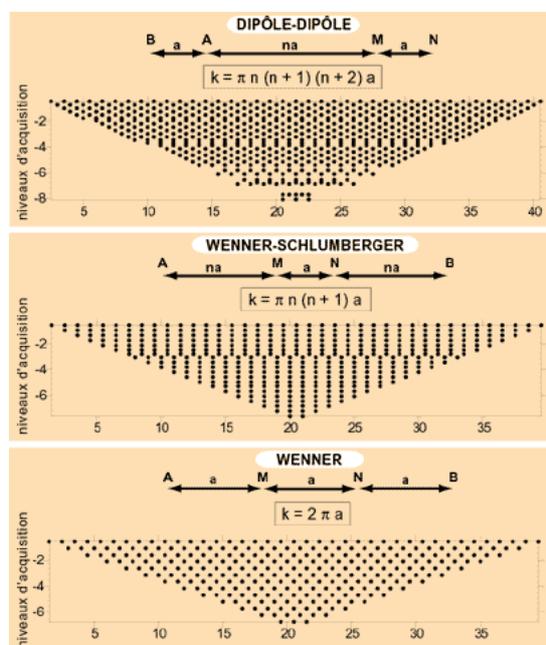


Figure 4.12 : Pseudo section pour différentes méthodes(www.centef.ch/geophys/c-res.htm)

4.4.2 La sismique-réfraction

En milieu périglaciaire, la sismique-réfraction est principalement utilisée pour déterminer l'épaisseur de la couche active (utilisation d'un marteau) ainsi que la profondeur de la limite entre les matériaux sédimentaires et le lit rocheux (utilisation

d'explosifs, ce qui n'a bien évidemment pas été le cas ici) (Pieracci, 2006). Dans le cadre de notre étude, elle permettra de mettre en évidence les principales discontinuités à la base du glacier rocheux et dans les terrains sur lesquels il repose.

4.4.2.1 Principe de la méthode

Un choc sur le sol crée des ondes de compression, ondes appelées ondes P (pour ondes Primaires). En sismique-réfraction, ces ondes sont générées par un coup de marteau sur une plaque en métal posée à la surface du terrain étudié. Après le coup, elles se propagent dans le sol, en traversant différents matériaux à des vitesses différentes. Lorsqu'elles arrivent à l'interface de deux couches distinctes (et donc traversées par les ondes à des vitesses

différentes), leur parcours est modifié (cf. figure 4.13), (Otto et Sass, 2006). Une partie des ondes sismiques est réfléchiée selon un angle d'incidence i . Une autre partie se propage en profondeur. Enfin, une troisième partie est réfractée vers la surface, quittant l'interface avec un angle critique de réfraction (i_c), ondes appelées head wave (Hauck, 2001). Ce sont ces ondes qui sont enregistrées par des géophones.

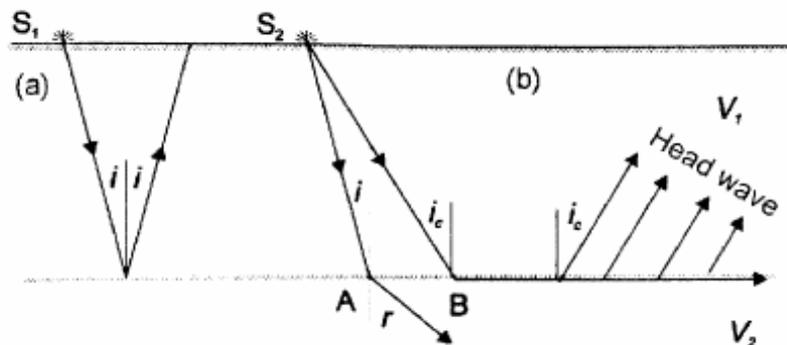


Figure 4.13 : représentation schématique des ondes réfléchies (a) et des ondes réfractées (b) avec l'angle critique de réfraction (i_c) et les ondes de tête (Head wave), (Milsom, 1996, repris par Hauck, 2001)

Le temps qui s'écoule entre le choc et l'enregistrement à la surface détermine la vitesse de propagation de l'onde. Cette dernière se calcule tout simplement par la

formule $V = x / t$, où V est la vitesse, x la distance et t le temps de parcours (Pieracci, 2006).

4.4.2.2 Facteurs contrôlant la vitesse de propagation des ondes

Comme nous l'avons vu, les vitesses de propagation diffèrent selon les couches que les ondes traversent. En milieu

périglacière, les vitesses typiques de propagation selon les milieux ont été relevées (cf. figure 4.14).

Eboulis grossier, moraine	sec	300 – 1200 m/s	Couche active
Eboulis grossier, moraine	humide, compacté	1000 – 2000 m/s	Couche active
Aquifère		1500 – 2500 m/s	
Pergélisol	selon le contenu en glace	2000 – 4500 m/s	Pergélisol supérieur
Roche en place	fortement fracturée	2500 – 4000 m/s	
Roche en place		4000 – 6000 m/s	
Glace de glacier		3300 – 3800 m/s	

Figure 4.14 : tableau des vitesses sismiques pour différents types de matériaux (Delaloye, 1997, repris par Pieracci, 2006)

Ainsi, ce tableau permet de montrer que les vitesses de propagation diminuent lorsque les matériaux sont de plus en plus poreux, que les ondes sismiques se propagent plus vite dans des matériaux humides et que la différence entre de la roche en place et du pergélisol n'est pas très nette.

La température du sol est un autre facteur de contrôle des vitesses de

propagation (Hauck, 2001). Celles-ci augmentent lorsque la température diminue, et comme pour la résistivité, l'augmentation est nette en dessous de 0°C et ralenti de manière différente mais significative selon les matériaux (cf. figure 4.15). Les vitesses de propagation devraient logiquement être plus élevées dans un pergélisol froid que dans un pergélisol tempéré.

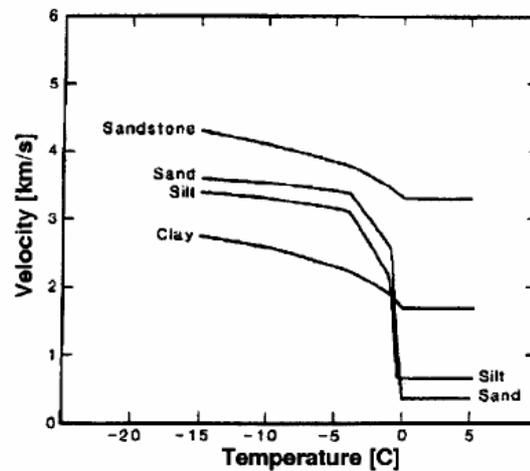


Figure 4.15 : vitesses de propagation des ondes P dans différents matériaux (Hauck, 2001)

4.4.3 Matériel utilisé

4.4.3.1 Sondages et traînées

L'appareil utilisé pour la réalisation des sondages et des traînées est appelé BM1 (cf. photo 4.6) et est commercialisé par la firme MAATEL Electronique à Grenoble. Il est contenu dans une mallette portative ce qui en fait un appareil adapté pour le terrain et ne nécessitant pas un nombre de personnes important. Sa conception électronique permet de générer une tension de 2000V entre les électrodes A et B. Quatre électrodes d'injection de courant et deux bobines complètent le dispositif. Ce dernier a été utilisé par Denis Fabre sur de nombreux sites pour la prospection du pergélisol.

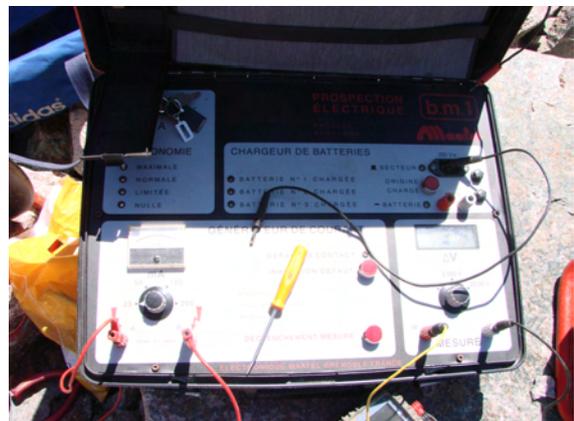


Photo 4.6 : le générateur de courant continu BMI

4.4.3.2 Prospection électrique et sismique

4.4.3.2.1 Matériel

Le matériel utilisé par l'ADRGT est beaucoup plus conséquent que le précédent et demande une logistique plus lourde et un nombre de personnes plus important, au moins pour son transport. Pour les mesures dans le vallon du Bérard, le matériel a été hélicoptéré, puisqu'il n'existe pas de pistes permettant un accès en véhicule tout terrain. De plus, deux bidons d'eau de 40 litres, nécessaires à l'humidification du sol sous les électrodes afin d'améliorer la circulation du courant, ont dû être transportés, du fait de l'absence de sources dans le haut du vallon.

Pour la prospection électrique, le matériel nécessaire se compose de 64 électrodes, de quatre flûtes de 80m permettant de raccorder les électrodes avec un espacement de 5m et d'une flûte de 80m pour laquelle l'espacement entre les électrodes est de 2,5m et du résistivimètre Terrameter SAS 4000 (cf. photo 4.7) qui gère le dispositif d'acquisition désiré (Wenner, dipôle-dipôle...).

Pour la prospection sismique, le dispositif se compose de deux flûtes sismiques de 60m de long avec un espacement de 5m entre les géophones, de 24 géophones (cf. photo 4.9) dont la fréquence de coupure est égale à 4,5 Hz, de l'enregistreur 24 traces Géode de Géométrics et d'un ordinateur portable pour l'acquisition des données. La source utilisée pour la génération d'ondes est un marteau. Plusieurs tirs sont nécessaires au niveau de chaque géophone afin de déterminer et d'éliminer le bruit ambiant.



Photo 4.7 : le résistivimètre Terrameter SAS 4000



Photo 4.8 : ligne d'électrodes raccordées à une flûte



Photo 4.9 : Géophone utilisé pour la prospection sismique

4.4.3.2.2 Traitement

Pour les profils sismiques, deux types d'interprétations sont effectués. La première est réalisée selon la méthode classique plus/minus à partir des hodochrones (représentation de la propagation des ondes sur un graphique du temps d'arrivée t en fonction de la distance x entre la source et le récepteur) issus du pointage du temps des premières arrivées. Cette méthode permet d'obtenir la profondeur de l'interface sismique (toit du substratum ou surface d'une lentille de glace conséquente), ainsi que les vitesses

sismiques des ondes P des terrains sus et sous-jacents.

La deuxième interprétation est celle réalisée par tomographie sismique, qui utilise un programme d'inversion du temps des premières arrivées d'ondes, selon la méthode SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique). Cette dernière a été choisie en raison de sa robustesse vis-à-vis du bruit ambiant. La tomographie permet de mettre en image les éventuelles variations latérales de vitesses à toutes les profondeurs.

4.5 Analyses de glace

Les analyses de glace macroscopiques et microscopiques fournissent des renseignements sur la structure et l'origine de la glace (glace de névé, de regel, de glacier enfoui...). La forme des cristaux, la quantité d'air emprisonnée dans la glace, la déformation des bulles d'air...sont autant d'éléments qui peuvent apporter des informations sur les mécanismes possibles de déformation de la glace et, à une échelle

plus large, sur la compréhension de la formation et du fluage des glaciers rocheux. Les accès naturels autorisant une observation directe de leur structure interne sont rares et la rupture du glacier rocheux du Bérard présente une occasion à ne pas laisser passer.

4.5.1 Prélèvement et stockage

La première étape a consisté à un prélèvement d'échantillons de glace préalablement identifiés grâce à l'analyse stratigraphique et aux observations de terrain. Cela n'a nécessité qu'une seule journée, mais une organisation pour le prélèvement, le stockage et le transport assez précise. Le prélèvement de plusieurs blocs de glace pure d'une dizaine de centimètres cube chacun a été réalisé (cf. photo 4.10). Ceux-ci ont été prélevés à la tronçonneuse et à la scie. Leur orientation n'a pas été relevée, puisqu'il s'agissait de blocs cassés et éparpillés lors du glissement, ce dernier ayant perturbé l'orientation originelle de la glace dans le glacier rocheux. Une glacière et plusieurs sacs plastiques noirs ont suffi pour redescendre les échantillons prélevés, le temps de descente étant d'une heure environ.

Ils sont restés dans ce dernier, et le traitement des échantillons en laboratoire a été réalisé ultérieurement.



Photo 4.10 : exemple de bloc de glace pure prélevé

Par contre, la durée du voyage entre La Condamine-Châtelard (04) et Grenoble (38) étant supérieure à trois heures, les blocs ont été stockés dans un congélateur qui a été rebranché dès l'arrivée à l'IGA.

4.5.2 Réalisation de lames minces

La confection d'une lame mince doit se faire à basse température : la chambre froide du LGGE utilisée pour les analyses de glace était à une température de -15°C , ce qui est largement assez froid. Cette étape est simple : il suffit de découper le bloc prélevé à la scie de manière à ce qu'une de ces faces soit de la même taille que la plaque de verre qui va accueillir l'échantillon (cf. photo 4.11).

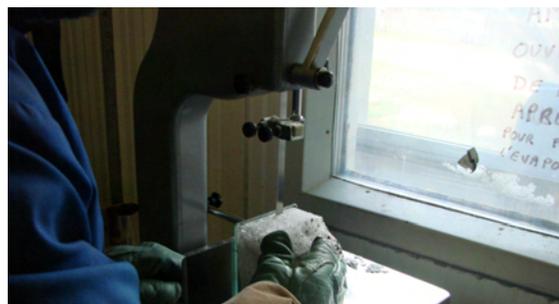


Photo 4.11 : dressage de la face qui va être soudée à la plaque de verre.

Une fois polie au papier de verre, celle-ci va être soudée par légère fusion puis regel à la plaque de verre (cf. photo 4.12).



Photo 4.12 : soudure de la face préparée à la plaque de verre.

Une « tranche » d'environ 0,5 centimètre d'épaisseur est ensuite recoupée à la scie (cf. photo 4.13).

Enfin, l'affinage se fait au microtone, un appareil composé d'un support pour les lames de verre qui s'élève de quelques micromètres à chaque passage sous des sortes de lames de rasoir (cf. photo 4.14). On obtient ainsi une lame mince dont l'épaisseur, inférieure à un millimètre, est constante.

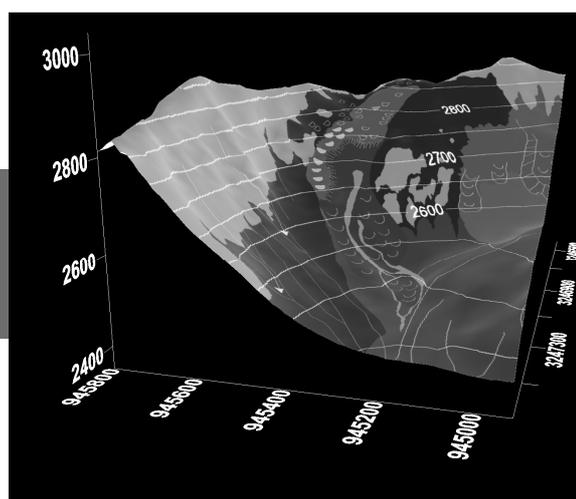
Ces lames sont ensuite observées au polariseur. Puisque la glace n'admet quasiment aucune molécule ou aucun atome étranger à l'intérieur de son réseau, tous les ions sont repoussés à la limite des cristaux lors du processus de cristallisation (Vallon, 1970). Ce sont ces limites que l'on observe sous forme de plages colorées selon l'orientation des cristaux par rapport aux ondes du polariseur.

ERROR: stackunderflow
OFFENDING COMMAND: ~

STACK:

Chapitre 5

5. Résultats



5.1 Analyses géomorphologiques

Les relevés de terrain effectués durant l'été 2007, les analyses de photographies aériennes et de l'orthophoto de 2003 ont permis de dresser le contexte géomorphologique du glacier rocheux du Bérard et de son environnement immédiat avant (cf. chapitre 3.4) et après sa rupture. Une chronologie des situations

géomorphologiques en 2003 (5.1.1), durant l'été 2006 (5.1.2) et en 2007(5.1.3) est donc proposée afin de mettre en lumière les changements provoqués par la rupture du glacier rocheux du Bérard. Une discussion concernant les causes probables ayant provoqué cet aléa fera suite à cette chronologie (5.1.4).

5.1.1 Situation géomorphologique en 2003

La cartographie géomorphologique de l'amont du vallon du Bérard a été établie et exposée dans le chapitre 3. Il s'agit dans cette partie de se focaliser sur le glacier rocheux du Bérard et son environnement immédiat (cf. figure 5.1). L'étude géomorphologique a montré l'existence de plusieurs ensembles de formes périglaciaires qui se sont successivement mises en place dans le vallon depuis la fin

du Tardiglaciaire. Concernant le glacier rocheux du Bérard, les deux générations les plus récentes (celle en cours et la précédente) se distinguaient dans le paysage (Evin et al., 2007): l'ensemble inférieur supposé inactif, dont le front peu marqué se situait vers 2550m d'altitude et l'ensemble supérieur supposé actif, dont le front plus marqué se situait un peu au dessus de 2650m.

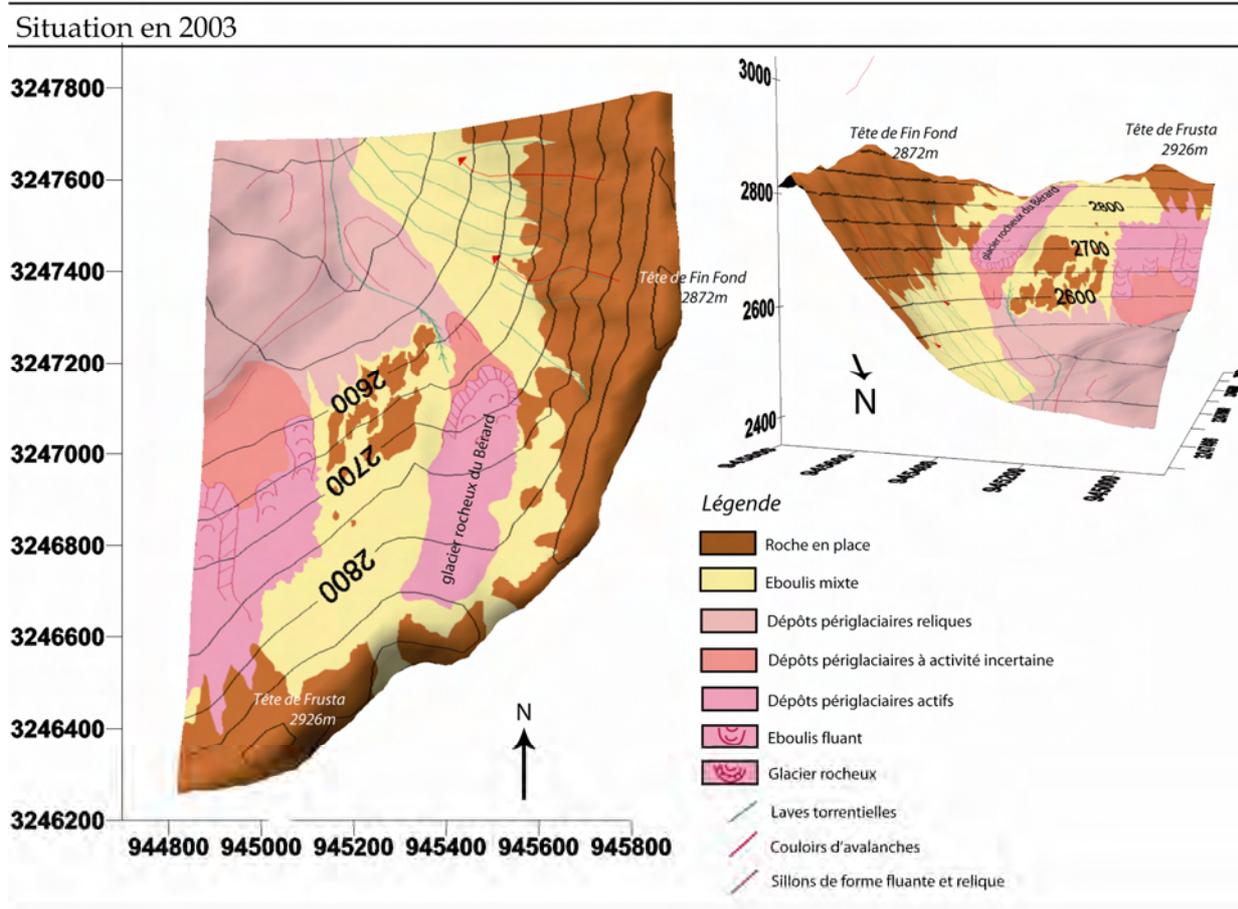


Figure 5.1: contexte géomorphologique de la rive droite du vallon du Bérard en 2003.
5. Résultats

Le glacier rocheux se situe entièrement dans des flyschs, mais est bordé en rive droite par des parois constituées de flyschs à helminthoïdes, tandis que sa rive gauche est constituée de schistes noirs, la transition entre les deux types étant assez nette. Bien que l'on ne dispose pas de photos obliques du glacier rocheux du Bérard avant sa rupture, ses caractéristiques géologiques, associées à sa morphologie et à l'évolution des versants environnants (cf. chapitre 3.4), font de celui-ci un **glacier rocheux à granulométrie fine**. Par contre, les deux rives connaissent des évolutions géomorphologiques et hydrologiques un peu différentes de par la finesse, la dureté ou encore la sensibilité à la gélifraction des matériaux.

En 2003, le glacier rocheux du Bérard était un glacier rocheux dont la

morphologie ne présentait pas franchement les signes d'une forte activité: son contour n'est pas nettement délimité et son front est peu marqué par rapport au glacier rocheux à granulométrie fine qui se développe sur une autre partie du vallon. De même, sa topographie de surface est assez chaotique, présentant de nombreuses dépressions comme le montrent la carte des pentes et l'image satellite issue de Google Earth où les névés soulignent ces dernières (cf. figure 5.2, document 2 et 3). Ces observations laissent à penser que ce glacier rocheux présentait un affaiblissement de sa dynamique car sa morphologie chaotique n'est pas typique d'un glacier rocheux actif (cf. chapitre 2). Les dépressions constituent peut-être les signes de la fonte de la glace en son sein et par conséquent un signe observable de sa dégradation.

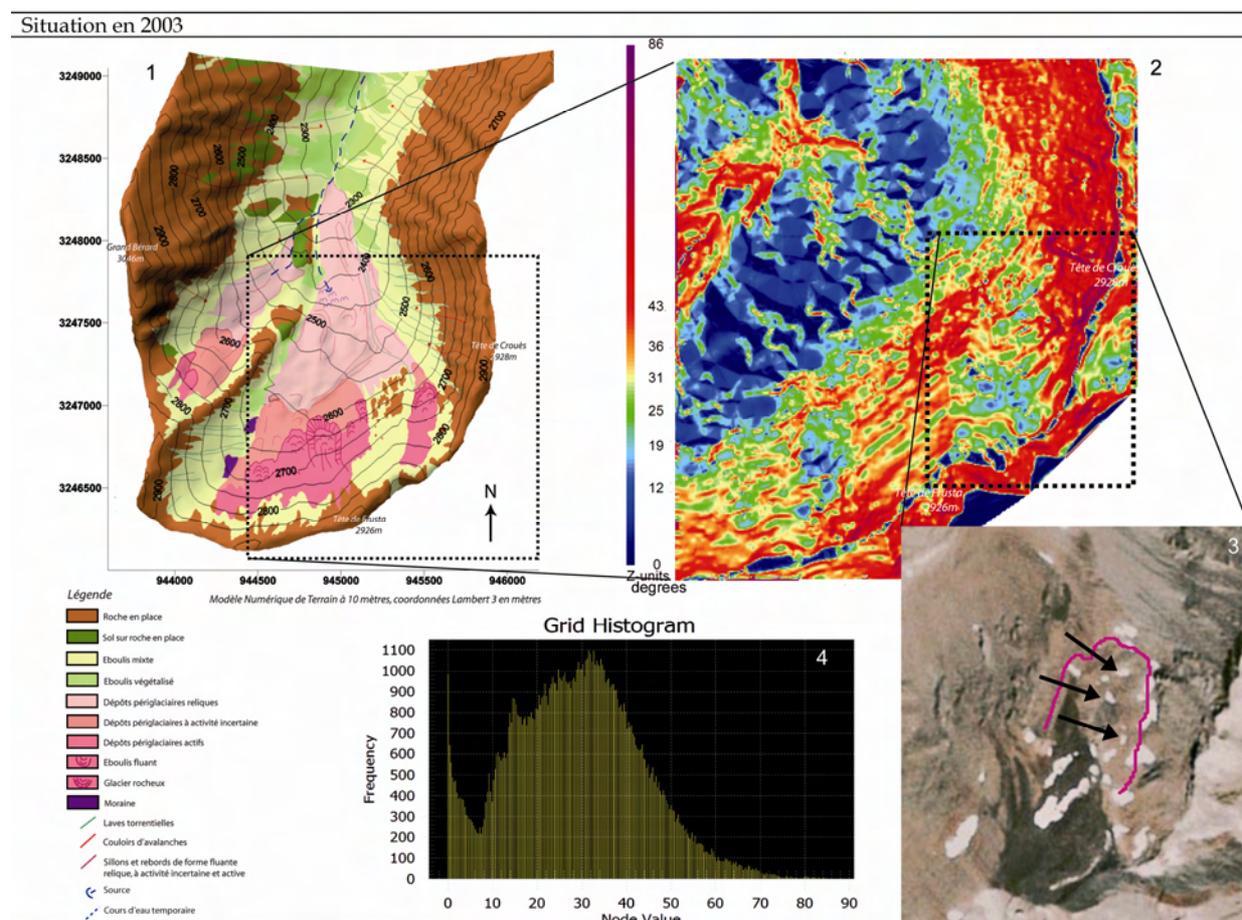


Figure 5.2 : rappel du contexte géomorphologique (1) aidant à la localisation de la carte des pentes (2) et des dépressions sur le glacier rocheux du Bérard (3). Le document 4 présente la répartition des surfaces en fonction de la pente (en ordonnée, la fréquence en nombre de pixels).

Par ailleurs, il semble que ce glacier rocheux présentait des signes précurseurs de sa déstabilisation en 2003 (cf. figure 5.3). Un affaissement (cf. figure 5.3), présentant la même forme générale et se situant au même endroit que la niche

d'arrachement (cf. figure 5.3 à droite) entre 2700 et 2750m d'altitude, est identifiable sur l'orthophoto de 2003. Au pied de ce dernier, il semblerait que des coulées de débris se soient produites.

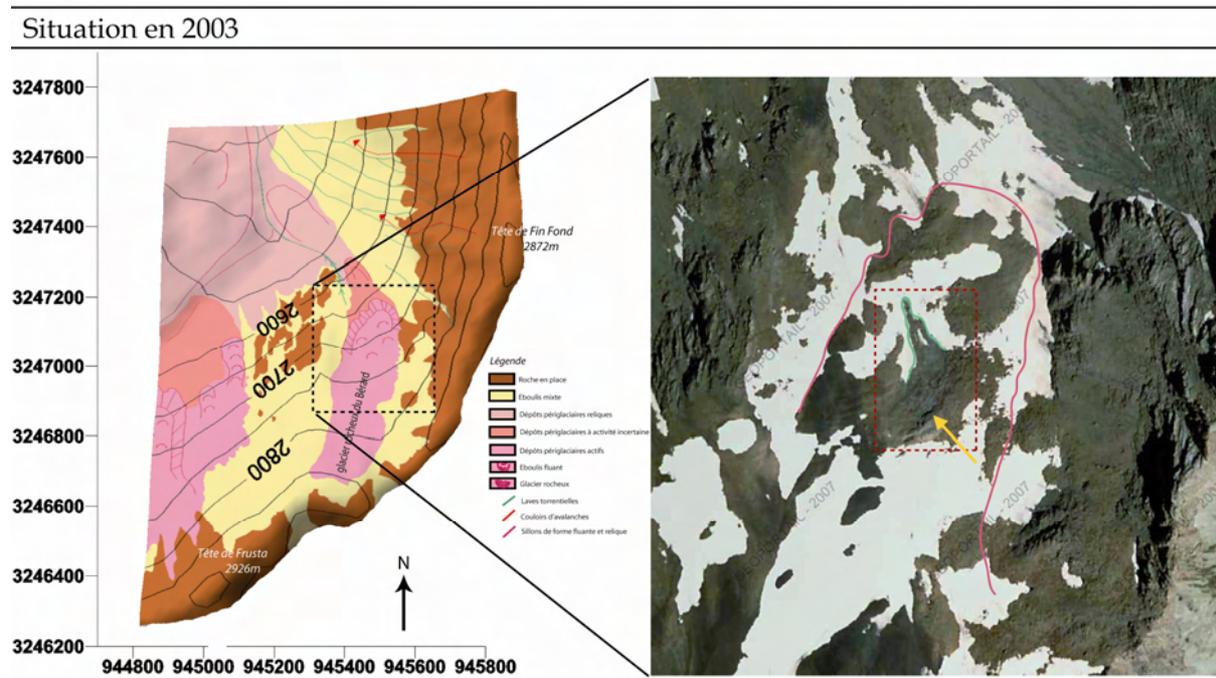


Figure 5.3 : présentation de l'affaissement apparaissant sur l'orthophoto de 2003.

