Confrontation des données de terrain et de l'imagerie multi-sources pour la compréhension de la dynamique des mouvements de versants

Johan Kasperski

▶ **To cite this version:**

Johan Kasperski. Confrontation des données de terrain et de l'imagerie multi-sources pour la compréhension de la dynamique des mouvements de versants. Géologie appliquée. Université Claude Bernard - Lyon I, 2008. Français. NNT : . tel-00380467

HAL Id: tel-00380467

https://theses.hal.science/tel-00380467

Submitted on 30 Apr 2009

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

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

THESE

présentée devant

L'UNIVERSITE LYON I – CLAUDE BERNARD

pour l'obtention du

DIPLÔME DE DOCTORAT

(arrêté du 7 août 2006)

présentée et soutenue publiquement le 8 février 2008

par

Johan KASPERSKI

---------- **TITRE** ----------

Confrontation des données de terrain et de l'imagerie multi-sources pour la compréhension de la dynamique des mouvements de versants

---

Composition du jury :

M. Pascal ALLEMAND, *directeur de thèse*

M. Christophe BONNARD, *rapporteur*

M. Roger COJEAN, *rapporteur*

M. Christophe DELACOURT, *co-directeur de thèse*

M. Jean-Louis DURVILLE, *examinateur*

M. Pierre POTHERAT, *examinateur*

Remerciements

Je tiens avant tout à remercier M. Christophe Bonnard et M. Roger Cojean pour avoir accepté de participer à ce travail en tant que rapporteurs.

Ma reconnaissance vient ensuite à mes directeurs de thèse, Pascal Allemand et Christophe Delacourt pour leur encadrement durant ces trois années. Aussi, même si la fin de thèse m'a transformé en ce stéréotype du thésard pour qui la vie n'existe que dans la thèse, j'ai particulièrement apprécié ces derniers mois, qui ont été très riches en échanges. Mes remerciements n'égalent que vos *NVRD* dans ma prose...

Sans avoir le titre de directeur de thèse, Pierre Pothérat et Jean-Louis Durville m'ont tous deux aidés dans mon apprentissage à la recherche : Pierre avec son oeil aiguisé de géologue, Jean-Louis avec son approche rigoureuse des mouvements gravitaires. Je leur suis reconnaissant du temps qu'ils m'ont consacré.

L'Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat et anciennement le ministère de l'Equipement offrent chaque année à une dizaine de tout jeunes ingénieurs l'opportunité de se former à la recherche : j'ai eu cette chance et je tiens ici à remercier celles et ceux qui ont cru en ce projet et qui m'ont aidé à le bâtir.

Merci à toute l'équipe d'ATM3D pour leurs explications et leur aide sur le scanner-laser.

Merci également au Prof. Koelbl pour avoir fourni une acquisition LiDAR héliporté et pour ce repas partagé avec Christophe Bonnard dont j'ai gardé un fort souvenir.

Avec un pied au CETE et un pied à l'université, il m'a fallu un peu de temps pour m'intégrer partout. Au CETE, je remercie toute la mécaroche, mutée (Natacha, Jean-Claude, Sébastien et Philippe) et présente (Laurent E, Samuel, Laurent F, Pierre, Didier, Alain, Jean-Paul, Jean-Luc, Daniel, Siegfried, Patrick, Frédérique et Jérôme) : les échanges ont toujours été constructifs.

A la fac, les co-bureaux au R6 se sont succédés : merci à Cathy (Mars power), Paul (l'ours), Nico (la cagoule) et Vincent (la fouille) pour l'ambiance chaleureuse à laquelle ils ont tous participé à leur manière. J'ai passé de bons moments face à face avec vous. Lors des pauses repas, j'ai également apprécié la vitalité de Marie-Paule, la finesse rugbistique de Philippe, les mots fléchés avec la fine équipe Mélanie (où sont les girafes ?), Emilie (l'eau sur Mars, le retour !), Julien (le lyonnais), Antoine (bonsoir), Céline (Marseille quoi) et tous les autres : Hervé (sauvons la recherche), Gwetaz (le breton avec la barbe), Fabien (la barbe aussi mais avec du café), Paul (la discrétion), Yanick (la discrétion aussi...), Nico (branché) et Anne-Marie (oups, je me suis encore trompé de bureau !).

Pour finir, je remercie ma famille pour son aide et son soutien, et enfin Juliana pour les mêmes choses et tout le reste !

Sommaire

- **Résumé 11**
- **Introduction 13**

Chapitre I : La télédétection pour l'investigation des grands mouvements de versants rocheux

1 Les grands mouvements de versant rocheux 17
1.1 Typologie et mécanismes associés 17
1.1.1 Les mouvements à surface de glissement simple 17
1.1.2 Rupture par basculement 18
1.1.3 Les "grands mouvements de versants complexes" 18
1.2 Les paramètres clefs 19
2 Les versants instables : des risques naturels majeurs à surveiller 21
2.1 La notion de risque naturel 21
2.2 L'interaction de la recherche scientifique et du suivi opérationnel 21
2.3 Méthodes classiques de suivi 22
3 Données de télédétection "zonale" 25
3.1 La télédétection dans les sciences de la Terre 25
3.1.1 Typologie de capteurs et de vecteurs (ou plate-forme) 25
3.1.2 Fondements de l'utilisation de la télédétection "zonale" : la stéréo-interprétation 26
3.2 Capteurs optiques passifs 27
3.2.1 Images prises de la Terre 27
3.2.2 Images satellites 30
3.2.3 Distorsions géométriques optiques 33
3.3 Capteur optique actif : le scanner laser 34
3.3.1 Le principe de l'acquisition laser 34
3.3.2 Données produites 35
3.3.3 Sources d'imprécisions 35
3.3.4 Scanner-laser terrestre : RIEGL LMS Z420i 35
3.4 Radar 36
3.5 Qualité des données zonales : précision et erreur 37
3.5.1 Définition et portée de la qualité 37
3.5.2 Définition de l'erreur 37
3.5.3 Sources d'erreurs 38

4 Principes d'exploitation des données zonales 40
4.1 Modèles numériques de terrain (MNT) 40
4.1.1 Définition 40
4.1.2 Modes de représentation des MNT 40
4.1.3 Résolution des MNT 41
4.1.4 Calcul d'un MNT 42
4.1.4.1 Données ayant subi un traitement : les courbes de niveau 42
4.1.4.2 Données ponctuelles de campagnes de terrain : points cotés 42
4.1.4.3 La photogrammétrie 42
4.1.4.4 La technique laser 44
4.1.5 Évaluation de la qualité d'un MNT 46
4.2 Ortho-image 47
4.2.1 Définition 47
4.2.2 Construction d'une ortho-image 47
4.2.2.1 Principes de l'ortho-rectification 47
4.2.2.2 Ortho-image aérienne 48
4.2.2.3 Ortho-image satellite 49
4.2.3 Précision des ortho-images 51
4.3 Méthodes de mesure des déplacements 51
4.3.1 Photogrammétrie manuelle 51
4.3.2 Utilisation des MNT 51
4.3.2.1 Différentiels de MNT 51
4.3.2.2 Produits dérivés de la topographie 52
4.3.3 Comparaison manuelle de deux ortho-images de dates différentes 53
4.3.3.1 Quantification ponctuelle 53
4.3.3.2 Animation 53
4.3.4 Corrélation d'ortho-images 53
4.3.5 Calculs des champs de déplacements planimétriques 56
5 Combinaison des données cinématiques pour l'étude géologique 59
6 Bibliographie 61

Chapitre II : Le mouvement de versant du tunnel des Cliets, gorges de l'Arly (Savoie, France)

1 Présentation du site 67
1.1 Localisation géographique et historique 67
1.2 Problématique 68
1.3 Gestion du site 68
2 État des connaissances 69
2.1 Aspects géologique et géomorphologique de la zone des Cliets 69
2.1.1 Contexte géologique 69

2.1.2 Géomorphologie régionale ... 70
2.1.3 Morphologie de détail du site avant et après la purge de 2004 ... 71
2.2 Données de terrain ... 73
2.2.1 Lithologie ... 73
2.2.2 Structure ... 74
2.2.3 Hydrogéologie ... 76
2.2.4 Profils sismiques ... 76
2.3 Suivi instrumental ... 77
2.3.1 Suivi instrumental des mouvements ... 77
2.4 Les mécanismes mis en jeu ... 83
3 La télédétection : un site peu favorable ... 85
3.1 Images DRONE ... 85
3.1.1 Mission ... 85
3.1.2 Images retenues ... 86
3.1.3 Limites du DRONE ... 87
3.2 Scanner-laser terrestre ... 88
3.2.1 Missions d'acquisition ... 88
3.2.2 Précisions théoriques et pratiques du scanner-laser ... 90
3.2.3 Résultats ... 93
3.2.4 Facteurs de limitations du scanner-laser ... 96
4 Conclusions ... 99
5 Bibliographie ... 100

Chapitre III : Le mouvement de versant de Séchilienne (Isère, France)

1 Présentation et enjeux ... 103
1.1 Historique ... 103
1.2 Risque majeur et scénarios envisagés ... 104
2 État des connaissances ... 106
2.1 Géologie et géomorphologie du versant sud du Mont-Sec ... 106
2.1.1 Le contexte géologique régional ... 106
2.1.2 Géologie du versant sud du Mont-Sec ... 109
2.1.3 Données structurales ... 109
2.1.4 L'héritage glaciaire ... 114
2.2 Hydrogéologie et apports hydriques ... 115
2.2.1 Conditions hydrogéologiques ... 115
2.2.2 Données météorologiques ... 115
2.2.3 Contrôle de la pluviométrie sur les mouvements ... 116
3 Exploitation des mesures issues de la surveillance ... 118

3.1 Dispositif de suivi du site....118
3.2 Analyse des données géodésiques....120
3.3 Cartographie zonale des déplacements....121
3.4 Inconvénients et limites du zonage des données ponctuelles....127
4 Quantification des mouvements par télédétection....128
4.1 Images satellites Spot 5....128
4.2 Image satellite QuickBird....129
4.3 Images aériennes IGN....131
4.4 Images aériennes issues de missions spécifiques....133
4.4.1 Corrélation des ortho-images aériennes spécifiques....133
4.4.2 Utilisation des données photogrammétriques manuelles....135
4.4.2.1Données et précisions....136
4.4.2.2L'extension ouest de Ruines....137
4.4.2.3L'affaissement de la zone des Entonnoirs....142
4.5 Photographies numériques prises de face....145
4.5.1 Estimation du volume de l'éboulement....146
4.5.2 Corrélation d'images....147
4.5.3 Conclusions....148
4.6 Scanner-laser terrestre....149
4.6.1 Caractéristiques des acquisitions réalisées....149
4.6.2 Différentiels de MNT interpolés....153
4.6.3 Évolutions sur coupe....156
4.6.4 Conclusions sur l'apport du scanner-laser terrestre....160
5 Conclusions....161
6 Bibliographie....163

Chapitre IV : Le mouvement de versant du Cuolm da Vi, Sedrun (canton des Grisons, Suisse)

1 Présentation et enjeux....167
1.1 Contexte géographique....167
1.2 Enjeux humains, économiques et matériels....169
2 Aspects géologique, hydrologique et hydrogéologique....171
2.1 Contexte régional....171
2.2 Les escarpements à regard amont....174
2.3 Le contexte glaciaire....176
2.4 Étude géologique de terrain....178
2.4.1 Stéréo-interprétation....178
2.4.2 Faciès....180
2.4.3 Morphologie de détail....180

2.4.4 Données structurales *186*
2.4.5 Descriptions des manifestations d'instabilités *190*
2.5 Hydrogéologie et hydrologie 191
2.5.1 Hydrogéologie *191*
2.5.2 Conditions hydrologiques et climatiques *193*
2.6 Similitudes et différences entre Caschlè et Cuolm da Vi 196
3 État des connaissances des mouvements en 2004 198
3.1 Le suivi géodésique 198
3.1.1 Système mis en place *199*
3.1.2 Analyse des résultats et lien avec l'apport hydrique *200*
3.2 Les données de la photogrammétrie manuelle (1973-1990) 202
3.3 Suivi terrestre du Cuolm da Vi 204
4 Mesure des mouvements par télédétection 206
4.1 Données utilisées 206
4.1.1 Imagerie aérienne *206*
4.1.2 Images satellites *209*
4.1.3 Ortho-images aériennes et satellites obtenues *210*
4.1.4 LiDAR aérien *211*
4.2 Exploitation des résultats issus de l'imagerie : apport à la compréhension et tests de validité 212
4.2.1 Comparaison visuelle des ortho-images *213*
4.2.2 Différences de MNT *214*
4.2.3 Évolution des déplacements planimétriques *223*
4.3 Synthèse des déplacements de surface au regard des structures observées 242
4.3.1 Les compartiments en place dans le versant *243*
4.3.2 Compatibilité/complémentarité des mouvements avec les structures *245*
4.3.3 Influence de l'eau *247*
4.4 Limites en profondeur de l'instabilité 247
5 Conclusions 249
5.1 L'apport de l'imagerie 249
5.2 La connaissance et la compréhension du mouvement de versant 250
6 Bibliographie 251

Chapitre V : Conclusions

- **Auscultation d'un site : techniques d'imagerie *vs* techniques conventionnelles 254**
- **Les paramètres géométriques : MNT et orthoimages 254**
- **Les paramètres cinématiques : la corrélation d'images et les MNT différentiels 255**
- **Les plateformes et capteurs : avantages et limitations 256**

➢ **Vers des systèmes opérationnels... .....258**

✗ **Liste des figures et des tableaux 261**

Résumé long

Les grands mouvements de versants constituent des menaces persistantes car leur traitement (ancrage, purge etc.) est difficile voire impossible. La caractérisation et la compréhension des mécanismes qui les régissent nécessitent de quantifier la topographie, la morphologie, la cinématique et les transferts de matière des zones instables. Les techniques nouvelles de la télédétection, au contraire des moyens classiques (extensométrie, géodésie, GPS, etc.) apportent une vision d'ensemble du phénomène. Une évaluation de ces techniques a été réalisée sur les sites instables de Séchilienne (Isère, France), de Sedrun (Grisons, Suisse) et du tunnel des Cliets dans les Gorges de l'Arly (Savoie, France). Outre l'amélioration des connaissances de ces sites aux mécanismes différents, l'objectif final du travail réalisé réside en une synthèse des potentiels et des limites de l'imagerie optique pour l'auscultation des mouvements de versants.

La diversité de capteurs existants permet de travailler à partir de supports d'échelles spatiales et temporelles variées : (1) les images aériennes qui ont été utilisées pour la cartographie des territoires depuis plus de cinquante ans permettent de suivre l'évolution des zones instables à l'échelle d'une vie humaine avec une résolution sub-métrique ; (2) de nouveaux satellites à Haute Résolution (QuickBird) proposent des images panchromatiques en tous points du globe avec une résolution inframétrique (60 cm) ; (3) le scanner-laser terrestre permet l'obtention d'un nuage de point de résolution pluricentimétrique ; (4) de nouvelles plateformes d'acquisition (DRONE) apportent une flexibilité dans la résolution temporelle ainsi qu'une très haute résolution spatiale ; (5) les images terrestres de face constituent l'acquisition la plus aisée.

Quand le mouvement de versant ne possède pas de couverture arborée comme le site de Séchilienne, les images stéréoscopiques aériennes permettent de restituer des Modèles Numériques de Terrain (MNT) multi-dates et d'en générer les orthoimages associées. Les MNT multitemporels sont ensuite soustraits et les orthoimages corrélées. Ainsi, à Sedrun, les différences altimétriques à +/- 2 m sont exploitables qualitativement comme marqueurs des mouvements entre 1973, 1990 et 2003. La corrélation des orthoimages associées quantifie de manière probante l'évolution de la cinématique d'ensemble avec une précision de 5 cm/an ce qui n'est pas le cas des images QuickBird. L'absence d'images d'archives ainsi que la variabilité des géométries d'acquisition rendent leur utilisation délicate, la réservant à des mouvements très rapides d'amplitude supérieure à 1,5 m entre deux acquisitions. A Séchilienne, le scanner-laser terrestre a permis de quantifier précisément les déplacements planimétriques (8,1 cm/mois) et altimétriques (5,9 cm/mois) de la zone la plus rapide et destructurée du couloir des Ruines. Toutefois, le point de vue d'acquisition, terrestre et rasant, induit des zones d'ombres dans le nuage de points. Les mesures doivent ainsi se faire par le biais de coupes limitant le potentiel synoptique de cette technique. Son application sur le site des Cliets a aussi montré les limites en termes de distance et de précision. Les images DRONE sont à réserver aux mouvements faciles d'accès tandis que le traitement des images numériques prises de face ont permis de fournir une évaluation satisfaisante de la masse décrochée lors de l'éboulement de novembre 2006 à Séchilienne.

Ce retour d'expériences doit permettre de sélectionner les techniques d'imagerie optique ayant le meilleur potentiel et les meilleures complémentarités avec les techniques conventionnelles en fonction des configurations de terrain.

Introduction

Dans un contexte d'augmentation de la démographie, de développement de l'urbanisation et des voies de communication, les grands mouvements de versants rocheux prennent une importance croissante en raison des dégâts humains et matériels qu'ils sont susceptibles d'occasionner. En dehors des mouvements de terrains, glissements plans ou rotationnels, certaines de ces instabilités rocheuses de grande ampleur sont encore incomprises et posent problèmes quant aux parades à adopter. Pour les plus grands mouvements de versant, il n'est pas concevable de tenter de les stabiliser et/ou de les purger devant les volumes mis en jeu. Leur gestion consiste alors en une surveillance pour prévenir un éventuel éboulement en masse ou partiel.

De la géologie de terrain à la télédétection

La caractérisation et la compréhension des mécanismes qui régissent ces mouvements de grande ampleur nécessitent de caractériser précisément les zones instables, afin de comprendre leur comportement. Cette caractérisation des mouvements de versants doit considérer la géologie et les structures en place, ainsi que l'évolution de la topographie, de la morphologie et de la cinématique. La caractérisation des structures en place dans le versant relève de l'étude géologique de terrain : initiée par photo-interprétation et validée par les missions de terrain. Au final, un schéma structural est mis en place. La compréhension des causes du mouvement passe alors par l'examen des correspondances entre les structures observées et les manifestations à l'origine de l'instabilité : les descriptions spatiales et temporelles de l'évolution des désordres doivent être menées le plus précisément possible, selon différentes échelles temporelles et spatiales : l'obtention d'une visualisation de l'ensemble de l'instabilité avant ses perturbations permet d'en analyser et d'en expliquer les manifestations actuelles. Ainsi, la topographie et la morphologie doivent être analysées quantitativement en fonction du temps. L'étude cinématique doit permettre de quantifier les variations spatiales et temporelles des déplacements. Actuellement, ces études sont réalisées par extensométrie, géodésie (tachéométrie et GPS) : si les fréquences d'acquisition peuvent être modulées, elles permettent seulement de caractériser des surfaces restreintes dans l'espace.

A contrario, les techniques nouvelles de la télédétection peuvent apporter une vision d'ensemble du phénomène. La diversité des plateformes (satellite, avion, etc.) et des capteurs existants (optique, radar, laser) permet de travailler à partir de supports d'échelles spatiales et temporelles variées. Si les données radar sont exploitées par interférométrie différentielle, les données optiques et laser sont le plus souvent exploitées suivant deux axes : des Modèles Numériques de Terrain (MNT) peuvent être générés ainsi que des ortho-images. L'étude de chacun de ces produits fournit à elle seule des informations qualitatives. De plus, leur comparaison multitemporelle (respectivement par soustraction de MNT et par corrélation d'images) permet un suivi morphologique quantitatif des mouvements de versants mais pas de leurs déplacements ponctuels.

Organisation de la thèse

Nous nous sommes proposés de tester l'apport de la télédétection (optique et laser) pour la

compréhension des mouvements de versants à partir de trois sites instables aux dimensions, vitesses et enjeux différents. Ce sont les sites de Séchilienne (Isère, France), de Sedrun (Grisons, Suisse) et du tunnel des Cliets dans les Gorges de l'Arly (Savoie, France). L'objectif du travail est double : apporter de nouvelles connaissances sur ces instabilités pour tenter d'en trouver les causes, et analyser les potentialités des données de télédétection à caractériser et quantifier les variations temporelles et spatiales de la topographie, de la morphologie et de la cinématique. La combinaison de ces deux objectifs nous a amenés à analyser la complémentarité des études géologiques de terrain avec les résultats issus de la télédétection.

Nous présentons ce travail suivant cinq chapitres : dans un premier temps nous revenons sur la caractérisation des mouvements rocheux de grande ampleur ainsi que la présentation des techniques d'imagerie mises en oeuvre, puis nous analyserons successivement les trois sites instables avec les apports de la télédétection combinée aux informations géologiques de terrain. Enfin, nous proposerons dans un dernier temps une synthèse de l'ensemble des techniques d'imagerie abordées dans ce travail avec leurs avantages et limitations. De manière pratique les bibliographies seront rattachées à chaque chapitre, puisqu'elles ne se recoupent quasiment pas.