5.1.2 Situation géomorphologique durant l'été 2006

D'après le témoignage du berger, les prémisses de la rupture se sont manifestés vers le 10 juillet 2006 : des fissures sont apparues à la surface du glacier rocheux supposé actif, entre 2700 et 2750m d'altitude, puis se sont élargies (cf. figure 5.4) : « les premières fentes sont apparues à la mi-juillet sur le premier ressaut. Puis une forme de rimaye est apparue, toujours sur le premier ressaut » ([témoignage du](#)

[berger](#)). Ce n'est qu'un mois plus tard, aux alentours du 19 août, que des paquets de blocailles prises dans une matrice de glace ont glissé par bouffées sur un replat structural se situant vers 2500m d'altitude. A l'issue de l'été 2006, plus de deux millions de mètres cubes ont ainsi été mobilisés. La partie éventrée laisse alors apparaître de la glace massive intercalée entre deux couches de sédiments gelés.

Situation pendant la fin du mois de juillet 2006

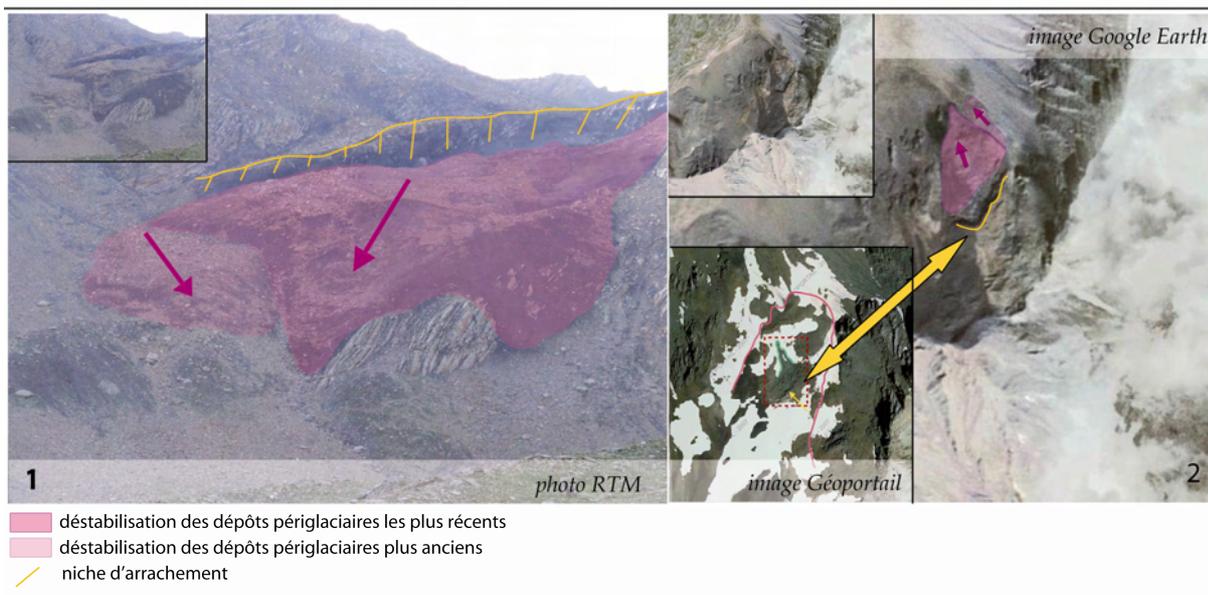


Figure 5.4 : présentation de la rupture avant que la masse ne glisse totalement (photo RTM 2006, images satellite Google Earth et Géoportail).

La photo de la figure 5.4 laisse clairement apparaître une zone fortement déstabilisée s'écoulant dans un talweg et chevauchant une autre zone présentant de petites fractures. Le glissement de la partie

aval du glacier rocheux actif semble avoir entraîné les matériaux détritiques déposés lors de la précédente phase de fonctionnement périglaciaire (à gauche).

5.1.3 Situation géomorphologique en 2007

La majeure partie des matériaux déstabilisés s'est accumulée lors de l'épisode pluvieux de la mi-août 2006, sur un replat structural situé entre 2500 et 2550 mètres, limité à l'ouest par un rebord de forme périglaciaire relique. Sous l'effet de la douceur estivale de la fin du mois d'août et de septembre, la matrice de sédiments gelés et la glace massive contenues dans le glacier rocheux ont en partie fondu, libérant de manière continue une quantité de matériaux non négligeables. L'hiver 2006-2007 a très probablement interrompu le processus de fonte, qui a repris dès la hausse des températures au printemps 2007. Lors des premières campagnes de

terrain (mi-juin), une incessante activité gravitaire témoignait de la reprise de ce processus. Celles-ci ont permis d'observer et de proposer une cartographie de l'état du versant sur lequel évoluait le glacier rocheux (cf. figure 5.5). La rupture brutale de ce dernier a entraîné de nombreuses déstabilisations qui se sont répercutées jusqu'au col. Elle a par conséquent engendré une chaîne de processus qui ont modifié et modifie toujours plus ou moins profondément la géomorphologie du versant. Les effets de cette rupture sont présentés sur la figure 5.6 et repris en détail dans les paragraphes suivants selon une progression aval/amont.

Situation en 2007

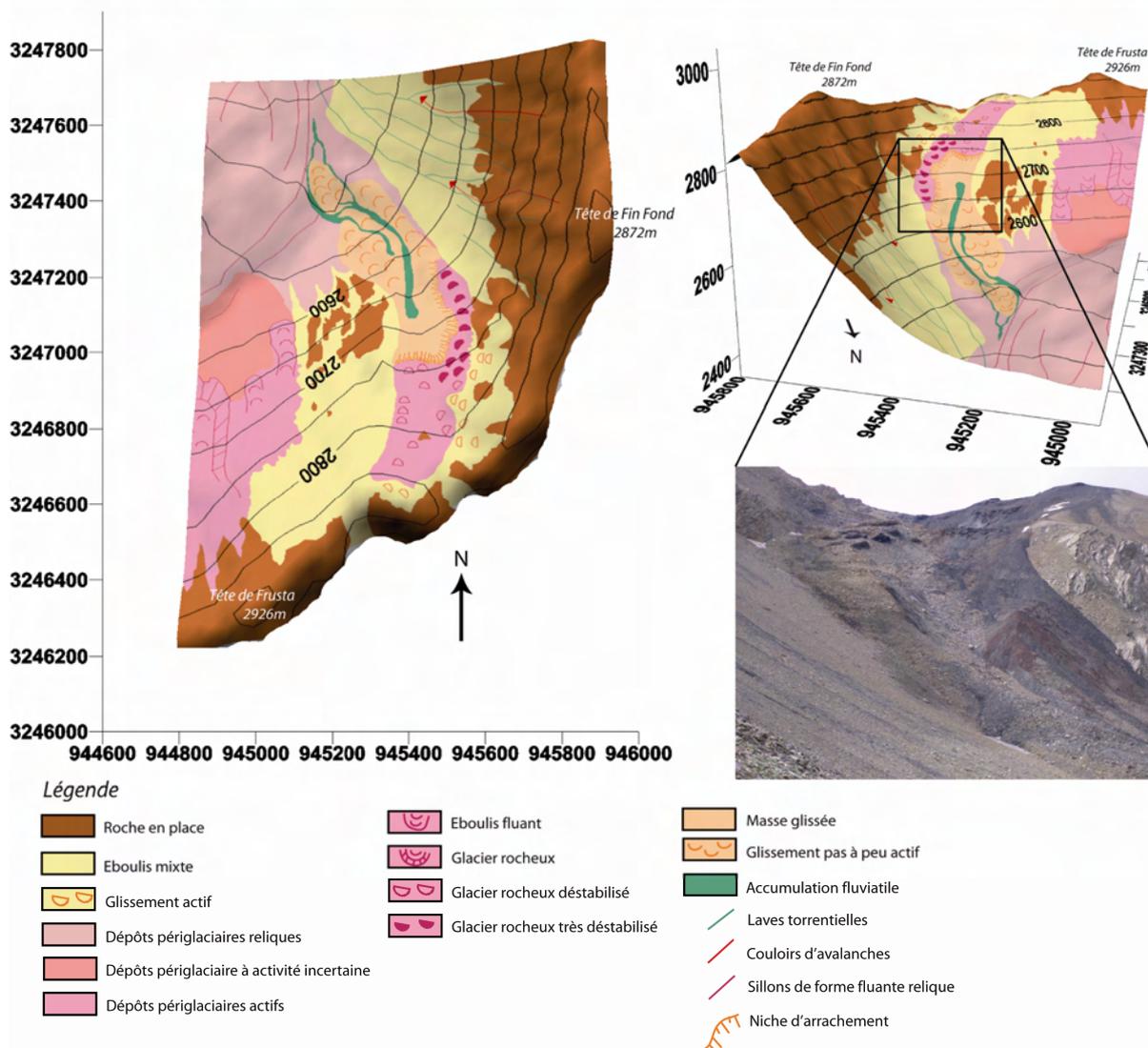


Figure 5.5 : présentation du contexte géomorphologique de la rive droite du vallon du Bérard en 2007.

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

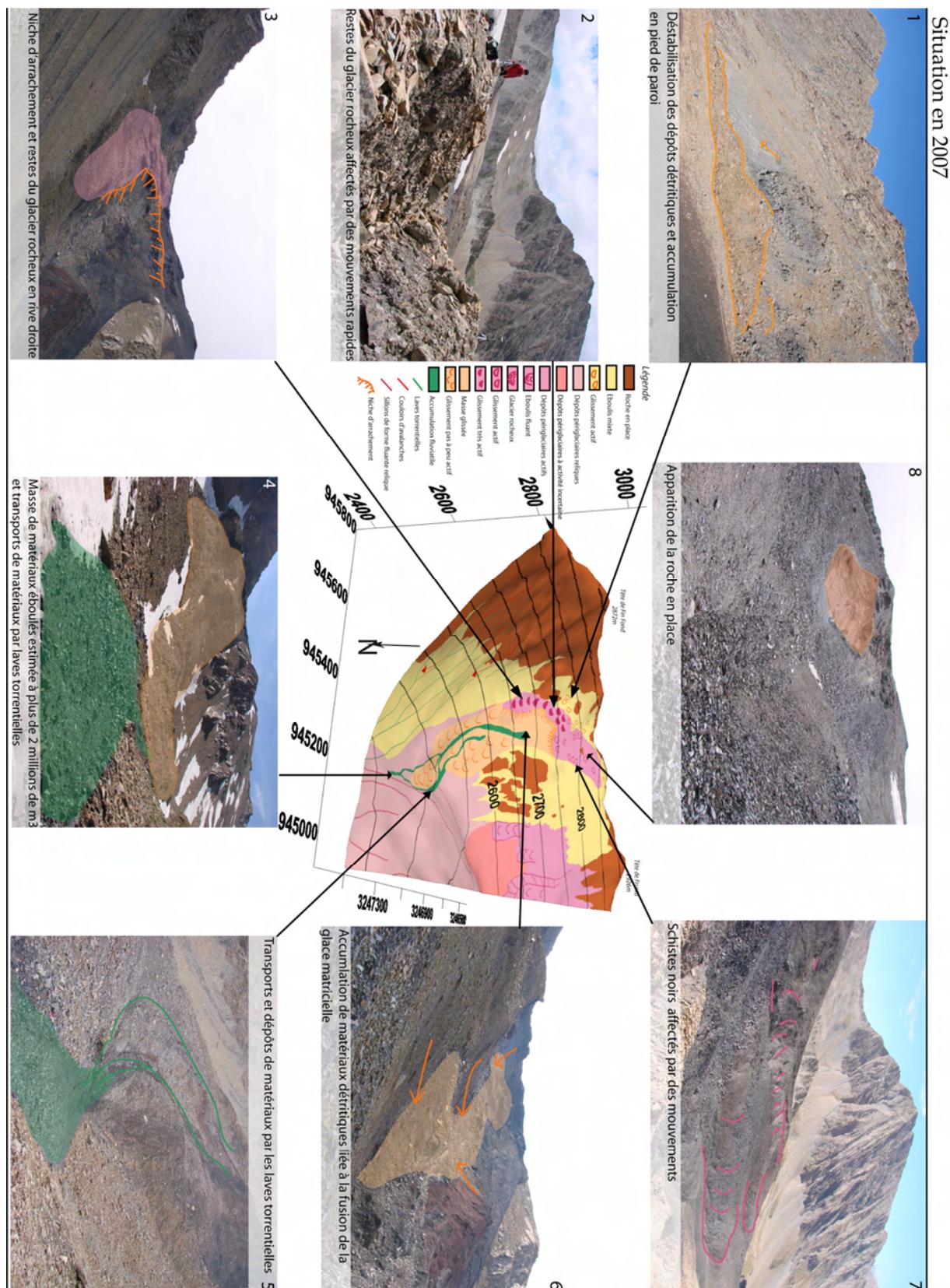


Figure 5.6 : aperçu des effets provoqués par la rupture du glacier rocheux.

La perte de cohésion entre les débris a permis, lorsque la quantité d'eau était suffisante (fortes averses orageuses et/ou fonte du manteau neigeux), de remobiliser ces derniers en provoquant de petites laves torrentielles, comme en témoignent les photos 4 et 5 de la figure 5.6, où l'on observe des dépôts torrentiels et des incisions dans les matériaux glissés. La photo 5.1, prise en rive gauche dans la masse glissée et datant du 07 juin 2007, témoigne aussi de la mobilisation de matériaux par lave torrentielle. L'occurrence de cette dernière semble précéder de peu la prise de vue, puisque le névé de l'hiver 2007 est affouillé et des levées se sont formées de chaque côté du chenal.



Photo 5.1: chenal dans le névé et levées torrentielles.

Plus à l'amont, sous la niche d'arrachement, la fusion de la glace, combinée à l'activité gravitaire, participe au remplissage du talweg par accumulations de matériaux (cf. photo 6 sur le document 5.6). Un bloc marqué a d'ailleurs disparu entre deux campagnes DGPS.

Au même niveau, en rive gauche, subsiste une partie du glacier rocheux qui forme une sorte de petite langue (cf. photo

3 sur la figure 5.6). Ces restes sont affectés par de nombreuses fractures (cf. photo 2 sur la figure 5.6), plus ou moins large, témoignant d'une forte activité gravitaire. Il est intéressant de noter que ces restes sont uniquement constitués des flyschs à Helminthoïdes, et que la rupture a majoritairement concerné la zone de schistes noirs. Cela est lié au contexte géologique et topographique, mais probablement aussi à la différence de fonctionnement périglaciaire dans les deux types de matériaux, les premiers étant plus grossier. Ainsi, la présence d'une quantité de glace interstitielle plus importante est probable du fait de leur agencement permettant des vides d'air plus conséquents que dans les schistes noirs.

A l'amont de la niche d'arrachement, le terrain est globalement resté en place, mais il présente de nombreux signes de déstabilisations, très probablement liés à son réarrangement suite à la rupture, cette dernière ayant provoqué le déséquilibre du profil. Ainsi, des fissures et des bourrelets concentriques sont visibles tant dans les flyschs à helminthoïdes que dans les schistes (cf. photo 7 sur la figure 5.6). De plus petites fissures sont visibles jusqu'au col, à plus de 2850 mètres d'altitude. Enfin, de la roche en place est apparue, suite au décapage de la couche de schistes noirs qui s'était déposée (cf. photo 8 sur la figure 5.6).

Les derniers signes de déstabilisations sont visibles en rive gauche, dans les talus d'éboulis. Les accumulations détritiques qui les forment glissent par tranches et s'accumulent en pied de paroi, sur les restes du glacier rocheux. La photo 1 de la figure 5.6, ainsi que la photo 5.2 montrent nettement les tâches plus grises, témoins du départ d'une couche de matériaux, ainsi que les paquets déposés en pied de paroi.



Photo 5.2 : déstabilisation des dépôts détritiques et accumulation en pied de paroi.

5.1.4 Discussion

5.1.4.1 Des cas similaires en Suisse

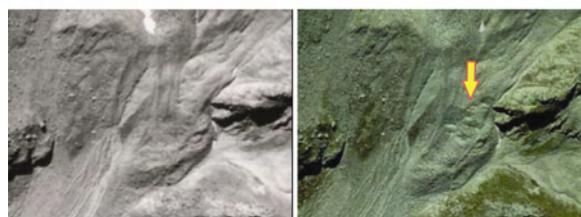
Les analyses géomorphologiques diachroniques semblent mettre en évidence une situation similaire à celle observée dans la partie Ouest des Alpes valaisannes, où deux glaciers rocheux (Petit Vélan et Pointe du Tsaté) se sont complètement déstabilisés et affaissés (Delaloye *et al.*, 2005). La comparaison diachronique d'orthophotos montre des zones de dépressions qui se sont formées à l'aval de ces glaciers rocheux (cf. figure 5.7). Ne disposant pas encore des orthophotos plus ancienne (années 1990) de la zone d'étude, cette comparaison n'a pas pu être réalisée pour le glacier rocheux du Bérard. De plus, sa situation marginale a fait que sa déstabilisation n'a pu être suivie comme en Suisse ou des observations de terrain et des

La rupture a donc engendré une modification rapide du profil provoquant de nombreux réajustements gravitaires affectant une grande partie des dépôts détritiques qui se sont mis en place dans l'amont du versant. La fin de cette crise morphogénétique sera marquée par la stabilisation de ces réajustements qui s'étaleront probablement sur plusieurs années, mais qui seront de moins en moins marqués.

campagnes DGPS ont pu être menées. L'utilité de l'interférométrie radar prend ici tout son sens.

Malgré tout, **la situation du glacier rocheux du Bérard en 2003 semble fortement ressembler à celle des glaciers rocheux du Tsaté et du Petit Vélan en 1999**. Les nombreuses dépressions surfaciques et l'affaissement situé au niveau de la rupture corroborent les observations sur les glaciers rocheux suisses. De plus, ces derniers présentaient une surface assez douce, et leurs déstabilisations se sont produites sur des pentes supérieures à 25 degrés. Ces caractéristiques rejoignent celles observées pour le glacier rocheux du Bérard.

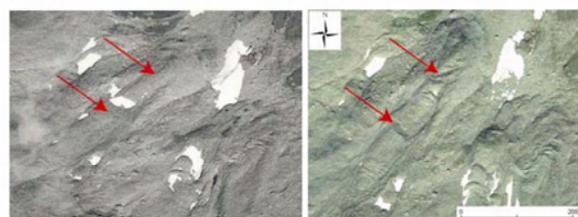
Petit-Vélan rock glacier (Entremont, Grand-St-Bernard)



Aerial photo 1988 (swissimage)

Orthophoto 1999 (swissimage)

Tsaté rock glacier (Moiry)



Aerial photo 1988 (swissimage)

Orthophoto 1999 (swissimage)

Figure 5.7 : comparaison diachronique des orthophotos de 1988 et 1999 pour les glaciers rocheux du Petit Vélan et du Tsaté (modifié, d'après Delaloye *et al.*, 2005).

La cause probable de la déstabilisation des glaciers rocheux suisses est reliée à l'augmentation de la température du pergélisol. Leur accélération semble coïncider avec la hausse des températures estivales de l'air (Delaloye *et al.*, 2005). Dans le cas du glacier rocheux du Bérard, cette hypothèse a aussi été émise, mais le

contexte géologique, pour rappel la présence d'un glissement de terrain à l'emplacement du glacier rocheux qui se serait activé (ou réactivé) à la suite des conditions météorologiques de ces dernières années, pourrait être la cause de cette rupture.

5.1.4.2 L'hypothèse du glissement mise en doute

Les analyses géomorphologiques détaillées du vallon permettent de comparer son contexte géomorphologique établi et son contexte géologique (cf. figure 5.8). C'est sur la carte géologique que le glissement de terrain apparaît et que cette hypothèse a été soulevée. Or, il s'est avéré que les zones apparaissant en glissement sur cette carte correspondaient aux formes actives périglaciaires identifiées par les analyses géomorphologiques, à savoir des éboulis fluants, des bourrelets protaliques et un petit glacier rocheux, dont la

topographie de surface est assez douce. Toujours sur la carte géologique, un autre glissement dans les flyschs à Helminthoïdes à été cartographié plus à l'aval dans le vallon, selon la même légende. Ce dernier ne présente absolument pas les mêmes caractéristiques que ceux affectant le haut du vallon. Sa morphologie ressemble effectivement à un glissement, avec une niche d'arrachement et une masse de matériaux qui glisse dans le talweg. Celui-ci semble ancien et son activité est très incertaine.

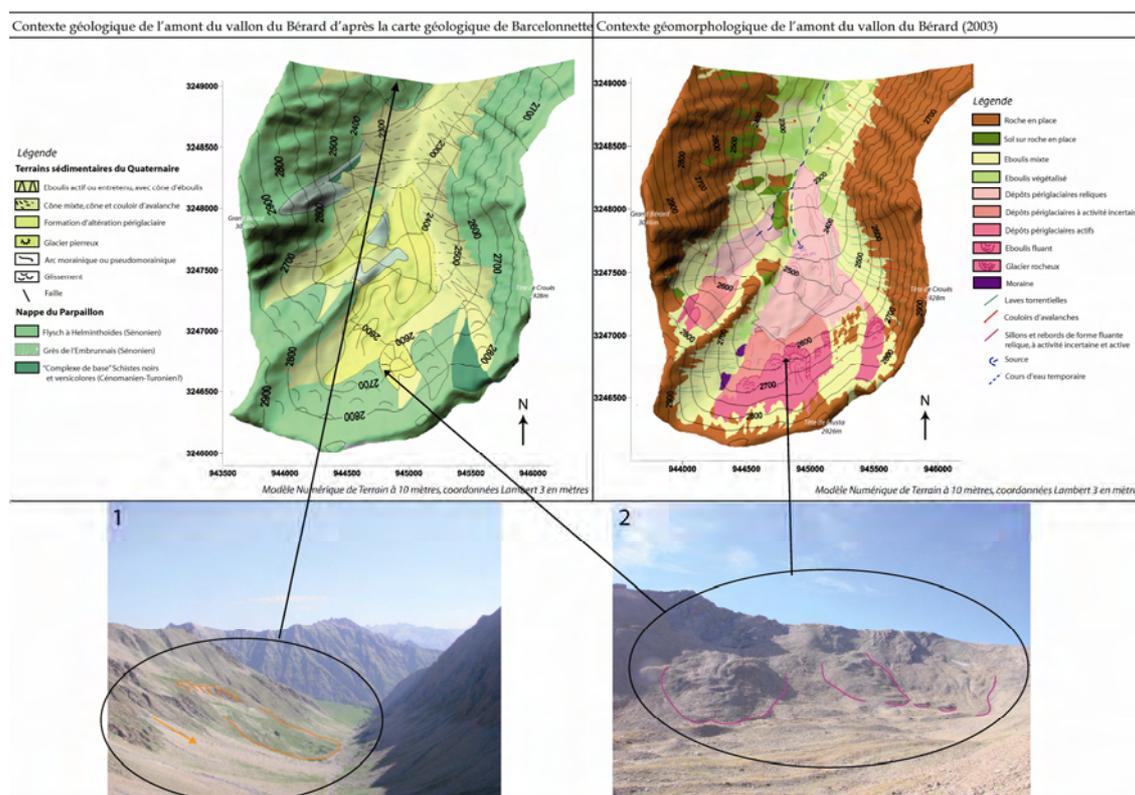


Figure 5.8 : comparaison entre le contexte géologique et le contexte géomorphologique du vallon du Bérard.

Ainsi, **les formes fluantes périglaciaires actives semblent avoir été considérées comme des zones de glissement** par les géologues qui ont élaboré la carte. La morphologie de ces formes qui se sont développées dans des matériaux fins est différente de celles qui se forment dans les matériaux grossiers, d'où la possible confusion.

5.1.4.3 Une activité sismique importante mais de magnitude modeste en haute Ubaye

L'ensemble du paragraphe se base sur les mesures et les commentaires effectués par le réseau **Sismalp** (<http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr/cases/ubaye>). La vallée de l'Ubaye est très régulièrement affectée par des crises sismiques en essaim, successions de séismes survenant en un endroit donné au cours d'une échelle de temps très variable (de plusieurs jours à plusieurs années). Il s'agit d'un phénomène de libération d'énergie sismique très différent du phénomène habituel « séisme principal + répliques ». Les magnitudes maximales de ces crises, dans la haute Ubaye, sont comprises entre 2 et 3, ont en général une durée de quelques semaines et n'attirent pas l'attention.

Cependant, une crise en essaim s'est produite à la Condamine-Châtelard (le glacier rocheux du Bérard fait partie de cette commune). Celle-ci a débuté modérément en janvier 2003 (8 séismes détectés quotidiennement en moyenne, avec la plus forte secousse enregistrée le 14 mars, de magnitude 2,3) et s'est terminée en décembre 2004. Durant cette période, plus

Pour les raisons évoquées, **l'hypothèse de l'activation ou de la réactivation d'un glissement semble contestable**. Par contre, il s'avère que la région connaît une activité sismique importante, qui pourrait avoir des conséquences sur la stabilité des dépôts détritiques. Cette hypothèse est développée dans le paragraphe suivant.

de 16000 séismes se sont produits, avec une activité plus ou moins continue. Le pic de la crise a eu lieu entre juin et octobre 2003 (90 séismes par jours en juin 2003). Le premier ressenti s'est produit le 06 octobre 2003, avec une magnitude de 2,6. L'épicentre était situé à la Condamine-Châtelard. Celui-ci fait partie des cinq séismes les plus importants de la crise, les autres étant d'une magnitude de 2,7 le 16 octobre 2003, 2,6 le 27 octobre 2003, 2,5 le 27 février 2004 et 2,6 le 26 juillet 2004.

Le réseau de détection sismique de l'observatoire de Grenoble a permis de localiser environ 900 séismes avec précision (cf. figure 5.9). Les épicentres sont globalement alignés sur 8 kilomètres de long, d'orientation NO-SE et centrés sur un point situé à 1500 mètres au sud de la Condamine-Châtelard. Un réseau de failles de même orientation, coulissant entre 2 et 8 km de profondeur, est à l'origine des nombreux séismes observés. Une portion de 30m sur 30m de ce réseau de faille coulissant d'un millimètre engendre un séisme de magnitude 1.

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

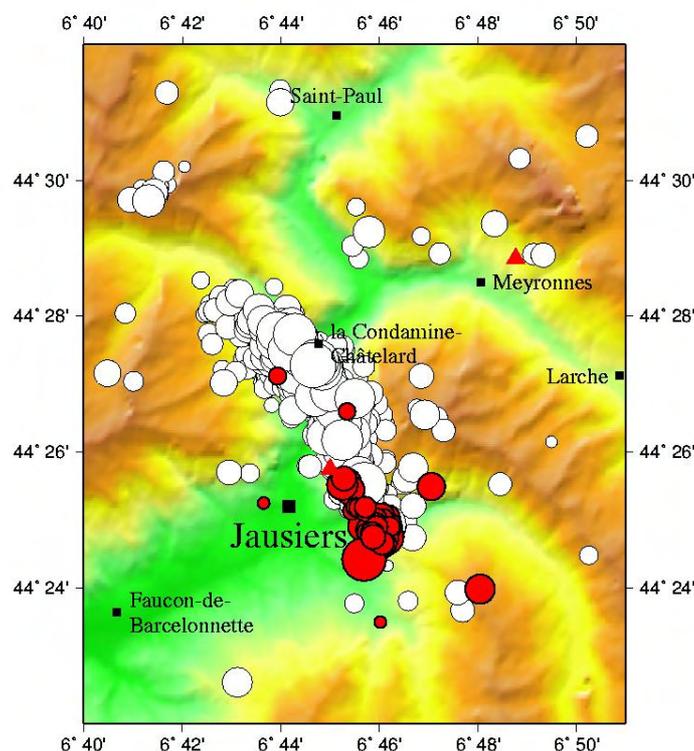


Figure 5.9 : carte de localisation des séismes (secteur de 18 km sur 15 km centré sur La Condamine-Châtelard). L'alignement coupe la vallée de l'Ubaye au niveau de La Condamine. Les derniers séismes (24 juillet au 12 août 2004) sont représentés en rouge. Ils se sont produits principalement à l'extrémité sud-est de l'alignement (réseau Sismalp).

Le nombre moyen de séismes dépassant la magnitude 2,5 dans le sud-est de la France est de l'ordre d'une dizaine. Cinq séismes ont dépassés cette valeur durant la crise, ce qui fait de la haute vallée de l'Ubaye une zone particulièrement active. La dernière crise de cette ampleur dans la région semble s'être produite dans les années 1976-1977. D'autres séismes de magnitude supérieure à 2 ont eu lieu depuis 2004, mais leur occurrence est espacée dans le temps. Ces crises sismiques n'engendrent pas de séismes destructeurs. Le nombre de séismes est certes important, mais leur magnitude reste très modeste. Il faut remonter en 1959 pour trouver le séisme le plus fort qui se soit produit dans la région. D'une magnitude de 5,5, celui-ci s'est produit à Saint Paul sur Ubaye, provoquant d'importants dégâts dans

le village, ainsi que dans les communes voisines.

Au vu des magnitudes modestes des séismes qui se sont produits, il est difficile de penser que ceux-ci soient à l'origine de la rupture du glacier rocheux. De plus, les séismes les plus importants se sont produits à partir d'octobre 2003. **L'orthophoto sur laquelle apparaît l'affaissement date très probablement de la fin du printemps ou du début de l'été 2003**, car de nombreux névés sont encore visibles et l'on se souvient que ce dernier a été particulièrement chaud. **La multitude de petits séismes qui se sont produits entre janvier et septembre 2003 ne peuvent très certainement pas être la cause de la déstabilisation du glacier rocheux.** Reste alors à étudier l'évolution climatique dans le secteur Parpaillon-Ubaye.

5.2 Evolutions météorologique de l'été 2006 et climatique des dernières décennies dans le secteur Parpaillon-Ubaye

Trois stations aux alentours du vallon du Bérard permettent de connaître les conditions météorologiques qui ont eu lieu en juillet et en août 2006, et présentent des séries de paramètres assez longues pour pouvoir obtenir une tendance climatique dans ce secteur. Ainsi, pour la température, les stations des Orres et de Barcelonnette enregistrent les données depuis 1961 et la station de Saint Paul sur Ubaye depuis 1975. Pour les précipitations, les données accessibles pour la station des Orres commencent en 1954, en 1971 pour Saint Paul sur Ubaye et en 1979 pour Barcelonnette. Quant aux nombres de jours où le sol est couvert par la neige, les données débutent respectivement en 1969, 1972 et

1961. Il s'agit dans cette partie de faire un retour sur les conditions météorologiques de l'été 2006 afin de vérifier si les dates des phénomènes observés (fissuration, rupture) correspondent à des périodes de fortes chaleurs et de précipitations (5.2.1) et de mettre en évidence les tendances observées durant ces dernières décennies (5.2.2, 5.2.3 et 5.2.4). Il est important de spécifier que les résultats ont été obtenus à partir d'une simple droite de régression qui ne prend, par exemple, pas en compte les effets de cycles. Celle-ci permet tout de même d'obtenir une tendance générale. Enfin, le rôle de l'évolution climatique dans la rupture du glacier rocheux du Bérard sera discuté (5.2.5).

5.2.1 Conditions météorologiques de l'été 2006

D'après les témoignages du berger, les premières fissures sont apparues à la surface du glacier rocheux vers le 10 juillet 2006. Un mois plus tard, aux alentours du 19 août, « le glissement s'est rapidement activé lors des orages de la fin août » ([témoignage du berger](#)). Ce témoignage met en avant le rôle des précipitations dans le départ de la majeure partie des matériaux. La figure 5.10 montre les cumuls de précipitations quotidiens enregistrés par les trois stations. On observe que la période entre le 15 et le 19 août est celle où les cumuls ont été les plus importants (entre 50mm et 90mm selon les stations). Cet épisode pluvieux est donc bien celui qui a accéléré le mouvement et entraîné la plus grosse partie des matériaux dans le vallon. On note également une succession d'épisode pluvieux avant celui de la mi-août : le cumul n'a sans doute pas été

assez important pour provoquer le glissement, mais l'infiltration de l'eau dans les fissures a très probablement eu un rôle préparatoire dans cet événement.

Concernant les températures, le tableau 5.1 montre qu'après un hiver un peu plus froid que la normale, les températures moyennes mensuelles de l'année 2006 ont presque toutes été supérieures, voire très supérieures aux valeurs moyennes des normales climatiques, à l'exception du mois d'août. Les fissures sur le glacier rocheux étant apparues autour du 10 juillet sans qu'il n'y ait eu d'épisode pluvieux marquant, il est probable que les très fortes chaleurs aient joué un rôle dans le déclenchement de l'événement. L'automne a également été très chaud, favorisant certainement la fonte de la glace mise à jour par la rupture et par

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

conséquent une activité gravitaire élevée. L'arrivée de l'hiver et des températures négatives a certainement interrompu cette activité, qui a repris lors du printemps 2007.

Les conditions météorologiques, en particulier les précipitations, ont eu une influence sur la rupture du glacier rocheux. Il est donc intéressant de savoir qu'elle a été l'évolution climatique de ces dernières décennies.

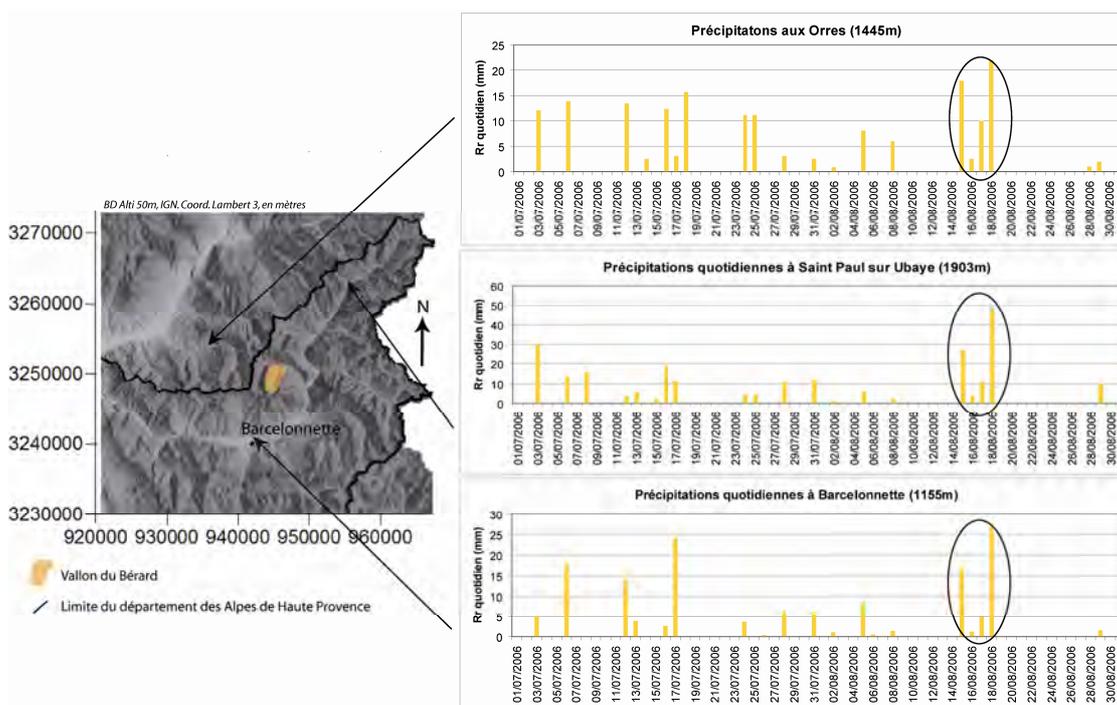


Figure 5.10 : cumuls de précipitations quotidiennes enregistrés par trois stations entourant le site du Bérard. L'ellipse indique l'épisode pluvieux le plus important, survenu entre le 15 et le 19 août 2006 avec un maximum le 18 août (veille de la rupture), où plus de 50,6 mm de pluies sont tombées à Barcelonnette, 52,5 mm aux Orres et 91,9mm à Saint Paul sur Ubaye.

Mois 2006	Barcelonnette (1155m)		Les Orres (1445m)		St Paul / Ubaye (1903m)	
	TM normale	Tm mensuelle	TM normale	Tm mensuelle	TM normale	Tm mensuelle
Janvier	-1.5	-2.95	-0.868	-1.3	-4.129	-6.55
Février	0.3	-0.7	-0.293	-0.75	-3.027	-4.9
Mars	3.3	3.2	1.705	1.1	-0.227	-2.25
Avril	6.7	7.95	5.05	7.15	1.9117	3.85
Mai	10.7	11	9.1833	10.6	6.4867	7.65
Juin	13.9	15.5	12.655	15.35	10.005	11.7
Juillet	16.6	18.9	15.763	19.15	12.857	15.1
Août	16.3	14.05	15.172	13.55	12.688	10.5
Septembre	13.0	14.9	12.19	15	9.3983	11
Octobre	8.2	10.55	8.0033	11.5	5.445	7.65
Novembre	2.9	5.1	2.735	6.55	0.6117	2.15
Décembre	-0.5	2.15	0.155	3.1	-3.278	-2.85

Tableau 5.1 : comparaison entre les températures moyennes des normales climatiques (TM normale) et les températures moyennes pour chaque mois de l'année 2006 (TM mensuelle). En bleu : TM mensuelle < TM normale, en orange : TM mensuelle > TM normale, en rouge : TM mensuelle > TM normale + 2.

5.2.2 Evolution des températures

La figure 5.11 présente les résultats de l'évolution des températures sur les trois stations : la courbe rouge représente l'évolution des températures annuelles maximales (Tx), la jaune celles des températures annuelles moyennes (Tm) et la

bleu celle des températures annuelles minimales (Tn). Les droites de régression linéaire sont représentées par les droites noires, et permettent de donner une valeur aux tendances (équations en gras).

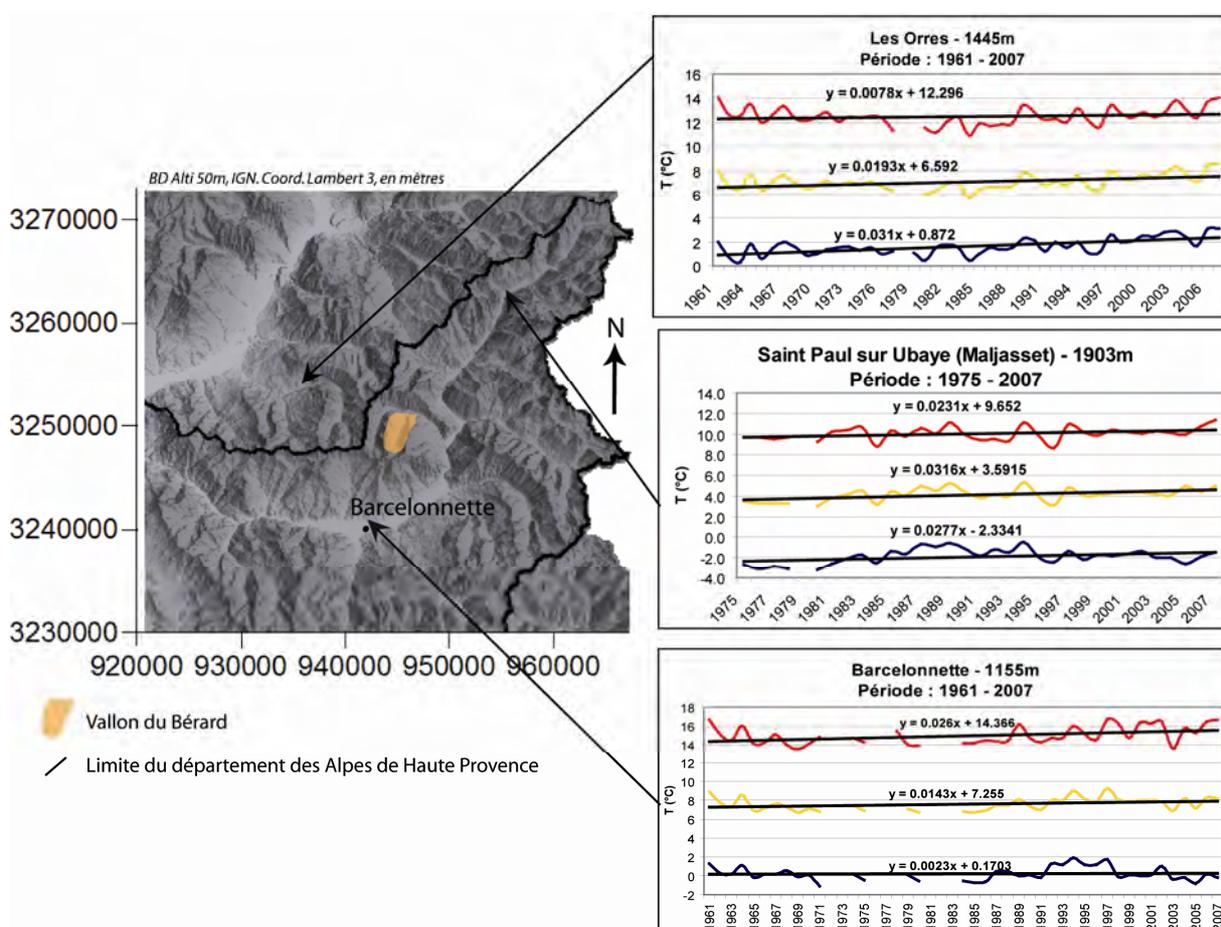


Figure 5.11 : évolution des températures maximales, moyennes et minimales annuelles pour les stations météorologiques des Orres, de Saint Paul sur Ubaye et de Barcelonnette (données Météo France).

L'étude des séries de données de température sur les trois stations révèle que :

- toutes les courbes suivent la même tendance à la hausse, cette dernière étant plus ou moins marquée selon les stations ;

- la station de Barcelonnette, la plus basse en altitude (1155m), est celle qui possède le plus de « trous » dans la série. Malgré tout, l'augmentation de la température moyenne est de 0,0143°C par an, soit 0,143°C en dix ans. Les températures moyennes maximales (Tx) sont celles qui montrent la plus forte augmentation ;

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

- la station des Orres, située à 1445m d'altitude, enregistre une croissance de la température qui atteint 0,0193°C/an. Contrairement à la station de Barcelonnette, ce sont les températures minimales qui connaissent la plus forte augmentation, cette dernière étant égale à 0.031°C/an ;

- la station de Saint Paul sur Ubaye est la plus haute des trois (1903m). L'augmentation des températures moyenne est la plus importante, avec 0,0316°C/an. Comme aux Orres, ce sont les températures minimales qui connaissent la tendance au réchauffement la plus marquée.

5.2.3 Evolution des précipitations

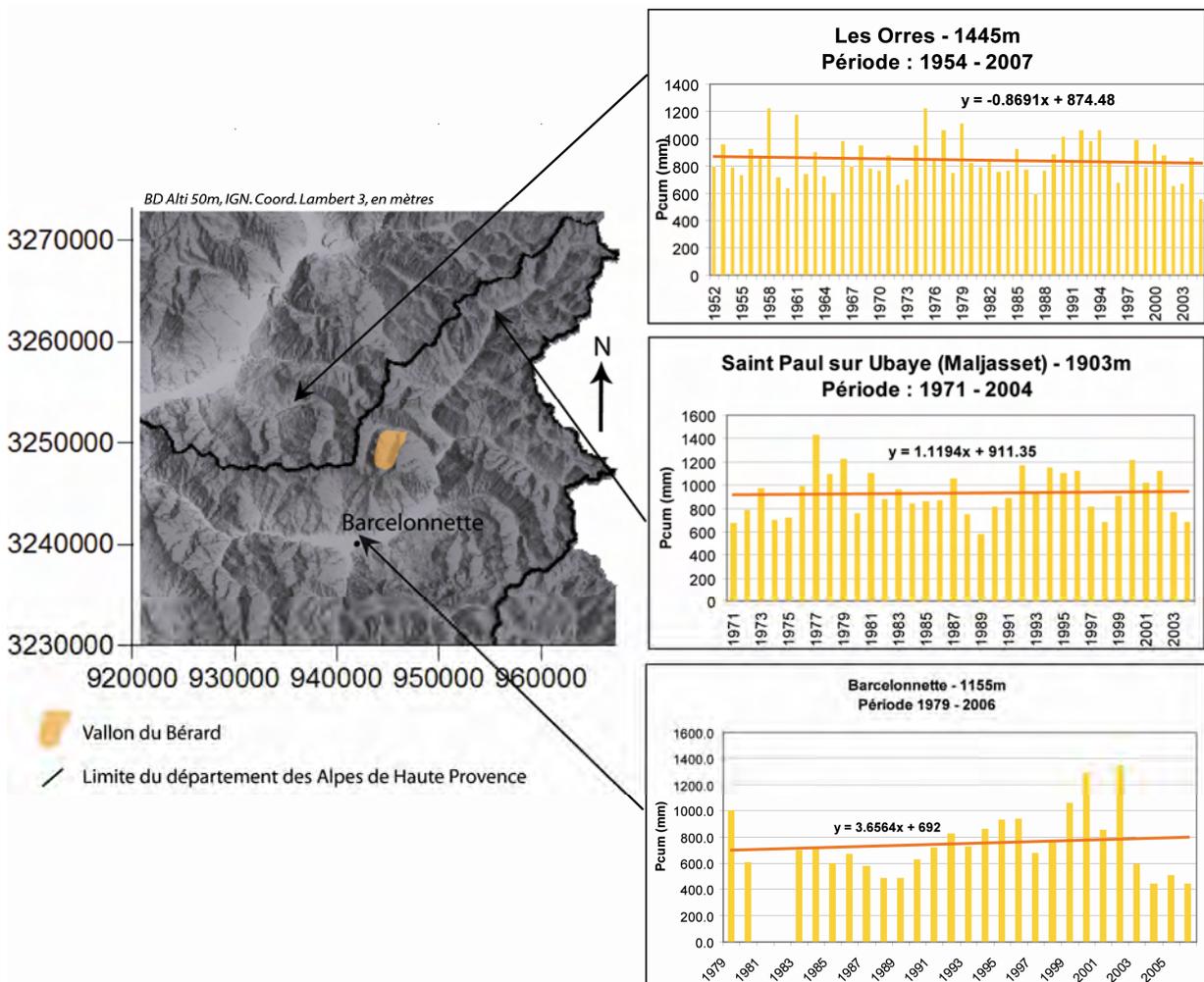


Figure 5.12 : évolution du cumul de précipitations annuelles pour les stations météorologiques des Orres, de Saint Paul sur Ubaye et de Barcelonnette (données Météo France).

L'étude de la figure 5.12 montre que les précipitations ont peu évoluées durant ces dernières décennies. Seule la plus longue série (Les Orres) tend vers une légère baisse de 0,8 mm/an. Les autres ont tendance à

augmenter un peu, avec par exemple une hausse de 3,6 mm/an pour la station de Barcelonnette. Cette série est la plus courte, et la tendance à la hausse est probablement influencée par les années 2001 et 2003 qui

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

ont été très arrosées. Après 2003, on remarque une succession d'années très sèches. Pour la station de Saint Paul,

l'augmentation des précipitations est égale à 1,119 mm/an, ce qui reste très faible.

5.2.4 Evolution du nombre de jours de neige au sol

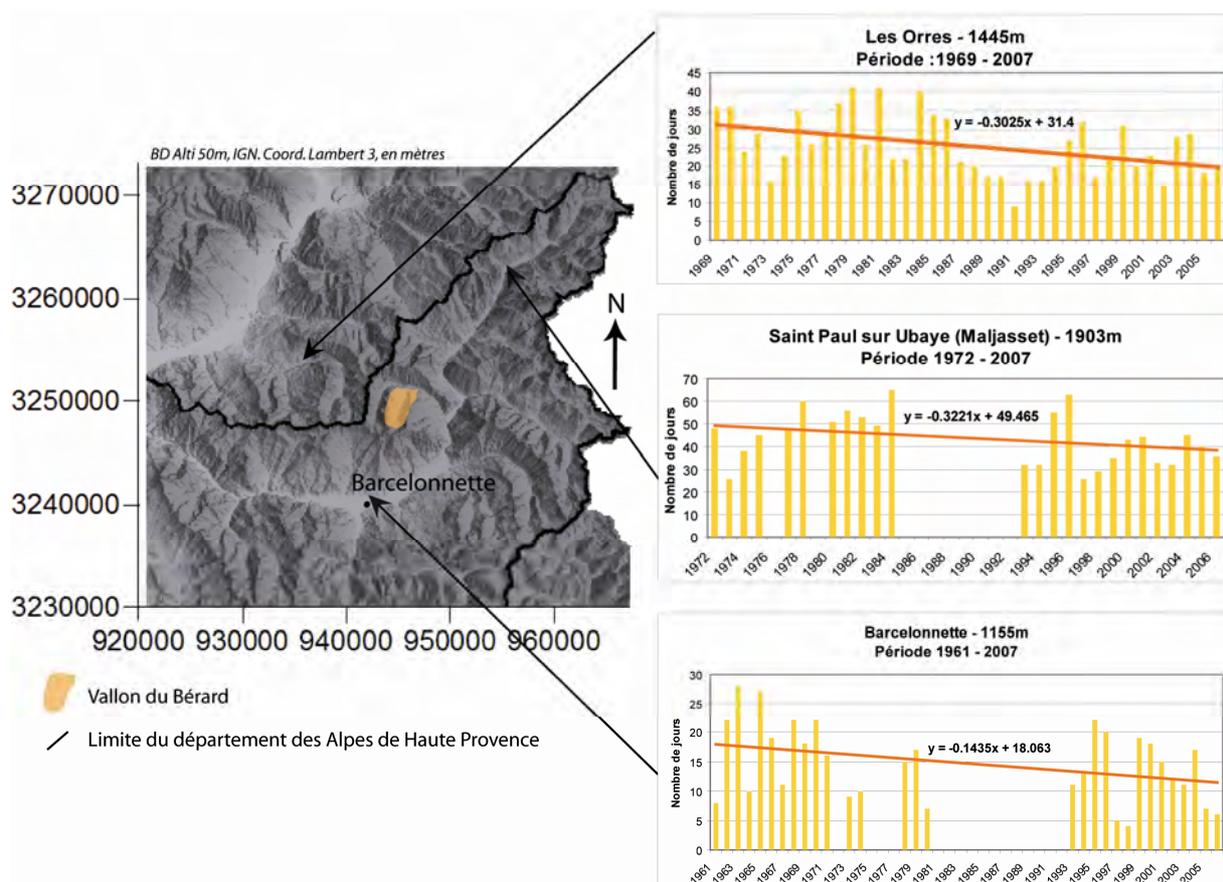


Figure 5.13 : évolution du nombre de jours de neige au sol pour les stations météorologiques des Orres, de Saint Paul sur Ubaye et de Barcelonnette (données Météo France).

Le nombre de jours de neige au sol est une donnée intéressante dans l'étude du pergélisol, puisque la neige limite les échanges sol/atmosphère et a une influence importante en début d'hiver sur son état thermique (cf. chapitre 2). Les trois stations montrent une tendance générale à la baisse de la présence de neige au sol. Deux des

séries concernant ce paramètre sont largement incomplètes (Barcelonnette et Saint Paul). Par contre, la série des Orres est entière et donne une perte d'un peu plus de 3 jours de neige en 10 ans (ce qui est aussi le cas pour Saint Paul, alors que Barcelonnette enregistre une perte de 1,5 jours environ).

5.2.5 Discussion

Le secteur Parpaillon-Ubaye connaît une évolution des températures moyennes, cette dernière étant plus marquée en altitude avec une élévation annuelle de $0,0316^{\circ}\text{C}$ (station de Saint-Paul sur Ubaye) sur près de 40 ans. De plus, il semblerait que les températures minimales soient celles qui augmentent le plus. Cette tendance au réchauffement se vérifie à l'échelle globale (IPCC, 2007) mais semble plus marqué à l'échelle des Alpes, où la hausse des températures serait supérieure.

Les travaux de [Casty et al. \(2005\)](#) montrent en effet une augmentation des températures moyennes dans les Alpes de $0,9^{\circ}\text{C} \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ depuis le début du 20^e siècle. Depuis 1975, l'élévation des températures atteint $0,075^{\circ}\text{C}/\text{an}$, et les années 1994, 2000, 2002 et 2003 sont les plus chaudes depuis 1500 (cf. figure 5.14). Concernant les précipitations, les tendances ne sont pas nettes car les incertitudes sont élevées.

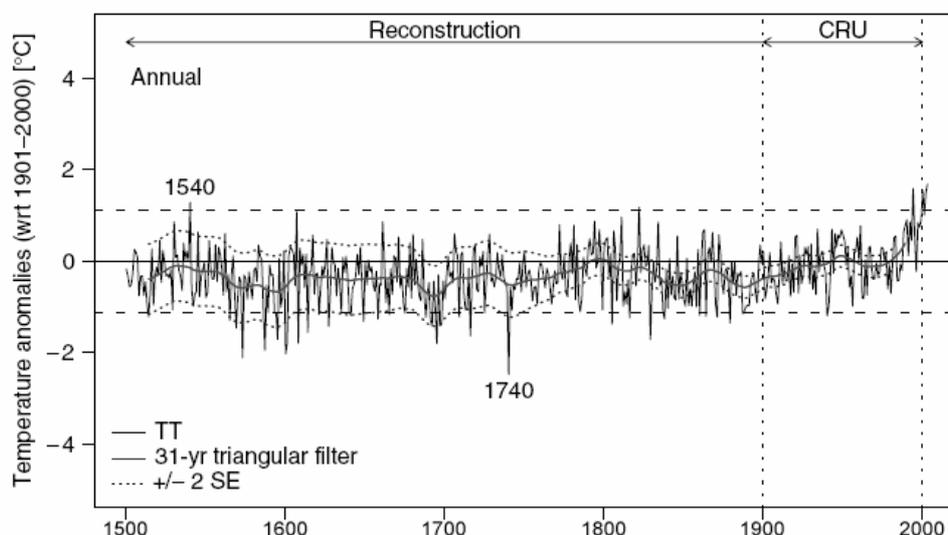


Figure 5.14 : anomalie thermique annuelle (ligne pleine) dans les Alpes (période de référence 1900-2001) entre 1500 et 2003. Les incertitudes sont données par les courbes en pointillés nommées ± 2 SE pour Standard Errors ([Casty et al., 2005](#)).

La température moyenne annuelle de l'air pour la station de Saint Paul sur Ubaye est égale à $4,1^{\circ}\text{C}$ (période 1975-2007). Le gradient thermique étant de $0,6^{\circ}\text{C}/100$ en moyenne dans les Alpes du Sud, une augmentation de $0,6^{\circ}\text{C}$ entraîne une élévation des isothermes de 100m. On peut alors calculer les altitudes des isothermes moyennes annuelles de l'air 0°C (limite inférieure de l'étage périglaciaire) et -2°C (limite théorique inférieure du pergélisol alpin). Ainsi, les isothermes se situent

aujourd'hui autour de 2600m pour l'isotherme 0°C et au dessus de 2900m pour l'isotherme -2°C . **Cette dernière se situe donc au dessus de la limite supérieure du glacier rocheux du Bérard.** Bien sûr, les paramètres climatiques locaux sont très variables et cette station de fond de vallée n'est pas tout à fait représentative des conditions climatiques qu'il règne dans le vallon du Bérard. Mais le calcul des isothermes en fonction du gradient thermique a été réalisé pour les stations des

Orres et de Barcelonnette. Ainsi, pour la première, les isothermes 0°C et -2°C seraient respectivement de 2580m et 2910m, tandis que pour la deuxième, elles seraient de 2390m et 2720m. **Les isothermes -2°C, valeurs clé dans la répartition du pergélisol, sont donc toutes situées au dessus de la limite inférieure du glacier rocheux du Bérard.**

Malgré la nécessité de traitements plus approfondis et de données locales (que va pouvoir fournir la station météorologique installée dans le vallon du Bérard), ces résultats mettent en avant les modifications climatiques significatives que connaît actuellement la tranche altitudinale

globalement comprise entre 2500 et 3000m, dans laquelle se situe un nombre important de formes périglaciaires actives.

Au vu des résultats concernant les hypothèses géologique et sismique, **l'augmentation des températures moyennes dans le secteur Parpaillon-Ubaye, entraînant la remontée des limites inférieures du pergélisol, semble pour l'instant être la cause la plus probable de la rupture du glacier rocheux du Bérard**, d'autant plus que l'étude des paramètres météorologiques de l'été 2006 montre une sensibilité de ce dernier aux précipitations et peut-être aux températures.

5.3 Suivi géodésique de la zone affectée par le glissement

5.3.1 GPS Différentiel

Deux campagnes de mesures au DGPS monofréquence ont eu lieu : la première en juin 2007 et la seconde en septembre 2007, soit trois mois plus tard. Une quarantaine de points répartis sur la masse glissée, à l'extérieur et sur les restes du glacier rocheux ont été mesurés lors de la première campagne, et un peu plus lors de la deuxième en raison de la mesure de l'implantation précise des profils géophysiques (cf. figure 5.15 et cf. Annexes I et II pour le détail des caractéristiques de chaque point). Les points ont été mesurés selon la méthode statique (cf. chapitre 4.2), qui s'avère être la plus précise mais aussi la plus contraignante au niveau du temps de mesure de chaque point. Ce dernier est en général compris entre 10 et 15 minutes lorsque le nombre de satellites et les DOP sont bon, mais cela peut aller jusqu'à plus

d'une demi-heure, limitant ainsi le nombre de points mesurés dans une journée et déchargeant les batteries qui ont une autonomie relativement limitée.

La répartition des points de mesure n'a pas pu être homogène, en raison de la dangerosité de certaines zones, en particulier à proximité de la niche d'arrachement ou en pied de paroi sur la rive gauche (chutes incessantes de blocs), mais aussi de la structure trop fine des schistes noirs qui limite la présence de blocs assez gros nécessaires à l'élaboration d'un réseau significatif. Les petits blocs sont en effet plus facilement mobilisables et par conséquent non représentatif du mouvement d'ensemble. Ainsi, la rive gauche du glacier rocheux et la masse glissée sont les zones dont le nombre de points est le plus important.