Chapitre I

La télédétection pour l'investigation des grands mouvements de versants rocheux

1 Les grands mouvements de versant rocheux....17
1.1 Typologie et mécanismes associés....17
1.1.1 Les mouvements à surface de glissement simple....17
1.1.2 Rupture par basculement....18
1.1.3 Les "grands mouvements de versants complexes"....18
1.2 Les paramètres clefs....19
2 Les versants instables : des risques naturels majeurs à surveiller....21
2.1 La notion de risque naturel....21
2.2 L'interaction de la recherche scientifique et du suivi opérationnel....21
2.3 Méthodes classiques de suivi....22
3 Données de télédétection "zonale"....25
3.1 La télédétection dans les sciences de la Terre....25
3.1.1 Typologie de capteurs et de vecteurs (ou plate-forme)....25
3.1.2 Fondements de l'utilisation de la télédétection "zonale" : la stéréo-interprétation....26
3.2 Capteurs optiques passifs....27
3.2.1 Images prises de la Terre....27
3.2.2 Images satellites....30
3.2.3 Distorsions géométriques optiques....33
3.3 Capteur optique actif : le scanner laser....34
3.3.1 Le principe de l'acquisition laser....34
3.3.2 Données produites....35
3.3.3 Sources d'imprécisions....35
3.3.4 Scanner-laser terrestre : RIEGL LMS Z420i....35
3.4 Radar....36
3.5 Qualité des données zonales : précision et erreur....37
3.5.1 Définition et portée de la qualité....37
3.5.2 Définition de l'erreur....37
3.5.3 Sources d'erreurs....38
4 Principes d'exploitation des données zonales....40
4.1 Modèles numériques de terrain (MNT)....40
4.1.1 Définition....40
4.1.2 Modes de représentation des MNT....40
4.1.3 Résolution des MNT....41
4.1.4 Calcul d'un MNT....42
4.1.4.1 Données ayant subi un traitement : les courbes de niveau....42
4.1.4.2 Données ponctuelles de campagnes de terrain : points cotés....42
4.1.4.3 La photogrammétrie....42
4.1.4.4 La technique laser....44
4.1.5 Évaluation de la qualité d'un MNT....46
4.2 Ortho-image....47
4.2.1 Définition....47
4.2.2 Construction d'une ortho-image....47
4.2.2.1 Principes de l'ortho-rectification....47

4.2.2.2 Ortho-image aérienne....48
4.2.2.3 Ortho-image satellite....49
4.2.3 Précision des ortho-images....51
4.3 Méthodes de mesure des déplacements....51
4.3.1 Photogrammétrie manuelle....51
4.3.2 Utilisation des MNT....51
4.3.2.1 Différentiels de MNT....51
4.3.2.2 Produits dérivés de la topographie....52
4.3.3 Comparaison manuelle de deux ortho-images de dates différentes....53
4.3.3.1 Quantification ponctuelle....53
4.3.3.2 Animation....53
4.3.4 Corrélation d'ortho-images....53
4.3.5 Calculs des champs de déplacements planimétriques....56
5 Combinaison des données cinématiques pour l'étude géologique....59
6 Bibliographie....61

Avant-propos

La caractérisation et la compréhension des grands mouvements de versant rocheux nécessite d'en connaître les paramètres clés. Nous étudierons donc dans un premier temps les caractéristiques générales de ces instabilités avant de détailler les méthodes conventionnelles de suivi qui leur sont associées. Ces techniques de suivi de sites instables souffrent principalement d'une faible fréquence d'échantillonnage spatial : c'est la raison majeure pour laquelle nous considérons les apports des techniques d'imagerie. Ainsi, après avoir passé en revue les différents types de vecteurs et de capteurs existants, nous détaillerons les principes d'exploitation des données zonales fournies. Pour chaque technique, nous verrons comment construire MNT et ortho-images pour ensuite décrire les méthodes d'extraction des champs cinématiques associés. Enfin, nous soulignerons le nécessaire besoin de complémentarité de l'ensemble des méthodes d'acquisitions de données cinématiques avec l'étude des données de terrain.

1 Les grands mouvements de versant rocheux

Les mouvements gravitaires (ou de masse) regroupent les mouvements de sol, de roche ou de neige. Dans le domaine de la géologie et de la géotechnique, ce sont des phénomènes naturels d'origine diverse résultant de la déformation, de la rupture et du déplacement de matériaux rocheux ou de formations au comportement plastique. Considérant l'ensemble de ces mouvements, nous nous concentrons sur les mouvements de versants rocheux de grandes dimensions. Nous en détaillons les mécanismes qui peuvent leur être associés ainsi que les paramètres clefs de leur mise en mouvement.

1.1 Typologie et mécanismes associés

Parmi les mouvements gravitaires, le géologue définit les mouvements de terrain (au sens large) comme une manifestation d'instabilité de la partie superficielle de la croûte terrestre, sous l'effet d'influences naturelles (pesanteur, agents de l'érosion, séisme, variations hydriques, etc.) ou anthropiques (exploitation de matériaux, déboisement, terrassement). Ce sont des signes perceptibles de l'évolution géologique toujours en cours. Ils peuvent être lents ou bien rapides en fonction des matériaux impliqués et des mécanismes en jeu :

- **les mouvements lents** entraînent une déformation progressive des terrains. Ils regroupent les tassements, affaissements, retrait-gonflement des argiles, certains glissements de terrain et fauchage. Le comportement des matériaux doit être suffisamment plastique ou visqueux pour que les déformations soient continues ;

- **les mouvements rapides** regroupent les coulées boueuses ou torrentielles, les effondrements, les éboulements en chutes de pierres (volume inférieur à 1 dm^3) et de blocs (volume supérieur à 1 dm^3), ou des écroulements et éboulements en masse (volume pouvant atteindre plusieurs millions de m^3). Ils se caractérisent par une propagation soudaine et brutale de manière discontinue.

Nous nous intéresserons ici aux mouvements de versants rocheux de grandes dimensions qui peuvent évoluer en écroulement en masse. Nous délaissons ainsi les mouvements de terrains au comportement plastique et autres éboulements ou effondrements. Ces mouvements de versants se définissent comme des instabilités affectant tout ou une grande partie des versants concernés : les superficies mobilisées peuvent être de l'ordre du kilomètre carré. Ils présentent une grande variété dans leur nature et leur comportement. Ces phénomènes n'évoluent pas régulièrement dans le temps et présentent souvent des phases d'évolution lente alternant avec des phases d'accélération. Ces dernières sont susceptibles de conduire à une rupture brutale qui peut devenir catastrophique. Ainsi ils peuvent être considérés comme mouvements lents et rapides en fonction des cas. Les différents types de mouvements rocheux sont déterminés principalement par leur structure géologique. On peut distinguer trois types de mécanismes apparaissant sur des mouvements rocheux (*Antoine, 1992*).

1.1.1 Les mouvements à surface de glissement simple

L'existence d'une surface structurale est entièrement liée à l'existence de discontinuités (lithologie, schistosité, failles) issues de l'histoire géologique du massif. Des mécanismes de cisaillement puis de glissement peuvent tour à tour mobiliser ces plans de faiblesse pour créer une enveloppe de rupture. On regroupe dans cette catégorie les mouvements translationnels et rotationnels (Figure I.1). Le site du Claps (Drôme, France) (*Couture et al., 1997*) illustre le cas typique d'un glissement rocheux sur dalle structurale survenu en 1442 ; le site de la Clapière (*Follacci, 1987*) fournit

l'exemple d'un cas complexe de mécanisme rotationnel sur des matériaux précédemment fauchés.

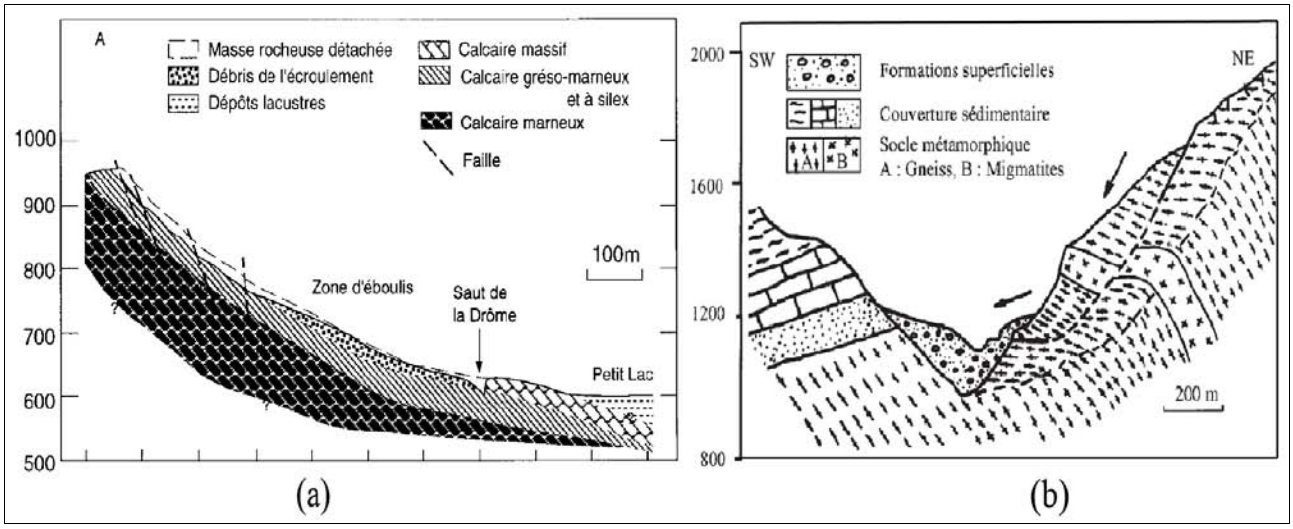


Figure I.1 : Exemples de coupes géologiques sur des mouvements rocheux.
(a) mouvement translationnel au Claps (Drôme), d'après Couture et al. (1997) ; (b) mouvement complexe (rotationnel sur fauchage ancien) à la Clapière (Alpes Maritimes), d'après Follacci ,1987).

1.1.2 Rupture par basculement

Les massifs à anisotropie structurale offrent à l'échelle de versant une homogénéité lithologique affectée d'une anisotropie (schistosité ou foliation). Cette anisotropie crée des surfaces de faiblesse mécanique pénétrantes dans le massif. Le basculement gravitaire de ces structures ainsi formées constitue ce qu'on appelle le fauchage. Selon que les roches adoptent un comportement plastique ou fragile (respectivement Figure I.2a et I.2b), des fractures perpendiculaires aux épaisseurs fauchées apparaissent (*Vengeon et al., 1999*). Dans le cas de roches fragiles, le fauchage induit l'apparition de nombreuses fissures d'extension et/ou l'ouverture de discontinuités préexistantes.

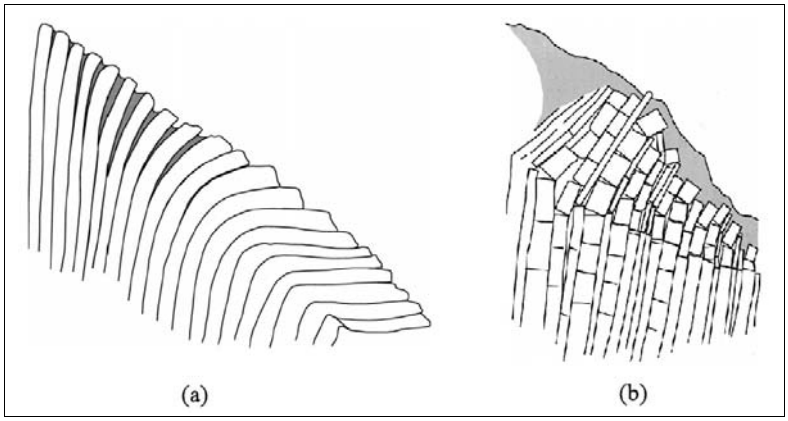


Figure I.2 : Expression du fauchage selon (a) la plasticité ou (b) la fragilité de la roche.
(d'après Vengeon et al., 1999)

1.1.3 Les "grands mouvements de versants complexes"

Nous regroupons sous le terme de "grands mouvements de versants complexes" les massifs rocheux dont les déformations empruntent la variété des discontinuités existantes pour se manifester. Si les déformations sont réparties sur l'ensemble du versant, elles ne se font ni uniformément ni avec les mêmes mécanismes à l'échelle du versant.

Plusieurs descriptions associées à de telles manifestations ont été proposées et décrites :

- la notion de "tassement dilatance" (*Antoine, 1992*; *Rochet et al., 1994*) a été avancée pour expliquer l'absence de surface de rupture nette avec une dilatance horizontale du massif.

  La description du mécanisme de "tassement dilatance", expliqué par une "rupture interne" du massif, ressemble *in fine* à une combinaison de mécanismes d'affaissement et de fauchage, les déplacements selon chaque discontinuité créant la dilatance. En effet, même si le terme de "tassement" semble inapproprié (car pas de compaction), cette notion tente de décrire l'absence de surface de ruture nette conjuguée à un avancement planimétrique et une subsidence verticale ;

- les "Sackung" (tassement en allemand). Décrits comme des "fluages" profonds, ils se caractérisent par des morphostructures spectaculaires : (1) un graben sommital, (2) des crevasses parallèles à la vallée et (3) des crêtes aux escarpements à contrepentes (*Hippolyte et al., 2006*; *Mahr, 1977*; *Radbruch-Hall et al., 1976*; *Savage & Varnes, 1987*). Une zone d'extension apparaît près de la crête, une autre en compression en pied de versant alors que la partie médiane montre un écoulement à volume constant (Figure I.3) à l'image de ce qui peut être rencontré dans certains régimes avalancheux. Ils sont initiés par l'action d'autres facteurs (retrait glaciaires, ...)

  La description d'un "Sackung" induit implicitement un comportement visco-plastique des matériaux mobilisés. La fracturation de la roche importe peu sur le comportement global de l'instabilité. Cependant, si une telle description s'avère cohérente d'un point de vue cinématique, l'explication mécanique souffre du comportement cassant des roches en place. De tels comportements dans un massif rocheux (granitique par exemple) ne peuvent exister qu'à des conditions de température et de pression atteintes qu'en grande profondeur, où les mouvements de versant n'ont plus lieu d'être.

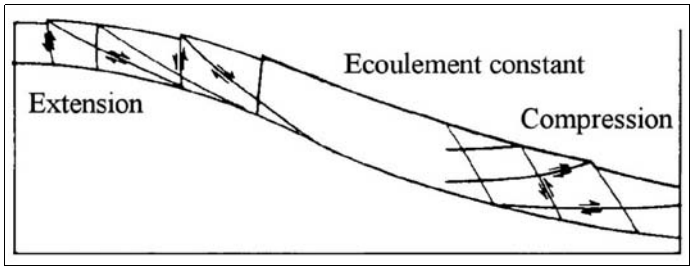


Figure I.3 : Exemple de modélisation de "Sackung".
(simplifié d'après Savage, 1987)

Ainsi, il n'existe pas à ce jour d'explications franches sur les mécanismes des grands mouvements de versant complexe hormis les descriptions des comportements adoptés. Finalement, les traits caractéristiques de ces manifestations sont (1) une zone d'extension sommitale, (2) une zone de compression en aval où les contraintes semblent s'accumuler et (3) des ouvertures à regard amont reflétant leur grande étendue ainsi que leur complexité.

1.2 Les paramètres clefs

Les facteurs régissant l'équilibre des massifs rocheux et des sols sont groupés en trois catégories (*Besson, 1996*) :

- les lois générales de la mécanique, gouvernées par la pesanteur qui agit en permanence sur toute masse. Ce facteur est constant pour un site déterminé, sauf en cas de séisme ;

- la loi de comportement du matériau, qui montre que pour tout solide, les déformations sont liées aux contraintes (forces par unité de surface appliquées sur un solide) et à leur variation (sauf dans le cas de comportements visqueux), mais aussi à la température du solide, à sa teneur en eau, et à son vieillissement ;

- les conditions qui règnent sur le pourtour du massif instable (dites "conditions aux limites") :

    - ✗ formes de la surface topographique et de la limite des mouvements en profondeur, qui délimitent le volume instable (conditions aux limites géométriques) ;

    - ✗ ensemble des contraintes sur le pourtour du massif, parmi lesquelles les pressions interstitielles (conditions aux limites hydrauliques) jouent un rôle très important.

Ainsi la compréhension des mouvements de versant nécessite l'évaluation de quatre paramètres clefs :

- la géométrie : la connaissance de l'extension du massif est primordiale pour en connaître les causes et les évolutions. L'extension géométrique s'entend aussi bien en deux dimensions qu'en profondeur. L'impact d'un mouvement de versant superficiel n'est pas le même que celui d'un mouvement profond. Les autres facteurs géométriques à évaluer se font à partir de la pente : la répartition de la pente, sa direction et sa convexité ;

- la cinématique : en deux ou trois dimensions, le suivi cinématique des mouvements rocheux donne des valeurs objectives de déplacements altimétriques et planimétriques. La cinématique de surface renseigne sur les vitesses de déplacement et leur direction. Couplée à la cinématique en profondeur (par inclinométrie), on peut accéder à une vision du champ des vitesses en trois dimensions ;

- la morphologie : une analyse de terrain permet de caractériser la lithologie et les structures sur lesquelles les mouvements rocheux s'appuient. Le travail de cartographie des zones instables circonscrit les mouvements ; il fait la liaison entre les données objectives issues du suivi cinématique et les manifestations sur le terrain. Les facteurs morphologiques à étudier sont le zonage lithologique, la composition lithologique précise, le contexte tectonique général, la structure détaillée de la roche et les conditions hydrogéologiques ;

- les évènements extérieurs : la connaissance des sollicitations extérieures du massif permet d'en connaître les interactions. Les facteurs extérieurs à évaluer sont principalement la distribution des précipitations (pluie et neige retranchées de l'évapotranspiration) et celle des séismes actuels et anciens.

C'est la mesure ponctuelle et dans le temps de l'ensemble de ces facteurs qui est à la base de la détermination et de la connaissance du site étudié. La collecte des informations peut se faire suivant différentes techniques que nous verrons ultérieurement.

2 Les versants instables : des risques naturels majeurs à surveiller

En tant que risques naturels majeurs aux parades limitées, les grands versants instables peuvent faire l'objet d'une surveillance opérationnelle et de recherches scientifiques. La surveillance se décline en plusieurs notions fonctions du la grandeur du risque évalué. Même si la recherche scientifique et la surveillance n'ont pas forcément les mêmes objectifs directs, ils oeuvrent toutefois ensemble à une meilleure connaissance des processus en marche.

2.1 La notion de risque naturel

La surface terrestre est soumise à différents types de déformations d'origines naturelles ou anthropique (séismes, volcans, effondrement de galeries de mines, etc.) dont les mouvements de versants ne sont qu'une infime partie. Le développement industriel, l'urbanisation, la démographie et les voies de communications ne cessant de croître, la prise en considération des mouvements de versants comme risque naturel a vu son importance augmenter du fait des dégâts humains et matériels qu'ils sont susceptibles d'occasionner. La notion de "risque naturel" s'utilise par opposition à celle de "risque technologique", mais elle n'implique pas que le risque soit la conséquence d'un phénomène exclusivement naturel ou que l'activité humaine n'y soit pas reliée.

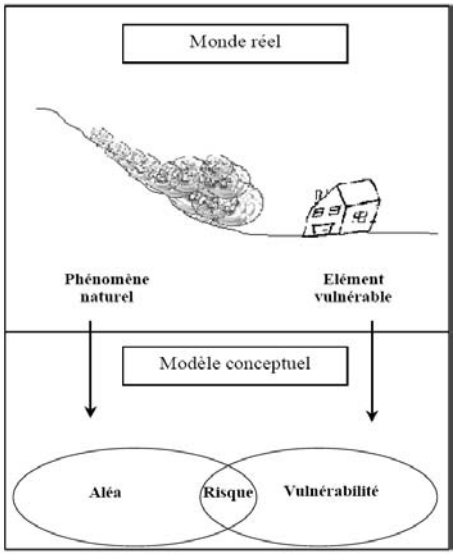


Figure I.4 : Conceptualisation des risques naturels.

Le risque est défini comme la conjugaison de l'aléa, de la valeur des objets menacés et de leur vulnérabilité (pourcentage d'endommagement) (Figure I.4). L'aléa fait référence à la probabilité d'occurrence aux conséquences négatives d'un phénomène d'une certaine étendue, en intensité et en durée. La vulnérabilité fait référence à l'impact relatif du phénomène sur la société, c'est justement l'accroissement de la valeurs des enjeux (et donc de leur vulnérabilité) qui augmente l'incidence des risques naturels.

2.2 L'interaction de la recherche scientifique et du suivi opérationnel

L'étude des versants instables intéresse tout autant le monde scientifique que les pouvoirs publics. La mesure des déplacements occupe une place essentielle dans cette étude comme phase clé d'acquisition de données objectives qui serviront à l'élaboration d'un modèle interprétatif du phénomène. L'approche du monde scientifique est attachée à la compréhension des mécanismes mis

en oeuvre. Celle des pouvoirs publics (spécialistes chargés de la "surveillance", experts consultants, services gestionnaires, autorités responsables de la sécurité, etc.) intègre non seulement la compréhension des mécanismes en jeu mais également la préoccupation de la gestion du risque (*Sève & Durville, 1994*). Les sites instables ont de manière générale d'abord été instrumentés pour être surveillés par les pouvoirs publics ; les données issues de l'instrumentation peuvent alors être reprises pour des besoins d'étude par les acteurs des pouvoirs publics et les scientifiques. La démarche scientifique est incluse dans la démarche opérationnelle et permet d'améliorer compréhension et surveillance dans la mesure où elle appréhende correctement les mécanismes en jeu.

D'un point de vue opérationnel, le terme "surveillance" est souvent repris dans un sens large recouvrant des notions différentes par leurs objectifs et leurs implications (*Rochet, 1992*), telles que l'observation, le suivi, l'auscultation, la surveillance, la détection, etc. Chacune de ces notions peut être définie et bornée avec des objectifs de résultats et des moyens différents :

- **la mise en observation** : elle constitue une étape préparatoire avec la mise en place de témoins d'observation quantitative ou qualitative (photos repérées, schémas, repères naturels ou mis en place) afin de déceler des zones géologiquement instables. Elle peut conduire à justifier un niveau d'investigation supérieur ;

- **le suivi** : il consiste en l'examen périodique d'un site où le risque est confirmé avec un recueil régulier de données d'observations pour caractériser l'évolution. Les moyens mis en oeuvre sont plus importants, plus complets et plus ciblés que pour la mise en observation. Il n'y a pas de contrainte directe de gestion de la sécurité mais la périodicité retenue et l'exploitation des données doivent permettre l'activation éventuelle d'un programme de surveillance ;

- **l'auscultation** : elle rassemble les méthodes et les moyens mis en oeuvre sur le site instable afin de caractériser le phénomène et les mécanismes mis en jeu sans objectifs de gestion de la sécurité. L'auscultation rassemble ainsi la recherche scientifique et les pouvoirs publics dans l'utilisation de moyens d'acquisition non dédiés au suivi et/ou à la surveillance qui peuvent être complexes, évolutifs et expérimentaux.

- **la surveillance** : elle est marquée par un cahier des charges des moyens et méthodes strict lié à un impératif de gestion de la sécurité. La caractérisation de l'état et de l'évolution du site est réalisée en recueillant, en exploitant et en interprétant les données qualitatives et quantitatives périodiquement acquises. Suivant la nature du site et des mécanismes mis en jeu, différents modes de surveillance peuvent être distingués selon la périodicité des mesures et du traitement des données (mode périodique, mode permanent discontinu, mode continu à traitement différé, mode continu à traitement continu).

- **la détection** : elle est relative à un nombre limité d'installations qui détectent un dépassement de seuil associé à des configurations particulières du risque. L'objectif est essentiellement la reconnaissance immédiate de l'existence d'une situation type, liée à une situation de danger particulière et prise en compte dans les dispositions d'un Plan de Secours afin de permettre l'activation de celle-ci.

2.3 Méthodes classiques de suivi

Les grandeurs physiques usuellement mesurées et analysées dans le domaine de la surveillance des versants instables sont : les déplacements relatifs et absolus, les niveaux piezométriques, les

pressions interstitielles, les rotations en profondeur ou en surface, les déformations profondes et superficielles, les émissions acoustiques, la hauteur des précipitations aqueuses et neigeuses.

Lors d'une auscultation cinématique d'un site instable, la définition de la géométrie puis les mesures des déplacements et des déformations peuvent être réalisées par de multiples méthodes. Une distinction peut être faite en fonction de la fréquence spatiale des mesures réalisées. Une basse fréquence (BF) d'échantillonnage spatiale caractérise les techniques dites "'ponctuelles" alors que des fréquences d'échantillonnage spatiales élevées (haute fréquence, HF) fournissent une information "'zonale", ce qui est le cas de certaines données issues de la télédétection.

Les mesures ponctuelles fournissent des données sur un nombre limité de points définis par avance . Ces points doivent nécessairement être repérés et/ou équipés avant l'acquisition. Le besoin d'un contact physique à la prise d'information détermine la classification des appareils selon deux familles :

- les mesures à contact : les appareils de mesures eux-mêmes doivent être installés aux points choisis afin de réaliser la mesure. On y regroupe aussi bien les extensomètres que les systèmes GPS ;

- les mesures à distance : l'appareil de mesure en tant que tel est situé en dehors de la zone étudiée. Le principe d'acquisition se base le plus souvent sur le temps aller-retour d'une onde électromagnétique couplé à un positionnement précis. Ces mesures à distance s'effectuent le plus souvent sur des points préalablement positionnés (cibles réfléchissantes).

Comme leur nom l'indique, en général et selon leur densité spatiale, les mesures ponctuelles ne permettent pas de rendre compte de l'hétérogénéité spatiale des mouvements et des déformations. Dans le même temps, elles fournissent des informations bien meilleures que des mesures zonales en terme précision et de répétitivité de mesure (Tableau I.). Pour un éventail complet des différentes méthodes d'investigations, leur portée ainsi que leur précision, on se référera au "guide pratique" édité lors du projet européen RiskYdrogeo (*INTERREG IIIA, 2006*).

La précision des systèmes de suivi cinématique des mouvements de versants est millimétrique avec des fréquences d'acquisitions qui peuvent être très élevées, voire continues pour assurer la surveillance : un extensomètre automatique peut fournir des données relatives au dixième de millimètre avec une fréquence de mesure jusqu'à l'acquisition continue. Toutefois, dans la plupart des cas ces systèmes requièrent l'intervention d'opérateurs sur le terrain pour les acquisitions et/ou la maintenance. Leur résolution spatiale reste faible et leur "résolution temporelle" ne permet pas d'obtenir des valeurs de déplacements avant le commencement des mesures, sauf cas particuliers où des nivellements de topographes peuvent être ré-utilisés. Cela implique une vision temporelle de la manifestation des désordres nécessairement réduite.

	Technique		Donnée acquise	Type de donnée	Intervalle ou zone de mesure	Précision du système	Fréquence de la mesure	Contact physique nécessaire
A contact	Instrumentation classique	Fissuromètre, Vernier	Distance entre deux points	Relatif	1cm < distance < 20cm	0,01mm	Jusqu'à continue	Installation, maintenance, relevés des données
		Extensomètre à fil Invar	Distance entre deux points	Relatif	60cm < distance < 40m	0,3mm	Jusqu'à continue	Installation, maintenance, relevés des données. Peut être télé-surveillé
		Clinomètre	Inclinaison de surface	Absolu	Variation d'angle < 10°	0,01°	Jusqu'à continue	Installation, maintenance, relevés des données
A distance	Satellite	GPS	Positions des antennes de réception	Absolu & relatif	Zone jusqu'à 50km2	En relatif : (X, Y) de l'ordre de 2 à 3 mm Z : 1cm	Subordonné e à la présence de satellites	Installation antennes de réception
	Géodésie "classique"	Distance-mètre électro-optique	Distance entre base et repères	Relatif	10m < distance < 10km	0,1mm + 1 à 5 ppm	Quand acquisition	Installation repères
		Tachéomètre	Distance entre base et repère, angles de visée horizontaux et verticaux	Absolu		Distance : 3mm + 1 à 5 ppm Angles : 10^{-4} ° (10^{-6}rad)		
	Radar	Radar Ultra large bande millimétrique	Distance entre base et repères	Relatif	10m < distance < 5km	0,01mm	Quand acquisition et jusqu'à continue	Installation base fixe et repères

Tableau I.1 : Données ponctuelles opérationnelles non exhaustives pour le suivi de mouvement de versants (d'après *INTERREG IIA, 2006*).

Une donnée est considérée absolue quand elle contient les informations de positionnement X, Y, et Z pour chaque mesure. A contrario, une donnée relative qualifie une donnée dont le positionnement ne peut être précisé à tout moment.

3 Données de télédétection "zonale"

La télédétection pallie certains inconvénients des techniques ponctuelles : peu d'interventions sur le terrain mais surtout perception globale des sites étudiés. De plus, l'accès à des images d'archives permet d'obtenir des informations sur le comportement des sites étudiés à des dates qui peuvent être antérieures au début de l'étude. Comme la télédétection se base sur l'utilisation de différents types de capteurs (passif ou actif), nous passons en revue les principaux utilisés en sciences de la Terre.

3.1 La télédétection dans les sciences de la Terre

3.1.1 Typologie de capteurs et de vecteurs (ou plate-forme)

La saisie zonale (distincte de la saisie ponctuelle) nécessite de capturer l'information de la surface entière à un instant donné. Le seul moyen d'acquérir des données sur un grand nombre de points aléatoirement répartis spatialement est de les mesurer à distance : c'est la base de la télédétection qui enregistre les ondes électromagnétiques émises ou réfléchies par les objets observés à partir de vecteurs (plate-forme assurant le recul du point de vue) équipés de capteurs.

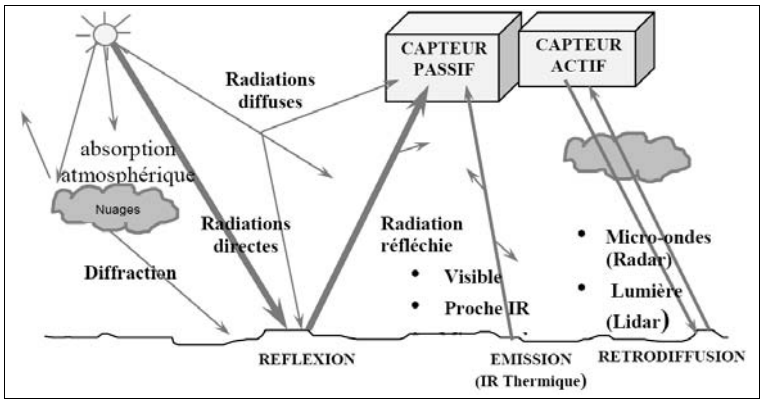


Figure I.5 : Capteurs passifs et actifs en télédétection.

Un capteur est un appareil capable de recevoir le rayonnement réfléchi ou émis par le sol dans une certaine gamme de longueurs d'ondes et de le transformer en un signal permettant la mémorisation de l'information (*Scanvic, 1983*). Les capteurs peuvent agir soit en mode **passif** en enregistrant un rayonnement réfléchi ou émis naturellement, soit en mode **actif** en captant le rayonnement rétro diffusé d'un faisceau d'ondes calibrées qu'il a lui-même émis (Figure I.5).

Outre les images qui peuvent être prises depuis le sol (image de face ou à partir de mâts télescopiques), les vecteurs assurent le déplacement des capteurs, ou du moins leur point de vue distant. Les plus couramment utilisés sont :

- l'avion et l'hélicoptère : leur utilisation souple permet un survol aux altitudes souhaitées et d'adapter la mission aux conditions météorologiques. Leur coût d'exploitation reste relativement élevé. Les résolutions obtenues sont de l'ordre de 20 cm ;

- les ballons ou aérostats (LTA, Lighter Than Air Vehicle) : ce type de vecteur est relativement peu utilisé devant leurs inconvénients respectifs :

    - ✗ libres stratosphériques qui montent à 30-40 kilomètres d'altitude : problème de variation d'échelle ;
    - ✗ ballons captifs troposphériques rattachés à la terre par un câble : danger pour la

navigation aérienne ;
- ✗ cerf-volant : faible altitude ;
- ✗ ballons dirigeables : trajectoires aléatoires.

- les satellites, plate-forme idéale pour l'observation de la Terre. Ils sont de deux types, à défilement ou géostationnaires. Les paramètres déterminants du satellite à défilement sont la météo au moment de la prise de vue et sa période de revisite, les résolutions des satellites haute résolution sont de l'ordre de 50 cm. Les satellites géo-stationnaires ont une position fixe par rapport à la Terre ; la résolution des capteurs est limitée par leur distance de vol et rend difficilement exploitables ces données en sciences de la Terre (*Scanvic, 1983*) ;

- les engins légers téléguidés : qu'il s'agisse d'engins inspirés d'ULM (DRONE) ou d'hélicoptères téléguidés, leur valeur ajoutée par rapport aux autres vecteurs réside dans leur maniabilité et leur coût limité avec une résolution de l'ordre de 10 cm.

Nous utiliserons dans cette étude des images prises à partir de vecteurs aériens, satellites et engin téléguidé.

3.1.2 Fondements de l'utilisation de la télédétection "zonale" : la stéréo-interprétation

L'utilisation des images en sciences de la Terre est apparue avec la photo-interprétation qui permet la perception du relief. Elle est fondée sur le principe de la reconstitution du relief en utilisant deux prises de vues d'une même scène recueillie depuis deux points de vue différents : ce couple photographique s'appelle un stéréogramme. Les appareils qui facilitent la vision stéréoscopique sont les stéréoscopes de poche ou à miroir (Figure I.6). La vision binoculaire permet seule d'apprécier le relief, les deux images se forment sur la rétine de chaque oeil puis le cerveau les fusionne.

Figure I.6 : Photo-interprétation à l'aide d'un stéréoscope à miroir.

L'objectif de la photo-interprétation thématique est la lecture des photographies aériennes. Cette lecture permet d'analyser les paysages afin de les assimiler à des phénomènes géologiques. Cette assimilation suppose une connaissance préalable des principes de la géologie ainsi que de la géomorphologie. L'analyse de l'image est fondée sur l'analyse des tonalités et couleurs, des structures et textures ainsi que des formes. Elle débouche sur une esquisse photo-géologique : c'est un document d'orientation qui doit être complété ou amendé sur le terrain (*Scanvic, 1983*). L'interprétation géologique des photographies aériennes permet ainsi :

- de limiter et de différencier certains ensembles lithologiques ;

- de déterminer certains traits de la tectonique ;

- de mettre en évidence certaines anomalies et détecter les morphologies typiques des mouvements de versants ;

- d'étudier l'évolution d'un paysage.

Le degré de fiabilité et la signification tectonique des informations recueillies par interprétation de photographies aériennes peuvent être évalués de manière qualitative, à défaut de quantitative. Il ressort d'études statistiques menées sur ce sujet (*Scanvic, 1983*) que :

- l'influence du facteur personnel comme celle du degré d'interprétation, sommaire ou exhaustif n'est pas toujours négligeable. Ainsi, il est bon que deux interpréteurs confrontent leurs résultats pour confirmer les conclusions ;

- les cartes de photo-fracturation apportent rapidement 50 à 60% de l'information vérifiable sur le terrain, surtout quand les conditions d'affleurements sont mauvaises.

Les études par photo-interprétation pour la détection des zones instables se font selon deux axes principaux : détection des morphologies typiques des activités des zones instables et comparaison d'images aériennes multi-temporelles pour mettre en évidence l'évolution d'un site préalablement identifié. L'apport de la photo-interprétation réside donc dans la compréhension de la dynamique du mouvement qui découle de l'analyse des relations entre plusieurs types d'indices comme les indices géomorphologiques, structuraux, et hydrologiques, sous réserve de vérifier in situ les informations obtenues.

3.2 Capteurs optiques passifs

Les capteurs optiques passifs détaillés dans ce paragraphe seront ceux associés aux vecteurs utilisés dans ce travail. Distinction est faite entre images prises de la Terre et images satellitaires.

3.2.1 Images prises de la Terre

Ces images "terrestres" sont prises à partir de capteurs optiques passifs (type appareil photographique) fixés sur un vecteur évoluant dans l'atmosphère terrestre ou immobiles. Ces images sont utiles car leur résolution spatiale et leur répétitivité d'acquisition permettent d'approfondir les connaissances des mouvements de terrains.

- *Images aériennes (institutionnelles et missions spécifiques)*

Deux types d'équipements photographiques sont utilisés en photographie aérienne : les chambres métriques analogiques et désormais les caméras numériques :

- les chambres métriques répondent à un besoin précis : la mesure des cordonnées X, Y, Z de tous les points des clichés permettant l'établissement des cartes et plans topographiques par restitution photogrammétrique et l'accès, par saisie numérique, aux programmes de photogrammétrie appliquée. Le format du négatif est généralement 24 x 24 cm (ou 18 x 18 cm). Les focales usuelles sont 150 mm ou 210 mm. Ces chambres de prises de vues sont étalonnées : il est possible de tenir compte des déformations optiques. Les films utilisés varient suivant le but des missions entre des films panchromatiques noir et blanc, des films couleurs et fausses couleurs. Les supports peuvent être le film (ne peut être observé que par transparence mais permet un grossissement de 8 à 10 fois) ou le papier (grossissement 3 à 4 fois) ;

- les caméras numériques enregistrent l'énergie électromagnétique de façon électronique. La

pellicule est remplacée par une grille CCD (*Charge Coupled Device*, en français dispositif à couplage de charge). Les CCD réagissent individuellement à la radiation éléctromagnétique les atteignant et produisent une charge électronique proportionnelle à l'intensité de l'énergie provenant de la surface. Une valeur numérique est ensuite assignée à chaque pixel pour chacune des bandes spectrales utilisées.

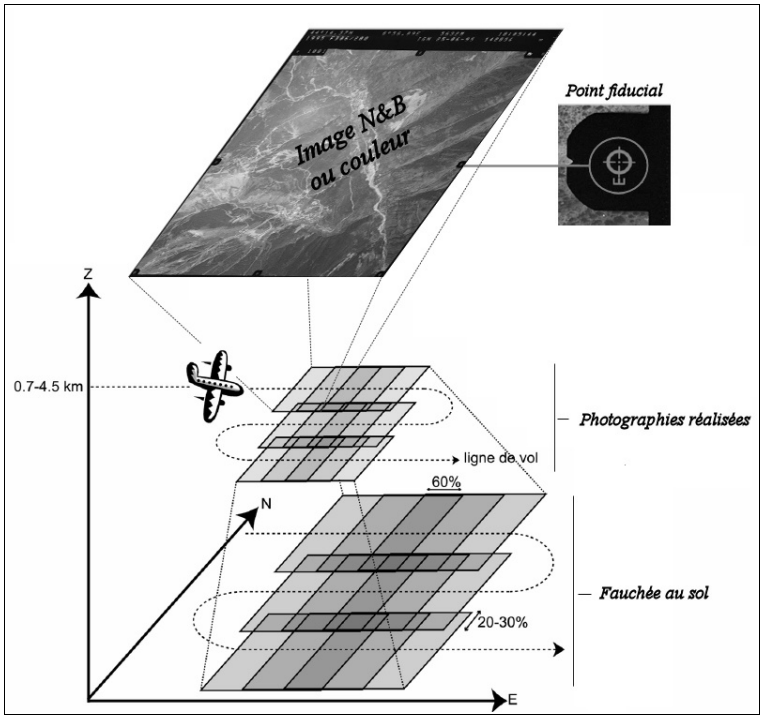


Figure I.7 : Configuration du plan d'un vol pour acquisitions aériennes stéréoscopiques.
(d'après Casson, 2004)

Les images aériennes institutionnelles (issues de l'Institut Géographique National, IGN, et de SwissTopo par exemple) offrent un point de vue d'archive sur les mouvements de terrain. L'IGN et SwissTopo font l'acquisition d'images aériennes depuis 50 ans, respectivement sur le territoire français et suisse, avec une résolution temporelle de quelques années en moyenne (*Pothérat et al, 1999*). Les prises de vues sont quasi-verticales, réalisées par un avion qui effectue des lignes de vol quasi rectilignes et parallèles entre-elles (Figure I.7). Les images sont acquises successivement le long d'une ligne de vol avec un recouvrement longitudinal de 60% entre-elles, formant des images stéréoscopiques. Le recouvrement transversal entre les différentes lignes est de 20% à 30% (Figure I.7).

L'analogique (ou argentique) a récemment laissé la place au numérique pour la prise des clichés (à partir de 1998 pour l'IGN). Dans le cas d'images argentiques exploitées numériquement, une numérisation des clichés doit être réalisée (avec un scanner photogrammétrique).

La numérisation des images reste un facteur déterminant dans la fabrication de l'orthophotographie. Le scanner (numériseur à balayage électronique) constitue une composante importante dans le système de production d'imagerie numérique. De haute résolution, le plus souvent multispectral à tambour ou à plat, il convertit l'information analogique de la photographie argentique en image "raster" où chaque élément ou "pixel" est codé suivant des niveaux de gris ou de couleur et localisé en x et y dans le plan de l'image. La résolution de la digitalisation est évaluée afin que les clichés conservent leur résolution au sol originelle. Sa valeur usuelle varie entre 1000 et 2000 pixels par pouce (*dpi*), soit une résolution image de l'ordre de 20 à 25 μm.

L'ordre de grandeur des erreurs intrinsèques générées par le scanner est difficilement évaluable. Toutefois une évaluation comparative entre un scanner commercial et un scanner photogrammétrique (*Aguilar et al., 2005*) a été réalisée pour une utilisation identique à celle que nous menons : l'augmentation d'erreur due au modèle commercial est de 35% en moyenne. La même étude montre une augmentation d'erreur de 20% en moyenne pour une taille de pixel de 42 µm au lieu de 20 µm ce qui montre bien l'importance de l'appareil choisi pour la numérisation. Nous verrons dans le chapitre IV que nous avons été confrontés à des erreurs de cette origine.

Les chambres d'acquisitions analogiques sont équipées de 4 ou 8 repères de fond de chambre (Figure I.7) : les points fiduciaux. Les paramètres de focales, de position du centre optique de la caméra, de ses distorsions radiale et tangentielle ainsi que les positions dans le repère image des points fiduciaux sont consignés dans les certificats de calibration que fournissent l'IGN, TopoSwiss et autres prestataires de missions (*Pothérat et al, 1999*).

- *Images DRONE ou UAVs (Unmanned Airborne Vehicles)*

Outre les acquisitions aériennes par des missions spécifiques, des vecteurs légers et non soumis à autorisation de vol peuvent également fournir des images pour l'étude des mouvements de terrain. La prise de vue type ULM offre une grande souplesse de mise en oeuvre et des résolutions d'images entre le 1/1000ème et le 1/2000ème (*Lejot et al., 2007*). Les avantages de ces vecteurs légers sont la haute résolution due à une altitude de vol très basse et une répétitivité "à la carte" liée au faible coût et à la rapidité de mise en oeuvre. Les inconvénients de ce support et de cette chaîne d'acquisition sont essentiellement des paramètres de calibration d'appareil photo non connus (*Casson, 2004*), un angle de visée non contrôlé donc non vertical a priori, un contrôle de la trajectoire difficile ainsi que la synchronisation délicate de la prise de vue avec le positionnement (*Vallet, 2002*).

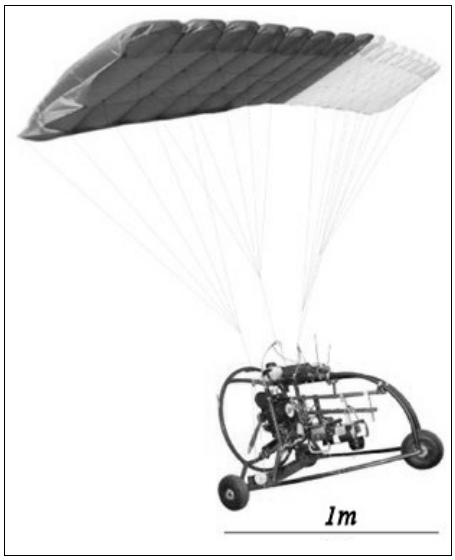


Figure I.8 : DRONE Pixy, paramoteur télécommandé.

Une mission d'acquisition sur un de ces vecteurs légers a été testée dans le cadre de cette thèse : l'appareil utilisé est le DRONE Pixy (Figure 8). Il s'agit d'un engin radiocommandé de type parapente à moteur dédié à la télédétection. Il a été développé par l'institut de Recherche et Développement (IRD). Sa vitesse en vol varie de 15 à 45 km/h. Il a été utilisé précédemment lors des travaux de Casson (2004). Il est très sensible au vent et des conditions de vent faible lui sont nécessaires. Un GPS embarqué enregistre la position du DRONE régulièrement, la transmet au sol avec un retour vidéo en temps réel pour aider au pilotage. Il est équipé d'un appareil photographique numérique. La résolution au sol est de l'ordre de quelques centimètres.

- *Images de face*

Quand les conditions topographiques le permettent, la réalisation d'images vues de face peut permettre une caractérisation des mouvements de versants. La résolution obtenue est directement proportionnelle à la focale utilisée et à la distance au mouvement de terrain. L'utilisation d'un point fixe pour la station d'acquisition ainsi que d'un appareil calibré permet de limiter les distorsions géométriques lors de l'exploitation. En conservant le même appareil, une seule calibration est nécessaire car la prise de vue a toujours lieu du même endroit (*Delacourt et al., 2007*). Même si on trouve également aujourd'hui sur le marché des appareils de prises de vues numériques de qualité, qui allient une bonne résolution et une géométrie d'image exploitable, l'utilisation d'un appareil commercial implique des distorsions accrues puisqu'ils y sont plus sujets que les appareils métriques (*Casson, 2004*) : une calibration de l'objectif est nécessaire à moins d'en négliger les défauts, ce qui induit nécessairement des erreurs.

Un point de vue unique est très limitatif dans l'exploitation qui peut être faite des images. La comparaison entre deux acquisitions ne peut se faire que dans le repère de l'image non relié au repère global. Une approximation de la résolution est requise entachant d'autant les résultats.

Dépendant de la distance les séparant, deux points de vue distincts peuvent permettre une exploitation stéréoscopique à la manière des autres images issues de la télédétection traitées dans ce travail.