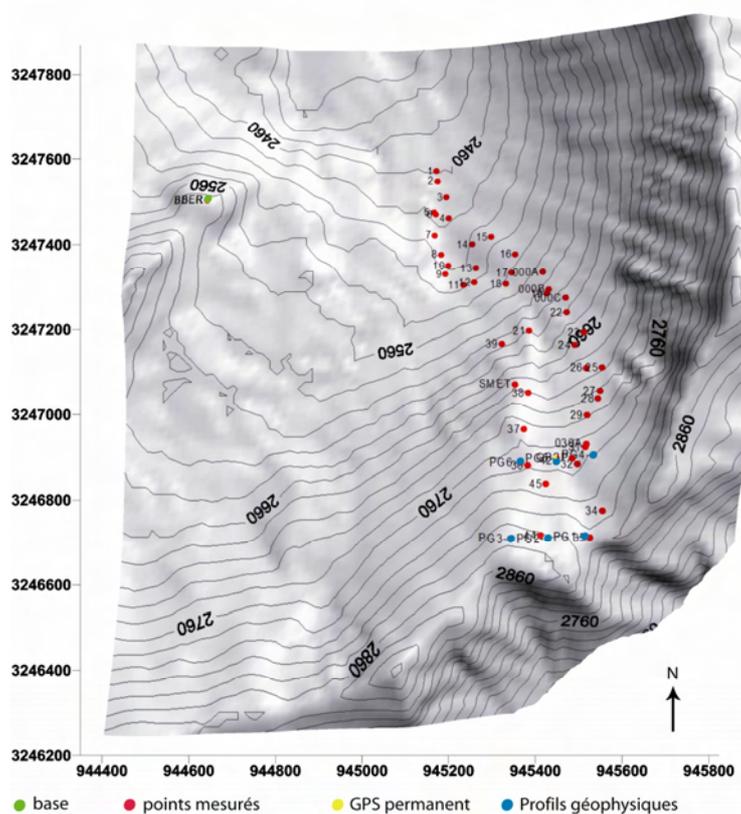
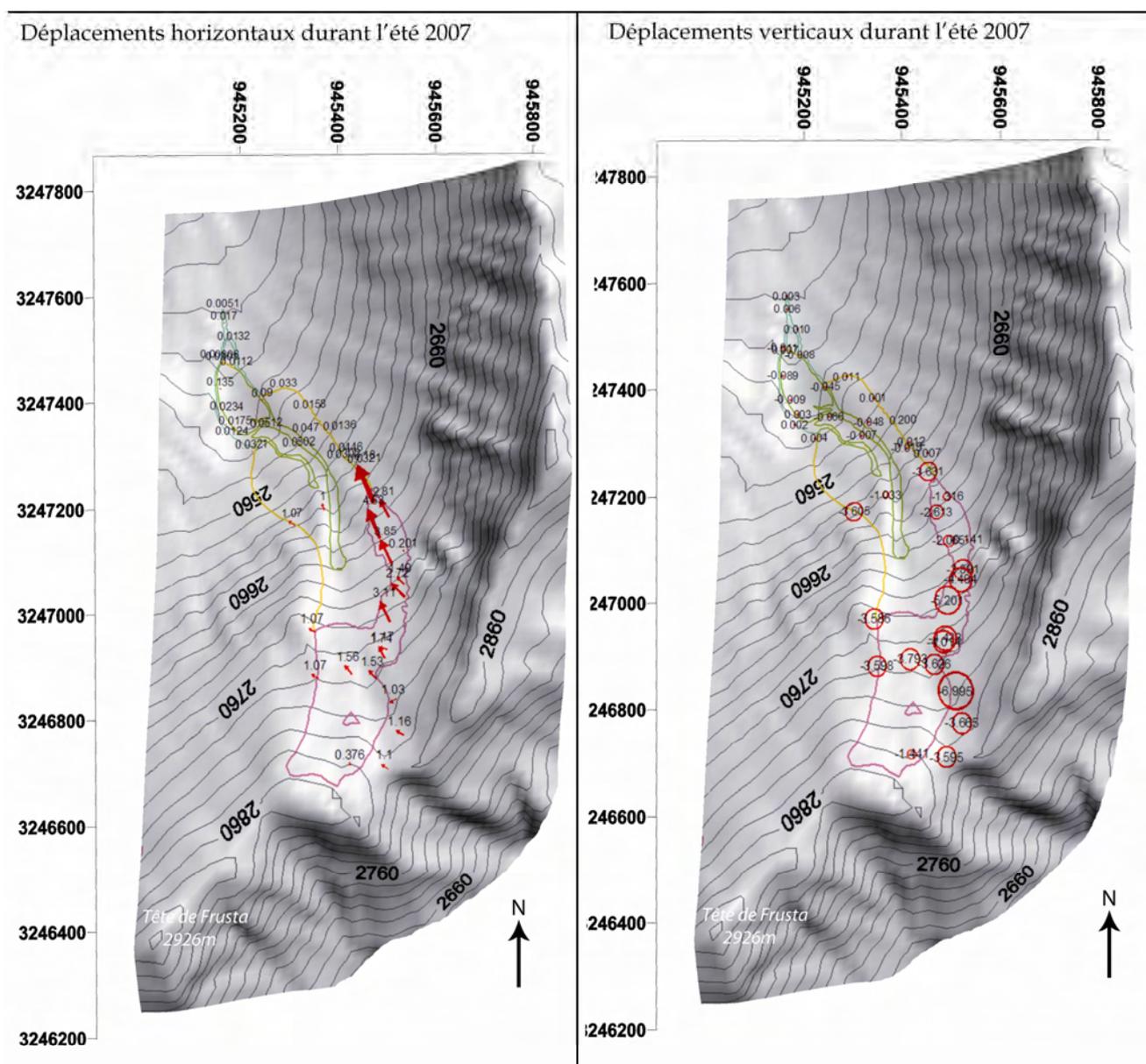


Figure 5.15 : répartition des blocs marqués et mesurés durant l'été 2007 dans le vallon du Bérard.

L'utilisation du DGPS dans cette étude nous a permis de réaliser la cartographie de la rupture avec précision (cf. chapitre 5.1) et de suivre les réactions de la masse glissée et des restes du glacier rocheux sur une période de trois mois. Une carte des

déplacements horizontaux et verticaux a donc pu être élaborée (cf. figure 5.16), ainsi qu'une carte des vecteurs de déplacements présentant les déplacements dans les trois dimensions (cf. figure 5.17).



Les flèches sont proportionnelles au mouvement horizontal :

-  pour 6.2 mètres de déplacement
-  pour 3.1 mètres de déplacement

-  Rebord de forme active
-  Rebord de la masse glissée
-  Rebord des laves torrentielles

Les cercles sont proportionnels au mouvement vertical :

-  pour 7 mètres de déplacement
-  pour 3.5 mètres de déplacement

Figure 5.16 : carte des déplacements horizontaux et verticaux entre le 15 juin 2007 et le 19 septembre 2007. Les valeurs de déplacements sont celles qui ont eu lieu durant cet intervalle de temps.

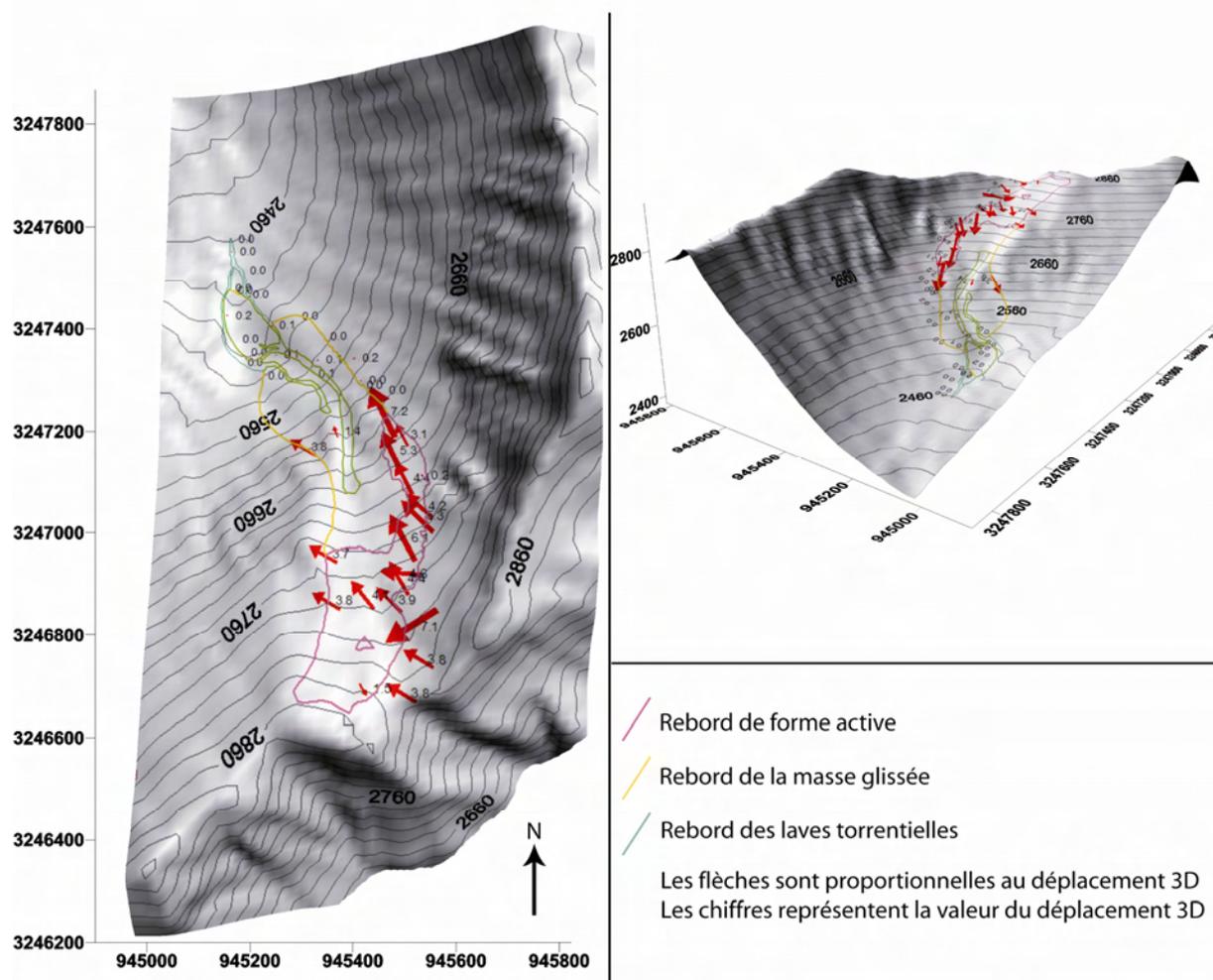


Figure 5.17 : carte des vecteurs de déplacement incluant la valeur de Z

L'étude de ces cartes et des valeurs obtenues lors de la comparaison entre les deux campagnes nous révèle que :

- les points mesurés supposés fixes lors de l'élaboration du réseau de mesures (5, 9, 11, B, C, D) présentent des valeurs de déplacements généralement comprises entre 1 et 5cm. Ces valeurs sont très faibles et permettent d'établir prudemment que la marge d'erreur du DGPS est en dessous de la dizaine de centimètres, surtout pour les mouvements horizontaux. Les erreurs sont dues au système lui-même (cf. chapitre 4.3), mais aussi aux manipulations sur le terrain. L'horizontalité parfaite de l'antenne lors de l'enregistrement de la position n'est pas toujours obtenue (plomb du trépied pas tout à fait sur le point à

viser, bulle de niveau avec une petite inertie, partie haute du trépied un peu dévissée...). Une autre source d'erreur peut provenir de la mesure de la hauteur de l'antenne par rapport au point visé, si justement nous ne sommes pas tout à fait à l'aplomb de ce dernier ;

- l'ensemble de la masse glissée a très peu évolué (points 7 à 21, sauf 9 et 11). Les mouvements horizontaux sont au maximum d'une quinzaine de centimètres, tandis que les mouvements verticaux n'atteignent pas dix centimètres, les points 21 et 39 faisant figure d'exception puisque leurs valeurs sont respectivement de 30,4 cm et 92,9cm pour les déplacements horizontaux, et de 1,03m et 3.6m pour les déplacements verticaux. Ces valeurs

témoignent d'un affaissement à proximité du point 21 et peut-être d'un glissement du point 39 situé sur une des levées provoquées par la rupture (mais cela n'a pas pu être observé sur le terrain). Pour le reste, les faibles valeurs (à peine supérieures à la marge d'erreur) indiquent de tous petits glissements et tassements des blocs mesurés ;

- les restes du glacier rocheux en rive droite et à proximité de la niche d'arrachement (points 22 à 29) ont connu des vitesses de déplacements horizontaux comprises entre 0,2 (point 25) et plus de 6 mètres en trois mois (point 22). Il s'agit globalement de la zone où les vitesses horizontales sont les plus rapides. Concernant les déplacements verticaux, ils sont compris entre 0,15 (toujours pour le point 25) et plus de 4 mètres (point 28). La figure 5.19 montre cependant que les valeurs de déplacements horizontaux sont plus importantes que les déplacements verticaux. Ces restes de glacier rocheux ont donc plus glissés qu'ils ne se sont enfoncés. A court terme, cette zone présentant de nombreuses fractures va très probablement finir par glisser à son tour et s'accumuler sur la masse de matériaux qui s'est déposée dans le vallon durant l'été 2006 ;

- la partie amont du glacier rocheux (depuis le dessus de la niche d'arrachement jusqu'au col, points 30 à 42, sauf 34, 36, 37, 39) a évolué de manière différente par rapport à la précédente : les déplacements horizontaux sont globalement plus faibles et de l'ordre du mètre, tandis que les déplacements verticaux sont beaucoup plus

importants et en moyenne égaux à 3 mètres. Il est important de noter que des points situés en dehors de la zone affectée par le glissement (36, 37 et 35, le point à proximité du col) connaissent des valeurs très proches des points mesurés sur le glacier rocheux (30, 31, 32, 34, 42). La rupture du glacier rocheux semble donc avoir déstabilisé toute la partie amont du versant sur lequel il évoluait. Ces valeurs nous révèlent que cette dernière s'est fortement tassée, très probablement du fait de la décompression provoquée par la perte de la masse de matériaux qui constituait un équilibre avant la rupture. La forte valeur de déplacement vertical du point 33 s'explique par sa position. Il est en effet situé sur les talus d'éboulis en rive droite du glacier rocheux, où de nombreux glissements de dépôts ont été observés (cf. chapitre 5.1). Ce point a probablement été affecté par un mouvement rapide et s'est retrouvé 7 mètres en contrebas, quasiment dans la même position.

- enfin, les points mesurés sur les dépôts de laves torrentielles (1, 2, 3, 4) n'ont pas connus de déplacements. De plus aucune évolution de ces dépôts n'a été constatée entre l'après rupture en 2006 et la fin de l'été 2007. Les observations et les mesures réalisées laissent à penser que les matériaux glissés ne font pas faire l'objet d'une remobilisation rapide et dangereuse dans le fond du vallon. Seuls les matériaux les plus fins vont être mobilisés en cas d'événement orageux conséquent. Leur structure et le replat sur lequel ils se sont déposés permettent d'exclure cet aléa. La vague sédimentaire (cf. chapitre 1.5) sera probablement longue.

5.3.2 GPS permanent

5.3.2.1 Etude des déplacements

Le GPS permanent a été installé sur un replat à une trentaine de mètres à l'amont de la niche d'arrachement, et à proximité de la limite entre les flyschs à Helminthoïdes et des schistes noirs. Il a fonctionné pendant 75 jours. L'intérêt du dispositif est d'avoir un

suivi quotidien de la réaction du glacier rocheux amont. Les résultats sont présentés dans la figure 5.18. Les traitements ont été effectués par N. Cotte et A. Walsperdorf du laboratoire LGIT.

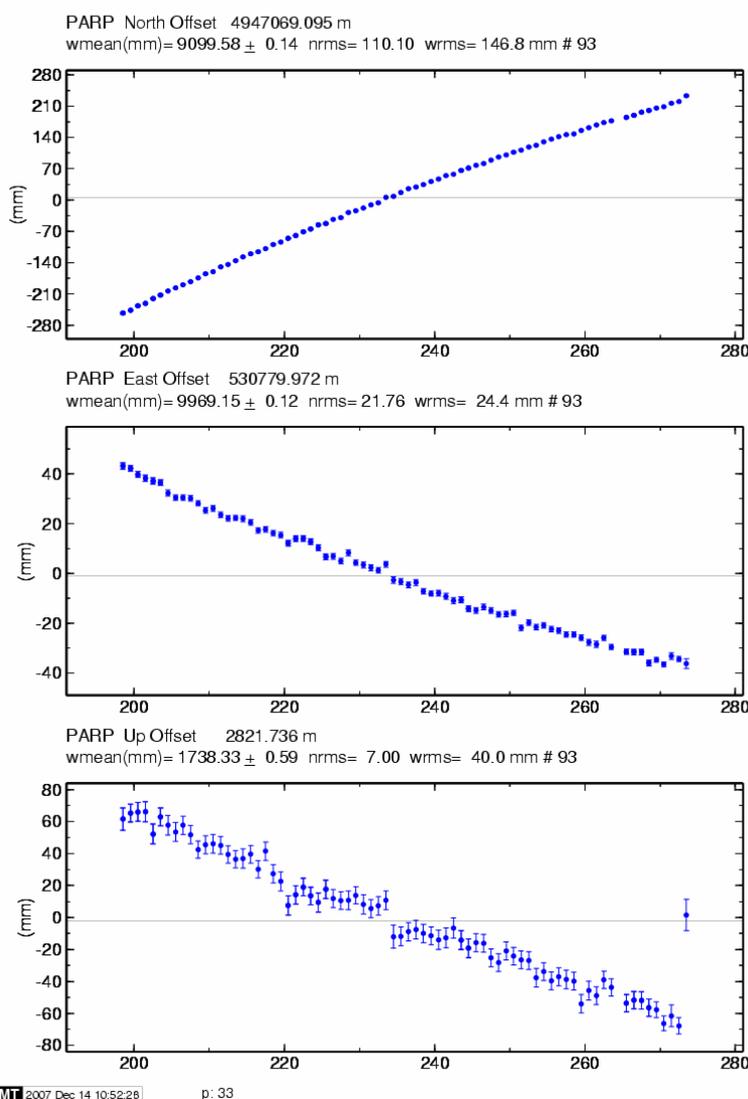


Figure 5.18 : position quotidienne mesurée dans les trois direction (Nord, Est, Altitude, en mm) du point GPS installé sur le glacier rocheux du Bérard entre le 17 juillet 2007 et le 11 octobre 2007.

Les coordonnées (en ordonnées sur la figure 5.21) sont affichées dans le système NEU (ici en millimètres), qui respecte l'ellipsoïde standard WGS-84.

Pour des raisons encore inconnues, le logiciel Circé de l'IGN n'a pas pu effectuer la conversion dans le système Lambert III qui a servi pour les mesures au DGPS. Le calage entre les différents points est donc impossible. Il existe également une différence importante entre l'altitude mesurée par le GPS permanent et les altitudes mesurées par le DGPS. Le premier indique une valeur moyenne de 2821m, tandis que la mesure de l'antenne permanente par le DGPS indique une altitude de 2779m, les points mesurés à proximité (42, 31, 32) se situent dans les mêmes valeurs. Cette différence est probablement liée à un problème d'ellipsoïde. Malgré tout, les données obtenues grâce au GPS permanent permettent de se rendre compte que :

- l'évolution horizontale du bloc vers le nord est très régulière et légèrement plus rapide que la moyenne pendant le mois d'août (courbe incurvée). Il ralenti à partir du 15 septembre environ. Une petite accélération (pente entre les deux points plus grande) est observable entre le 20 et le 21 août. Le déplacement total pendant les 75 jours est égal à 49 cm, soit un déplacement moyen de 6,4 mm/jour ;

- l'évolution horizontale du bloc vers l'Est est régulière, mais plus marquée par des variations que la précédente. Le petit saut de vitesse entre le 20 et le 21 août est observable, mais d'autres ponctuent le profil. Le déplacement total étant de 8,2 cm, l'amplitude de ces sauts est très faible. Le déplacement moyen du bloc est égal à -1,1 mm/jour. Les vitesses semblent également légèrement plus rapide durant le mois d'août

(la pente est inversée puisque le mouvement se fait vers l'ouest) ;

- l'évolution verticale du bloc est celle dont les variations sont les plus importantes et peuvent témoigner de petits basculements du bloc. C'est aussi celle pour laquelle les erreurs sont les plus grandes. Le déplacement total vertical est de 12,7cm, ce qui donne une valeur moyenne de 1,7 mm/jour.

L'itinéraire du bloc a pu être reconstitué grâce aux données du GPS permanent (cf. figure 5.19). La distance totale parcourue est égale à un tout petit peu plus de 51 cm. On observe sur la figure 5.19 des décalages latéraux dans cet itinéraire, que l'on pourrait interpréter comme des petits basculements sur la droite ou sur la gauche entraînant la perte de l'horizontalité de l'antenne. Ce déplacement est moins important que ceux mesurés dans les alentours par le DGPS. Cela peut s'expliquer par la position du bloc sur une pente très peu marquée et par le contexte géologique à proximité de l'implantation du dispositif. L'intervalle de temps de mesure est aussi un peu moins long que celui laissé entre les deux campagnes DGPS.

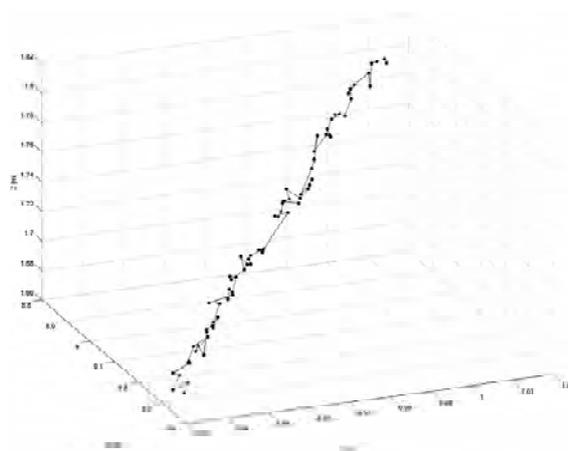


Figure 5.19 : itinéraire du bloc pendant la période de mesure.

L'enregistrement quotidien des coordonnées du bloc a également permis d'obtenir la valeur de son déplacement par jour, et ce dans les trois directions (cf. figure 5.20). A l'échelle de la journée, la vitesse du bloc est assez irrégulière, pouvant par exemple varier pour dX entre 0,3cm/jour et 1.3cm/jour. Les plus grandes variations de vitesses sont enregistrées pour dZ, à cause des erreurs plus grandes sur la mesure.

Il a été possible de combiner ces vitesses pour obtenir les vitesses des déplacements quotidiens horizontaux (D2D sur la figure 20) et dans les trois dimensions (D3D sur la figure 20). On ne constate pas de régularité dans ces vitesses, ni de paliers : le

mouvement de terrain semble aléatoire. On observe cependant quelques pics traduisant des jours où le bloc s'est plus déplacé. On retrouve en l'occurrence le « saut » du 21 août. Le signal entre D2D et D3D est dans l'ensemble très semblable : lorsque les déplacements horizontaux sont plus rapides, les déplacements verticaux le sont aussi. D3D est accentué par dZ, dont l'incertitude sur la mesure est plus grande. Enfin, une tendance est décelable : les vitesses de déplacements sont globalement moins élevées à la fin du mois de septembre. Il est intéressant de comparer ces vitesses de déplacement aux conditions météorologiques qui ont régné durant la période d'enregistrement du GPS permanent.

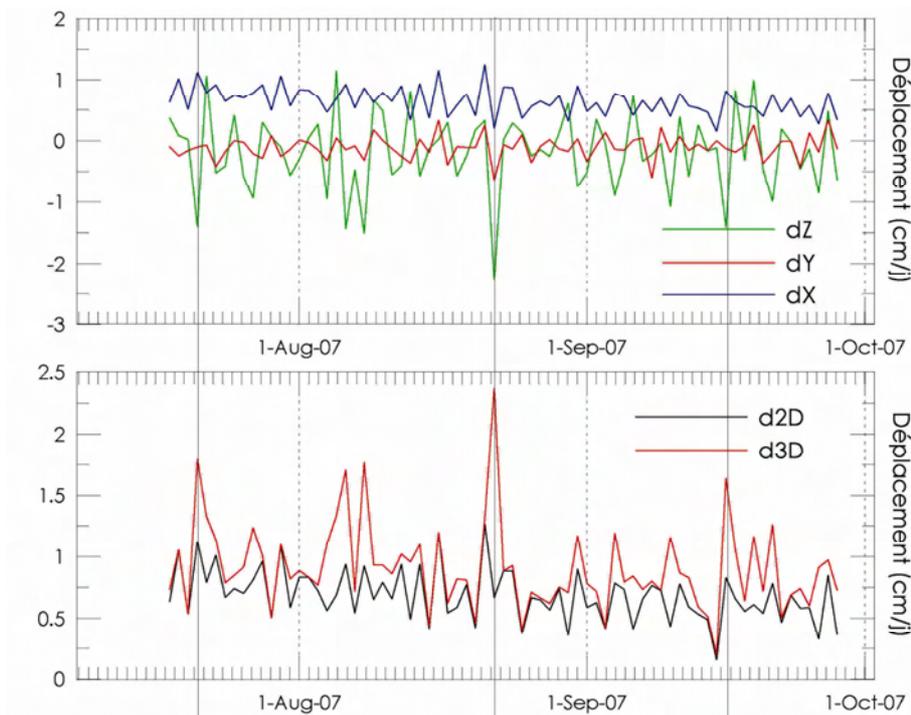


Figure 5.20 : déplacement quotidien (en cm/jour) du bloc en X, Y et Z (en haut), et déplacement quotidien 2D et 3D (en bas).

5.3.2.2 Comparaison avec les données météorologiques de l'été 2007

La station météorologique a été installée dans le but de comparer les déplacements du bloc aux conditions météorologiques locales et donc de déterminer l'influence de ces dernières sur le mouvement général du glissement. L'installation tardive de la station, son fonctionnement intermittent et les données s'arrêtant au 19 septembre (les nouvelles données ne sont pas encore

déchargées de la station pour des raisons météorologiques) ne permettent la comparaison que sur une courte période. Ainsi, la comparaison est principalement réalisée avec les données météorologiques quotidiennes de la station de Saint Paul sur Ubaye (données Météo France, cf. figure 5.21).

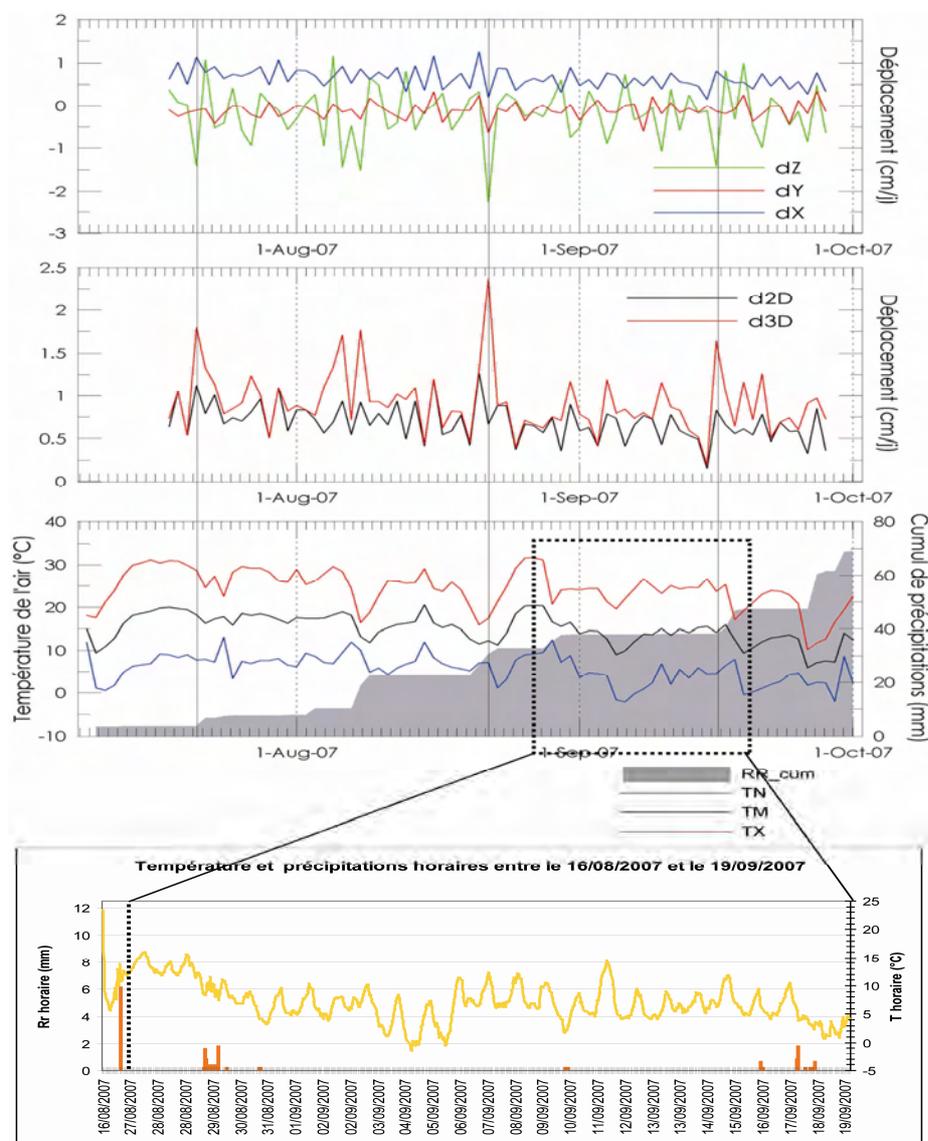


Figure 5.21 : comparaison des vitesse de déplacements avec les conditions météorologiques enregistrées par les stations de Saint Paul sur Ubaye (Météo France) et du Bérard.