3.2.2 Images satellites

Les lancements des satellites commerciaux équipés de capteurs haute résolution (HR) offrent une source importante d'images panchromatiques[1] et multispectrales (ou multibandes) avec des résolutions au sol inférieures à 5m. Ces satellites sont tous héliosynchrones[2] avec des orbites quasi-polaires. Lorsqu'un satellite est en orbite autour de la Terre, le capteur observe une certaine largeur de la surface nommée fauchée (Figure I.9).

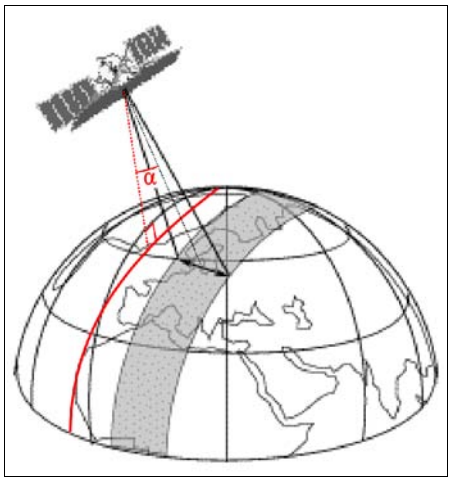


Figure I.9 : Caractéristiques des données d'acquisition d'un satellite.
La trace de l'orbite est figurée en rouge, la fauchée est grisée et angle off-nadir (α) définit la différence entre la ligne de visée et la verticale.

Les satellites à orbite quasi-polaire se déplacent selon une trajectoire nord-sud dans le référentiel géocentrique. La même trajectoire dans le référentiel terrestre possède une composante à l'ouest du

1 Un support sensible, et par extension une image, est dit panchromatique lorsqu'il est sensible à toutes les longueurs d'onde du spectre visible.

2 Un satellite héliosynchrone observe toujours chaque région du globe à la même heure locale solaire.

fait de la rotation de la Terre.

Les points sur la surface de la Terre qui se trouvent à la verticale de la trajectoire du satellite sont appelés les points nadir (Figure I.9). Le cycle de passage (de revisite) du satellite correspond à la période de temps nécessaire pour que le satellite revienne au dessus d'un point nadir pris au hasard. Si la fauchée n'est pas centrée sur la trace des points nadir, l'angle off-nadir définit l'angle de la ligne de visée de l'image par rapport à la verticale (Figure I.9).

Les résolutions obtenues sont déterminantes pour l'étude que nous souhaitons mener sur des mouvements de terrains. Les différents capteurs HR civils que nous avons à disposition sont :

- SPOT-5 : il a été mis sur orbite héliosynchrone quasi-polaire à 822 km en mai 2002 (*CNES, 2007*). Il possède trois capteurs HR, un capteur "HR géométrique" (HRG : visée latérale +/- 27° avec fauchée au sol de 60 km) et deux capteurs "HR stéréoscopiques" (HRS : visée avant-arrière +/- 20° et fauchée au sol de 120 km). HRG fournit soit des images multibandes avec une résolution de 10 m au sol, soit des images panchromatiques de résolution 5x5m ou 2,5x2,5 m (*Super Mode*) réalisées à partir de deux images à 5 m décalées de 0,5 pixels (*Toutin, 2005*). Les deux capteurs HRS fournissent à 90 secondes d'intervalle un couple d'images stéréoscopiques de résolution au sol de 10x5m ;

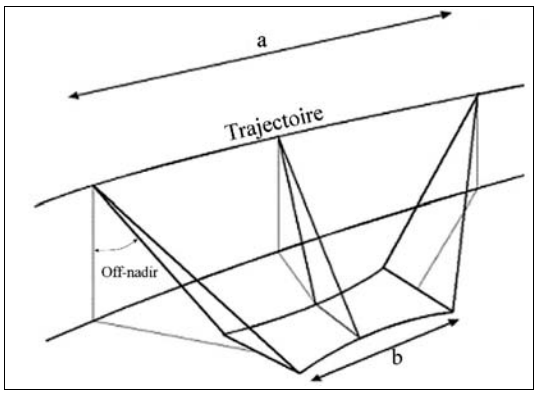


Figure I.10 : Distorsions des images satellites non équipés de capteurs TDI.
La rotation du capteur compense une vitesse du vecteur supérieure à la vitesse d'acquisition.

- EROS-A : il a été mis sur orbite héliosynchrone à 480km en décembre 2000 avec un capteur HR qui fournit des images panchromatiques de résolution 1,8x1,8m au nadir (*Westin & Forsgren, 2001*). Les principales limitations d'EROS-A sont dues à sa vitesse au sol plus importante que la vitesse d'acquisition du capteur (Figure I.10). La compensation par des variations de tangage et de lacet[3] du satellite entraîne des variations géométriques dans l'échantillonnage en colonnes et en lignes ainsi que des variations radiométriques (*ImageSat, 2007*) ;

- IKONOS : il a été mis sur orbite héliosynchrone à 680km en septembre 1999 avec un capteur HR capable de donner des images panchromatiques (résolution de 0,82x0,82m) et multibandes (résolution de 3,26x3,26m) au nadir. Les scènes IKONOS font généralement 10x10km et sont commercialisées en fonction du degré des pré-traitements radiométriques appliqués (*Geo* jusqu'à *PrecisionPlus*) (*GEOEYE, 2007*) ;

- QUICKBIRD : il a été mis sur orbite héliosynchrone à 450km en octobre 2001. Son capteur HR délivre des images de résolutions au sol de 0,61x0,61m (panchromatique) et 2,44x2,44m

3 Le tangage est un mouvement de rotation autour de l'axe transversal tandis que le lacet est un mouvement de rotation horizontal autour d'un axe vertical.

(multibandes) au nadir (*DigitalGlobe, 2007*). Les scènes QUICKBIRD font 16,5x16,5km et fournissent des images sous différents formats suivant le degré des pré-traitements radiométriques appliqués (*Basic*, *Standard*, *Standard Orthoready* et *Orthorectified*).

La génération des capteurs HR des satellites QUICKBIRD et IKONOS leur confère des résolutions jamais acquises pour des satellites civils, on parle de satellite Haute Définition. Ils ont une altitude de vol leur imposant une vitesse d'évolution élevée (de l'ordre de 5-10m/secondes) par rapport au sol. Ils disposent ainsi seulement de 1 à 2 ms de temps d'exposition pour un objectif de résolution de 1m au sol. Un tel délai pour réaliser une image avec suffisamment de luminosité et de contraste n'est pas possible avec les capteurs actuels. Pour cette raison, ces deux satellites sont équipés de capteurs à "retardateur d'intégration" (*Time Delay and Integration-sensor, TDI-sensor*) leur permettant d'obtenir des résolutions sub-métriques (*Jacobsen, 2005*). La technologie TDI consiste à utiliser plusieurs capteurs CCD (*Charge-Coupled Device*) afin d'accumuler suffisamment de luminance et d'enregistrer la globalité des informations. SPOT5 n'a pas de telles prétentions de résolution à l'acquisition (le *Super Mode* est un traitement ultérieur).

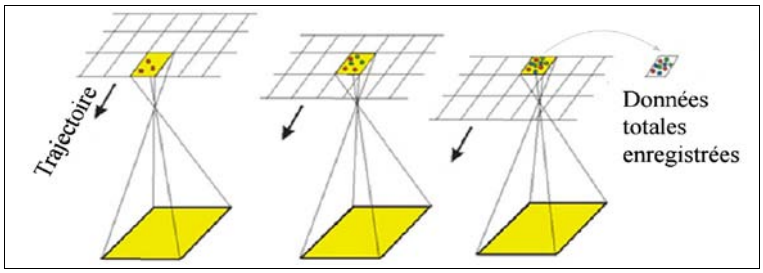


Figure I.11 : Principe de la technologie TDI (*Time Delay and Integration*) des capteurs satellites HR.
(d'après Jacobsen, 2005)

Le capteur de QUICKBIRD devait à l'origine de la conception être à la même altitude que celui d'IKONOS. Pour obtenir une résolution inférieure, l'altitude de croisière du satellite a dû être diminuée. La vitesse d'acquisition du capteur QUICKBIRD dimensionnée pour une altitude supérieure doit être compensée par un changement de l'angle de vue durant l'acquisition mais dans une moindre mesure comparativement au capteur EROS-A (Figure I.11) (*Jacobsen, 2005*).

Les images QuickBird sont livrées avec les coordonnées du centre du cliché ainsi qu'avec les angles d'acquisition qui permettent d'estimer le positionnement du satellite. Les angles *Intrack View Angle* et *Crosstrack View Angle* correspondent respectivement au dépointement angulaire par rapport au nadir respectivement selon la trajectoire du satellite et dans un plan orthogonal à celle-ci. Un *Intrack View Angle* positif indique que le satellite a pris l'image au devant de sa trajectoire ; un *Crosstrack View Angle* positif indique que l'objectif "regarde" à gauche (dans le sens de marche).

D'un point de vue de l'étude des mouvements de versants, l'ensemble de ces images satellites ont pour principaux atouts :

- une fréquence de revisite élevée (passage du satellite au même endroit), qui permet d'observer l'évolution d'un site à une fréquence élevée (jusqu'à trois jours avec un nadir de 25° maximum) ;
- une résolution métrique pour les satellites Haute Définition avec dans le même temps une fauchée accrue (100 km^2 – 272,5 km^2) ;
- la possibilité de réaliser des images quel que soit le terrain sans autorisation quelconque de vol ou autre..

3.2.3 Distorsions géométriques optiques

Plusieurs formes de distorsion géométrique sont possibles. Toutes les images obtenues par télédétection affichent, au départ, une ou plusieurs formes de distorsion géométrique, peu importe quelles aient été obtenues à partir d'un balayeur multispectral à bord d'un satellite, d'un système photographique à bord d'un avion ou à partir de toute autre plate-forme. Ce problème est inhérent à la télédétection puisque celle-ci tente généralement de représenter des données prises à la surface de la Terre (en trois dimensions) sur une image bidimensionnelle. Les formes de distorsion géométrique dont peut souffrir une image dépendent de la façon dont les données ont été acquises. Les facteurs pouvant influencer la distorsion géométrique sont :

- l'effet de perspective de l'optique du capteur (Figure I.12) ;
- le mouvement du système de balayage, le cas échéant ;
- le mouvement et la stabilité de la plate-forme ;
- l'altitude, la vitesse et le comportement de la plate-forme ;
- le relief à la surface ;
- la courbure de la Terre et sa rotation.

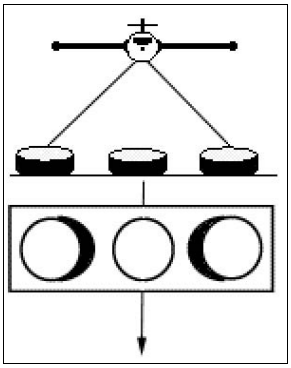


Figure I.12 : Distorsions d'une image instantanée dues à l'effet de perspective.

➢ Images satellites

En ce qui concerne les images satellites, certaines de ces distorsions sont corrigées par les vendeurs d'images suivant le produit-image. Ce peut être le cas par exemple pour les distorsions dues à l'optique du capteur. D'autres comme les effets atmosphériques ne sont pas corrigées du fait du manque de données au moment de l'acquisition. La description détaillée de ces distorsions ainsi que leur caractérisation basse, moyenne et haute fréquences est exhaustivement documentée dans Toutin (2004). Le choix du niveau de traitement des images satellites dépend des objectifs de l'utilisateur et de ses compétences. Les utilisateurs ultimes demandent le plus souvent des produits finis (type "*Orthorectified*") alors que les utilisateurs avertis, les photogrammètres, préfèrent les niveaux "*Basic*" afin de contrôler toutes les étapes de corrections. Dans ce travail nous adoptons une démarche médiane en utilisant des produits dont les corrections imputables au satellite ont été réalisées (type "*Standard OrthoReady*"). Les corrections apportées à ce format sont :

- une uniformisation de la taille des pixels sur l'image ;
- la prise en compte des distorsions dues au capteur (optiques et TDI) ;

- la prise en compte des distorsions dues à la position orbitale du satellite, de la rotation de la Terre et de courbure.

➢ Images aériennes

A la différence des images satellites, les images aériennes que nous utilisons sont livrées brutes de sorte que nous devons corriger l'ensemble des distorsions. Des ortho-images IGN sont disponibles mais aucun paramètre de leur élaboration n'est accessible.

3.3 Capteur optique actif : le scanner laser

3.3.1 Le principe de l'acquisition laser

Le scanner laser fait partie des techniques de relevés topographiques utilisant la technologie laser avec un capteur généralement aéroporté (on parle alors de LiDAR, *Light Detection And Ranging*) mais qui peut être utilisé également au sol (le scanner laser terrestre). C'est une méthode d'auscultation conçue il y a une quinzaine d'années qui permet de fournir un nuage de points représentant la surface du sol. Qu'il soit aérien ou terrestre, il comporte un système actif émetteur d'ondes laser qui sont réfléchies par les points d'impact. L'utilisation de miroirs permet au signal d'être orienté suivant de nombreuses directions et de balayer le sol avec une fréquence modulable. La longueur d'onde utilisée varie entre 500 nm et 1600 nm. La mesure est possible de jour comme de nuit mais est impossible en cas de pluie. Le télémètre laser déduit du temps de parcours du signal rétrodiffusé la distance entre la plate-forme (aérienne ou terrestre) et le point d'impact laser. Que le télémètre fonctionne en "*Continuous Wave*" ou en mode pulsé (*Baltsavias, 1999*), de multiples échos sont enregistrés pour chaque impulsion émise (Figure I.13) en fonction des objets du sur-sol, et du taux de pénétration du laser sous le couvert végétal.

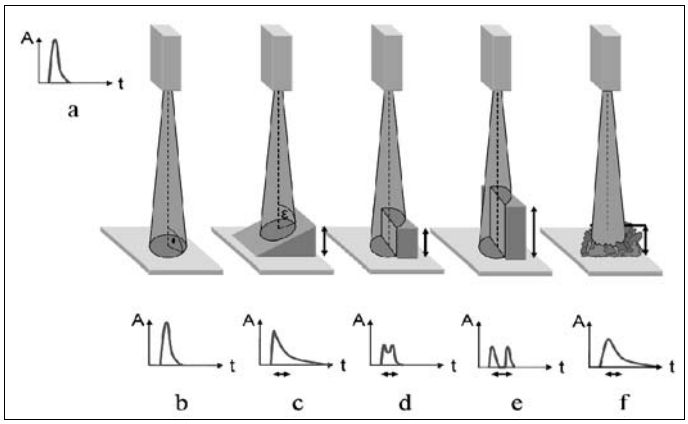


Figure I.13 : Effets de la surface sur l'onde réfléchie pour un signal laser.
A partir du signal émis (a), la forme de l'onde réfléchie dépend de la morphologie de la cible : (b) plate, (c) en pente, (d&e) quand la tache au sol frappe deux altitudes différentes (petite et grande), (f) quand plusieurs niveaux ne peuvent être discriminés.

La méthode de positionnement du capteur dans l'espace (planimétrie et altimétrie) ainsi que des points d'acquisition est différent selon l'utilisation aérienne (LiDAR) ou terrestre du scanner-laser :

- en ce qui concerne le LiDAR, le positionnement du capteur est réalisé en combinant un système GPS et un système de navigation inertielle, les coordonnées tridimensionnelles peuvent alors être déduites des cibles naturelles impactées par le rayon laser ;

- le positionnement des points issus du scanner-laser terrestre se fait en deux temps : construction d'un canevas par un tachéomètre sur cibles réfléchissantes puis levé au scanner-laser dans lequel les cibles réfléchissantes sont bien identifiables (Cf. I.4.1.4.4). Plusieurs

stations d'acquisitions peuvent être mises en oeuvre pour limiter les phénomènes d'ombres.

3.3.2 Données produites

Les mesures stockées par le système sont : la distance appareil/sol pour chaque réflexion reçue, l'intensité du signal reçu ainsi que les positions des miroirs dirigeant le faisceau laser. Les positions des miroirs couplées à la localisation (par GPS pour l'aérien ; par tachéométrie pour le terrestre) fournissent le positionnement des points dans le référentiel voulu. On obtient ainsi un nuage de points. Les images des intensités de retour aident lors du tri des données à classer et à différencier le sol du couvert végétal bas, de la végétation haute ou des autres bâtiments.

Des plans topographiques peuvent être construits à partir du nuage de points sous réserve d'une densité de points suffisante. Des images acquises simultanément avec l'acquisition du nuage de points peuvent être ortho-rectifiées. L'ortho-rectification est valable dans le cas du LiDAR où la prise de vue est verticale. Dans le cas du scanner-laser terrestre, l'ortho-rectification est possible dans le plan image, plus rarement dans un référentiel à axe vertical : le point de vue rasant crée des masques avec des zones d'ombres où aucun point n'est déterminé.

Dans le cas où le nuage de points est trop hétérogène, l'exploitation doit se faire sous forme de coupes afin de conserver l'ensemble des informations ponctuelles. La gestion de ces nuages de points requiert des capacités de traitement informatique conséquentes : il n'est pas rare d'avoir à manipuler six millions de points.

3.3.3 Sources d'imprécisions

Les principales sources d'erreurs sont communes à la technologie aéroportée ou terrestre ; elles peuvent être distinguées par (*Vallet, 2002*) :

- le positionnement du capteur dans l'espace (planimétrie et altimétrie). La précision pour le LiDAR est de l'ordre de 5cm à 25cm (*Baltsavias, 1999*; *Vallet, 2002*). Les précisions des points issus du scanner-laser terrestre sont de deux ordres : absolu et relative entre les points issus de différentes stations d'acquisition. Une évaluation de la précision relative entre les différentes stations a été menée (Cf. II.3.2.2). Le positionnement absolu est conditionné par le référencement au tachéomètre ;

- les composants internes du capteur. La position du miroir, sa planéité et la synchronisation sont déterminantes dans l'enregistrement des données (*Vallet, 2002*) ;

- l'erreur sur la mesure de distance qui est fonction du rapport signal sur bruit du signal de retour. Ce taux dépend de la puissance du laser, de la nature des cibles (naturelles ou non), de leur réflectance, de l'atmosphère traversée ainsi que de la luminosité ambiante. Les limites d'utilisation dépendent des appareils ;

- la divergence δ du rayon. Le rayon émis correspond à une tache au sol : la distance mesurée est le résultat de l'intégration de cette surface (Figure I.13).

3.3.4 Scanner-laser terrestre : RIEGL LMS Z420i

Plusieurs systèmes sont disponibles sur le marché et permettent des acquisitions avec des portées jusqu'à 1500m (*Fiani & Siani, 2005*). Le scanner laser utilisé dans ce travail est le RIEGL LMS Z420i (Figure I.14) et les acquisitions sont réalisées par la société ATM3D. Deux types de balayage peuvent être employés utilisant l'oscillation (acquisition rapide) ou la rotation (acquisition plus précise) d'un miroir dirigeant le faisceau laser. Les données constructeurs de cet appareil sont résumées dans le Tableau I.2.

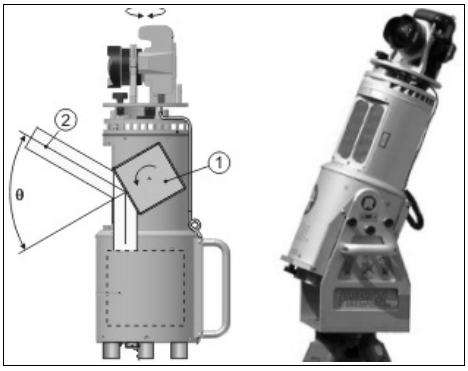


Figure I.14 : Scanner-laser Riegl LMS-Z420i utilisé par la société ATM3D.
(1) miroir rotatif, (2) faisceau laser.

Distance d'utilisation sur cibles naturelles	2m – jusqu'à 800m
Précision à 50m	10mm
Rayon laser : longueur d'onde et divergence	Proche infra-rouge // 0,25mrad (25mm pour 100m)
Taux d'acquisition	Jusqu'à 8000 points/seconde
Fenêtre d'acquisition angulaire	(80° verticale ; 360° horizontale)
Résolutions angulaires	(0,002° verticale ; 0,0025° horizontale)
Précisions spatiales (X, Y, Z)	10mm + 450ppm

Tableau I.2. : Spécifications et performances constructeur du scanner-laser Riegl LMS-Z420i utilisé par ATM3D.

L'utilisation du scanner-laser terrestre pour la détermination des cinématiques des mouvements de versants a été menée principalement en extrayant des coupes dans les massifs à partir de données multi-temporelles (*Bitelli et al., 2004*; *Oppikofer et al., 2008*).

3.4 Radar

Les systèmes Radar (RAdio Dection And Ranging) se retrouvent sur différentes plate-formes : avion, satellite ou fixe au sol. Chaque mesure radar se compose de deux données (ou canaux) : l'amplitude et la phase. L'utilisation de ces deux signaux permet :

- la radargrammétrie : c'est une technique qui utilise les images obtenues à partir de l'amplitude du signal radar. Un MNT peut être dérivé à partir d'un couple de scènes. La résolution est de l'ordre de 40 m.

- l'interférométrie radar : à partir d'un couple de scènes prises lors de deux passages voisins du satellite il est possible de calculer la différence de phase des images. Cette différence de phase permet la construction de MNT.

La combinaison de deux images réalisées à différentes dates proches fournit des interférogrammes : cartes de différences de phases et d'intensité. La comparaison d'interférogrammes pris à des dates distinctes conduit à des cartes de déformations (*Massonnet & Feigl, 1998*). La méthode est efficace pour la quantification de mouvements dans l'axe de visée (*Fruneau et al., 2005*) et permet dans le cas d'acquisition satellites de mesurer des mouvements faibles (1cm d'amplitude) avec une résolution spatiale décamétrique sur de vastes zones (50 km2) (*Gabriel et al., 1989*). L'étude des grands mouvements de terrain est également possible (*Squarzoni et al., 2003*) et permet de mettre en évidence certains mécanismes des glissements de terrain non détectables par des données de

surveillance ou de suivi ponctuelles (*Fruneau et al., 1996*).

Les limites de l'interférométrie radar sont de deux ordres. Tout d'abord, la corrélation des images issues de l'interférométrie requiert des conditions de surface favorables avec une faible présence de végétation associées à une déformation de versant très lente (*Wasowski & Gostelow, 1999*), ou à des données disponibles sur des intervalles de temps très courts de l'ordre de 3 jours afin de conserver approximativement les mêmes états de surface. Dans le cas contraire, la trop grande modifications des états de surface empêche tout corrélation et donc détermination de déplacements. La deuxième limite de la technique est la détermination complète du champ de déplacement : l'interférométrie fournit une unique composante de déplacement dans la direction de la ligne de visée du satellite, d'où une meilleure efficacité pour les déformations verticales. La déformation selon les trois axes peut toutefois être déterminée à partir de plusieurs interférogrammes réalisés avec des angles de vue différents.

3.5 Qualité des données zonales : précision et erreur

3.5.1 Définition et portée de la qualité

La qualité d'un produit est définie de manière générale comme "l'ensemble des propriétés et caractéristiques d'un produit ou service qui lui confère l'aptitude à satisfaire des besoins exprimés ou implicites" (norme ISO 8402, 1994). La qualité est intimement liée à l'objectif d'une application, ici la mesure des déformations des mouvements de versants. On peut ainsi différencier deux étapes pour évaluer la qualité des produits utilisés pour cette mesure :

- la conformité des données à la spécification du produit, indépendamment de l'application : c'est la qualité interne du produit ;
- l'aptitude à satisfaire un besoin lié à l'application, ce qui définit la qualité externe du produit.

La qualité des données zonales peut être comparée à celle fournie par les outils classiques de la topographie (ponctuelle). L'ordre de grandeur des imprécisions ne peut être le même dans la mesure où les domaines d'utilisation diffèrent. Les données zonales permettent une évaluation globale et sans équipement préalable tandis que les données ponctuelles répondent à un besoin de précision particulier.

3.5.2 Définition de l'erreur

La littérature anglophone définit la qualité des mesures par deux critères selon le type d'erreur détectée :

- "*accuracy*" est relative à la détection des erreurs systématiques qui peuvent être chiffrées par un biais. Elle est corrigée par étalonnage ;
- "*precision*" est considérée comme une mesure des erreurs aléatoires pouvant être modélisées statistiquement.

La traduction française de "*accuracy*" et de "*precision*" recouvre le terme précision sans distinction. Il est cependant possible de définir une valeur précisément mais de manière inexacte (Figure I.15) : une valeur d'altitude donnée en décimètres ("*precision*", résolution) pour une incertitude sur la valeur de quelques mètres ("*accuracy*", biais).

Nous nous servirons de cette distinction dans la mesure où la précision absolue de nos résultats sera en grande partie affectée par des biais modélisables (au premier ordre par exemple). L'évaluation de

la précision ("*precision*") se faisant à partir du critère aléatoire.

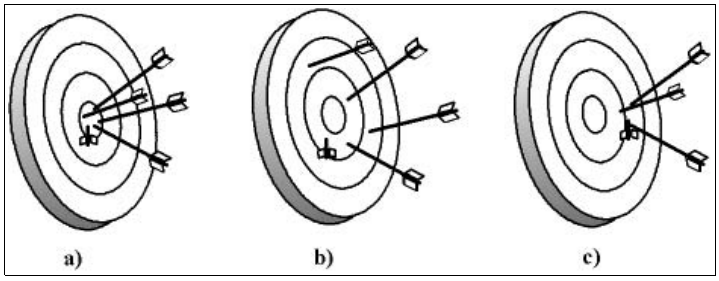


Figure I.15 : Distinction entre "precision" (dispersion) et "accuracy" (erreur systématique).
Métaphore de l'erreur : a) faible dispersion pour une erreur systématique faible, b) grande dispersion pour une erreur systématique faible, c) faible dispersion pour une erreur systématique forte.

3.5.3 Sources d'erreurs

Toutes les images de télédétection sont acquises dans la géométrie de la combinaison plate-forme/capteur. Cette géométrie particulière est la source de distorsions selon les deux axes de l'image finale. Les mesures zonales sont des distances et des surfaces sur ces images affectées de distorsions. Plusieurs formes de distorsions géométriques sont possibles. Toutes les images obtenues par télédétection affichent au départ, une ou plusieurs formes de distorsion géométrique, quelque soit leur mode d'obtention : balayeur multispectral à bord d'un satellite, système photographique à bord d'un avion ou de toute autre plate-forme. Ce problème est inhérent à la télédétection puisque celle-ci tente généralement de représenter des données prises à la surface de la Terre (en trois dimensions) sur une image bi-dimensionnelle. Les formes de distorsion géométrique dont peut souffrir une image dépendent de la façon dont les données ont été acquises.

Chaque système d'acquisition d'image produit des distorsions géométriques qui lui sont propres, de sorte que la géométrie des images résultantes ne correspond pas à la réalité du terrain. Les sources de ces distorsions peuvent être classées en deux catégories : celles provenant de l'*"observateur"* (type de plate-forme, aérienne ou satellite ; capteur et autres instruments de mesures) et celles imputables à l'*"observé"* (l'atmosphère et la Terre). Le tableau I.3 récapitule ces deux grandes catégories et leurs sous-catégories, en regard avec les sources de distorsions.

Catégorie	Sous-catégorie		Sources des distorsions
Observateur OU Système d'acquisition	Vecteur	Satellite	Positionnement exact Altitude
		Avion	Variation de trajectoire Variation d'altitude
	Capteur (HR ou appareil photographique)		Plan focal Angle de visée
	Digitalisation		Distorsions lors du transfert analogique-numérique
	Instruments de mesure		Synchronisme
Observé	Atmosphère		Réfraction Turbulence
	Terre		Courbure Rotation Topographie Végétation
	Carte		Géoïde Ellipsoïde

Tableau I.3. : Catégories des sources d'erreurs pour les acquisitions photographiques.
(modifié d'après Toutin, 2004)

4 Principes d'exploitation des données zonales

Nous avons vu que les données zonales sont de différents types en fonction des capteurs d'origine. A partir de cette diversité, deux produits principaux sont dérivés : les modèles numériques de terrain (MNT) et les ortho-images. La comparaison multitemporelle de ces produits permet ensuite de mesurer des déplacements de surface.

4.1 Modèles numériques de terrain (MNT)

4.1.1 Définition

Un MNT est une représentation de la topographie (altimétrie et/ou bathymétrie) d'une zone terrestre sous une forme adaptée à son utilisation par un ordinateur.

Il fournit des renseignements sur la forme et la position de la surface topographique pour une zone géographique donnée. Il consiste en un échantillon de données spatiales qui donne une représentation partielle du terrain : la représentation des valeurs de l'altitude par un MNT est effectuée de manière discontinue (Figure I.16).

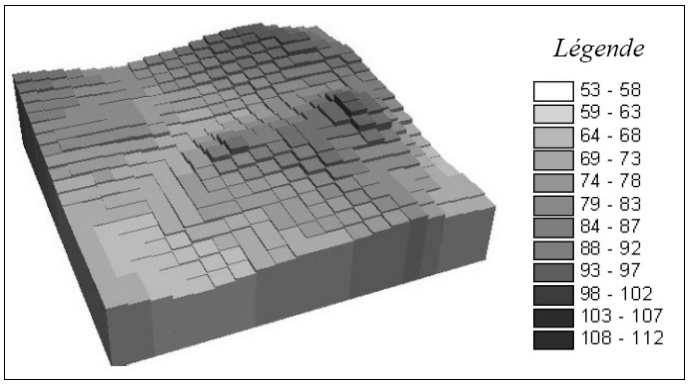


Figure I.16 :Représentation en perspective d'un MNT raster.
Les altitudes sont repérées par leur teinte.

Suivant la technique de construction du MNT, celui-ci représente le sol nu, ou le sol ainsi que tous les objets dessus, le sur-sol. On trouve ainsi plusieurs définitions en fonction de la représentation ou non du sursol. Le Modèle Numérique de Terrain (MNT), en anglais *Digital Terrain Model* (DTM), informe sur les altitudes de la surface topographique sans les éléments du sursol alors que le Modèle Numérique de Surface (MNS) le prend en compte. Parce que seule l'information d'altimétrie est intéressante dans certaines applications, on parle de Modèle Numérique d'Elevation (MNE) ou de Modèle Numérique d'Altitude (MNA), en anglais *Digital Elevation Model* (DEM). Pour la suite de ce travail, on conserve le terme générique de MNT dans la mesure où seule la topographie nous importe.

Les MNT sont considérés comme des objets de dimension 2 (comme une image) car pour un point de coordonnées (X;Y), il n'est pas possible d'attribuer plusieurs valeurs d'altitude (*Charleux-Demargne, 2001*). Les surplombs ne peuvent pas être représentés sur un MNT classique puisque dans ce cas un point de coordonnées (X;Y) possède deux altitudes.

4.1.2 Modes de représentation des MNT

Un MNT peut être représenté sous différentes formes suivant la nature des éléments géométriques utilisés pour le représenter. Les représentations les plus courantes (Figure I.17) sont :

- **les courbes de niveau -I-** : ce sont des courbes d'isoaltitude définies suivant une équidistance entre deux courbes successives. La répartition est irrégulière et s'adapte assez mal à la morphologie de détail du terrain sauf si les points caractéristiques se situent précisément sur une courbe de niveau ;

- **les profils parallèles -II-** : l'altitude est représentée par des points situés le long de profils dans une direction horizontale donnée. L'intervalle entre deux points cotés d'un même profil est variable et pourra s'adapter à la morphologie locale ;

- **le réseau de triangles irréguliers**, (Triangular Irregular Network, TIN) **-III-**: la topographie est représentée par une succession de facettes triangulaires adjacentes, de forme et de tailles variables, construites à partir du nuage de points source. Pour que le choix des triangles perturbe au minimum la représentation du relief, le critère de triangulation de Delaunay est souvent utilisé (*Rousseaux, 2006*) : il permet de créer des triangles les plus proches de l'équilatéralité en évitant les triangles longs et fins. Cette représentation met fortement en valeur la morphologie par la prise en compte des points caractéristiques.

- **la grille régulière** (format dit **raster**) ou irrégulière **-IV-** : la valeur de l'altitude attachée à chaque maille est supposée représenter l'ensemble de la surface élémentaire. La morphologie est difficilement représentable du fait de la régularité de la représentation.

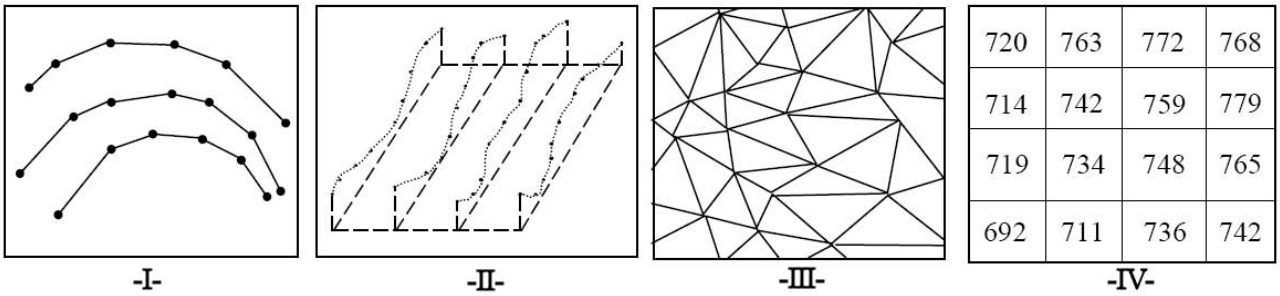


Figure I.17 : Les différents formats de MNT.
Courbes de niveaux -I-, profils -II-, TIN -III-, raster -IV-.

Les trois premiers formats sont dits vectoriels à l'inverse de la représentation raster de la grille régulière.

D'un point de vue de l'exploitation, les courbes de niveau **-I-** souffrent d'un manque de précision vis à vis des détails morphologiques alors que les profils **-II-** mettent plus souvent en exergue les points caractéristiques. Le TIN **-III-** ne perd aucune information car il ne comporte pas d'interpolation. Il est de construction et surtout d'exploitation difficile dans le cadre d'une évaluation de l'évolution de la morphologie d'une zone car les zones interpolées ne se correspondent pas forcément entre deux MNT à deux dates différentes. Le raster **-VI-** est de structure et d'exploitation simple. Sa construction peut être combinée par une première phase TIN, représentant la phase d'interpolation des données, suivie d'un rééchantillonnage régulier à partir du TIN construit.

4.1.3 Résolution des MNT

La notion de résolution est fondamentale pour un MNT. Dans la mesure où nous travaillerons avec des MNT raster, on distingue deux résolutions. La résolution planimétrique (ou spatiale), est relative à la taille du pixel ou de la maille. La résolution altimétrique est relative à l'unité de mesure des valeurs d'altitude.

4.1.4 Calcul d'un MNT

Les méthodes de calcul des MNT sont nombreuses, dépendant tout à la fois de la source des données, de la méthode d'interpolation et du format final du MNT. On peut ainsi distinguer deux étapes : le calcul de la position d'un nuage de points relatifs à un système cartographique et le ré-échantillonnage de ce jeu de points suivant le format choisi pour représenter le MNT.

Le calcul de la position et de l'altitude du nuage de points source est effectué selon différentes techniques (Tableau I.4).

Type de données	Points cotés	Courbes de niveau	Images optiques	Images radar	Mesures laser
Source	Cartes, mesures topométriques ou GPS, base de données	Cartes, base de données	Capteur passif, aéroporté, satellitaire	Capteur actif aéroporté, satellitaire	Capteur actif aéroporté ou terrestre
Technique	Digitalisation, profils altimétriques	Digitalisation et vectorisation	Photogrammétrie manuelle ou automatique	Radargrammétrie, interférométrie	Distance optique

Tableau I.4 : Récapitulatif des techniques et sources du nuage de points pour la construction d'un MNT.

Les techniques d'élaboration du nuage de points déterminent la précision, le temps de réalisation et le coût du MNT. Nous nous concentrons dans ce travail sur les techniques de terrain et optiques qui peuvent être différenciées selon que les données obtenues sont brutes ou déjà issues d'un traitement.

4.1.4.1 Données ayant subi un traitement : les courbes de niveau

A partir de cartes topographiques digitalisées, la restitution des courbes de niveau (qui peut être automatisée) fournit un nuage de points alignés sur les polylignes des courbes. La précision dépend de la représentation graphique, de la digitalisation, et des données à la base des lignes de niveau.

4.1.4.2 Données ponctuelles de campagnes de terrain : points cotés

La détermination des points peut s'effectuer par des mesures topométriques sur le terrain (nivellement, géodésie) ou des mesures GPS (*Global Positoning System*). La précision du GPS peut être très variable en fonction de l'appareil utilisé, du temps de mesure et du terrain. La mesure directe a une précision métrique alors que la mesure différentielle (GPS différentiel) peut atteindre la précision centimétrique.

4.1.4.3 La photogrammétrie

La photogrammétrie, à partir d'images aériennes (numériques ou non) ou d'images satellitaires exploite la vision stéréoscopique d'un couple d'images optiques. L'information topographique est déterminée à partir du calcul de la parallaxe d'un couple de points homologues. La parallaxe se définit comme la variation apparente de la position d'un objet résultant d'un changement du point de vue d'observation. En particulier, c'est la parallaxe binoculaire qui donne l'effet perceptible de relief. La mise en relation des points est manuelle, réalisée visuellement avec des stéréo-restituteurs analytiques ou numériques, ou automatique, grâce à un algorithme de mise en corrélation (*Casson, 2004*; *Chanie, 2001*).

- Photogrammétrie automatique

Dans ce travail, nous utilisons le logiciel GEOMATICA® pour les générations de MNT par

corrélation.

Plus la différence d'angle d'incidence est grande, meilleure est la restitution de la parallaxe et donc de la précision altimétrique. La configuration stéréoscopique est caractérisée par le rapport B/H (Figure I.18) avec H l'altitude de vol dans le référentiel adopté, B la distance entre les prises de vues, α_d et α_g angles d'incidence des images respectivement de droite et gauche.

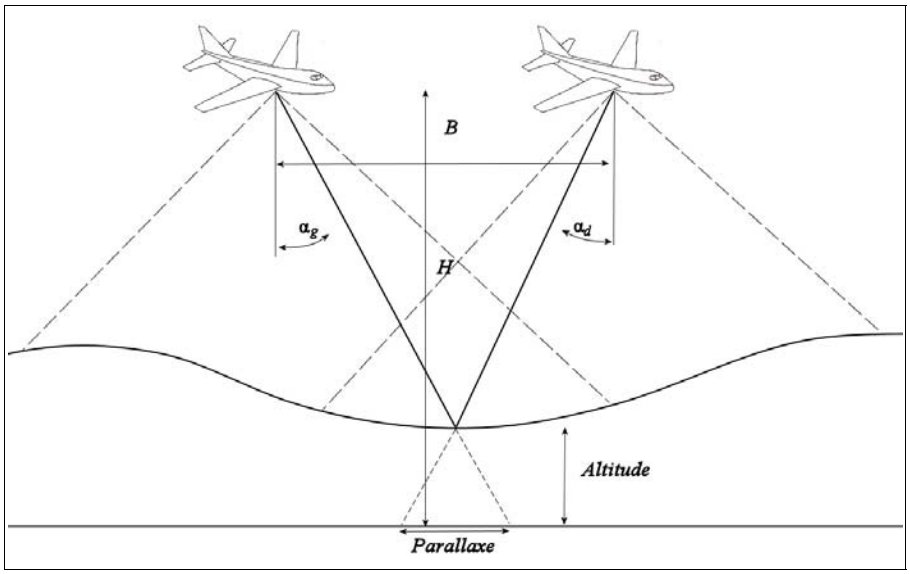


Figure I.18 :Principe de la stéréoscopie optique.

D'un point de vue géométrique, plus le rapport B/H est important, plus l'angle d'intersection défini comme la différence entre les deux angles d'incidence des images est grand et meilleur est l'effet stéréoscopique. Toutefois, il est préférable que les deux images soient acquises sous des angles d'incidences proches car l'angle d'incidence entraîne des variations radiométriques par des effets d'ombrages, des parties cachées plus importantes ou des inversions de relief. Qu'il s'agisse d'images aériennes ou satellites, le rapport B/H doit être choisi en fonction de l'exploitation (analogique ou numérique) :

- $B/H = 1$: valeur forte, surtout valable en traitement analogique ;
- $B/H = 0{,}8$: valeur moyenne, valable pour tout type d'application ;
- $B/H = 0{,}6$: valeur faible, utilisable en traitement numérique.

Sur des zones de relief modéré, la corrélation est plus aisée car les distorsions radiométriques et géométriques sont moindres. Si les zones sont texturées (routes, rivières, éléments distinctifs) la corrélation est facilitée. A contrario, les zones accidentées réduisent l'efficacité de la corrélation automatique puisque celle-ci doit être alors complétée par un travail manuel.

On peut définir la précision théorique de restitution stéréoscopique par σ x R, avec σ la précision de mise en corrélation de deux points exprimée en fraction de pixel et R la résolution de l'image.

De manière pratique dans ce travail, nous avons généré des MNT issus d'images aériennes. Les différentes étapes permettant cette réalisation sont :

- prise en compte des paramètres de la caméra (focale, distorsions optiques…) ;

- référencement des points fiduciaux ;
- mise en place des GCP (*Ground Control Point*). Les GCP sont nécessaires à l'orientation absolue des clichés. Ils doivent être correctement répartis sur les images et être d'un nombre suffisant (au moins une dizaine). Leur précision impacte de manière directe la précision absolue obtenue pour les produits finis que sont les MNT et les ortho-images. Ils peuvent nécessiter une mission terrain (GPS) ;
- mise en place des TP (*Tie Point*). Les TP permettent l'orientation relative des images. Ils appuient la corrélation automatique nécessaire à l'appariement de chaque pixel d'une image avec son homologue dans la seconde. La précision des TP influe sur la précision relative du MNT et des ortho-images obtenues. La connaissance en continu du taux d'erreur moyen permet de modifier le cas échéant le positionnement des TP.
- calcul automatique et rendu du MNT.

Lors de la création des MNT, le logiciel (ici GEOMATICA) génère automatiquement un calcul de résidus sur la répartition des points de calage (absolus ou relatifs) à partir d'un modèle de régression linéaire. Le logiciel fournit l'erreur RMS selon les deux axes en mètres pour les GCP et les TP. C'est à partir de ces données qu'est obtenue la précision pour l'implantation des GCP et des TP.

➢ Photogrammétrie manuelle

La génération de MNT manuels se fait par l'utilisation de stéréo-restituteurs. Ces appareils permettent aux topographes de pointer des objets remarquables pour en déterminer la position et l'altitude. Ils peuvent ainsi déterminer les déplacements sans calculer de MNT. Des lignes de niveaux peuvent être pistées pour construire un plan topographique. Un MNT peut ensuite être obtenu par interpolation de l'ensemble des points ainsi obtenus.

4.1.4.4 La technique laser

➢ *MNT LiDAR*

Les processus d'acquisition d'un MNT par LiDAR (aérien) est détaillé dans Vallet (2002). Les données altimétriques acquises à partir d'un laser aéroporté peuvent être réalisées à partir d'avions ou d'hélicoptères. L'hélicoptère allie le bénéfice de la vision aérienne et de la maniabilité pour minimiser les zones d'ombres. Le calcul de la trajectographie du vecteur aérien basé sur le couplage d'une unité inertielle et d'un GPS différentiel permet de transformer les mesures de distance en points 3D géoréférencés.

La densité des points au sol dépend de plusieurs paramètres :

- la vitesse et de l'altitude du vecteur utilisé ;
- le nombre de passage (fonction du plan de vol) ;
- les conditions atmosphériques ;
- le couvert végétal;
- la résolution et la fréquence d'acquisition du LiDAR.

Dans le cas du LiDAR aéroporté le nuage de points résultant peut avoir une densité de 20 pts/m^2 pour une altitude de vol d'environ 300m (*Vallet, 2007*) avec une précision altimétrique variant de 5

cm à 25 cm. Des précisions altimétriques de 1 à 2 cm ont été réalisées pour une altitude de vol de 40 à 60 m. Sur des zones de praires les précisions absolues et relatives obtenues sont respectivement de 9 cm et 5 cm (*Skaloud et al., 2005*).