L'influence des précipitations dans les variations de vitesses du glissement ne semble pas directe : les pics de vitesses observés ne correspondent pas forcément aux jours de pluies, bien que le jour où la vitesse du bloc la plus forte (21 août) corresponde à un jour de pluie. Dans leur étude sur l'application du GPS sur le glissement de Super-Sauze (Alpes de haute Provence), [Calais et al. \(2002\)](#) sont arrivés à enregistrer l'impact des précipitations efficaces sur le mouvement. Dans notre cas, les nombreuses variations brouillent certainement l'effet direct des pluies dans le mouvement général. Les quantités d'eau tombées sont pourtant du même ordre de grandeur. Ils avaient également mis en évidence le rôle primordial de la paléotopographie dans le comportement du glissement : celle-ci délimite en effet des circulations préférentielles des eaux et des matériaux, délimitant ainsi des compartiments qui glissent plus ou moins vite. Même s'ils ont enregistré des fluctuations de vitesses lors de pluies, ils ont surtout mis en avant le rôle des brusques et

brèves remontées de la nappe dans les vitesses de déplacement. Dans un milieu contenant de la glace comme celui du Bérard, le temps de pénétration des pluies et de recharge d'éventuelles nappes est inconnu.

La relation des vitesses avec les températures paraît un peu plus évidente. Les vitesses de déplacements sont plus rapides pendant le mois d'août, alors que les températures moyennes varient entre 15 et 20°C et que les températures minimales ne descendent pas en dessous de 0°C. Une baisse générale des températures est observée au début du mois de septembre, et de nouveau à la fin du même mois, avec des températures minimales qui descendent en dessous de 0°C. Les vitesses de déplacements sont en moyenne plus faibles. Les températures ont un rôle probable dans les déplacements, favorisant une teneur en eau élevée dans les débris lors des fortes chaleurs et inversement.

5.3.3 Discussion

Cette première campagne DGPS, ainsi que l'installation du GPS permanent ont permis d'attribuer des valeurs de déplacements aux différentes zones déstabilisées par la rupture.

Les résultats du DGPS sont prometteurs pour les diverses campagnes menées en 2007 sur d'autres sites alpins, car la marge d'erreur est en dessous de la dizaine de centimètres et que les angles de déplacement obtenus sont tout à fait cohérents avec le mouvement général. Il reste cependant des points qui n'ont pas pu être comparés car la

mesure n'a pas fonctionné et un point dont la valeur de déplacement semble incohérente (41), puisque il aurait reculé, alors que le sens général d'écoulement est vers le Nord.

Les variations de vitesses quotidiennes enregistrées par le GPS permanent permettent difficilement de faire un lien direct entre glissement et conditions météorologiques. Il reste aussi à éclaircir la différence d'altitude et le système de coordonnées entre les points pris au DGPS et celui mesuré au GPS permanent.

5.4 Prospection géophysique

5.4.1 ADRGT

Les campagnes géophysiques réalisées par l'ADRGT durant l'été 2007 ont permis d'obtenir deux profils électriques et deux profils sismiques, effectués sur deux zones préalablement identifiées et pouvant se révéler intéressante pour la validation des méthodes géophysiques. La coupe révélée par le glissement dans la niche d'arrachement principale nous a en effet permis d'observer visuellement le cœur du glacier rocheux du Bérard sur une profondeur d'environ 10m, et plus

particulièrement une couche de glace pure intercalée entre deux couches de béton de glace (cf. photo 5.3). Pour cette raison, le choix de la réalisation d'un profil à proximité de la niche d'arrachement s'est imposé. Le deuxième profil a été effectué dans les schistes noirs, à proximité des crêtes. Il nous a semblé intéressant de savoir si le glacier rocheux avait sa racine dans cette formation.

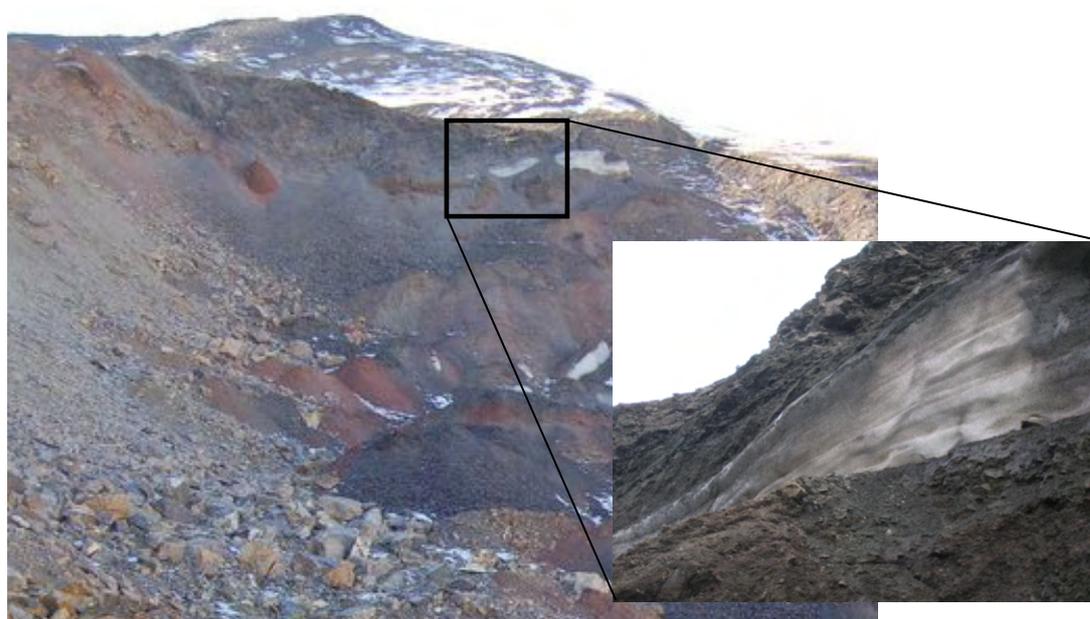


Photo 5.3 : couche de glace pure intercalée entre les deux couches de béton de glace. Des blocs de cette couche ont été dispersés lors de la rupture (photos : Bonhème et RTM 04)

La niche d'arrachement, les photos de 2006 prises peu de temps après le glissement (RTM, Bonhème) et les observations de terrains ont permis de réaliser une stratigraphie du glacier rocheux du Bérard (figure 5.22). Les épaisseurs de matériaux et de glace différent selon les endroits où l'on se trouve dans le glacier rocheux. La couche de glace pure a été observée sur une grande

partie de la coupe révélée par la rupture, tant dans les flyschs à Helminthoïdes que dans les schistes noirs, à des épaisseurs et des profondeurs variables. La lithologie ne semble pas avoir d'influence dans la variation de l'épaisseur de la couche de matériaux sus-jacent à la glace, puisque celle-ci varie tant dans les flyschs que dans les schistes noirs.

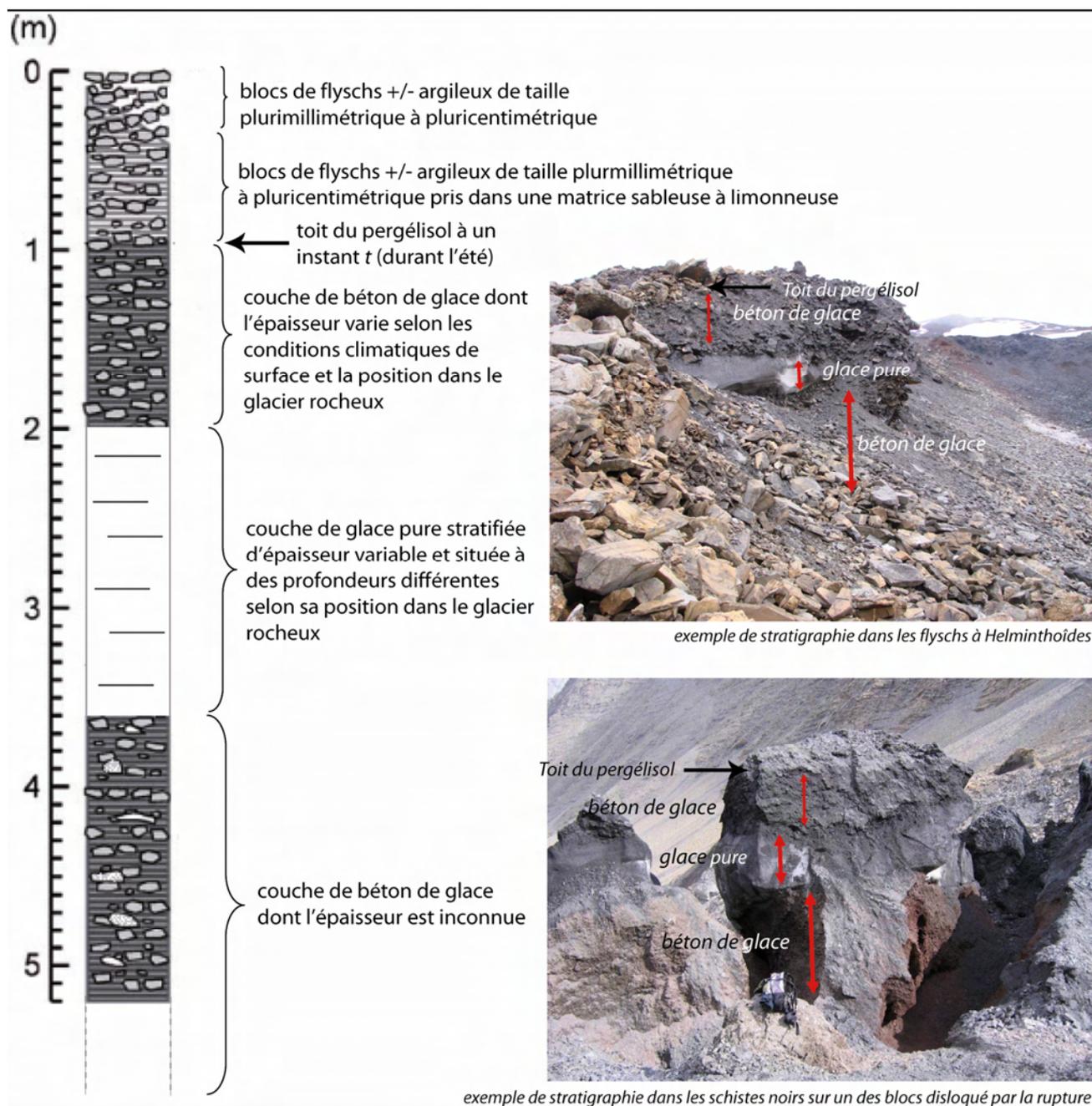


Figure 5.22 : stratigraphie générale du glacier rocheux du Bérard.

La description des résultats géophysiques se base sur l'étude réalisée par l'ADRGT (en particulier P. Sicignano) qui possède l'équipement et les

connaissances nécessaires pour le traitement et les interprétations des profils réalisés.

5.4.1.1 Profils amont

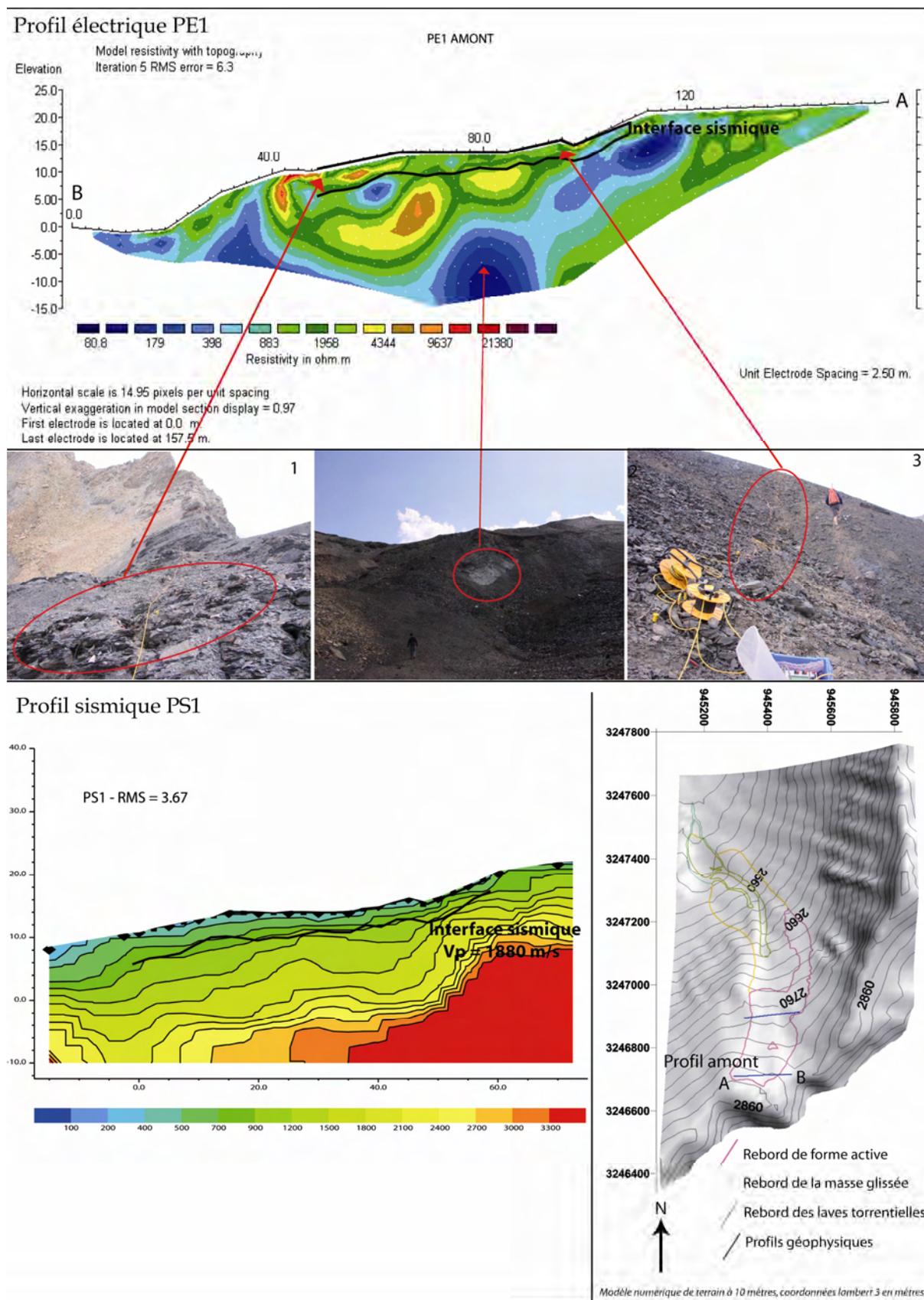


Figure 5.23 : implantation des profils réalisés et résultats obtenus pour le profil amont. Les photos permettent de visualiser le terrain sur lequel il a été effectué.

La figure 5.23 présente l'implantation des profils électriques et sismiques réalisés le 28 août 2007 à proximité du col topographique, vers 2850m d'altitude, ainsi que les résultats obtenus.

Sur le profil électrique PE1, on remarque une zone fortement chahutée entre $x=40\text{m}$ et $x=80\text{m}$. Sa profondeur est d'environ 15m et les résistivités sont comprises entre 1000 et 10000 $\Omega\cdot\text{m}$. La photo 1 sur la figure 5.24 illustre la topographie de surface de cette zone : les schistes noirs présentent de nombreuses fractures qui ont pu être formées par la rupture du glacier rocheux. Les valeurs obtenues peuvent indiquer la présence de glace intercalée entre les blocs rocheux, mais sa présence semble être en faible proportion. De part et d'autre de cette zone tourmentée, les résistivités sont faibles et ne dépassent pas 2000 $\Omega\cdot\text{m}$. La photo 3 sur la figure 5.24 illustre la rive gauche de cette dernière, ou aucun signe de mouvement n'est visible. Quant à la photo 2, elle illustre l'apparition de la roche en place liée la rupture. Sa position semble être en cohérence avec la zone en demi-

cercle sur le profil électrique, dont les valeurs de résistivités sont très faibles et en cohérence avec les valeurs généralement obtenues dans ce type de substratum.

Pour le profil sismique PS1, l'interprétation plus/minus indique la position de l'interface sismique à 4 m de profondeur en moyenne, avec une vitesse associée $V_p = 1880 \text{ m/s}$. Cette interface sismique est représenté en trait gras sur PS1 (figure 5.24) et a également été reporté sur PE1. Les vitesses des terrains sus jacents (terrains de couverture) sont comprises entre 318 et 522 m/s.

Pour le profil sismique PS1, la tomographie indique un horizon plus compact entre $x= 35\text{m}$ et $x= 70\text{m}$, entre 5 et 10m de profondeur, où les isovitesse se resserrent pour atteindre 3300 m/s (zone rouge sur PS1). En comparant cette zone sur le profil électrique, on s'aperçoit que les valeurs de résistivités sont trop faibles pour être de la glace. Cette interface correspondrait par conséquent au substratum rocheux.

5.4.1.2 Profils aval

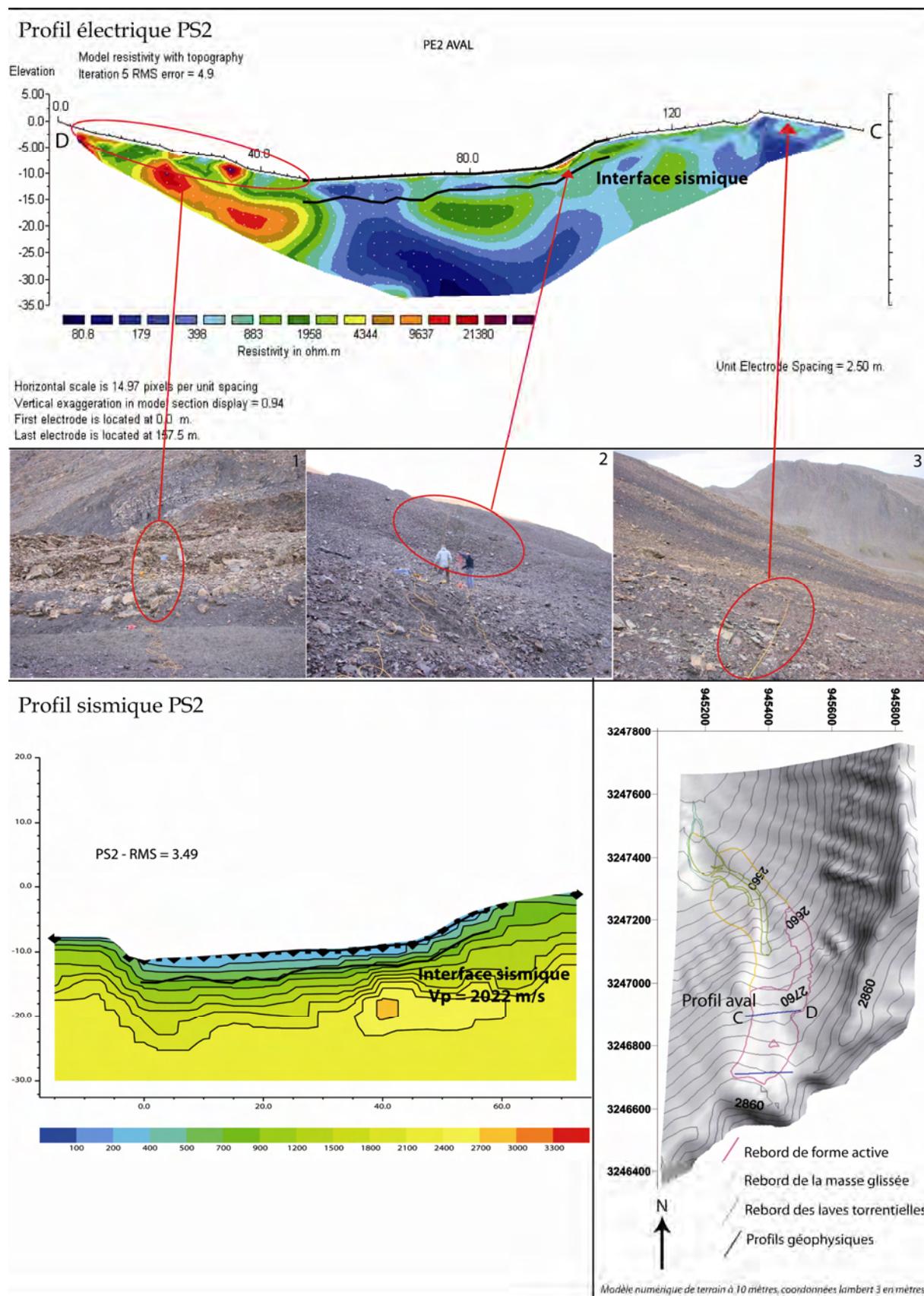


Figure 5.24 : implantation des profils réalisés et résultats obtenus pour le profil aval. Tout comme la figure 5.24, les photos permettent de visualiser le terrain sur lequel il a été effectué.

La figure 5.24 présente l'emplacement du deuxième profil réalisé, appelé profil aval, ainsi que les résultats des profils électrique et sismique obtenus. Il se situe à une trentaine de mètres à l'amont de la niche d'arrachement vers 2770m d'altitude et couvre les deux zones géologiquement différentes.

Le profil électrique PE2 révèle une zone moyennement résistive à gauche du profil, entre $x=0\text{m}$ et $x=45\text{m}$. Celle-ci se situe à environ 5m de profondeur, avec des résistivités comprises entre 9000 et 25000 $\Omega\cdot\text{m}$. Ces valeurs peuvent indiquer la présence de glace. Par contre, les faibles valeurs de résistivités (inférieures à 1500 $\Omega\cdot\text{m}$) sur plus de la moitié du profil (entre $x=50\text{m}$ et $x=180\text{m}$) semblent témoigner de l'absence de glace. Ainsi, la tranche de glace pure apparaissant dans la niche d'arrachement 30m à l'aval du profil n'apparaît absolument pas sur ce dernier. Il est nettement marqué par une différence est-ouest, qui correspond exactement au changement de matériaux. Ainsi, la partie Est composée de flyschs plus gréseux et de taille plus importante (cf. photo 1 sur la figure 5.24) semble contenir de la glace sur plusieurs mètres d'épaisseur, tandis que le secteur ouest composé de schistes noirs plus argileux et plus fins semble ne pas en contenir. La photo 3 de la figure 5.25 montre la partie la plus occidentale du profil qui ne présente visuellement pas de signe de déstabilisation. La photo 2 illustre quant à elle la petite zone du profil entre

$x=105\text{m}$ et $x=115\text{m}$ qui possède les valeurs de résistivités les plus fortes dans cette partie du profil. Cette dernière présente de petits bombements et de petits arcs concentriques qui semblent témoigner d'une activité de glissement et peut-être de la présence de glace. La photo 5.4 illustre également cette zone présentant des signes de fluage.



Photo 5.4 : formes fluantes dans les schistes noirs. En pointillés, l'emplacement du profil.

Concernant la sismique-réfraction, l'interprétation plus/minus donne l'interface sismique à 3,5m de profondeur en moyenne, avec une vitesse $V_p = 2022\text{ m/s}$ (trait gras sur PS2 et PE2). La vitesse des terrains de couverture est en moyenne de 350 m/s. Quant à la tomographie, elle donne des vitesses sismiques plus faible que pour le profil sismique amont (PS1), qui ne dépassent pas 2400 m/s.

5.4.2 Sondages électriques

Denis Fabre (CNAM Paris), Michel Peyron (service RTM 04) et quelques bénévoles ont réalisés 4 sondages électriques (BE1, BE2, BE3, BE4) les 24 et 25 août 2007, dans le but de comparer les résultats obtenus avec l'ADRGT. Ainsi, le sondage BE2 ($AB/2 = 70\text{m}$) correspond au profil PE2. Les trois autres sondages sont plus petit ($AB/2 = 30\text{m}$). BE1 est situé

un tout petit plus haut en altitude que BE1, vers 2840m. BE3 et BE4 sont situés dans la masse glissée, respectivement 2680m et 2635m. Les résistivités apparentes obtenues sont présentées dans le tableau 5.2. La figure 5.25 illustre la position des sondages réalisés et leur traitement au moyen du logiciel Qsweln.

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

Site	Sond.	Alt.	1	1,5	2	3	5	7	10	15	20	30	40	50	70
Bérard	BE 1	2840	460	1100	1700	1950	9300	3190	12500	19300	3570	8650			
Bérard	BE 2	2750	360	440	420	430	430	1380	6130	7900	5860	8610	5170	7890	8340
Bérard	BE 3	2680	510	470	390	640	1400	2630	3550	3200	6890	10150			
Bérard	BE 4	2635	500	905	1130	3355	5595	5510	2250	2830	950	3800			

Tableau 5.2 : résistivités apparentes (en Ωm) pour $AB/2 =$ (en m.)

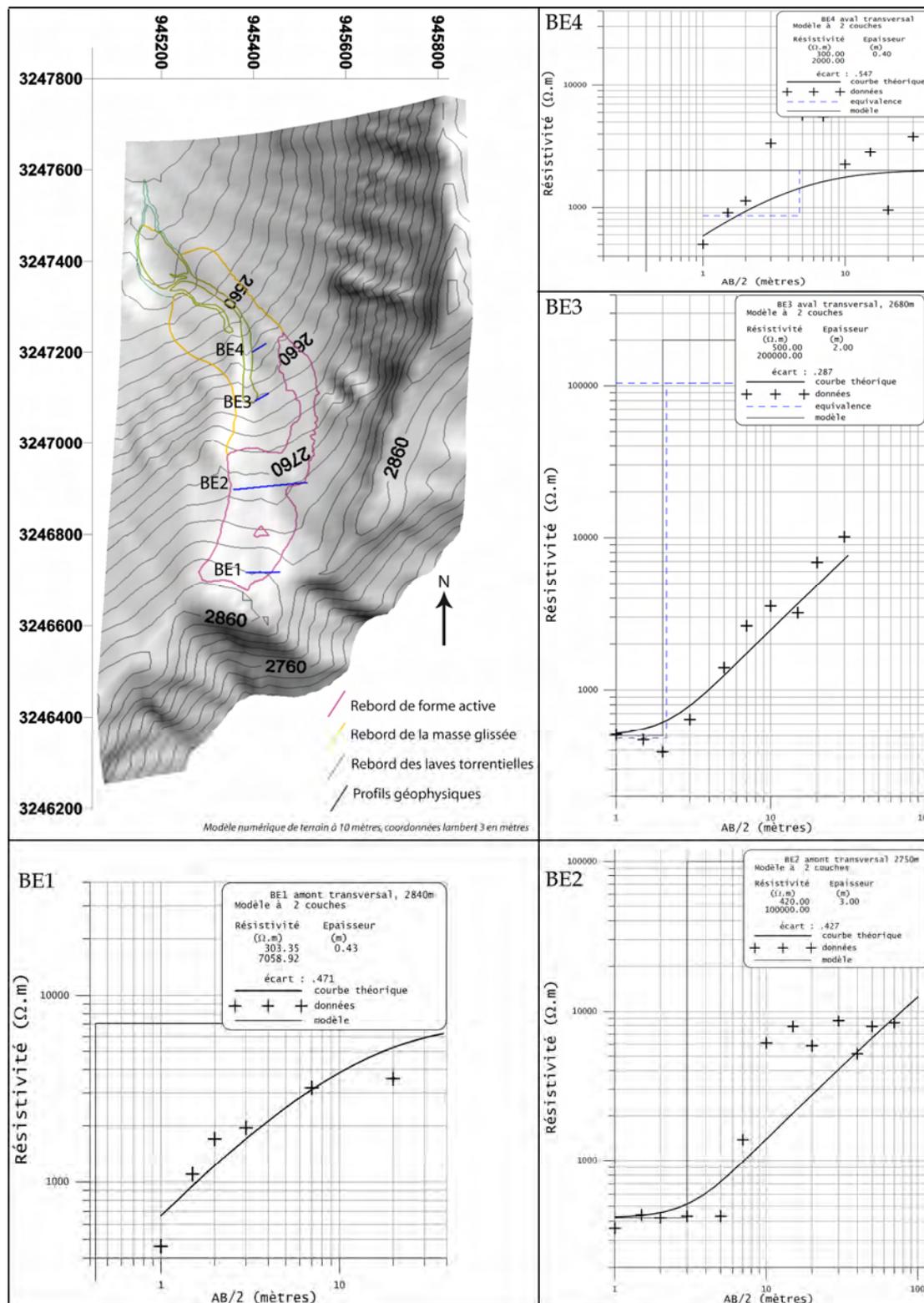


Figure 5.25 : implantation, résultats et tentatives de modélisation pour les quatre sondages réalisés dans le vallon du Bérard.