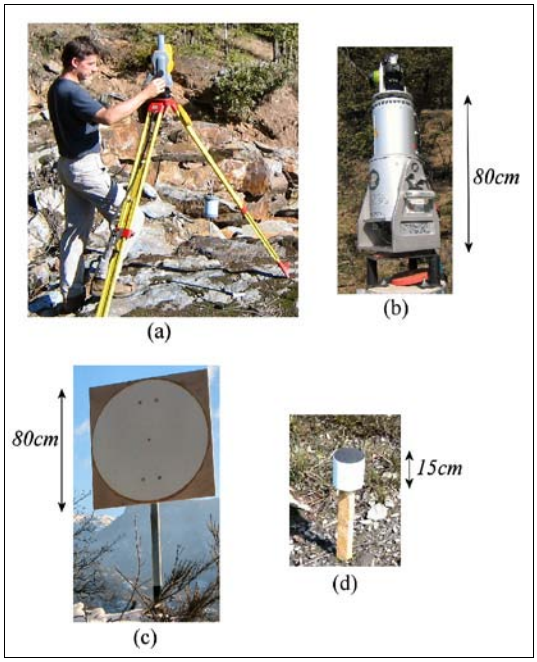


Figure I.19 : Matériel d'acquisition au scanner-laser terrestre.
(a) levé géodésique des ciblettes, (b) le scanner laser Riegl, (c) "ciblette" lointaine (>50m), (d) "ciblette" proche (<50m).

- *MNT scanner laser terrestre*

Le scanner laser terrestre (Cf. I.3.3, Figure I.19a&b) fournit un nuage de points en balayant la surface à acquérir. La principale étape consiste à rattacher le nuage de points au référentiel choisi. Différents référentiels (Figure I.20) entrent en jeu dans une acquisition au scanner laser terrestre (*Riegl et al., 2003*) :

- le système de coordonnées propre au scanner (*Scanner's Own Coordinate System*, SOCS). Chaque position d'acquisition du scanner correspond à un SOCS.

- le système de coordonnées du projet d'acquisition (*PRoject Coordinate System*, PRCS). Tous les SOCS relatifs à chaque position d'acquisition sont différents. Le PRCS est le système global propre au scanner : il agrège tous les systèmes SOCS en un seul (Figure I.20). Toutes les acquisitions peuvent être visualisées dans ce référentiel. L'agglomération de tous les SOCS dans le PRCS est facilité par l'utilisation de cibles (Figure I.19c) ou ciblettes (Figure I.19d). Le choix entre cibles et ciblettes est dicté par leur distance de visée. Pour une distance inférieure à 50 m les ciblettes sont suffisantes ; pour des distances supérieures à 50m l'utilisation de cibles au diamètre adéquat (1m, 2m, etc.) est nécessaire. Ces cibles et ciblettes font la liaison lors du recouvrement de nuages de points issus de positions d'acquisition différentes : leur fort taux de réflexion permet de les discriminer dans les nuages de points issus des SOCS et de les relier entre eux. Le nombre de ciblettes nécessaires dépend fortement de la morphologie du terrain ainsi que des points de vues d'acquisition adoptés. Un minimum de trois cibles entre chaque SOCS est requis ;

- le système de coordonnées global (*GLobal Coordinate System*, GLCS) correspond au référentiel absolu choisi pour le rendu du MNT. Le passage dans ce système assure le bon

géoréférencement. Les coordonnées des centres des cibles et ciblettes sont levées par géodésie classique dans le référentiel voulu et les valeurs sont assignées aux points correspondants dans le nuage de points acquis. Des cibles de calage absolu sont choisies pour leur stabilité et donc de manière préférentielle hors des mouvements observés. Ces dernières permettent de caler le référentiel absolu. Un minimum de trois cibles de calage est requis, même s'il est largement préférable d'en avoir plus ;

- dans le cas de l'utilisation d'un appareil photographique monté au dessus du scanner, celui-ci a également son propre référentiel (*CaMera Coordinate System*, CMCS). De petites ciblettes (diamètre 5cm) sont positionnées en zone proche lors d'une phase de calibration afin de relier le PRCS avec le CMCS.

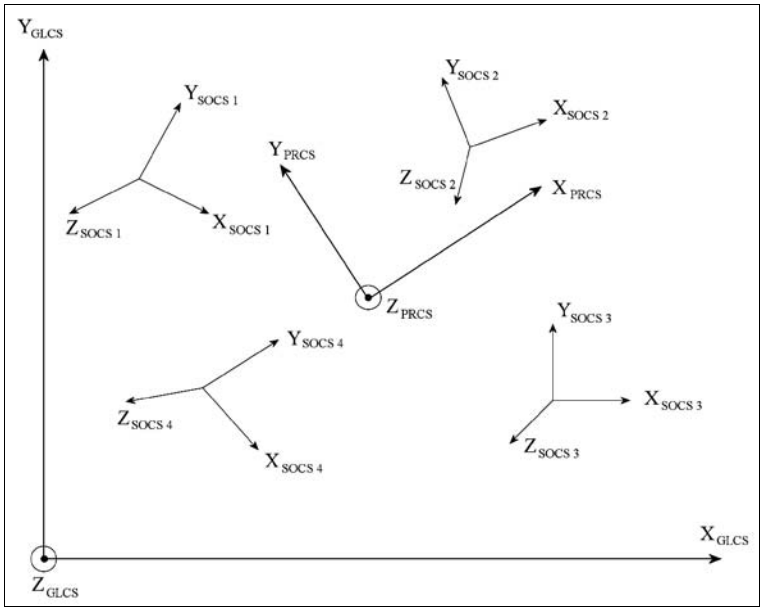


Figure I.20 : Exemple des référentiels PRCS et GLCS avec plusieurs SOCS lors d'une acquisition au scanner laser terrestre.

Le nombre de points acquis dépend de la résolution choisie lors de l'acquisition. Le MNT est fourni au format de base en nuage de points. Il n'est pas rare d'atteindre les millions de points. Par exemple lors des acquisitions faites dans ce travail, la densité au sol peut atteindre 5000 pts/m^2. Gérer cette masse d'informations et la traiter afin, par exemple, d'en sortir un MNT raster nécessite des moyens informatiques conséquents. La visualisation du nuage de points et son exportation est faite dans ce travail à partir du logiciel PolyWorks/ImView®, les calculs de densité de points sont réalisés à partir d'un code sous IDL (*Iteractive Data Language*) ainsi que les MNT au format raster.

Chaque appareil a ses propriétés d'acquisition : résolution, précision (fonction de la distance), etc. Pour mémoire, les précisions annoncées sont de l'ordre de 5 mm à une distance de 100m.

L'utilisation du scanner-laser terrestre pour le suivi de versants instables a débuté il y peu de temps (*Bitelli et al., 2004*). L'éboulement de la face nord de l'Eiger en Suisse en 2006 a récemment été décris par l'utilisation d'un scanner-laser terrestre à haute portée (5km) par l'EPFL. Le point de vue de face allié à une très bonne réflectance de la roche a permis l'obtention de résultats significatifs (en cours de communication).

4.1.5 Évaluation de la qualité d'un MNT

Pour quantifier la précision on compare les valeurs numériques des MNT à des valeurs obtenues par un processus distinct de précision connue. La principale technique employée est la comparaison à

des points de positionnement et d'altitude connus. Ces points peuvent être des points cotés sur une carte (type 1/25000 ou issue d'un rendu de géomètre). Toutefois cette technique ne permet pas d'avoir un grand nombre de points de contrôle.

A partir de ces points de contrôle un critère de premier ordre est classiquement réalisé : l'erreur RMS[4] sur les altitudes. L'erreur RMS est un indicateur numérique, obtenu sur une collection plus ou moins importante de points du MNT à contrôler, comparé à une référence. On détermine également les biais minimaux et maximaux et la répartition des erreurs.

4.2 Ortho-image

4.2.1 Définition

Une ortho-image, ou image ortho-rectifiée, est la projection d'une image brute dans le repère sol. Cette projection tient compte de la topographie de la zone imagée de sorte que l'ortho-image possède une échelle uniforme sur toute sa surface. Le plan de projection est défini dans le repère cartographique choisi.

De manière pratique, une ortho-image possède une échelle homogène sur toute la superficie couverte alors que sur une image les échelles ne sont pas respectées . Elle permet d'effectuer des mesures de distances et son référencement lui assure une utilisation dans un système d'information géographique (SIG).

4.2.2 Construction d'une ortho-image

L'image à ortho-rectifier peut être issue de différentes sources. Selon qu'elle provient de capteurs optiques aéroportés, satellite ou bien encore de capteurs terrestres fixes, la méthodologie d'obtention sera différente. Les informations nécessaires à l'ortho-rectification sont :

- le positionnement de la prise de vue dans l'espace ou les données nécessaire à son calcul ;
- les paramètres de calibration si l'image est brute ;
- un MNT géoréférencé pour prendre en compte les distorsions dues à la variation d'altitude ;
- des points de calage dans le référentiel adopté pour permettre le lien entre l'image brute et le MNT.

4.2.2.1 Principes de l'ortho-rectification

La procédure de génération d'ortho-images décrite ici est relative à l'utilisation d'images numériques issues de la numérisation de clichés argentiques.

La procédure suit les étapes suivantes (*Krupnik, 2003*) :

- étape 1 : définir une matrice ortho-image dans laquelle chaque pixel correspond à une tache carrée plane *XY* du terrain ;
- étape 2 : pour chaque pixel de l'ortho-image ayant un unique positionnement *XY* dans le repère sol, obtenir son altitude à partir du MNT géoréférencé ;

4 RMS : Root Mean Square est l'écart quadratique moyen $\sigma_{RMS}=\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} s_i^2}$. Il caractérise le bruit "efficace". Dans notre cas il est équivalent à l'écart type dans la mesure où la valeur moyenne considérée est nulle.

- étape 3 : à partir des positions au sol (*X,Y,Z*) ainsi repérées, calculer leur position dans l'image à ortho-rectifier. L'extension de la zone à ortho-rectifier est déformée par le relief (Figure I.21). Cette étape est l'étape de transformation liant les coordonnées images d'un point à ses coordonnées au sol ;

- étape 4 : transformer les coordonnées images dans le référentiel choisi par une transformation en deux dimensions (triangulation) ;

- étape 5 : récupération de la radiométrie du pixel de l'image source par interpolation et assignation de cette valeur au pixel de l'ortho-image. Cette étape est le ré-échantillonnage (*Image Resampling*). L'interpolation peut être celle (1) du plus proche voisin, (2) bilinéaire ou (3) bicubique. La première est essentiellement utilisée lorsque les images présentent peu de variations radiométriques (cas des images classifiées), la troisième revient à appliquer un filtre médian diminuant autant le bruit que la précision. C'est donc l'interpolation bilinéaire qui est usuellement utilisée pour le ré-échantillonnage.

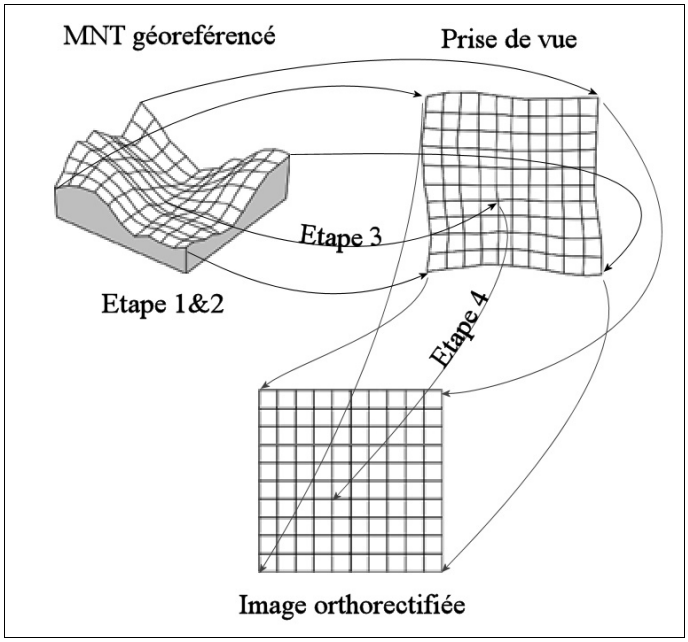


Figure I.21 : Principe général de l'orthorectification des images.

4.2.2.2 Ortho-image aérienne

L'ortho-rectification des images aériennes suit directement le schéma général énoncé dans le paragraphe précédent. Les étapes de projection du plan image vers le référentiel choisi et inversement sont réalisées à partir des formules générales de la photogrammétrie soit :

- la transformation reliant les coordonnées images (ζ, η) d'un point à ses coordonnées sol (X, Y, Z) :

$$\left\{\begin{array}{l}\zeta=\zeta_0-c\dfrac{r_{11}(X-X_0)+r_{21}(Y-Y_0)+r_{31}(Z-Z_0)}{r_{13}(X-X_0)+r_{23}(Y-Y_0)+r_{33}(Z-Z_0)}\\ \eta=\eta_0-c\dfrac{r_{12}(X-X_0)+r_{22}(Y-Y_0)+r_{32}(Z-Z_0)}{r_{13}(X-X_0)+r_{23}(Y-Y_0)+r_{33}(Z-Z_0)}\end{array}\right\}$$

Le point (ζ_0, η_0) marque la position du centre optique de la chambre d'acquisition et c est la focale de l'objectif utilisé : ce sont les paramètres d'orientation interne de la caméra. Le point (X_0, Y_0, Z_0) définit les coordonnées du centre de l'objectif dans le système de coordonnées choisi à l'instant de la prise de vue et les coefficients r_{ij} sont issus la matrice de rotation de l'orientation de la caméra : ce sont les paramètres d'orientation externe ;

- la transformation des coordonnées images en coordonnées dans le référentiel choisi :

$$\left\{ \begin{array}{l} X = X_0 + (Z - Z_0)\dfrac{r_{11}(\zeta - \zeta_0) + r_{12}(\eta - \eta_0) + r_{13}c}{r_{31}(\zeta - \zeta_0) + r_{32}(\eta - \eta_0) + r_{33}c} \\ Y = Y_0 + (Z - Z_0)\dfrac{r_{21}(\zeta - \zeta_0) + r_{22}(\eta - \eta_0) + r_{23}c}{r_{31}(\zeta - \zeta_0) + r_{32}(\eta - \eta_0) + r_{33}c} \end{array} \right\}$$

Tout comme la génération des MNT, l'ortho-rectification des images aériennes est réalisée avec le logiciel GEOMATICA® dans cette étude.

La précision géométrique de l'ortho-image dépend de plusieurs facteurs :

- la précision des altitudes données par les points du MNT. Ce facteur est souvent estimé dépendant de l'origine du MNT. Le MNT peut être exogène ou bien issu de la corrélation stéréoscopique de deux images aériennes dont on veut faire l'ortho-rectification . Il est à noter que dans la majorité des cas, différentes parties d'un même MNT ont des valeurs de précisions différentes qui influeront sur la précision de l'ortho-image résultante ;

- la précision des paramètres d'orientation externe qui fournissent les équations de colinéarité. La précision de ces paramètres dépend de quatre facteurs qui interagissent durant la phase d'orientation : la précision des points de contrôles (*Tie Points* - TP) sur les images, la distribution des TP sur les images, la précision des coordonnées des points de contrôle terrain (*Ground Control Points* – GCP), la distribution des GCP sur les images ;

- la précision des paramètres de transformation entre les coordonnées images et les coordonnées sol. Cette précision est affectée par la précision de la mesure des points fiduciaux ainsi que de leur configuration. Les paramètres extérieurs sont estimés par la méthode des moindres carrés en se basant sur les coordonnées images des TP et des GCP.

La pente du terrain est un des facteurs limitatifs de la précision des ortho-images dans la mesure où elle influence la propagation d'une erreur donnée sur l'image sur l'ortho-image.

4.2.2.3 Ortho-image satellite

L'ortho-rectification des images satellites peut être réalisée selon deux approches de modélisation (*Boccardo et al., 2004*) : rigoureuse ou non-paramétrée. Les modèles rigoureux sont basés sur des systèmes complexes d'équations (*Toutin, 2004*) intégrant de manière exhaustive tous les paramètres d'acquisition (position, orientation des capteurs). Cette méthode implique une connaissance détaillée des paramètres des satellites que les compagnies distribuant les produits d'imagerie rechignent à fournir (*Boccardo et al., 2004*). C'est ainsi que les modèles non-paramétriques ont été développés. Ils sont indépendants de la méthode d'acquisition et du type de capteur. Les méthodes non-paramétriques les plus fréquentes sont basées sur des polynômes rationnels dans les trois dimensions. Ils sont connus dans la littérature sous le nom de *Rational Function Model* (RFM), *Rational Polynomial Coefficients* (RPC) ou *Rational Function Coefficients* (RFC) (*Dowman & Tao, 2002*). Nous retenons dans ce travail le terme de RPC.

Les RPC permettent une relation directe entre les coordonnées images (ζ, η) et les coordonnées en trois dimensions dans le référentiel choisi par les relations :

$$\zeta = \frac{P_a(X,Y,Z)}{P_b(X,Y,Z)} \qquad et \qquad \eta = \frac{P_c(X,Y,Z)}{P_d(X,Y,Z)}$$

avec P_a, P_b, P_c et P_d polynômes de degré trois à vingt coefficients chacun. Ils se formulent de manière générale :

$$P_a(X,Y,Z) = \sum_{i=0}^{m_1}\sum_{j=0}^{m_2}\sum_{k=0}^{m_3} a_{ijk} X^i Y^j Z^k \quad .$$

$$\text{avec } 0 \le m_1 \le 3 \; ; \; 0 \le m_2 \le 3 \; ; \; 0 \le m3 \le 3 \quad \text{et} \quad m_1 + m_2 + m_3 \le 3$$

Les fournisseurs d'images donnent le fichier contenant les coefficients a_i, b_i , c_i et d_i (i=0..19). Une procédure automatique par la méthode des moindres carrés (implémentée par exemple dans le langage IDL pour une exploitation sous ENVI®) permet de retrouver les relations inverses (du référentiel aux coordonnées images) et les ajuste. La génération des ortho-images d'images satellites est ainsi possible.

Dans ce travail de thèse, nous utilisons ENVI® pour réaliser les ortho-rectifications des images satellites. Les images QUICKBIRD ortho-rectifiées sous ENVI® sont choisies au format *Standard Ortho Ready*. Ce format présente l'avantage d'avoir été épuré des erreurs dues au capteur et au satellite mais ne corrige pas l'effet dû à la topographie qui reste à notre charge. Le MNT de base sur lequel les images sont rectifiées doit être fourni de manière externe.

La méthode issue des RPC peut être utilisée seule ou bien être couplée avec le positionnement de GCPs pour limiter les biais systématiques et ne garder qu'une composante aléatoire d'erreur. Une comparaison entre les différentes méthodes a été menée (*Cheng et al., 2003*) évaluant les précisions obtenues (Tableau I.5) sur des images QUICKBIRD au format *Standard Ortho Ready*. Il en ressort que l'utilisation d'au moins un point de contrôle (*Issue Control Point*, ICP) augmente significativement la précision sur le positionnement des ortho-images. A partir de 4 points, la moyenne (RMS) des erreurs faites est de l'ordre de 1,5m sur les deux axes X et Y (*Volpe, 2005*).

Modèle	Nombre de GCP	Nombre de points de contrôle (ICP)	ICP : Erreur RMS (X;Y) (m)		Erreur maximale (X;Y) (m)	
Rigoureux	8	7	0.9	0.8	1.2	1.0
RPC	**6**	9	**1.6**	**1.7**	**2.6**	**2.6**
	5	10	**1.7**	**1.6**	**2.9**	**2.6**
	4	11	**1.6**	**1.5**	**3.0**	**2.6**
	3	12	1.5	1.4	2.9	3.0
	2	13	1.5	1.5	2.2	3.5
	1	14	2.2	1.6	3.3	2.4
	0	15	11.7	4.3	13.8	5.8

Tableau I.5: Comparaison des précisions obtenues pour l'ortho-rectification d'images QuickBird au format *Standard Ortho Ready* selon l'utilisation de modèles rigoureux ou des RPC.
(d'après Cheng et al., 2003)

Nous retenons de ces études la nécessité d'utiliser des GCP pour augmenter la précision des ortho-rectifications des images satellites en utilisant les RPC.

4.2.3 Précision des ortho-images

La précision absolue traduit l'écart entre la position d'un point calculé dans l'espace et sa position réelle. Des données extérieures aux données utilisées au calcul doivent être utilisées. La précision absolue d'une image ortho-rectifiée est évaluée en fonction de points de contrôle absolus (ICP) aux coordonnées (X_0, Y_0, Z_0). Ces derniers sont positionnés manuellement sur l'ortho-image avec GEOMATICA® ou ENVI® afin d'extraire les coordonnées (X_f,, Y_f,) calculées. L'altitude Z_f, est déterminée en superposant l'ortho-image avec le MNT afin qu'elle corresponde à l'altitude du point de coordonnées (X_f,, Y_f,). L'erreur de positionnement absolu est :

$$\Delta X = X_0 - X_f \qquad \Delta Y = Y_0 - Y_f \qquad \Delta Z = Z_0 - Z_f$$

La précision relative est déterminée uniquement avec les données issues du calcul. Elle regroupe les erreurs accidentelles affectant la détermination des points, par exemple la position d'un point relativement à un système géodésique. Elle prend la forme d'un calcul de RMS dans la plupart des applications que nous utilisons. Dans les cas d'études qui nous intéressent, nous nous concentrons sur la précision relative plutôt que la précision absolue car nos évaluations se font surtout sur des différentiels.

4.3 Méthodes de mesure des déplacements

4.3.1 Photogrammétrie manuelle

A partir de points remarquables (barres rocheuses, habitations, etc.) pointés sur des couples stéréoscopiques multitemporels (Cf. I.4.1.4.3), les déplacements planimétriques et altimétriques sont calculés. Ces déplacements ponctuels sont reportés sur le plan topographique.

Même si cette méthode est longue à mettre en oeuvre et suppose de reconnaître des éléments distinctifs sur des clichés multi-temporels, c'est la seule méthode précise de quantification des déplacements réels de points définis sur le terrain. Ce travail est réalisé par des géomètres-topographes. Toutefois, nous nous concentrons uniquement dans ce travail sur les déterminations automatiques qui supposent une approximation de la zone repérée. Cependant, nous utiliserons des données issues de la photogrammétrie manuelle afin de comparer les résulats automatiques et manuels.

4.3.2 Utilisation des MNT

4.3.2.1 Différentiels de MNT

Avec une série de MNT multitemporelle, il est possible de suivre l'évolution altimétrique de la topographie. On réalise pour cela des MNT différentiels représentant la soustraction de la topographie à un temps *t1* à celle d'un temps *t2*, avec *t1<t2* sous la forme de grille raster.

Les conditions à remplir pour effectuer ces différentiels sont multiples : les MNT doivent être de la même résolution, de taille identique et représenter exactement la même surface topographique. Dans la pratique, seuls les MNT géoréférencés sont exploitables. L'extraction des zones d'intérêt similaires pour chaque année est immédiat. Un ré-échantillonnage par interpolation bilinéaire est réalisé si les résolutions ne sont pas identiques. Cette interpolation est source d'erreurs.

L'examen des différentiels de MNT permet d'identifier différentes zones :

- les zones où les différences topographiques sont nulles : elles traduisent une stabilité altimétrique. Cependant ces zones peuvent être actives dans certains cas de glissements plans par exemple sans que l'on ait accès au déplacements ;
- les zones de valeurs négatives indiquent globalement une "ablation" de matériel ;
- les zones de valeurs positives déterminent une "accumulation".

Les "ablations" et "accumulations" peuvent être réelles (cas d'une loupe de glissement avec zone d'accumulation en pied par exemple) ou fictives. L'accumulation fictive est due au rôle de la pente dans la combinaison des déplacements planimétriques et altimétriques des mouvements observés (Figure I.22). Le seul différentiel de MNT fournit donc une information partielle sur les mécanismes mis en oeuvre dans les mouvements de versants.

Dans des cas de glissements non-translationnels, cette technique a permis une évaluation des volumes mis en jeu lors des déplacements (*Mora et al., 2003*; *Serratrice, 2006*) à partir d'images aériennes. Les différentiels de MNT issus de missions LiDAR aérien ont récemment montré (*Ardizzone et al., 2007*) leur potentiel d'utilisation pour la détection, l'identification et la délimitation de mouvements de terrain rapidement et sur de grandes superficies. Dans la mesure où les vecteurs déplacements planimétriques ainsi que les déplacements altimétriques sont fonctions de la géométrie de la surface de glissement (*Casson et al., 2005*), cette méthode doit être combinée avec un examen de la topographie pour rendre compte réellement du comportement et des mécanismes des zones mobiles.

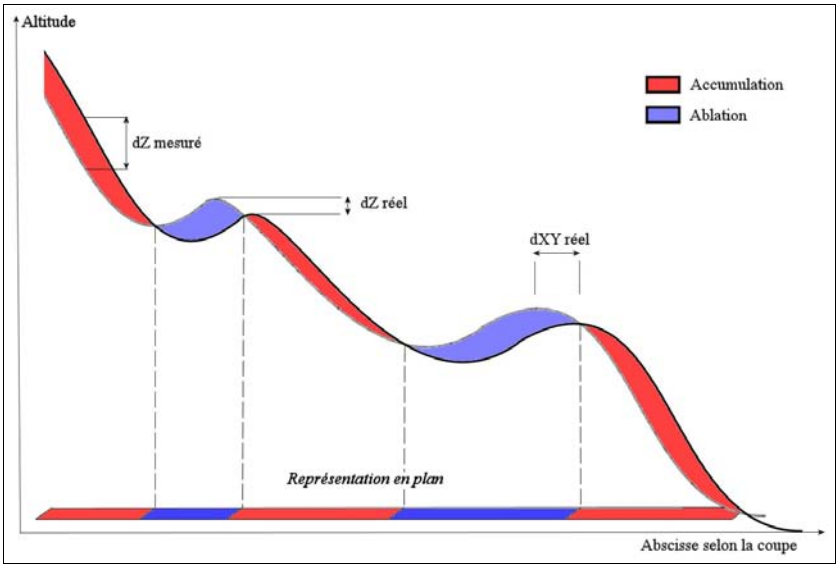


Figure I.22 : Différentiels de MNT, représentation des "accumulation" et "ablation" fictives selon les déplacements planimétriques.

4.3.2.2 Produits dérivés de la topographie

Certaines particularités du relief ne sont pas visibles ou clairement mises en évidence à partir du seul examen des altitudes. L'inclinaison et la direction des pentes peuvent être extraites des données de MNT (*Casson, 2004*) : elles renseignent sur la morphologie des structures topographiques.

- Inclinaison et direction des pentes

L'inclinaison et la direction des pentes sont calculées sur des fenêtres glissantes de tailles variables à partir du calcul du vecteur normal : plus la fenêtre de calcul est grande plus les résultats sont

moyennés sur une grande surface. C'est la taille des structures à détecter qui détermine la taille de la fenêtre de calcul.

Le calcul du vecteur normal $(\mathring{x}, \mathring{y}, \mathring{z})$ à la surface s'effectue donc à partir de gradients locaux suivant deux directions ($X X'$ et $Y Y'$). La coordonnée $\mathring{z}$ de ce vecteur normal est égal à 1 et on a :

$$\mathring{x} = (\frac{\partial Z}{\partial X}) \quad et \quad \mathring{y} = (\frac{\partial Z}{\partial Y})$$

d'où les définitions de la pente θ, en degrés, et de l'azimut α :

$$\theta = \arctan(\sqrt{\mathring{x}^2 + \mathring{y}^2}) \quad et \quad \alpha = \arctan(\frac{\mathring{x}}{\mathring{y}})$$

L'examen de la direction des pentes ainsi que de leur direction renseigne sur la morphologie du terrain.

- Convexité du relief

La convexité d'une surface est calculée pour une direction ($X_{profil} X'_{profil}$) donnée. Elle correspond à la dérivée seconde le long de ce profil :

$$z'' = (\frac{\partial^2 z}{\partial^2 X_{profil}})$$

avec z la variation d'altitude dans la direction ($X_{profil} X'_{profil}$) et z'' la convexité.

Le suivi multitemporel des structures caractérisées par leur convexité et concavité permet de quantifier des mouvements de surface sur des mouvements de versant (*Casson et al., 2003*; *Serratrice, 2006*). La méthode alors mise en oeuvre est identique à celle mise en oeuvre lors de la quantification des déplacements de manière manuelle (Cf. I.4.3.3).

4.3.3 Comparaison manuelle de deux ortho-images de dates différentes

4.3.3.1 Quantification ponctuelle

La quantification des déplacements de surface des zones instables peut se faire à partir d'ortho-images multitemporelles. Les mesures peuvent être réalisées manuellement (*Casson et al., 2003*; *Powers et al., 1996*) à partir d'objets de terrain distinctifs sur les ortho-images. L'utilisation d'un Système d'Informations Géographiques (SIG) permet d'optimiser les temps de manipulation.

4.3.3.2 Animation

Dans le cas de mouvements complexes et rapides, il peut être intéressant de créer une animation à partir d'ortho-images toutes de même taille. Ce film d'animation a pour principal avantage et apport la vision directe de mécanismes complexes, ceci de manière globale en mettant en relief les zones de vitesses variables. S'il permet une compréhension qualitative globale, ce procédé ne permet pas la génération de cartes globales de déplacement. L'apport (qualitatif) de cette méthode est significatif pour les zones fortement mobiles où la corrélation automatique d'images et les données ponctuelles n'apportent pas de renseignements : la compréhension des mécanismes mis en jeu est didactique et rapide.

4.3.4 Corrélation d'ortho-images

➢ La corrélation en sciences de la Terre

L'utilisation de la corrélation se pratique dans plusieurs domaines des sciences de la Terre. Les images à corréler peuvent être issues de différents supports aux conditions d'être de tailles (en pixels) et de résolution identiques. Nous utiliserons donc cette méthode de corrélation pour connaître les champs de déplacements des mouvements de terrain à partir de :

- images aériennes et satellites : cette technique de corrélation d'images optiques multi-temporelles a permis d'évaluer les déplacements planimétriques de mouvements de terrain (*Casson et al., 2005*; *Casson, 2004*; *Delacourt et al., 2004*; *Delacourt et al., 2007*; *Kääb, 2002*). Le même principe de calcul est appliqué à la détermination des déplacements des glaciers (*Berthier et al., 2005*; *Kääb et al., 2005*), des déplacements induits par les séismes (*Vadon & Massonnet, 2002*) ou à l'activité volcanique (*Donnadieu et al., 2003*).

- images de face : des clichés des mouvements de terrain peuvent être pris régulièrement à partir de points de vue frontaux (*Delacourt et al., 2007*). Cette piste permet notamment de connaître des volumes d'éboulement ;

- images issues de MNT ombrés : à partir des MNT obtenus, il est possible de simuler un ensoleillement afin de recréer un réseau d'ombres fictives. Ce sont ces ombres fictives qui serviront à la corrélation.

➢ Principe

La corrélation d'images consiste à retrouver de manière automatique pour chaque pixel d'une image de base, la position du pixel représentant le même objet sur une deuxième image. Le principe s'appuie sur la mesure de la ressemblance entre deux zones : un détail de l'image n'est reconnaissable que grâce aux variations de la radiométrie dans son voisinage. La ressemblance entre un pixel *P1* de l'image 1 et un pixel *P2* de l'image 2 revient à évaluer la ressemblance de deux fenêtres centrées sur ces pixels. Il existe plusieurs façons de définir l'indice de ressemblance radiométrique d'une fenêtre par rapport à une autre, en définissant une fonction de corrélation.

Dans le domaine cartésien, la corrélation s'apparente à un calcul de covariance mais aux temps de calculs prohibitifs (*Casson, 2004*). Dans le domaine fréquentiel, la transformée de Fourier est appliquée aux signaux issues des lignes et des colonnes des images. Ainsi, les décalages en lignes et colonnes dans le domaine cartésien se traduisent dans le domaine de Fourier par un déphasage des signaux en fréquence. L'avantage de passer dans le domaine de Fourier pour calculer les décalages est clairement le gain de temps de calcul entre les deux méthodes (*Baratoux et al., 2001*; *Casson, 2004*).

➢ Automatisation des calculs de corrélation

Ces calculs peuvent être intégrés dans un logiciel. Trois paramètres d'entrée (Figure I.23) sont alors nécessaires :

- la taille T1 du pas de corrélation correspond à la distance en pixels entre deux points successifs à corréler sur les images. Le pas de corrélation détermine la résolution spatiale de l'image issue de la corrélation et elle joue pour une part non négligeable dans le temps de calcul. C'est le sous-échantillonnage ;

- la taille T2 de la fenêtre de corrélation correspond à la zone, en pixels, de recherche du point homologue sur la deuxième image. Cette zone est centrée sur le point

correspondant au cas de non déplacement de la deuxième image par rapport à la première. La taille de la fenêtre de corrélation détermine l'acuité de la corrélation : plus elle est importante, plus les décalages obtenus sont moyennés sur une grande surface et moins le pic de corrélation est net. Il est commode de considérer des dimensions de fenêtres impaires, de type (2*n*+1,2*n*+1) avec *n* entier ;

- la taille T3 de la fenêtre de recherche définit la surface carrée en pixels sur laquelle la fenêtre de corrélation recherche sa fenêtre homologue sur la seconde image. Les temps de calculs augmentent à mesure que la taille de la fenêtre de recherche s'agrandit.

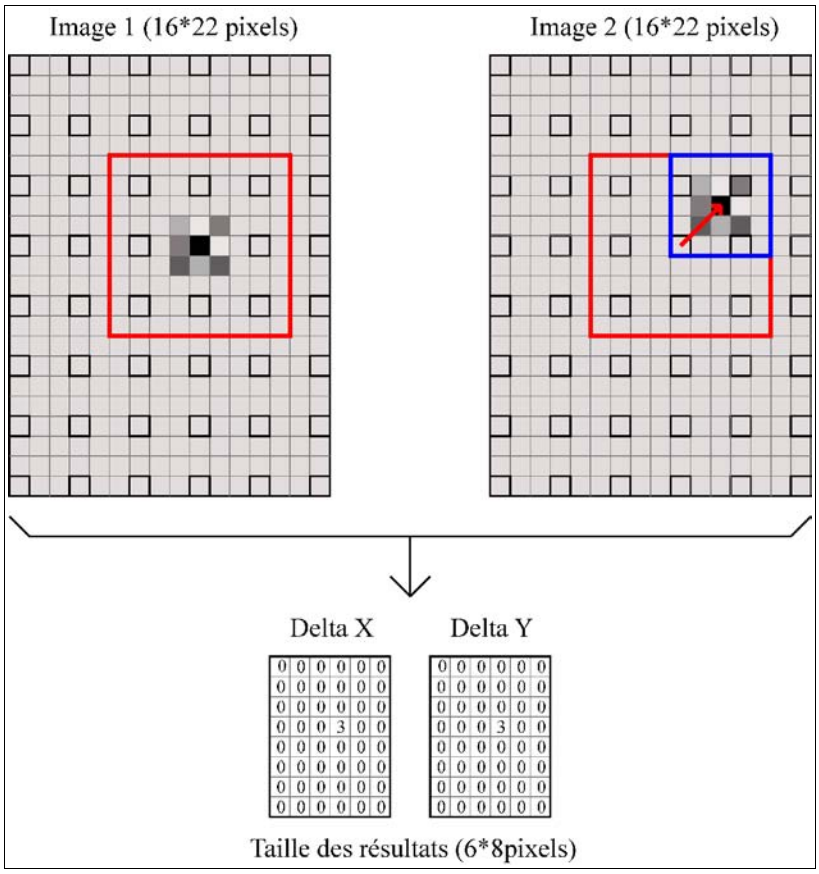


Figure I.23 : Exemple théorique de corrélation entre deux images.
Le pas de corrélation correspond aux pixels entourés, la fenêtre de corrélation en bleu et la fenêtre de recherche en rouge.

L'exemple de la figure I.23 montre une corrélation entre deux images de même taille avec un pas de corrélation de 3 pixels : seuls les pixels entourés de gris sont pris en compte (sous-échantillonnage de 3 pixels). La fenêtre de corrélation (bleue, 5x5 pixels) navigue dans la fenêtre de recherche (rouge, 9x9 pixels) afin de trouver le maximum de corrélation (ici correspondant à un décalage de (2;2) pixels).

- Le corrélateur MEDICIS

Le logiciel MEDICIS a été développé par le Centre National d'Etude Spatiales (CNES). Il permet de corréler des images en deux dimensions aussi bien dans le domaine cartésien que dans le domaine de Fourier (*Chanie, 2001*).

D'un point de vue des entrées, MEDICIS requiert les trois tailles T1, T2, et T3 ainsi que les deux images à corréler de tailles strictement identiques. Il fournit en sortie quatre tableaux dont la taille dépend du facteur de sous-échantillonnage (pas de corrélation) :

- deux de ces tableaux correspondent aux décalages en lignes et aux décalages en colonnes entre les points homologues ;
- un tableau des valeurs du coefficient de corrélation permet le contrôle de la qualité de la corrélation. Le coefficient varie entre 0 lorsque la corrélation est nulle et 1 lorsqu'elle est optimale (deux images identiques par exemple) ;
- un tableau d'indicateurs "*Flag*" renseigne sur le résultat de la corrélation (*Chanie, 2001*):
  - ✗ corrélation réussie avec un coefficient de corrélation élevé Dans nos études, le seuil de validation est fixé à une valeur de corrélation de 0,6 ;
  - ✗ la localisation du pic de corrélation est au bord de la fenêtre de corrélation. La taille de la fenêtre de recherche peut être à augmenter. Les calculs de décalage n'ont pas été réalisés en recherche précise ;
  - ✗ l'amplitude du pic de corrélation final est trop faible. Les calculs de décalages ont abouti mais le résultat n'est pas validé (valeur de corrélation inférieure à 0,6) ;
  - ✗ la corrélation est nulle. La valeur des décalages est mise à 0.

Si le choix de la taille de la fenêtre de recherche (T2) peut être arbitrairement fixée à deux fois l'amplitude des décalages attendus, le choix de la taille de la fenêtre de corrélation (T3) se fait de manière empirique. L'utilisateur de MEDICIS la choisit en fonction :

- de son expérience ;
- du type d'images et de leur qualité ;
- du type de relief (des fenêtres plus petites pour des pentes plus importantes) ;
- du temps de calcul.

Nous verrons par la suite (chapitre IV) l'influence de la taille de fenêtre de corrélation sur les résultats obtenus.

Pour résumer, le corrélateur MEDICIS fournit les décalages en lignes et en colonnes entre les différents points homologues de deux ortho-images prises à deux dates différentes. Le pas de corrélation (sous-échantillonnage) dépend de la résolution finale souhaitée dans les résultats. La taille de fenêtre de recherche doit être supérieure au double des déplacements maximums envisagés pour la zone étudiée (en pixels). La fenêtre de corrélation est choisie en fonction de l'état de surface et son évolution sur les deux ortho-images, ainsi qu'en fonction de la résolution recherchée.

La différence des dates de prise de vue peut entraîner des changements parfois importants de radiométrie, difficiles à rattraper : parcellaires apparents impossibles à apparier, déplacement des zones d'ombres selon les horaires de prises de vue, etc. Ces "défauts radiométriques" se traduisent soit par de fausses corrélations à éliminer, soit par une absence de mesure.

4.3.5 Calculs des champs de déplacements planimétriques

La résolution des cartes de déplacements selon les directions cardinales se déduisent des paramètres de calcul et d'entrées selon la formule :

$$R^{finale} = R^{source} \times P^{sous-echantillonnage}$$

avec R^{finale} la résolution finale des cartes de déplacements, R^{source} la résolution initiale des ortho-images traitées et $P^{sous\text{-}enchantillonnage}$ le sous-échantillonnage effectué lors du calcul de corrélation avec MEDICIS.

Les décalages correspondent aux déplacements dans le plan horizontal du référentiel $\mathscr{R}$ choisi dans la mesure où les ortho-images sont géoréférencées dans $\mathscr{R}$. Classiquement, les décalages en colonnes (d_c) correspondent à un déplacement d'axe est-ouest et les décalages en lignes (d_l) traduisent un déplacement d'axe nord-sud.

- Cartes de déplacements planimétriques (*XY*)

Le déplacement planimétrique (d_{xy}) dans le référentiel $\mathscr{R}$ est calculé à partir des deux cartes de déplacements en colonnes et en lignes :

$$d_{xy} = R^{finale} \times \sqrt{d_c^2 + d_l^2}$$

La vitesse des déplacements en planimétrie s'obtient en divisant l'amplitude des déplacements planimétriques d_{xy} par le temps écoulé entre les prises de vues des deux images.

- Cartes de directions de mouvements

Les mouvements de versants étudiés adoptent toutes les directions possibles. Un algorithme de calcul est mis en place en fonction des valeurs de d_c et d_l pour calculer les valeurs des azimuts des déplacements :

$$Si(d_c > 0 \quad et \quad d_l > 0) \quad alors \quad \Theta = 90 + \arctan\left(\frac{d_l}{d_c}\right)$$

$$Si(d_c > 0 \quad et \quad d_l < 0) \quad alors \quad \Theta = 90 - \arctan\left(\frac{d_l}{d_c}\right)$$

$$Si(d_c < 0 \quad et \quad d_l < 0) \quad alors \quad \Theta = 270 + \arctan\left(\frac{d_l}{d_c}\right)$$

$$Si(d_c < 0 \quad et \quad d_l > 0) \quad alors \quad \Theta = 270 - \arctan\left(\frac{d_l}{d_c}\right)$$

- Précision absolue et relative de la corrélation d'image et des champs de déplacements obtenus

Aux imprécisions des ortho-images s'ajoutent les imprécisions dues au traitement automatique de la corrélation d'images. Cette précision est, on l'a vu, fonction des pas de sous-échantillonnage et du pas de fenêtre de corrélation. Une formulation mathématique de la précision des ortho-images seules étant déjà difficile à formuler (*Krupnik, 2003*), une évaluation pratique et expérimentale est préférée pour les calculs de corrélation selon le principe que les déplacements en zone stable sont théoriquement nuls.

Les déplacements planimétriques obtenus par corrélation sur ces zones intègrent l'ensemble des incertitudes de génération d'ortho-images et de corrélation de ces ortho-images. Pour un ensemble de points stables suffisamment grand, l'amplitude moyenne des déplacements calculés définit le bruit. La possibilité de répartir des zones stables autour de la zone étudiée permet de prendre en compte les éventuelles hétérogénéités qu'il peut y avoir dans les précisions des différentes étapes intégrées.

Le bruit obtenu peut être considéré comme la précision absolue moyenne des amplitudes de déplacements planimétriques par cette méthode de corrélation automatique. Ainsi les décalages obtenus en lignes et en colonnes sur les zones stables peuvent être interprétés comme des erreurs systématiques (précision absolue) à retrancher sur l'image à corréler. Une fois le décalage systématique appliqué, le bruit résultant est diminué et correspond à la précision relative de la comparaison des deux ortho-images, de l'ordre du pixel.

Concernant l'évaluation de la précision des directions, leur calcul se fait sur la base des valeurs de décalages en lignes et en colonnes. Pour des valeurs de décalages faibles variant autour de la valeur nulle, les valeurs des directions peuvent difficilement refléter une quelconque incertitude. En effet, les déplacements en zone stable étant théoriquement nuls, le seul signal restant correspond à du bruit. L'évaluation des directions de déplacement calculées après avoir retranché l'erreur systématique doit montrer une répartition aléatoire. Une répartition des directions non aléatoire sur les zones stables signifie que les imprécisions et distorsions géométriques dues à la génération des ortho-images sont si hétérogènes qu'il n'est pas possible de diminuer la précision relative par rapport à la précision absolue : les résultats ne peuvent pas être exploités.

5 Combinaison des données cinématiques pour l'étude géologique

L'étude géologique revêt plusieurs aspects qu'il convient d'agréger afin de connaître au mieux le versant. Les types de données à combiner concernent (Tableau I.6) la géomorphologie, la topographie, la géologie de terrain, l'hydrogéologie et l'hydrologie. A chaque donnée correspond une échelle d'application dans laquelle les résultats sont valides : on définit l'echelle régionale comme la zone incluse dans les 100km^2 entourant le site, l'échelle du site concerne la zone instable stricto-sensus et l'échelle d'un secteur concerne au maximum une parcelle de 100m^2 à l'intérieur de la zone instable.

C'est l'ensemble des investigations qui permet de délimiter la zone mobile et d'en fournir une explication de mobilité. Ainsi, les études structurales au sol, la photo-fracturation, l'analyse de la cinématique par corrélation d'ortho-images se complètent et contribuent également à l'élaboration de meilleures cartes structurales.

L'utilisation d'un Système d'Informations Géographiques (SIG) pour combiner toutes les données est d'une aide précieuse. Les SIG font partie des Systèmes de Gestion de Base de Données (SGBD) avec une référence géographique. Ils permettent de gérer sous un même support des informations de différentes natures à savoir des images aériennes, satellitaires, cartes de terrain, MNT ou autres tracés vectoriels. La mise à jour des données est très rapide et peut permettre de générer de nouvelles couches d'informations en croisant les couches existantes. Cet outil répond parfaitement à la contrainte méthodologique de disposer, et de croiser toutes les informations nécessaires à la compréhension des phénomènes étudiés. L'ensemble des données disponibles pour chaque site a ainsi été stocké et exploité de manière globale. Le logiciel utilisé dans ce travail pour générer et administrer ces SIG est MapInfo® 7.5.