Les résistivités apparentes sont comprises entre 300 et 20 000 $\Omega.m$. Pour les quatre profils réalisés, les courbes de résistivités apparentes en fonction de l'écartement des électrodes n'ont pas pu être interprétées en terme de modèle tricouches. Le modèle bicouches présente lui-même des valeurs d'écarts type trop élevés (aux alentours de 0.5) pour

5.4.3 Discussion

Interpréter des profils géophysiques et des mesures de résistivités électriques demeure une étape délicate étant donné le nombre de facteurs pouvant influencer le rendu : nature géologique des matériaux, âge des roches, degré de fracturation, ... De même, un niveau conducteur en surface peut largement perturber un niveau résistant en profondeur. La température a également une influence sur la capacité des ions à pouvoir se mobiliser puisqu'elle régit la phase de l'eau (liquide ou solide) dans le sol et par conséquent sa teneur en eau.

L'interprétation peut être aussi hasardeuse si on ne confronte pas les résultats obtenus à des données de puits et de forages réalisés à proximité. Bien que des sondages n'aient pas été réalisés à proximité immédiate des profils, la rupture du glacier rocheux a malgré tout permis d'observer l'intérieur sur une partie non négligeable. Les observations stratigraphiques et les compétences des différentes personnes dans le domaine de la prospection géophysique ont permis d'émettre les hypothèses suivantes.

Si l'on se base sur de nombreux profils électriques réalisés sur différents glaciers rocheux, une des interprétations possibles est celle d'un terrain pauvre en glace. Les résultats des mesures géophysiques nous indiquent une présence peu évidente de la glace, cette dernière semblant en faible

prétendre pouvoir interpréter la structure du sous-sol. Ces résultats montrent l'hétérogénéité du sous-sol prospecté, constitué d'une masse de débris schisteux plus ou moins argileux par conséquent conducteurs et probablement de lentilles ou de béton de glace qui le sont peu (Fabre, comm. pers.).

proportion par rapport aux éléments rocheux (Sicignano, comm. pers.). Les caractéristiques du sol gelé pourraient être les suivantes :

Résistivité	25000 $\Omega.m$ > ρ > 5000 $\Omega.m$
Vitesse sismique Vp	2000m/s ?

Au niveau des profils réalisés à proximité de la niche d'arrachement, il existe une importante différence entre le secteur ouest où les débris argileux (schistes noirs) sont peu épais et pouvant contenir de petites lentilles de glace ou de sol gelé et la partie Est, où l'accumulation de flyschs plus gréseux (flyschs à helminthoïdes) est plus épaisse et contenant de la glace sur une épaisseur de plusieurs mètres.

Enfin, le substratum rocheux des schistes noirs qui se situerait à faible profondeur en partie Ouest de PS2 donnerait des vitesses assez faibles de 2400 à 3300 m/s (Fabre, comm. pers.).

Ces interprétations corroborent les observations géomorphologiques précédentes (chapitre 5.1), en particulier la présence de nombreuses dépressions en 2003). Cependant, même si ce terrain ne contient pas de glace en grande quantité, les valeurs de résistivités sont étonnamment faibles par rapports aux observations de terrain qui montrent la présence de glace massive et d'une quantité importante de sédiments gelés.

En fait, il semblerait que ces interprétations soient comparées à celles effectuées pour les glaciers rocheux à granulométrie grossière, dont les valeurs de résistivité sont généralement élevées. Les mesures réalisées sur des glaciers rocheux à granulométrie fine par Ikeda et Matsuoka (2006) donnent en effet des résultats qui se rapprochent de ceux trouvés pour le glacier rocheux du Bérard (cf. figure 5.26).

Les interprétations de la sismique-réfraction (à gauche sur la figure 5.26) donnent des vitesses comprises entre 330 et 650 m/s pour les terrains de couverture (première couche) et indiquent la couche active. Les interfaces sismiques donnent des vitesses comprises entre 2000 et 4400 m/s et indiquent le toit du pergélisol. Le calcul de l'épaisseur de la couche active donne des valeurs comprises entre 2 et 3m sur la plupart des glaciers rocheux actifs et inactifs, mais quelques glaciers rocheux à granulométrie fine présentent des

épaisseurs supérieures à 4m (NN8, BNL-b, BN2, NN2). Ces épaisseurs laissent à penser que ces glaciers rocheux sont en cours de dégradation, bien que ces derniers ne présentent pas de dépressions à la surface pouvant témoigner de la fonte de la glace.

Il est important de constater que ces valeurs sont fortement semblables à celles mesurées sur le glacier rocheux du Bérard rappelées dans le tableau 5.2.

	1 ^e couche	2 ^e couche	Prof.interface sismique
PS1	Entre 318 et 522 m/s	2022 m/s	4m
PS2	350 m/s	1088 m/s	3,5m

Tableau 5.3 : rappel des valeurs des vitesses obtenues pour le glacier rocheux du Bérard.

De plus, les profondeurs des interfaces sismiques sont supérieures à 3,5m, ce qui pourrait laisser penser que ce glacier rocheux est en voie de dégradation.

Site	P-wave stratigraphy				DC resistivity stratigraphy								
	First layer		Second layer	AB	First layer		Second layer		Third layer		Fourth layer		AB/2
	V(m s ⁻¹)	D(m)	V(m s ⁻¹)	(m)	ρ (k Ω m)	D(m)	ρ (k Ω m)	D(m)	ρ (k Ω m)	D(m)	ρ (k Ω m)	D(m)	(m)
<i>Bouldery rock glaciers</i>													
PN1	550	2.8-2.9	4100	55									
PN5	650	1.3-2.4	3700	60	19-21	2.4	260	4.4	520	17	10		100
PS3*	330	2.6-3.1	4400	60	6.8-56	1.3	5.6	4.2	210	17	1.3		100
<i>Pebbly rock glaciers</i>													
BNU	390	2.2-2.6	2800	50	0.68	0.51	2.2	5.0	3.2	20	0.66		50
BNL-a	370	2.1-2.3	2900	50	4.1-1.4	1.4	2.8	12	6.7	31	0.32		100
BNL-b	470	4.4-5.8	3400	40									
BN2**					7.8-29	1.5	2.5	26	1.5				50
BN3U*	350	2.1-2.7	3000	42	1.9	1.3	0.79	3.7	2.0	23	1.1		50
BW1	330	2.0-2.1	2300	40	0.89	1.4	0.81	12	0.12	22	21		80
BW2	350	2.3-5.3	2000	55	2.6	1.3	0.55	4.1	0.44	15	1.8		50
NN2	420	3.6-4.4	2600	45	2.7	0.51	2.0	4.8	1.8	14	2.1		50
NN8*	450	4.8-8.6	3200	60	2.1-1.6	2.7	1.2	8.3	2.0				50
NN10					2.0-0.81	2.7	6.5	10	5.1				50
NN11					3.8-4.2	4.5	8.5	16	2.0				50
NN12	340	2.2-2.4	2900	50	4.6-3.2	3.8	6.4	8.4	12	23	0.022		100

*Figure 5.26 : résultats de la sismique-réfraction et des sondages verticaux pour 3 glaciers rocheux à granulométrie grossière et 12 glaciers rocheux à granulométrie fine. V : vitesse des ondes P, D : profondeur de la base de la couche, AB : longueur du profil, ρ : résistivité calculée. * : en partie végétalisé, ** : fine couche openwork en surface (Ikeda et Matsuoka, 2006).*

Quant aux sondages électriques (à droite sur la figure 5.26), ils montrent que les résistivités des glaciers rocheux à granulométrie fine sont généralement plus

basses d'un ou deux ordres de grandeurs par rapport aux glaciers rocheux à granulométrie grossière. Ainsi, les valeurs de résistivités du permafrost contenu dans

les premiers varient entre 0,44 et 8,5 k Ω .m. Ces basses valeurs de résistivités s'expliquent principalement par la composition en débris fins et la température. Les premiers, présents en forte proportion, permettent en effet la présence d'une teneur en eau interstitielle importante qui facilite la conductivité des ions lors de l'injection du courant. L'influence de la température sur les valeurs de résistivités s'explique par la présence des glaciers rocheux étudiés à proximité des limites inférieures du pergélisol, avec des températures probablement comprises entre 0 et -2°C. Encore une fois, les valeurs de résistivités mesurées sur les glaciers rocheux suisses sont en accord avec celles mesurées sur le glacier rocheux du Bérard.

Les importantes différences de résistivités entre les glaciers rocheux à granulométrie fine et ceux à granulométrie grossière peuvent s'expliquer par le contenu en glace. Les premiers semblent en effet être essentiellement composé de béton de glace et ne pas contenir de glace

massive. De plus, par rapport aux glaciers rocheux à granulométrie grossière, les glaciers rocheux à granulométrie fine montrent de plus petites variations spatiales des résistivités (cf. figure 5.27). Les couches elliptiques avec les plus fortes valeurs de résistivités (entre 4 et 20 k Ω .m) semblent indiquer la présence de pergélisol plus froid que celui environnant. Il est intéressant de remarquer que le glacier rocheux BN3U présente globalement la même structure elliptique de résistivités que la rive droite du profil électrique PE2. Les parties les plus basses de BNU, BNL et BW1 montrent des résistivités inférieures à 2 k Ω .m et indiquent probablement la présence de pergélisol au point de fusion, interprétation s'appuyant sur les valeurs de températures relevées dans le forage sur le glacier rocheux BNU qui étaient proche de 0°C tout au long de l'année à 3, 4 et 5m de profondeur (Ikeda *et al.*, 2003, cités par Ikeda et Matsuoka, 2006). Des valeurs inférieures à 2 k Ω .m sont également observées au milieu du profil PE2 pour le glacier rocheux du Bérard.

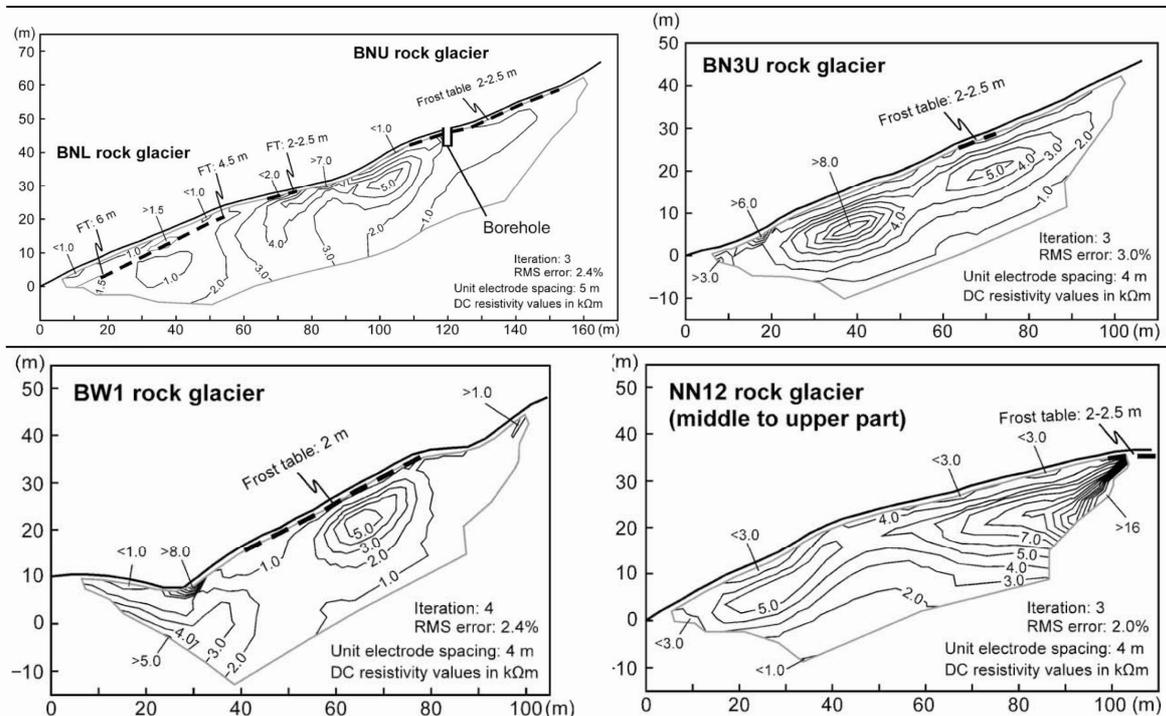


Figure 5.27 : tomographies de quelques glacier rocheux à granulométrie fine ; La profondeur du toit du pergélisol a été estimée par les sondages sismiques (Ikeda et Matsuoka, 2006).

Les mesures réalisées sur les glaciers rocheux suisses à granulométrie fine ont permis d'effectuer une comparaison avec le glacier rocheux à granulométrie fine du Bérard, puisque les premières interprétations réalisées s'appuyaient sur des comparaisons avec les glaciers rocheux à granulométrie grossière. Il apparaît ainsi que **les valeurs obtenues** (couche active supérieure à 3,5m, V_p environ égales à 2000 m/s, résistivités comprises entre 0,4 et 25 k Ω .m) **sont proches des valeurs « normales » pour ce type de glacier rocheux, et plus particulièrement d'un glacier rocheux en cours de dégradation.** Les faibles valeurs de résistivités obtenues sur PE2 dans les schistes noirs (inférieures

à 2 k Ω .m) ne traduiraient pas l'absence totale de glace mais probablement la présence d'un pergélisol dont la température est très proche de 0°C. La partie ouest dans les flyschs gréseux contiendrait du pergélisol plus froid que dans la partie Est.

Bien que les deux interprétations se rejoignent, **des mesures géoélectriques sur les glaciers rocheux à granulométrie fine doivent être menées afin d'étalonner les résultats obtenus pour ce type de glacier rocheux**, les ordres de grandeurs de résistivités n'étant pas du tout les mêmes. Cela permettrait de valider les hypothèses émises précédemment.

5.5 Mini Data Loggers

L'enneigement tardif et les conditions météorologiques n'ont malheureusement pas permis de relever les informations contenues dans les mini data loggers. Il est prévu de les décharger durant l'été 2008.

Ils apporteront des données complémentaires sur l'évolution de la température du sol entre les étés 2007 et 2008 et nous renseignerons sur la présence ou non de pergélisol.

5.6 Interférométrie radar

5.6.1 Présentation des premiers résultats

Les résultats présentés proviennent d'un rapport rédigé par Gay (2008) du laboratoire GIPSA-Lab. Pour l'étude de la rupture du glacier rocheux du Bérard, 27 images ERS1 et 42 images ERS2 ont été choisies. Il s'agit ensuite de calculer les *baselines*, c'est-à-dire la distance entre les deux satellites. Un programme permettant de déterminer les couples d'images dont la *baseline* est inférieure à 250m a été élaboré afin de pouvoir mesurer les déplacements probables du glacier rocheux (de l'ordre de quelques

millimètres à quelques centimètres par jour pour la période post-rupture, mais probablement de l'ordre de quelques décimètres par an avant la rupture). Au delà de ces 250m, les cohérences temporelles et spatiales peuvent être perdues. Après ce traitement, il s'est avéré que cinq interférogrammes, numéroté 1, 2, 3, 10, 14 (cf. figure 5.28) étaient calculables. Les autres cas sont marqués soit par le manque des calculs des orbites, soit par un problème de recalage géométrique des images.

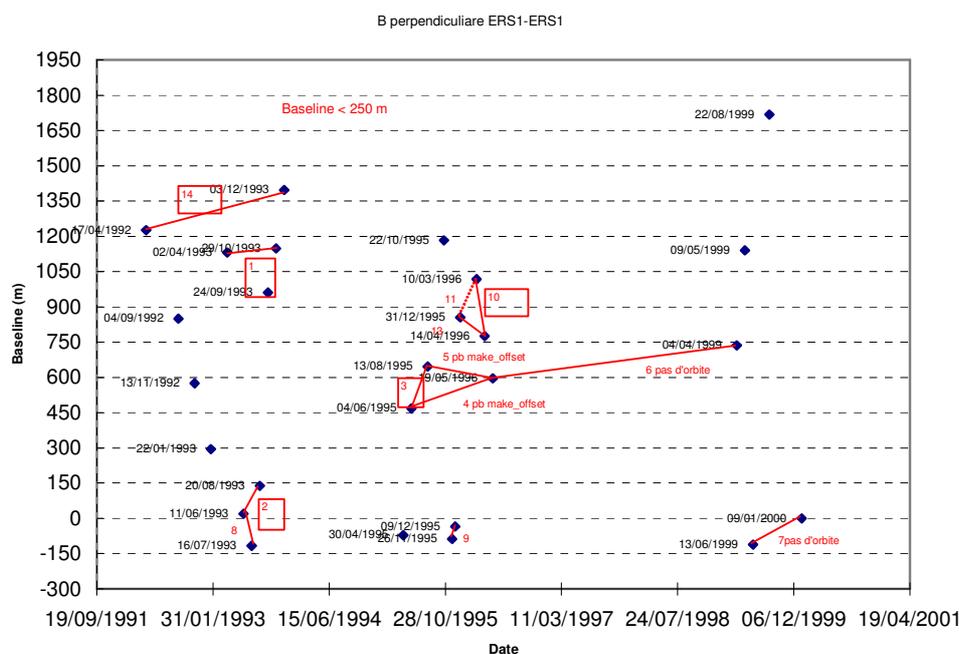


Figure 5.28 : calcul des baselines pour les images ERS1 (Gay, 2008).

Puisque la présence de neige au sol, son état (froide, humide...) ainsi que la stratigraphie du manteaux neigeux sont des facteurs contraignants dans l'utilisation de l'interférométrie radar, les données climatiques autour de la zone du Bérard ont été étudiées pour la période des

interférogrammes (1993-2001), et plus particulièrement le nombre de jours de neige au sol (données Météo France, cf. figure 5.29) de la station de Saint Paul sur Ubaye, puisqu'il s'agit de la plus haute station du secteur (1903m).

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

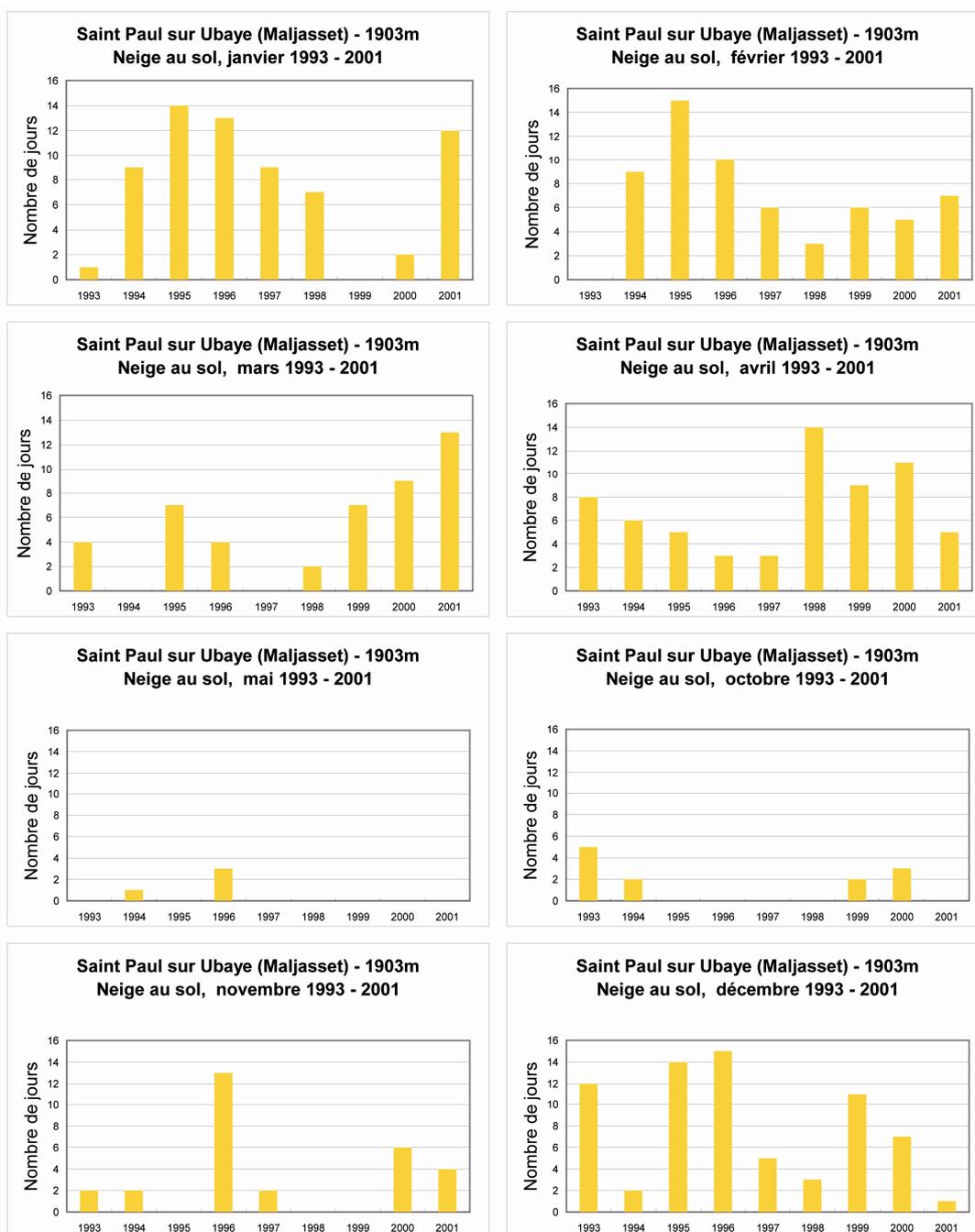


Figure 5.29 : Nombre de jours de présence de neige au sol mois par mois des années 1993 à 2001 à Saint Paul sur Ubaye (04)

Les données mois par mois du nombre de jours où la neige est présente au sol ne nous donne aucune information sur la répartition temporelle de ces jours dans le mois. Elles nous renseignent cependant sur la variabilité annuelle de cette présence de

neige dans ce secteur. Le glacier rocheux du Bérard étant situé dans la tranche altitudinale 2650-2900m, on imagine aisément que le nombre de jours de neige au sol est bien plus important.

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

Cette étude sur la présence de neige au sol a permis de faire le point sur la fiabilité des données interférométriques InSar par rapport à cette dernière. Il apparaît que tous les interférogrammes réalisables sont potentiellement concernés par la présence de neige. Leur interprétation devra donc être réalisée avec précaution.

Les premiers interférogrammes ERS1 de la zone d'étude du glacier rocheux du Bérard ont ensuite été édifiés. Les figures suivantes montrent les résultats d'un « produit interférométrique » (10.03.1996-14.04.1996 soit 35 jours) ERS1 descendant. L'amplitude et la cohérence des interférogrammes ERS1 descendant (figures 5.30 et 5.31) sont présentées.

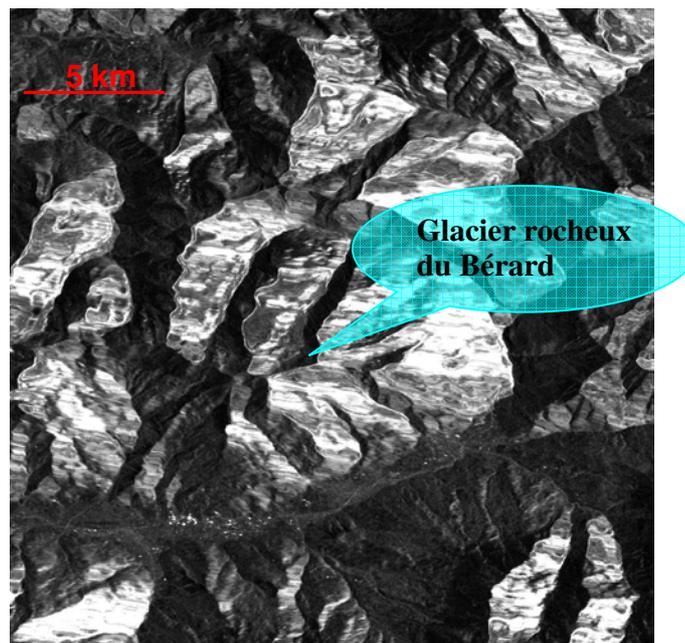


Figure 5.30 : amplitude : extrait (1024x1024 -> 20kmx20km) de la zone du Bérard du 10.03.1996-14.04.1996 (35 jours) ERS1 descendant (Gay, 2008).

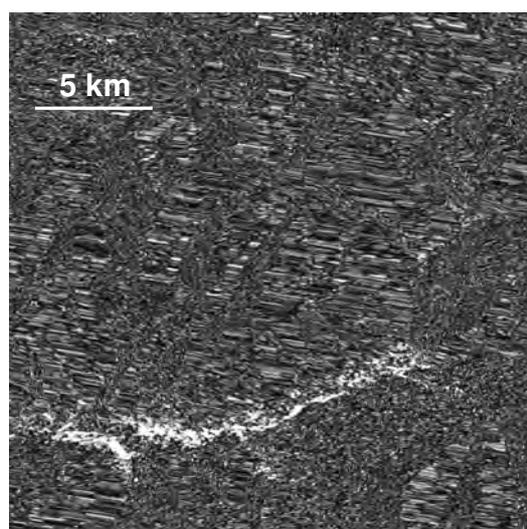


Figure 5.31 : cohérence : extrait (1024x1024 -> 20kmx20km) de la zone du Bérard du 10.03.1996-14.04.1996 (35 jours) ERS1 descendant (Gay, 2008).

La figure 5.31 met en évidence que la cohérence, représentée par les pixels blancs, est uniquement conservée dans la vallée de l'Ubaye, aux endroits où il y a des habitations. Cette cohérence est totalement perdue dans les zones de montagne. Deux raisons peuvent être évoquées. La première est la présence fortement probable de la neige entre les dates du 10.03.1993 et du

14.04.1993 et donc la possibilité d'un changement d'état de surface. La deuxième peut être un écart de *baseline* trop important. Quelque soit la raison, cette perte de cohérence entraîne l'impossibilité de détecter des déplacements au niveau du glacier rocheux du Bérard. Les autres interférogrammes possibles ont donc été étudiés (cf. tableau 5.4).

Date (Satellite ERS1 descendant)	Baseline (m)	Ecart temporels	Présence de Neige	Présence de franges de déplacement sur le Bérard.
19920417-19931203	171	3 ans	oui	non
19931029-19930402	17	6 mois	oui	non
19950604-19950813	179	70 jours	oui	non
19930820-19930611	242	70 jours	oui	non
19960310-19960414	119	35 jours	oui	non

Tableau 5.4 : Résumé des traitements des 5 interférogrammes des passes descendantes du satellite ERS1 (Gay, 2008).

Quelques soient les écarts temporels, la présence de franges d'interférences sur la zone du glacier rocheux du Bérard est inexistante. Comme pour le premier interférogramme, plusieurs raisons provoquant une perte de cohérence peuvent

être évoquées : un changement d'état de surface lié à la présence ou non de la neige aux différentes dates, des déplacements du glacier rocheux trop longs ou trop courts par rapport aux écarts temporels choisis ou encore des *baselines* trop grandes.

5.6.2 Discussion

A ce stade de l'étude, il est impossible de déterminer si le glacier rocheux du Bérard présentait des signes d'activités avant la rupture, puisque aucunes franges de déplacements n'ont été détectées. La présence probable de la neige et des changements d'états de surface qui peuvent lui être associés peut être la cause majeure de la perte de cohérence et rend la mesure de déplacements vaine.

La forte contrainte que représente la neige sur cette méthode laisse penser que les images satellites prises entre le mois d'octobre et le mois de juin ne sont pas utilisables pour le glacier rocheux du Bérard dans ce contexte climatique montagnard à influence méditerranéenne marquée. Ce dernier est caractérisé par des variations de températures hivernales qui peuvent être assez fortes : l'alternance entre période froide et sèche et douce et humide favorise

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

les changements d'états de la neige et des conditions d'enneigement, quelques fois à une échelle de temps qui peut être de l'ordre de la journée.

Pour ces raisons, le travail initié doit se poursuivre en sélectionnant les dates d'interférogrammes lors de la période estivale. Il va se poursuivre par l'étude et le

traitement des interférogrammes ERS2 (42 images) et des couples ERS1-2. Ce traitement plus complet avec des *baselines* inférieures à 150m et pendant le mois d'été pourrait permettre de mettre en évidence si des mouvements précurseurs à la rupture du glacier rocheux du Bérard ont effectivement existé et si tel est le cas, dans quel ordre de grandeur.

5.7 Analyses de glace

5.7.1 Analyses macroscopiques

Entre la fin de l'été 2006 et le début du mois de juillet 2007, les endroits où la glace affleurerait se sont réduits à cause des températures positives. Ainsi, seulement deux zones où de la glace massive a été repérée ont été prélevées : en rive gauche, à proximité de la niche d'arrachement et plus à l'aval (cf. figure 5.32).

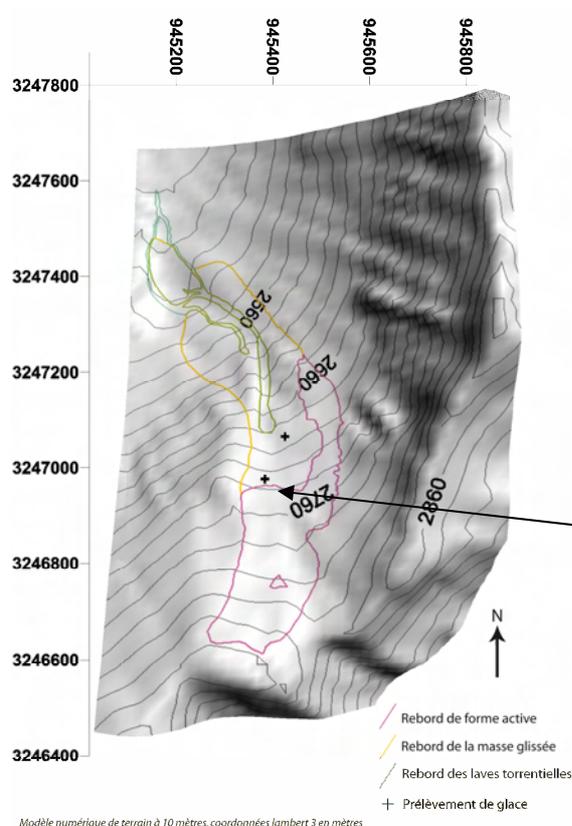


Figure 5.32 : localisation des prélèvements de glace.

Les analyses macroscopiques réalisées lors du prélèvement ont montré la présence importante de bulles d'air dans la glace massive (cf. photo 5.5), ainsi que sa pureté (pas ou très peu de matériaux en son sein). D'après les photos prises peu de temps après la rupture, il semblerait que cette glace pure soit également légèrement stratifiée (cf. photo 5.6).



Photo 5.5 : bulles d'air dans un des blocs de glace pure prélevé.



Photo 5.6 : glace stratifiée présente dans la niche d'arrachement.

Il semblerait que la glace pure prélevée aux deux endroits soit la même, puisque la rupture a entraîné la dislocation de plusieurs blocs, qui se sont éparpillés et ont continués leur glissement vers l'aval. La photo 5.7 met en évidence tous les blocs contenant de la glace qui se sont disséminés à la suite de l'événement.



Photo 5.7 : blocs disséminés par la rupture (photo : Bonhème, 2006).

5.7.2 Analyses microscopiques

Les analyses microscopiques ont concernés un des blocs prélevés qui a glissé vers l'aval, approximativement à 2690m d'altitude. Des lames minces ont été réalisées dans les trois dimensions (cf. photo 5.8). L'orientation préférentielle des cristaux n'a pas été faite puisque les blocs prélevés n'étaient pas dans leur position originelle.

Ces analyses ont montré la présence de cristaux de taille pluricentimétrique (entre 3 et 4 cm) surmontés des cristaux plus petits mesurant environ 1 cm, le tout étant parsemé de bulles d'air.

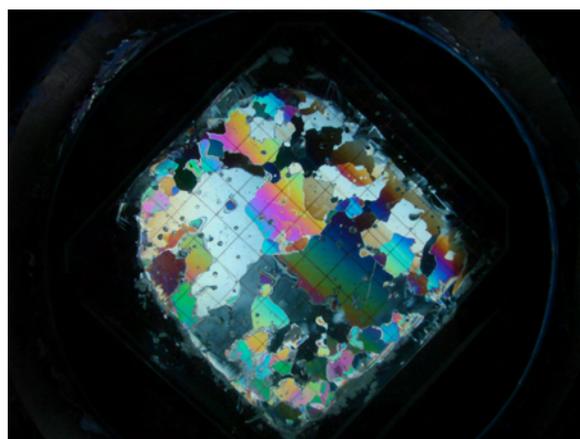


Photo 5.7 : lame mince réalisée à partir de la glace pure prélevée du glacier rocheux du Bérard.

5.7.3 Discussion

Les observations macroscopiques et microscopiques permettent de dire que la glace pure prélevée est de la glace de sédimentation, puisque la glace de congélation ne contient pas de bulles d'air et que les cristaux sont peu nombreux et de taille pluricentimétrique (cf. photo 5.9).

Par contre, les analyses ne permettent malheureusement pas de donner un âge à la glace du Bérard. La taille de certains cristaux laisse tout de même penser que celle-ci à au moins plusieurs décennies. Une comparaison avec de la glace de névé très récent, prélevée par [Lambiel](#) (comme la glace de congélation), a pu être réalisée : la taille des cristaux ne dépasse pas un centimètre de long (cf. photo 5.10). Il a été envisagé de dater la glace du Bérard grâce à un isotope du plomb. Malheureusement, cette méthode nécessite un prélèvement stratigraphique, ce qui n'a pas pu être réalisé pour le Bérard en raison de l'épaisseur modeste de la glace qui était présente en juillet 2007.

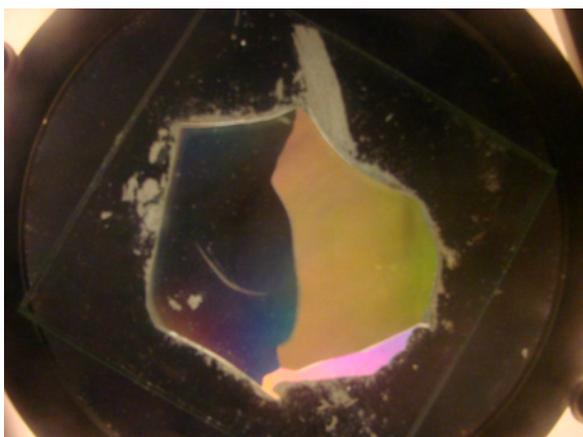


Photo 5.8 : lame mince de glace de congélation provenant d'un échantillon de C. Lambiel.

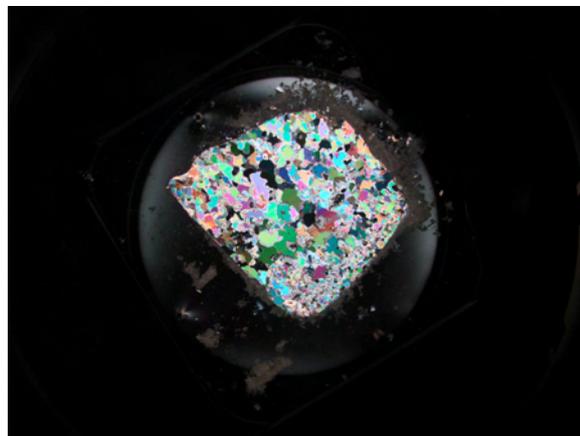


Photo 5.9 : lame mince de glace de névé récent provenant d'un échantillon de C. Lambiel.

Dans le cas des glaciers rocheux, la glace de sédimentation pourrait avoir deux origines (cf. chapitre 2). La première est celle résultant du processus de névéification ([Delaloye, 2004](#)) qui peut se définir comme la lente compaction de la couche de neige surmontant les matériaux sédimentaires et conduisant à une augmentation de la densité jusqu'à formation de glace. La deuxième est celle de glacier, qui résulte de l'enfouissement progressif de glaciers résiduels par l'apport de matériaux. Le processus de formation de la glace est identique, mais les dynamiques sont sensiblement différentes.

Dans le cas du Bérard, la couche de glace pure présente une stratification, mais l'épaisseur semble trop faible pour que son origine soit glaciaire. Ainsi, la glace pure présente en son sein aurait pour origine la transformation et le recouvrement d'un névé. Mais ce processus ne peut s'opérer que dans les zones d'accumulations, c'est-à-dire lorsque les conditions d'équilibre glaciaire sont réunies. **Cela signifie que le vallon du Bérard a pu évoluer dans un contexte topoclimatique suffisamment froid permettant le maintien pendant plusieurs années au moins d'un névé**

(ceci expliquant la stratification), conditions qui ont pu être réunies pendant une petite période du PAG (cf. figure 5.33, encadré 1).

A la sortie du PAG, les conditions d'équilibre glaciaire sont remontées, ainsi que MAAT. **Le névé, évoluant dans des conditions favorisant une importante fourniture détritique** (phase humide et moins froide), **se serait transformé et aurait rapidement été recouvert par les débris**, ce qui aurait permis son maintien dans le glacier rocheux (cf. figure 5.33, encadré 2).

A la fin du vingtième siècle, sous l'effet du réchauffement climatique, les limites inférieures du pergélisol sont remontées : **le pergélisol est alors en cours de dégradation**. A la surface du glacier rocheux, cela se traduit par **l'apparition de dépressions et d'un affaissement** (cf. figure 5.33, encadré 3), signes que l'on a observé sur l'orthophoto de 2003. A la suite de conditions climatiques toujours plus chaudes, la

diminution de la teneur en glace du glacier rocheux s'est poursuivie, puis ce dernier s'est rompu, entraînant la déstabilisation de l'amont du versant et l'apparition du névé enfoui (cf. figure 5.33, encadré 4). Les mesures géophysiques n'ont pas révélé la présence de ce névé à l'amont de la niche d'arrachement. Il est possible que le replat sur lequel ces premières ont été effectuées soit plus exposé aux radiations solaires que dans le haut de la pente où la rupture a eu lieu. On peut aussi considérer que ce névé, pris dans le mouvement du glacier rocheux, s'est déplacé en contrebas (cf. figure 5.33, encadré 3).

Au vu de l'épaisseur de matériaux surmontant le névé (en moyenne 1,50m), l'hypothèse de sa formation pendant une période du PAG est probable. Mais il est également possible d'imaginer que ce névé soit celui qui ait servi de stock de glace pour la formation de la génération de glacier rocheux précédente. L'absence de datation ne nous permet malheureusement pas de vérifier l'une ou l'autre hypothèse.

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

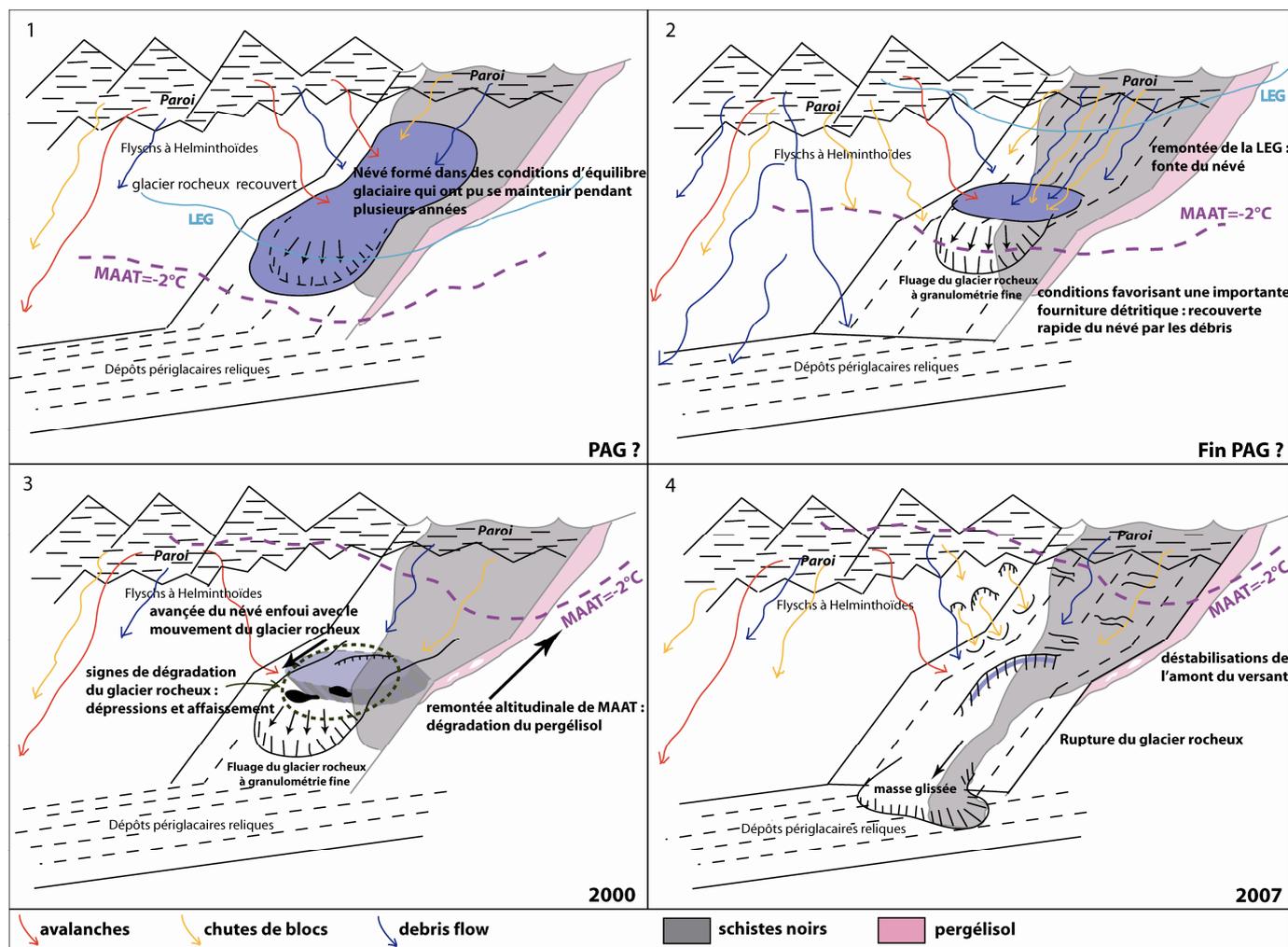


Figure 5.33 : schéma illustrant la mise en place et l'enfouissement du névé dans le glacier rocheux du Bérard.

La rupture du glacier rocheux du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes de Haute Provence, 04): un cas de dégradation du pergélisol de montagne?

Conclusion



Conclusion

Ce travail a été réalisé dans le but de préciser les réactions de la masse glissée et des restes du glacier rocheux du Bérard suite à la rupture, ainsi que les causes probables de cette dernière.

Concernant l'évolution du glissement, les observations de terrain, combinées aux mesures DGPS, mettent en évidence que **la rupture du glacier rocheux a provoqué un déséquilibre important du profil qui s'était établi**. Ainsi, les restes de ce dernier présentent des vitesses de déplacement horizontal très rapide et vont certainement, sur une échelle de temps courte, venir gonfler la masse de matériaux qui se sont déjà accumulés depuis la fin de l'été 2006. Les dépôts détritiques à l'amont de la rupture connaissent également des déplacements rapides, mais les valeurs les plus fortes concernent les déplacements verticaux, ceux-ci témoignant d'une dynamique de tassement. **Les réajustements gravitaires, et donc le retour à l'équilibre du profil, devraient prendre quelques années**. L'ampleur des mouvements devrait s'amoinrir avec le temps.

Quant à l'évolution de la masse glissée, les mesures au DGPS, associées à la comparaison de photos prises en 2006 et le terrain effectué en 2007, montrent que **les mouvements l'affectant sont de très faible ampleur**. Cela laisse à penser que **le risque de remobilisation rapide en fond de vallon en cas d'averses orageuses importantes est faible**, d'autant plus que la dénivelée de ce dernier est globalement douce.

Après avoir étudié les différentes causes probables de la rupture du glacier rocheux du Bérard, **celle qui prévaut aujourd'hui est celle de l'évolution climatique de ces dernières décennies**. Comme nous l'avons vu, **la tranche altitudinale concernée par le réchauffement est exactement celle où évoluait le glacier rocheux**. De plus, les résultats obtenus grâce aux prospections géophysiques et leur comparaison avec les études réalisées sur les glacier rocheux à granulométrie fine semblent indiquer que nous sommes en **présence d'un pergélisol dont la température serait très proche de 0°C**, et non d'un terrain où la glace est totalement absente. Les études géomorphologiques vont également dans le sens de cette hypothèse, en particulier les **dépressions et l'affaissement observés sur l'orthophoto de 2003**, signes probables de la dégradation du glacier rocheux.

Ainsi, la remontée altitudinale des limites inférieures du pergélisol aurait provoqué l'appauvrissement de la quantité de glace dans le cœur du glacier rocheux. Associée au contexte topographique, celle-ci a finalement entraîné la rupture du glacier rocheux du Bérard. Cet aléa serait donc un cas lié à la dégradation du pergélisol. La géologie a effectivement un rôle dans son occurrence de par la lithologie assez fine des matériaux qui constituent le vallon du Bérard, mais il ne s'agit probablement pas de la présence d'un glissement de terrain.

Cependant, l'ensemble des méthodes mises en œuvre pour tenter de répondre à la question des causes probables n'ont, pour l'instant, pas toutes donné de résultats. Par conséquent, les hypothèses émises ne sont pas totalement validées à ce stade de l'étude. L'interférométrie radar paraît être une méthode particulièrement intéressante puisqu'elle permet le suivi d'un site mais n'a pas encore donné de résultats. Le milieu de la haute montagne, en particulier la présence de la neige et ses changements d'état, contraint fortement l'emploi de cette méthode. La comparaison d'images prises l'été est la seule solution pour obtenir des résultats significatifs et pouvoir valider notre hypothèse.

La rupture du glacier rocheux du Bérard s'est produite dans les Alpes du Sud : **les conditions thermiques y sont globalement plus chaudes que dans les Alpes en général, et les franges inférieures du pergélisol sont probablement plus fortement déstabilisées.** Toutefois, nous avons vu que cet événement semblait présenter les mêmes caractéristiques que d'autres cas en Suisse et en Autriche.

De même, nous avons vu que **la lithologie fine dans laquelle le glacier rocheux du Bérard s'est développé a une importance** : le contenu et le type de glace, la morphologie et le fonctionnement des glaciers rocheux à granulométrie fine sont en effet différents. Il semble important de développer les observations et les mesures sur ce type de glaciers rocheux et de formes périglaciaires, qui restent aujourd'hui peu étudiés. Cela paraît d'autant plus nécessaire que ces formes, de par les matériaux fins qui les composent, ne semblent pas permettre la formation de lentilles de glace pure conséquentes. Ainsi, leur sensibilité au réchauffement pourrait être plus marquée.

L'augmentation des températures constatée en montagne laisse présager que **l'ensemble des Alpes n'est pas à l'abri d'une remontée latitudinale de ce genre de phénomène dans un futur proche.** La question principale à court terme est de savoir si **l'instabilité des versants, telle que manifestée par le cas du Bérard, est amenée à s'amplifier**, pouvant menacer les sociétés humaines évoluant dans les régions de montagnes et si tel est le cas, dans quelle mesure et à quelles échelles. Puisque notre étude privilégie l'hypothèse de la remontée des limites inférieures du pergélisol, une grille d'identification et d'évaluation des situations à risques (essentiellement du point de vue de l'aléa : contexte topographique, état du pergélisol, évolution des vitesses de fluage du pergélisol) semble nécessaire. Parallèlement, une réflexion auprès des gestionnaires sur l'émergence des risques associés à la dégradation du pergélisol doit être initiée (sensibilisation au pergélisol comme facteur de stabilité des versants, aléas associés à sa dégradation, insertion dans les plans actuels et approches nouvelles).

Pour ces raisons, **un projet de recherche**, inséré dans plusieurs programmes parallèles, **visent à poursuivre les études menées sur le fonctionnement, la distribution et l'évolution du pergélisol dans le contexte actuel de réchauffement**, en se basant sur le suivi et l'équipement de quatre glaciers rocheux. La **réalisation et l'équipement de forages constituent un point central de ce projet**, puisqu'ils permettraient un suivi en profondeur et une amélioration notable des connaissances sur le fonctionnement du pergélisol et sa réponse au réchauffement du climat.

Introduction

Figure I.1 : différents scénarios proposés par l'IPCC à partir de modèles numériques. Le scénario représenté par le trait orange montre, par exemple, l'évolution des températures dans un contexte de concentrations en gaz à effet de serre équivalentes à celles de l'année 2000, tandis que le scénario A2 (trait rouge) constitue le plus pessimiste des scénarios. Les traits plus nuancés autour des plus foncés représentent les marges d'erreurs propres à chaque modèle..... 14

Figure I.2 : présentation de la situation géographique du vallon du Bérard..... 18

Chapitre 1: Le pergélisol de montagne: connaissances actuelles sur un phénomène complexe

Figure 1.1 : structure interne typique (théorique) et caractéristiques thermiques d'un pergélisol (modifié, d'après Koster, 1994, p.131, tiré d'un polycopié du cours de licence 3 « Géosystèmes de montagne ») 22

Figure 1.2 : hiérarchie des domaines relatant les facteurs et les processus qui influencent la température de sub-surface dans les montagnes froides (modifié, d'après Gruber, 2005)..... 23

Figure 1.3 : flux d'énergies à la surface de versants rocheux verticaux, et à la surface et dessous une couche de débris grossiers (modifié, d'après Gruber, 2005). 24

Figure 1.4 : relation (simplifiée) entre atmosphère et toit du pergélisol : principaux paramètres et variables du bilan d'énergie et sources possible de décalage thermique (Delaloye, 2004)..... 25

Figure 1.5 : les températures du pergélisol à 11,6m et 19,5m de profondeur, Murtèl-Corvatsch (Engadin, Alpes Suisses), de 1987 à 2002 (modifié, d'après Harris et al., 2001). 28

Figure 1.6 : gradients géothermiques observés pour les profondeurs de 100 à 70m et de 30 à 20m dans les forages du programme PACE, anomalies de températures pour les gradients projetés entre 100 et 70m, et la température moyenne de la surface indiquées par la projection des gradients thermiques aux profondeurs de 100-70m et 30-20m (Harris et al, 2003)..... 28

Figure 1.7 : profils géothermiques perturbés mesurés dans les forages du programme PACE: (1) Janssonhaugen, Svalbard, Août 2001; (2) Tarfalaryggen, Suède, Juin 2000; (3) Juvvasshøe, Norvège, Août 2001; (4) Stockhorn, Suisse, Janvier 2001; (5) Stelvio Pass, Italie, Juillet 2000; (6) Schilthorn, Suisse, Janvier 2001 (Harris et al., 2003). 30

Figure 1.8 : tableau des aléas potentiellement liés à la dégradation du pergélisol (Harris et al., 2001b) 31

Figure 1.9 : paramètres géomorphométriques des écroulements considéré (ici ceux dont la zone de départ se situe au dessus de 2000m et au dessus de la limite des arbres. L'altitude se réfère à la zone de départ. H est la hauteur de chute, de l'escarpement à la zone d'accumulation, L la distance parcourue horizontalement. L'étoile dans la colonne GL indique les événements qui sont situés dans un environnement glaciaire (Noetzli et al., 2003). 33

Figure 1.10 : schéma théorique des contributions directe et indirecte de la fonte du permafrost dans le déclenchement des laves torrentielles (Krysiecki, 2007). 34

Figure 1.11 : schéma expliquant la notion de vague sédimentaire (cours de Licence)..... 35

Figure 1.12 : carte de distribution potentielle du pergélisol dans les Alpes Françaises, basée sur le modèle statistico-empirique de la WEqT (Bodin et al., 2008). 36

Chapitre 2 : Les glaciers rocheux, témoins principaux de la présence du pergélisol de montagne et indicateurs climatiques précieux

Figure 2.1 : modalités de cristallisation de la glace intersticielle (béton de glace), adapté de Van Vliet-Lanoë (2005) et tiré des fiches SSGm, 2007). 40

Figure 2.2 : type d'organisation de la glace de ségrégation (lentilles de glace dans le sol), adapté de Krummenacher et al., 1998 et tiré des fiches SSGm, 2007). 40

Figure 2.3 : déformations horizontales de différents glaciers rocheux mesurées dans des forages : a) Mutèl-Corvatsch, forage 2/1987: 1987-1995; b,c) Pontresina-Schafberg, forages 1/1990 et 2/1990: 1991-2000, 1994-1999; d,e) Muragl, forages 3/1999 et 4/1999: 1999-2000 (Arenson et al. 2002). 43

Figure 2.4 : schéma du contrôle de la granulométrie sur les glaciers rocheux (Ikeda et Matsuoka, 2006). 43

Figure 2.5 : structure de la cryosphère en fonction de la température de l'air et des précipitations (Trarieux, 2006, modifié d'après Haeberli, 1983 et 1985). 44

Figure 2.6 : schéma qualitatif des importantes conditions contrôlant : 1) la mise en place, 2) le développement et 3) l'inactivation d'un glacier rocheux (Frauenfelder, 2004). 45

Figure 2.7 : formation théorique d'un complexe de glaciers rocheux, modifié, d'après Haeberli, 1985, repris de Dysli (2007) et Trarieux (2006). 46

Figure 2.8 : coupes en long et en large de glaciers actifs, inactifs et fossiles (Ikeda et Matsuoka, 2002). 47

Figure 2.9 : variations temporelles des températures à l'interface sol/neige sur des glaciers actifs, inactifs et fossiles (Ikeda et Matsuoka, 2002). 48

Figure 2.10 : moyenne des vitesses de surface de quelques glaciers rocheux présents dans les Alpes Suisses, mesurées en partie centrale pour des périodes différentes depuis 1970. Une grande partie des données proviennent de la méthode photogrammétrique, l'autre de la méthode géodésique (Kääb et al, 2006). 49

Figure 2.11: variation des vitesses de surface entre 1998 et 2001 sur le glacier rocheux de Muragl. La moyenne des vitesses, tirée de photogrammétriques de 1981 à 1994, est donnée à gauche. La température de surface du sol a été mesurée au moyen de mini data logger enfoncés dans le sol à quelques décimètres. Les points indiquent les mesures de déformations effectuées par Arenson et al. (2002) dans des forages (Kääb, 2005). 50

Figure 2.12 : vitesses moyennes annuelles de surface du glacier rocheux Grueol entre 1975 et 1981 (à gauche) et 1981 et 1987 (à droite) (Roer, 2005). L'augmentation de ces vitesses est très nette dans la partie terminale du glacier rocheux (flèches rouges). 51

Chapitre 3 : Présentation du Vallon du Bérard

Figure 3.1 : présentation géographique du massif du Parpaillon. En traits tillés, le vallon du Bérard. 53

Figure 3.2 : extrait de la carte topographique 1 : 25 000 et Modèle Numérique de Terrain à 10 m du vallon du Bérard, qui a servi de base aux cartes réalisées. En traits tillés, la situation géographique du glacier rocheux du Bérard. 54

Figure 3.3 : vue aérienne des fenêtres de Barcelonnette et du Bachelard, tirée du site http://www.geol-alp.com/embrunais/pages_ubaye_basse/barcelo.html. La limite entre nappes

<i>et autochtone est soulignée par des traits tillés blancs. Le cadre rouge indique la situation du vallon du Bérard : la limite entre Terres Noires et Flyschs est bien visible sur ce cliché.....</i>	<i>57</i>
<i>Figure 3.4 : présentation du contexte géologique de l'amont du vallon du Bérard. Les limites des formes et la légende sont directement tirées de la carte géologique au 1/ 50 000 de Barcelonnette, XXXV-39. BRGM.</i>	<i>57</i>
<i>Figure 3.5 : définition des topo-climats thermiques moyens annuels (fond de vallon et adret) dans les Alpes du Sud (tiré de Vallauri, 1999). Les gradients thermiques sont presque équivalents.....</i>	<i>59</i>
<i>Figure 3.6 : normales climatiques des températures (courbes) et des précipitations (barres) de quatre stations dans le secteur Parpaillon-Ubaye.</i>	<i>60</i>
<i>Figure 3.7 : écart-types des températures (courbes) et des précipitations (barres) de quatre stations dans le secteur Parpaillon-Ubaye.</i>	<i>60</i>
<i>Figure 3.8 : présentation du contexte géomorphologique de l'amont du vallon du Bérard....</i>	<i>62</i>
<i>Figure 3.9 : comparaison entre les glaciers rocheux à granulométrie fine étudiés en Suisse (a et b, Ikedada et Matsuoka, 2006) et le paysage dans le haut du vallon du Bérard (c et d).</i>	<i>63</i>
<i>Figure 3.10 : présentation des différents ensembles de formes reliques, à activité incertaine et actives, installés dans le vallon depuis la fin du Tardiglaciaire.....</i>	<i>65</i>
<i>Figure 3.11 : comparaison entre : à gauche, la répartition potentielle (les deux tons de gris correspondent aux classes « possibles » et « probable ») du pergélisol dans le vallon du Bérard d'après le modèle « Alpes du Sud » (Bodin, 2007) et à droite, la carte géomorphologique de l'amont du vallon du Bérard.</i>	<i>66</i>

Chapitre 4 : Méthodologie

<i>Figure 4.1 : détail d'un mini datalogger de type UTL-1</i>	<i>72</i>
<i>Figure 4.2 : localisation des mini data loggers et de la station météorologique dans le vallon du Bérard.....</i>	<i>73</i>
<i>Figure 4.3 : qualification de la résistivité spécifique d'un mélange de glace (0-100%) et de sédiments et typicité (Delaloye, 2004)</i>	<i>74</i>
<i>Figure 4.4 : résistivité de différents types de matériaux (basalte, craie, sable, gneiss...) en fonction de la température (Hauck, 2001)</i>	<i>75</i>
<i>Figure 4.5 : dispositif Wenner.....</i>	<i>76</i>
<i>Figure 4.6 : dispositif Schlumberger.....</i>	<i>76</i>
<i>Figure 4.7 : dispositif dipôle-dipôle.....</i>	<i>76</i>
<i>Figure 4.8 : sensibilité des différents dispositifs (www.centef.ch/geophys/c-res.htm)</i>	<i>77</i>
<i>Figure 4.9 : exemples de sondages électriques verticaux obtenus sur l'ensemble des moraines de poussées aux Becs-de-bosson. Sur le graphique, les symboles représentent les valeurs mesurées avec en abscisse la demi-distance entre les électrodes de courant (environ 2 à 5 fois la profondeur d'investigation) et en ordonnée la résistivité apparente (fonction de toute l'épaisseur de terrain traversée par le courant électrique) ; les courbes sont calculées par inversion à partir de modèles de terrain (3-4 couches d'épaisseur et de résistivité spécifiques que l'on essaye d'interpréter) ; le principe consiste à déterminer pour chaque sondage le modèle permettant d'ajuster au mieux la courbe calculée sur les valeurs mesurées (Delaloye et al., 2004).....</i>	<i>78</i>
<i>Figure 4.10 : Pseudo section pour différentes méthodes(www.centef.ch/geophys/c-res.htm).</i>	<i>79</i>
<i>Figure 4.11 : représentation schématique des ondes réfléchies (a) et des ondes réfractées (b) avec l'angle critique de réfraction (ic) et les ondes de tête (Head wave), (Milsom, 1996, repris par Hauck, 2001).....</i>	<i>80</i>
<i>Figure 4.12 : tableau des vitesses sismiques pour différents types de matériaux (Delaloye, 1997, repris par Pieracci, 2006).....</i>	<i>80</i>

<i>Figure 4.13 : vitesses de propagation des ondes P dans différents matériaux (Hauck, 2001)</i>	81
<i>Figure 4.14 : la signature InSAR de référence du glacier rocheux mouvementé du Ritzschumm (vallée de Turtmann, Suisse). Cette signature peut servir de référence pour la détection d'autres glaciers rocheux animés d'un mouvement relativement rapide : le mouvement du glacier rocheux est clairement identifiable à un jour d'intervalle (tas de pixels qui ressortent d'une couleur bien différente de la couleur principale), aussi bien en été qu'en hiver (B, C). A un mois d'intervalle, la signature devient très fortement décorrélée (Delaloye et al., 2007).</i>	85

Chapitre 5 : Résultats

<i>Figure 5.1: contexte géomorphologique de la rive droite du vallon du Bérard.</i>	88
<i>Figure 5.2 : rappel du contexte géomorphologique (1) aidant à la localisation de la carte des pentes (2) et des dépressions sur le glacier rocheux du Bérard (3). Le document 4 présente la répartition des surfaces en fonction de la pente (en ordonnée, la fréquence en nombre de pixels).</i>	89
<i>Figure 5.3 : présentation de l'affaissement apparaissant sur l'orthophoto de 2003.</i>	90
<i>Figure 5.4 : présentation de la rupture avant que la masse ne glisse totalement (photo RTM 2006 et image satellite Google Earth).</i>	91
<i>Figure 5.5 : cumuls de précipitations quotidiennes enregistrés par trois stations entourant le site du Bérard. L'ellipse indique l'épisode pluvieux le plus important, survenu entre le 15 et le 19 août 2006 avec un maximum le 18 août (veille de la rupture), où plus de 50,6 mm de pluies sont tombées à Barcelonnette, 52,5 mm aux Orres et 91,9mm à Saint Paul sur Ubaye.</i>	91
<i>Figure 5.6 : présentation du contexte géomorphologique de la rive droite du vallon du Bérard en 2007.</i>	92
<i>Figure 5.7 : aperçu des effets provoqués par la rupture du glacier rocheux.</i>	93
<i>Figure 5.8 : comparaison diachronique des orthophotos de 1988 et 1999 pour les glaciers rocheux du Petit Vélain et du Tsaté (modifié, d'après Delaloye et al., 2005).</i>	95
<i>Figure 5.9 : comparaison entre le contexte géologique et le contexte géomorphologique du vallon du Bérard.</i>	96
<i>Figure 5.10 : Chronologie de la crise. Chaque barre rouge représente le nombre de séismes détectés chaque jour. Le maximum d'activité a été atteint le 23 juin 2003 avec 361 séismes (barre sortant des limites du graphique). Les disques blancs correspondent, pour chaque date, aux magnitudes des quelque 1 400 séismes qui ont pu être localisés (échelle de magnitude sur la droite du graphique, de 0 à 3), réseau Sismalp.</i>	97
<i>Figure 5.11 : carte de localisation des séismes (secteur de 18 km sur 15 km centré sur La Condamine-Châtelard). L'alignement coupe la vallée de l'Ubaye au niveau de La Condamine. Les derniers séismes (24 juillet au 12 août 2004) sont représentés en rouge. Ils se sont produits principalement à l'extrémité sud-est de l'alignement (réseau Sismalp).</i>	98
<i>Figure 5.12 : évolution des températures maximales, moyennes et minimales annuelles pour les stations météorologiques des Orres, de Saint Paul sur Ubaye et de Barcelonnette (données Météo France).</i>	100
<i>Figure 5.13 : évolution du cumul de précipitations annuelles pour les stations météorologiques des Orres, de Saint Paul sur Ubaye et de Barcelonnette (données Météo France).</i>	101
<i>Figure 5.14 : évolution du nombre de jours de neige au sol pour les stations météorologiques des Orres, de Saint Paul sur Ubaye et de Barcelonnette (données Météo France).</i>	102
<i>Figure 5.15 : anomalie thermique annuelle (ligne pleine) dans les Alpes (période de référence 1900-2001) entre 1500 et 2003. Les incertitudes sont données par les courbes en points tillés nommées +/-2 SE pour Standard Errors (Casty et al., 2005).</i>	103

Figure 5.16 : 1. trièdre étroit, GDOP important → faible précision ; 2. trièdre étroit, GDOP faible → bonne précision (tiré de Charbonnet, 2005)	105
Figure 5.17 : à gauche, le nombre de satellites disponibles (en haut) et les valeurs de PDOP (en bas) pour la journée du 16 juin 2007, où sont entourés les périodes de la journée les moins propices aux mesures ; à droite, les trajectoires des satellites visibles, le bleu représentant le masque généré par les parois du vallon du Bérard, au niveau de la base. ..	105
Figure 5.18 : répartition des blocs marqués et mesurés durant l'été 2007 dans le vallon du Bérard.....	106
Figure 5.19 : carte des déplacements horizontaux et verticaux entre le 15 juin 2007 et le 19 septembre 2007. Les valeurs de déplacements sont celles qui ont eu lieu durant cet intervalle de temps.....	107
Figure 5.20 : carte des vecteurs de déplacement incluant la valeur de Z	108
Figure 5.21 : déplacement horizontal vers le Nord (dX) et l'Est (dY) et vertical (dZ) du bloc mesuré par le GPS Permanent entre le 17 juillet et le 29 septembre 2007.	110
Figure 5.22 : traitements originaux des données du GPS permanent (dX, dY et dZ) qui montrent les marges d'erreurs associées à chaque point mesuré.....	111
Figure 5.23 : comparaison entre le déplacement horizontal et les conditions météorologiques (température et précipitations) dans le vallon du Bérard. Les points tillés sur la figure du haut représentent un saut temporel entre le 17 et le 27 août 2007. Le cadre de la figure du bas représente la période comparée.....	112
Figure 5.24 : implantation des profils réalisés et résultats obtenus pour le profil amont. Les photos permettent de visualiser le terrain sur lequel il a été effectué.....	115
Figure 5.25 : implantation des profils réalisés et résultats obtenus pour le profil aval. Tout comme la figure 5.24, les photos permettent de visualiser le terrain sur lequel il a été effectué.	117
Figure 5.26 : implantation, résultats et tentatives de modélisation pour les quatre sondages réalisés dans le vallon du Bérard.....	119
Figure 5.27 : résultats de la sismique-réfraction et des sondages verticaux pour 3 glaciers rocheux à granulométrie grossière et 12 glaciers rocheux à granulométrie fine. V : vitesse des ondes P, D : profondeur de la base de la couche, AB : longueur du profil, ρ : résistivité calculée. * : en partie végétalisé, ** : fine couche openwork en surface (Ikeda et Matsuoka, 2006).....	121
Figure 5.28 : tomographies de quelques glaciers rocheux à granulométrie fine ; La profondeur du toit du pergélisol a été estimée par les sondages sismiques (Ikeda et Matsuoka, 2006). ..	122
Figure 5.29 : calcul des baselines pour les images ERS1 (Gay, 2008).	124
Figure 5.30 : Nombre de jours de présence de neige au sol mois par mois des années 1993 à 2001 à Saint Paul sur Ubaye (04).....	125
Figure 5.31 : amplitude de l'interférogramme du 10.03.1996-14.04.1996 (35 jours) ERS1 descendant (environ 100kmx100km, Gay, 2008).	126
Figure 5.32 : amplitude : extrait (1024x1024 -> 20kmx20km) de la zone du Bérard du 10.03.1996-14.04.1996 (35 jours) ERS1 descendant (Gay, 2008).	127
Figure 5.33 : phase : extrait (1024x1024 -> 20kmx20km) de la zone du Bérard du 10.03.1996-14.04.1996 (35 jours) ERS1 descendant (Gay, 2008).	127
Figure 5.34 : cohérence : extrait (1024x1024 -> 20kmx20km) de la zone du Bérard du 10.03.1996-14.04.1996 (35 jours) ERS1 descendant (Gay, 2008).	128
Figure 5.35 : localisation des prélèvements de glace.....	130
Figure 5.36 : stratigraphie générale du glacier rocheux du Bérard (adapté de Ikeda et Matsuoka, 2006).....	131
Figure 5.37 : schéma illustrant la mise en place et l'enfouissement du névé dans le glacier rocheux du Bérard.....	133

Ouvrages

Bader, S. et Kunz, P. (1998). *Climat et risques naturels. La Suisse en mouvement. Rapport scientifique final PNR 31.* Georg-Vdf, Genève-Zürich, 312p.

Besson L. (1996). *Les risques naturels en montagne*, Artès – Publialp, 438p

Francou B. (1993). *Hautes montagnes : passions d'explorations.* Masson, Paris, 202 p.

Publications

Actes du colloque public transfrontalier Géologie et risques naturels, la gestion du risque au Pays du Mont-Blanc. 18 novembre 2006 à Sallanches.

Arenson, L.U. (2002). *Unstable Alpine permafrost: a potential important natural hazard — Variations of geotechnical behaviour with time and temperature.* PhD Thesis, Institute for Geotechnical Engineering, ETH Zurich.

Barsch, D. (1996). *Rockglaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments.* Springer, Berlin. 331 pp.

Bodin, X. (2007). *Géodynamique du pergélisol de montagne : fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif du Combeynot (Hautes-Alpes).* Thèse de Doctorat en Géographie, mention Géomorphologie, Université Paris-Diderot (Paris 7) – Institut de Géographie Alpine, 273p.

Bodin, X., Schoeneich P., Lhotellier R., Monnier S., Gruber S., Ravanel L., Deline P. (2008). *Map of the potential permafrost distribution in the French Alps.* Poster.

Brenning A. (2005). *Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33-35°S).* Permafrost and periglacial processes, **16**, 231-240.

Calais E., Malet J.P., Maquaire O. (2002). *Le GPS en géomorphologie dynamique ; Application à la surveillance de mouvements de terrain (Super-Sauze, Alpes du Sud, France).* Géomorphologie : relief, processus, environnement, **8**, pp 165-179.

Casty, C., H. Wanner, J. Luterbacher, J. Esper, R. Böhm (2005). *Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500.* International journal of climatology **25**: 1855-1880.

Chardonnet A. (2005). *Le GPS.* ENMM Le Havre.

Compagnon F. (2006). *Instabilité gravitaire liée à la fonte du pergélisol dans les Alpes du sud : Cas du glacier rocheux du Bérard (Alpes de Haute - Provence).*

- Decaulne A. (2001).** *Les débris flow, une dynamique de versant azonale ?*
- Delaloye, R. (2004).** *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale.* PhD Thesis, Department of Geosciences–Geography, University of Fribourg.
- Delaloye R., Métrailler S., Lugon R. (2004).** *Evolution du pergélisol dans les complexes glacier-glacier rocheux des Becs-de-Bosson et de Lona (VS).*
- Delaloye R., Lambiel C., Lugon R., Raetzo H., Strozzi T. (2005).** *Surging rock glacier : observations in the Valais Alps.* Poster.
- Delaloye R., Lambiel C., Lugon R. (2007).** ESA SLAM project, phase 2, Bas-Valais *Validation of InSAR data in permafrost zone.* For the Federal Office of Water and Geology (FOWG);
- Evin M., Fabre D. (1990).** *The distribution of permafrost in rock glaciers of the Southern Alps (France).* *Geomorphology*, **3**, 57-71.
- Evin M., Marie R., Peyron M., (2007).** *Rupture et glissement en masse d'un glacier rocheux dans le vallon du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes du Sud, France) au cours de l'été 2006.*
- Frauenfelder R., (2004).** *Regional-scale Modeling of the Occurrence and Dynamics of Rockglaciers and the Distribution of Paleopermafrost.* Université de Zurich. PhD:156p.
- Gay M. (2008).** *Téledétection - Application de l'interférométrie radar au permafrost.*
- Gruber S., Hoelzle M. and Haeberli W. (2004).** *Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003,* *Geophys. Res. Lett.* **31**(L13504) doi:10.1029/2004GL0250051
- Gruber S. (2005).** *Mountain permafrost: transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing.* Université de Zürich, 129 pages.
- Haeberli, W. (1985).** *Creep of mountain permafrost.* *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau. Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, vol. 77.
- Harris, C., Davies, M.C.R., Etzelmüller, B. (2001a).** *The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate.* *Permafrost and Periglacial Processes* **12**, 145– 156.
- Harris, C., Haeberli, W., Vonder Mühl, D., King, L. (2001).** *Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: the PACE project in its global context.* *Permafrost and Periglacial Processes* **12** (1), 3–11.
- Harris C., Vonder Mühl D., Isaksen K., Haeberli W., Sollid J.L., King L., Holmlund P., Dramis F., M. Guglielmin and D. Palacios (2003).** *Warming permafrost in European mountains,* *Glob. Planet. Change* **39** (2003) 215Y225.

Hauck, C. (2001). *Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains*. PhD thesis, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, Zürich, 204 pp.

Hof, R., King, L., Herz, T., Gruber, S. (date inconnue). *Influence of human activities and climatic change on permafrost at construction sites in Zermatt, Swiss Alps*. Institut for Geographie, Giessen.

Ikeda A., Matsuoka N. (2002). *Degradation of Talus-derived Rock Glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps*. *Permafrost and periglacial processes*, **13**; pp 145-161.

Ikeda, A., Matsuoka, N. (2006). *Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes*. *Geomorphology* **73** (2006) 279–296.

Ikeda, A., Matsuoka, N. et Kääh, A. (2003). *A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of the mountain permafrost belt in the Swiss Alps*. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich*, 455-460.

Kääh, A., Kaufmann, V., Ladstädter, R. and Eiken, T. (2003c). *Rock glacier dynamics: implications from high-resolution measurements of surface velocity fields*. *Proceedings, Eighth International Conference on Permafrost, Zurich, Balkema*, 1, 501-506.

Kääh, A. (2005). *Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep*. *Physical Geography Series*, vol. 48. Department of Geography, University of Zurich.

Kääh, A. and Reichmuth, T. (2005). *Advance mechanisms of rockglaciers*. *Permafrost and Periglacial Processes*, **16**(2), 187-193.

Kääh, A., Frauenfelder, R., Roer, I. (2006). *On the response of rock-glacier creep to surface temperature increase*. *Global and Planetary Change* **54**. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.005.

Lambiel C., Delaloye R. (2004). *Contribution of Real-time Kinematic GPS in the Study of Creeping Mountain Permafrost: Examples from the Western Swiss Alps*. *Permafrost and Periglac. Process.* **15**: 229–241

Lambiel C., Delaloye R., *Le pergélisol dans la région Mont Gelé – Mont Fort* Rapport de recherche 2004-2005.

Lambiel, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités*, Thèse, Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Université de Lausanne, Suisse.

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*, **2**, 139-156.

Monnier S. (2006). *Les glaciers-rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise*. Thèse, Université Paris XII – Val de Marne, École doctorale SIMME, 330p

- Noetzli J., Hoelzle M. and Haeberli W. (2003).** *Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors*, in: Proceeding of the 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Switzerland, eds. M. Philipps et al. (2003) pp. 827Y832.
- Otto J.C., Sass O. (2006).** *Comparing geophysical methods for talus slope investigations in the Turtmann valley (Swiss Alps)*. *Geomorphology* 76 (2006) 257–272
- Pech P., Jomelli V. (2001).** *Le rôle du cône apical dans le déclenchement des coulées de débris alpines du massif du Dévoluy, Hautes-Alpes (France)*. *Géographie physique et Quaternaire*, 2001, vol. 55, n° 1, p. 47-61, 15 fig., 4 tabl.
- Phillips M., Schweizer J. (2006).** *Effect of mountain permafrost on snowpack stability*, Cold Regions Science and Technology, doi:[10.1016/j.coldregions.2006.08.010](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2006.08.010).
- Pieracci K. (2006).** *Distribution et caractéristiques du pergélisol dans les éboulis calcaires de haute altitude. Région du Grand Chavalard, Valais, Suisse*. Mémoire de Licence, Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Université de lausanne, Suisse.
- Ravanel, L., P. Deline, et al. (2007).** *Ecroulements en haute montagne à permafrost : l'exemple du Petit Dru (massif du Mont-Blanc)*. SHF, section glaciologie-nivologie, Grenoble.
- Roer, I. (2005).** *Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem*. PhD Thesis, Department of Geography, Rheinische Friedrich- Wilhelms-Universität Bonn.
- Stoffel M., Monbaron M. (2000).** *Changements climatiques et risques naturels : un défi pour l'aménagement du territoire en zone alpine*. Risques majeurs : perception, globalisation et management. Actes du 5e Colloque transfrontalier CLUSE [CD-ROM], Université de Genève, 21-22 septembre 2000
- Stocker-Mittaz C. (2002).** *Permafrost distribution modeling based on energy balance data*. Thèse de Doctorat, Université de Zürich, 143 pages.
- Strozzi T., Käab A., Frauenfelder R. (2004).** *Detecting and quantifying mountain permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry*. *Int. J. Remote Sensing*, 10 August 2004, Vol. 25, n°. 15, 2919–2931
- Trarieux M. (2006).** *Etude d'un complexe de formes périglaciaires (Vallon de La Route, hautes Alpes)*. Mémoire de Master 2, Institut de Géographie Alpine, Grenoble, 135p.
- Vallauri D. (1999).** *Quel avenir pour les peuplements RTM de pin noir d'Autriche sur substrats marneux dans les Alpes du sud ?* *Revue Forestière Française*.
- Vallon M. (1970).** *Petrographie de la glace. Travaux pratiques*.
- Vonder Mühl D., Noetzli J., Delaloye R. et al. (2004).** *Permafrost Monitoring Switzerland PERMOS, 2nd/3rd reports 2000/01-2001/02*. Commission glaciologique. Académie Suisse des Sciences Naturelles (ASSN).

Webographie

<http://crevoux.chez-alice.fr/pagesdusite/histoire1.htm>

http://geol.alp.com/embrunais/pages_ubaye_basse/barcelo.htm

http://geol-alp.ifrance.com/0_accueil/lexique.html

<http://kreiz.unice.fr/regal/ARTICLES/TechnoInter2.htm>

<http://sismalps.obs.ujf-grenoble.fr/case/ubaye>

<http://www.centef.ch/geophys/cnes.htm>

<http://www.cosis.net/abstracts/EAE03/11090/EAE03-A-11090.pdf>

<http://www.cosis.net/abstracts/EAE03/10765/EAE03-J-10765.pdf>

<http://www.geologie.ens.fr/%7Evigny/articles/gps-f.html>

http://www.gps.oma.be/fr/lbesch_fr_ok_css.htm

http://www.gps.oma.be/fr/modern_fr_ok_css.htm

http://www.geoportail.fr/index.php?event=DisplayCartoVisu&url_insert=454c8017cd9addec9f7d2e88aa8ee6ae

<http://www.ipcc.ch/pub/un/giecgt1.pdf>

<http://www.permos.ch/downloads/alpen2005f.pdf>

<http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/ssgmfiches/pergelisol/pdf>

<http://www.unil.ch/igul/page15394.html>

http://www.unil.ch/webdav/site/igul/shared/recherche/Rapport_2004-2005.pdf

Cartes

Carte IGN Top 25 n° 3538 ET, Aiguille de Chambeyron, Cols de Larche et de Vars. IGN, 2000.

Carte géologique au 1/ 50 000 de Barcelonnette, XXXV-39. BRGM.

Annexe 1 : détails des points de la campagne de juin 2007

Nom	Description	Est	Nord	Alt. Ellips.	Etat	Contraintes Fixé en hor. & vert. (3D)	Mes_Conf_Horz	Mes_Conf_ Alt	Type Point de contrôle	
BBER	fin masse eboulee	944669.06	247484.10							
		5	4	2606.489	Ajusté		0	0	Point de contrôle	
		945170.78	247563.11							
		2	5	2476.247	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé	
		945173.14	247539.32							
		2	4	2479.92	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé	
		945193.01								
		9	247501.37	2487.174	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé	
		945199.02	247453.11							
		5	7	2496.535	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé	
		945169.73	247462.35							
		6	9	2494.318	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé	
		945165.43	247466.66							
		4	1	2493.785	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé	
			247413.92							
		945167.09		2509.687	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé	
		945181.05	247369.11							
		1	8	2516.135	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé	
		945197.31	247342.54							
		3	5	2522.563	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé	
945190.77	247323.46									
8	4	2522.827	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé			
945230.94										
2	247297.97	2536.671	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé			
	247336.98									
945258.95		2540.171	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé			
945250.69	247391.71									
4	2	2527.4	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé			
945293.35	247408.81									
8	3	2534.537	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé			
945345.84	247367.68									
7	1	2557.249	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé			
945337.70										
6	247324.53	2577.166	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé			
945324.05	247300.04									
8	8	2577.682	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé			
945404.00										
4	247325.49	2586.633	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé			
945416.46										
1	247285.24	2608.6	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé			
945411.55	247275.46									
4	2	2610.438	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0.001	0	Point levé			
945391.47	247229.92									
9	5	2620.493	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé			
945372.24	247191.35									
5	7	2649.386	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé			
945451.10	247265.28	3247265.2								
1	3	83		2631.84	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945488.80	247184.50	3247184.5								
1	1	01		2682.41	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945454.80	247226.59	3247226.5								
1	9	99		2655.896	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
944669.06	247484.10	3247484.1								
5	4	04		2606.489	Estimé	Fixé en hor. & vert. (3D)	173.241	0	Point de contrôle	
945491.69	247107.00	3247107.0								
5	5	05		2713.875	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
	247042.11	3247042.1								
945512.82		18		2748.984	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945516.68		3247059.5								
8	247059.51	1		2742.635	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945480.80	246939.71	3246939.7								
4	1	11		2788.485	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
		3246861.7								
945500.82	246861.76	6		2804.831	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945512.31	246808.38	3246808.3								
6	8	88		2831.659	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945360.31	246901.47	3246901.4								
3	6	76		2798.242	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945420.42	246911.43	3246911.4								
8	9	39		2783.308	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0.001	0	Point levé	
945450.73		3246921.2								
3	246921.27	7		2781.569	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945354.27		3246978.1								
4	246978.11	1		2768.079	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945313.13		3247163.5								
4	247163.52	2		2639.173	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945469.57	247156.41	3247156.4								
8	2	12		2692.965	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945522.70	247111.41	3247111.4								
2	8	18		2719.791	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945552.34	247123.11	3247123.1								
7	9	19		2727.79	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945487.97	247005.86	3247005.8								
2	9	69		2758.394	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945483.71	246947.40	3246947.4								
5	1	01		2786.89	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945464.24	246903.59	3246903.5								
1	8	98		2787.377	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945484.71	246754.06	3246754.0								
7	7	67		2850.131	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	
945422.32	246761.22	3246761.2								
8	5	25		2855.721	Calculé (statique)	Pas de contraintes		0	Point levé	

Annexe 2 : détails des points de la campagne de septembre 2007

Nom	Description	Est	Nord	Alt. Ellips.	Etat	Contraintes	Mes_Conf_Horz	Mes_Conf_Alt	Type
1		945170.782	247563.118	2476.249	Ajusté	Pas de contraintes	0.011	0.006	Point levé
3		945193.006	247501.372	2487.184	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.008	Point levé
5		945165.43	247466.668	2493.774	Ajusté	Pas de contraintes	0.008	0.008	Point levé
7		945166.965	247413.974	2509.601	Ajusté	Pas de contraintes	0.008	0.008	Point levé
9		945190.765	247323.468	2522.829	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.008	Point levé
11		945230.943	247298.005	2536.678	Ajusté	Pas de contraintes	0.013	0.002	Point levé
13		945258.899	247336.985	2540.105	Ajusté	Pas de contraintes	0.01	0.007	Point levé
15		945293.358	247408.78	2534.549	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.008	Point levé
17		945337.659	247324.528	2577.117	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.008	Point levé
000B		945416.43	247285.271	2608.59	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.008	Point levé
19		945411.537	247275.486	2610.422	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.007	Point levé
000C		945451.098	247265.316	2631.848	Ajusté	Pas de contraintes	0.01	0.007	Point levé
22		945452.226	247232.215	2652.265	Ajusté	Pas de contraintes	0.01	0.006	Point levé
26		945490.055	247110.49	2711.81	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.009	Point levé
BBER	base berard	944669.065	247484.104	2606.489	Ajusté	Fixé en hor. & vert. (3D)	0	0	Point de contrôle
2		945173.159	247539.327	2479.924	Ajusté	Pas de contraintes	0.01	0.006	Point levé
4		945199.035	247453.112	2496.527	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.008	Point levé
6		945169.733	247462.389	2494.325	Ajusté	Pas de contraintes	0.008	0.008	Point levé
8		945181.073	247369.125	2516.127	Ajusté	Pas de contraintes	0.008	0.008	Point levé
10		945197.32	247342.561	2522.566	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.008	Point levé
12		945255.293	247303.96	2544.565	Ajusté	Pas de contraintes	0.013	0.002	Point levé
14		945250.612	247391.749	2527.355	Ajusté	Pas de contraintes	0.01	0.007	Point levé
16		945345.861	247367.675	2557.252	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.008	Point levé
18		945324.024	247300.085	2577.675	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.008	Point levé
000A		945403.992	247325.486	2586.836	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.008	Point levé
21		945371.943	247192.31	2648.351	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.007	Point levé
23		945487.52	247187.007	2681.095	Ajusté	Pas de contraintes	0.01	0.007	Point levé
24		945467.749	247160.67	2690.351	Ajusté	Pas de contraintes	0.01	0.006	Point levé
25		945522.575	247111.575	2719.649	Ajusté	Pas de contraintes	0.009	0.009	Point levé
27		945515.599	247060.534	2738.744	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0.001	0.001	Point levé
31		945479.925	246941.216	2784.471	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0.082	0.079	Point levé
PG4-		945495.957	246924.617	2788.759	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
PG5-		945420.035	246916.586	2778.83	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
32		945463.132	246904.651	2783.751	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0.086	0.08	Point levé
34		945511.31	246808.971	2827.994	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
35		945483.768	246754.629	2846.536	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
PG2-		945397.196	246754.431	2855.365	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0.093	0.07	Point levé
44		945382.222	246759.516	2856.717	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
36		945359.386	246902.003	2794.644	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
37		945353.351	246978.644	2764.493	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
38		945364.778	247056.531	2717.018	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
BBER	base berard	944668.121	247484.646	2602.877	Estimé	Fixé en hor. & vert. (3D)	34.648	19.6	Point de contrôle
28		945510.882	247044.02	2744.49	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
29		945486.471	247008.592	2753.193	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
030A		945482.544	246947.488	2782.457	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
GPSP		945452.786	246917.632	2779.379	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
42		945419.42	246912.63	2779.515	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
PG1-		945473.487	246756.199	2842.527	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
PG3-		945320.933	246753.756	2865.531	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
45		945396.91	246864.665	2796.081	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0.094	0.069	Point levé
PG6-		945345.026	246908.147	2788.832	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0.095	0.069	Point levé
SMET		945337.626	247074.781	2707.859	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé
39		945312.208	247164.053	2635.568	Calculé (statique)	Pas de contraintes	0	0	Point levé