Afin de disposer de l'ensemble des données d'un site d'étude dans un SIG, il convient de fixer dès le départ un système de coordonnées dans lequel elles devront être projetées. Le géoréférencement est l'étape de projection des données dans le référentiel choisi. En ce qui concerne les données images, seules les images ortho-rectifiées peuvent être géoréférencées. Il existe plusieurs moyens de géoréférencer une image, toutefois l'utilisation de MapInfo comme logiciel de SIG impose de fixer un certain nombre de points (au moins quatre) pour lesquels les coordonnées images et les coordonnées dans le référentiel choisi sont connues. Les données ponctuelles (coordonnées d'évolution de points) contiennent déjà la plupart du temps l'information de localisation de sorte que leur géoréférencement est intrinsèque.

Les études des mouvements de terrain font souvent appel à l'intervention de géomètres experts qui réalisent des plans topographiques et/ou des suivis de points précis. Les données obtenues sont la plupart du temps projetées dans un référentiel propre au terrain étudié, un référentiel local. Toute la difficulté consiste à trouver la matrice de passage entre le référentiel local adopté pour certaines données et le référentiel choisi pour la projection su SIG. Dans certains cas, cette étape peut être à l'origine d'erreurs non négligeables, selon l'exploitation faite des données.

Les données issues du travail géologique de terrain sont géoréférencées à partir du support de référence (souvent une image aérienne/satellite ortho-rectifiée ou un plan topographique) et forment des données de type "vecteur". Les données "vecteur" sont des points (localisation de sources, point remarquable, etc.), des lignes (lignes de falaises, ouvertures, localisation de profils, etc.) et des polygones (contours géologiques, aire de mouvement de terrain, délimitation de zones morainiques, etc.).

Type de données	Techniques d'investigations	Obtention de données utilisables		
		Échelle d'un secteur	Échelle du site	Échelle régionale
Géomorphologie				
Identification des entités géomorphologiques	Stéréo-interprétation + contrôle terrain	+++	+++	++
Traces de mouvements récents	Stéréo-interprétation + contrôle terrain	++	+++	++
Mouvements anciens	Stéréo-interprétation + bibliographie (journaux locaux et scientifiques)	++	+++	+++
Topographie				
Modèle numérique de terrain (MNT)	Achat auprès de compagnies nationales (type IGN) + digitalisation courbes de niveaux + techniques de photogrammétrie (aérienne, satellite) + LiDAR	++	+++	++
Carte des pentes (%)	À partir d'un MNT	++	+++	++
Carte des directions de pente	À partir d'un MNT	++	+++	++
Ruptures de pente	Stéréo-interprétation	++	+++	++
Concavité/convexité	À partir d'un MNT	++	++	++
Carte de variations altimétriques	À partir de deux MNT	++	++	++
Carte de variations planimétriques	À partir de deux ortho-photos par corrélation automatique, manuelle + données ponctuelles + photogrammétrie manuelle	+++	+++	++
Carte de directions de mouvements	À partir de deux ortho-photos par corrélation automatique + données ponctuelles + photogrammétrie manuelle	+	+++	++
Géologie				
Lithologie	Consultation de cartes géologiques existantes + travail de terrain	+++	+++	+++
Composition de la roche	Descriptions de terrain + essais de laboratoires + sondages + essais *in-situ*	+++	+++	+++
Discontinuités, failles	Stéréo-interprétation + travail de terrain	+++	+++	+++
Seismicité	Collecte des évènements sismiques	+	++	+++
Hydrologie & hydrogéologie				
Drainage	Stéréo-interprétation + cartes topographiques	+++	+++	++
Bassin versants	Stéréo-interprétation + cartes topographiques + modélisation à partir d'un MNT	++	+++	+++
Station météo	Collecte des données météorologiques	+++	++	++
Eau souterraine	Marqueurs, porosité, conductivité hydraulique, carte des sources	+++	+++	+
Niveau piézométrique	Sondages	+++	++	++

Tableau I.6 : Données et techniques d'investigations pour l'étude d'un mouvement de versant.
L'échelle régionale est définie à l'échelle du massif ou de l'ensemble de l'entité géologique dans laquelle s'intègre le site faisant l'objet d'investigations. L'échelle d'un secteur est celle d'un compartiment ou d'une partie de la zone instable.

6 Bibliographie

Aguilar, M., Aguilar, F. & Aguera, F., **2005**. Mapping small areas using a low-cost close range photogrammetric software package with aerial photography. Photogrammetric Record, 20(112): 335-350.

Antoine, P., **1992**. Les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur - Aspects géologiques. Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur, 45: 9-24.

Ardizzone, F., Cardinali, M., Galli, M., Guzzetti, F. & Reichenbach, P., **2007**. Identification and mapping of recent rainfall-induced landslides using elevation data collected by airborne Lidar. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 7: 637-650.

Baltsavias, E., **1999**. Airborne laser scanning: basic relations and formulas. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, 54: 199-214.

Baratoux, D., Delacourt, C. & Allemand, P., **2001**. High Resolution Digital Elevation Model derived from Viking images : New method and comparison with MOLA data. Journal of Geophysical Research, 106(E12): 32,927-32,942.

Berthier, E., Vadon, H., Baratoux, D., Arnaud, Y., Vincent, C., Feigl, K.L., Rémy, F. et Legresy, B., **2005**. Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. Remote Sensing Environnement, 95: 14-28.

Besson, L., **1996**. Les risques naturels en montagne. Traitement, prévention et surveillance. Grenoble, Artès-Publialp. http://www.prim.net/risqnat/.

Bitelli, G., Dubbini, M., et Zanutta, A., **2004**. Terrestrial laser scanning and digital photogrammetry techniques to monitor landslide bodies. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Vol. XXXV, Part. B: 246-251.

Boccardo, P., Mondino, B., Tonolo, F. & Lingua, A., **2004**. Orthorectification of high resolution satellite images. Proceedings of the XXth ISPRS Congress "Geo-Imagery Bridging Continents", Istanbul, Turkey.

Casson, B., **2004**. Apports de l'imagerie optique haute résolution pour l'étude 3D des glissements de terrain, Université Claude Bernard - Lyon 1, Lyon, 281 pp.

Casson, B., Delacourt, C. & Allemand, P., **2005**. Contribution of multi-temporal remote sensing images to characterize slip surface - Application to the La Clapière landslide (France). Natural Hazards and Earth System Sciences, 5: 425-437.

Casson, B., Delacourt, C., Baratoux, D. & Allemand, P., **2003**. Seventeen years of the "La Clapière" landslide evolution analysed from ortho-rectified photographs. Engineering Geology, 68: 123-139.

Chanie, A., **2001**. Manuel Utilisateur MEDICIS, CNES, Toulouse, 47 pp.

Charleux-Demargne, J., **2001**. Qualité des Modèles Numériques de Terrain pour l'hydrologie - Application à la caractérisation du régime de crues des bassins versants , Université de Marne-la-Vallée - UMR "Structure et Systèmes Spatiaux", Cemagref-Engref, Montpellier, 275 pp.

Cheng, P., Toutin, T. Zhang, Y. & Wood, M., **2003**. QuickBird - Geometric correction, path and block processing and data fusion. Earth Observation Magazine, 12(3): 24-30.

CNES, **19-07-2007 (date consultation)**. Caractéristiques du satellite SPOT-5. http://spot5.cnes.fr/satellite/instruments.htm.

Couture, R., Antoine, A., Locat, J., Hadjigeorgiou, J., Evans, S.G. & Brugnot, G., **1997**. Quatre cas d'avalanches rocheuses dans les Alpes françaises. Canadian Geotechnical Journal, 34: 102-119.

Delacourt, C., Allemand, P., Berthier, E., Raucoules, D., Casson, B. & al., **2007**. Remote-sensing techniques for landslides surface displacement analysis. Bull. Société Géologique de France, 178(2): 89-100.

Delacourt, C., Allemand, P., Casson, B. & Vadon, H., **2004**. Velocity field of the "La Clapière" landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird satellite images. *Geophysical Research Letters*, *31*.

DigitalGlobe, **2007**. QuickBird imagery products, product guide 2007.

http://www.digitalglobe.com/product/product_docs.shtml.

Donnadieu, F., Kelfoun, B., van Wyk de Vries, B., Cecchi, E. & Merle, O., **2003**. Digital photogrammetriy as a tool in analogue modelling: applications to vocalno instability. Journal of Volcanology and Geotermal Research, 123: 161-180.

Dowman, I. & Tao, V., **2002**. An update on the use of rational functions for photogrammetric restitution. ISPRS, 7: 26-29.

Fiani, M. & Siani, N., **2005**. Comparison of terrestrial laser scanners in production of DEMs for Cetara tower. CIPA 2005 XX International Symposium, Torino, Italy.

Follacci, J., **1987**. Les mouvements du versant de La Clapière à Saint Etienne de Tinée (Alpes Maritimes). Bulletin de Liaison des Ponts et Chaussées, 150/151: 38-54.

Fruneau, B., Achache, J. & Delacourt, C., **1996**. Observation and modelling of the Saint-Etienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry. Tectonophysics, 265: 181-190.

Fruneau, B., Deffontaines, B., Rudant, J.-P. & Le-Parmentier, A.-M., **2005**. Monitoring vertical deformation due to water pumping in the city of Paris (France) with differential interferometry. Comptes Rendus Geoscience, 337: 1173-1183.

Gabriel, A., Goldstein, R.M. & Zebker, H.A., **1989**. Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry. Journal of Geophysical Research, 94: 9183-9191.

GeoEye, **2007**. GeoEye Imagery Products: IKONOS. http://www.geoeye.com/products/imagery/ikonos/.

Hippolyte, J.-C., Tardy, M. & Nicoud, G., **2006**. Les failles récentes des Grands-Moulins (Savoie) : un Sackung (tassement gravitaire) majeur dans les Alpes françaises. Comptes Rendus Geoscience, 338: 734-741.

ImageSat, **2007**. Tutorial on the satellite imaging in a non-synchronous mode. http://www.imagesatintl.com/.

INTERREG IIIA, **2006**. Risques hydro-géologiques en montagne : parades et surveillance, RiskYdrogeo : guide pratique, Projet n°179, 461 pp.

Jacobsen, K., **2005**. High resolution satellite imaging systems - overview. Proceedings of High-Resolution Earth Imaging for Geospatial Information. ISPRS Workshop, Hannover.

Kääb, A., **2002**. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, 57: 39-52.

Kääb, A., Huggel, C., Guex, S., Paul, F., Salzmann, N., Scmutz, K., Schneider, D. et Weidmann, Y., **2005**. Glacier hazard assessment in mountains using satellite optical data. EARSeL eProceedings, 4: 79-93.

Krupnik, A., **2003**. Accuracy prediction for ortho-image generation. Photogrammetric Record, 18(101): 41-58.

Lejot, J., Delacourt, C., Fournier, T. & Allemand, P., **2007**. Very high spatial resolution imagery for channel bathymetry and topography from an unmanned mapping controlled platform. Earth Surface Processes and Landforms, 32: In press.

Mahr, T., **1977**. Deep-reaching gravitational deformations of high-mountain slopes. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 16: 121-127.

Massonnet, D. & Feigl, K., **1998**. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. Review of Geophysics, 36 (4): 441-500.

Mora, P., Baldi, P., Casula, G., Fabris, M., Ghirotti, M., Mazzini, E. & Pesci, A., **2003**. Global Positioning Systems and digital photogrammetry for the monitoring of mass movements: application to the Ca' di Malta landslide (northern Apennines, Italy). Engineering Geology, 68: 103-121.

Oppikofer, T., Jaboyedoff, M. & Keusen, H., **2008**. Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. Nature Geoscience, Vol. 1: pp 531-535.

Pothérat, P., Doridot, M. & Chahine, M., **1999**. L'utilisation de la photo-interprétation dans l'établissement des plans de prévention des risques liés aux mouvements de terrain. p. 128.

Powers, P.S., Chiarle, M. & Savage, W.Z., **1996**. A digital photogrammetric method for measuring

horizontal surfacial movements on the Slumgullion earthflow, Hinsdale County, Colorado. Computers and Geosciences, 22(6): 651-663.

Radbruch-Hall, D., Varnes, D. & Savage, W., **1976**. Gravitational spreading of steep-sided ridges ("Sackung") in Western United States. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 14: 23-35.

Riegl, J., Studnicka, N. & Ullrich, A., **2003**. Merging and processing of laser scan data and high-resolution digital images acquired with a hybrid 3D laser sensor. Proceedings of CIPA, XIXth International Symposium, Antalya, Turkey.

Rochet, L., **1992**. Auscultation, diagnostic, surveillance. Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur, 45: 43-57.

Rochet, L., Giraud, A., Antoine, P. & Evrard, H., **1994**. La déformation du versant sud du Mont-Sec dans le secteur des Ruines de Séchilienne. Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur, 50: 75-87.

Rousseaux, F., **2006**. Caractérisation d'erreurs sur un modèle numérique de terrain de zones morphologiques. Bulletin d'information scientifique et technique de l'IGN, 75: 95-100.

Savage, W. & Varnes, D., **1987**. Mechanics of gravitaional spreading of steep-sided ridges ("Sackung"). Bulletin of International Association of Engineering Geology, 35: 31-36.

Scanvic, J., **1983**. Utilisation de la télédétection dans les sciences de la Terre. Bureau de Recherche Géologiques et Minières : manuels et méthodes, 7: 158 pp.

Serratrice, J., **2006**. Modélisation des grands éboulements rocheux par épandage. Application aux sites de La Clapière (Alpes-Maritimes) et de Séchilienne (Isère). Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées, 263-264: 53-69.

Sève, G. & Durville, J.-L., **1994**. Surveillance des pentes instables. Guide technique, LCPC, Paris, 125 pp.

Skaloud, J., Vallet, J., Keller, K., Veyssiere, G. & Koelbl, O., **2005**. HELIMAP: Rapid large scale mapping using handheld LiDAR/CCD/GPS/INS sensors on helicopters. ION GNSS Congress, Long Beach.

Squarzoni, C., Delacourt, C. & Allemand, P., **2003**. Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry. Engineering Geology, 68: 53-56.

Toutin, T., **2004**. Geometric processing of remote sensing images: models, algorithms and methods. International Journal of Remote Sensing, 25, n°10: 1893-1924.

Toutin, T., **2005**. Photogrammétrie satellitale pour les capteurs de Haute Résolution : état de l'art. Bulletin des Sciences Géographiques, 16: 65-78.

Vadon, H. & Massonnet, D., **2002**. Earthquake displacement fields mapped by very precise correlation. Complementarity with radar interferometry. IGARSS, proc.:1-4.

Vallet, J., **2002**. Saisie de la couverture neigeuse de sites avalancheux par des systèmes aéroportés, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse, 172 pp.

Vallet, J., **2007**. GPS-IMU and LiDAR integration to aerial photogrammetry: Development and practical experiences with Helimap System. Vorträge Dreiländertagung 27. Wissenschaftlich-Technische Jahrestagung des DGPF, Muttenz.

Vengeon, J.-M., Giraud, A., Antoine, P. & Rochet, L., **1999**. Contribution à l'analyse de la déformation et de la rupture des grands versants rocheux en terrain cristallophyllien. Canadian Geotechnical Journal, 36: 1123-1136.

Volpe, F., **2005**. Geometrical processing of QuickBird high resolution satellite data. Proceedings of High-Resolution Earth Imaging for Geospatial Information. ISPRS Workshop, Hannover.

Wasowski, J., Gostelow, P., **1999**. Engineering geology landslide investigation and SAR interferometry. Proceedings of FRINGE'99 Conference, Liège, Belgium.

Westin, T. & Forsgren, J., **2001**. Orthorectification of EROS A1 images. ISPRS Joint Workshop on Remote Sensing and Data over Urban Areas, Rome.

Chapitre II

Le mouvement de versant du tunnel des Cliets, gorges de l'Arly (Savoie, France)

1 Présentation du site....67
1.1 Localisation géographique et historique....67
1.2 Problématique....68
1.3 Gestion du site....68
2 État des connaissances....69
2.1 Aspects géologique et géomorphologique de la zone des Cliets....69
2.1.1 Contexte géologique....69
2.1.2 Géomorphologie régionale....70
2.1.3 Morphologie de détail du site avant et après la purge de 2004....71
2.2 Données de terrain....73
2.2.1 Lithologie....73
2.2.2 Structure....74
2.2.3 Hydrogéologie....76
2.2.4 Profils sismiques....76
2.3 Suivi instrumental....77
2.3.1 Suivi instrumental des mouvements....77
2.4 Les mécanismes mis en jeu....83
3 La télédétection : un site peu favorable....85
3.1 Images DRONE....85
3.1.1 Mission....85
3.1.2 Images retenues....86
3.1.3 Limites du DRONE....87
3.2 Scanner-laser terrestre....88
3.2.1 Missions d'acquisition....88
3.2.2 Précisions théoriques et pratiques du scanner-laser....90
3.2.3 Résultats....93
3.2.4 Facteurs de limitations du scanner-laser....96
4 Conclusions....99
5 Bibliographie....100

Avant -propos

La route des gorges de l'Arly est l'une des routes les plus équipées en matière de prévention et protection de chutes de pierres. Elle est régulièrement le siège d'éboulements qui obligent à sa fermeture temporaire. Le site du tunnel des Cliets fait partie de ces secteurs actifs dont le traitement curatif ne permet pas de garantir une stabilité pérenne. De dimensions modestes (moins d'un hectare

de superficie), il représente le stéréotype du mouvement de versant montagneux menaçant une route. Comme les gorges de l'Arly ont des pentes abruptes mais au couvert forestier important, les moyens d'auscultation et les points de vue du versant sont limités : le site a historiquement été surveillé à partir de repères géodésiques et d'extensomètres. La résolution spatiale de ces dispositifs est nécessairement limitée. Afin d'augmenter la fréquence d'échantillonnage spatiale, nous avons testé le potentiel des images issues du DRONE, sorte d'ULM téléguidé et équipé d'un appareil photographique ainsi que d'un GPS. De plus, puisque le scanner-laser terrestre offre la possibilité d'obtenir un grand nombre de mesures en peu de temps, nous nous proposons d'en évaluer le potentiel d'auscultation à partir d'un point de vue opposé au versant.

1 Présentation du site

Après avoir présenté le contexte géographique de cette étude, nous rappelons l'historique des mesures conservatoires entreprises ainsi que les moyens mis en oeuvre pour assurer la gestion du site.

1.1 Localisation géographique et historique

Le site du tunnel des Cliets (Savoie, 73) se situe en rive gauche de l'Arly (Figure II.1). Il est le siège de fréquents éboulements mettant en jeu des volumes de l'ordre du millier de mètres cubes. Ces éboulements sont associés à un mouvement lent de la masse rocheuse. La superficie en mouvement est approximativement d'un hectare (100m par 100m). Les derniers éboulements datent de décembre 1996 (>1000 m^3) et d'octobre 2003 (1500 m^3). Après l'éboulement de 2003, une purge a été opérée dans la partie nord de la zone instable. Elle a été réalisée en deux temps les 16 décembre 2003 (1000 m^3) et le 18 février 2004 (quelques centaines de mètres cubes). Afin de protéger la route en contrebas, plusieurs écrans de type de filets Anti-Sous-Marin (ASM) (de classe 6 et 7) ont été placés en zone médiane et en zone basse afin de prévenir les chutes de blocs sur la route. De plus, un grillage recouvre entièrement la partie sommitale de la zone instable pour éviter les chutes de pierres.

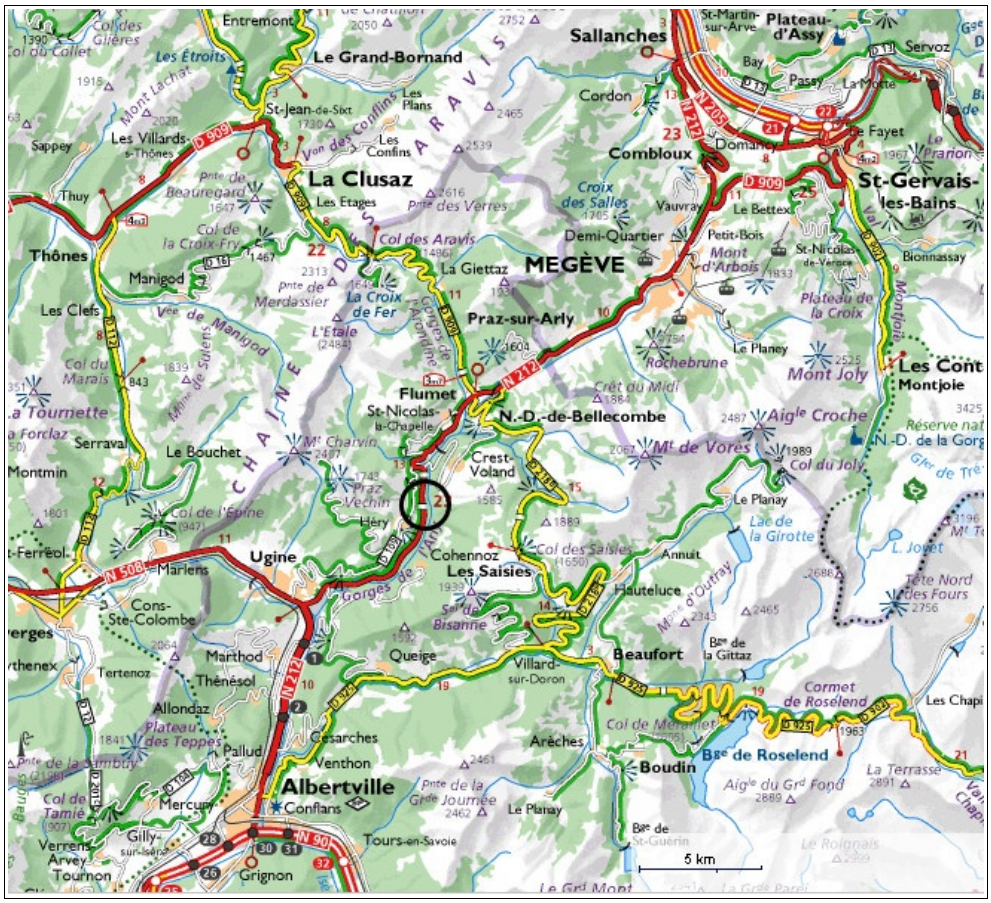


Figure II.1 : Carte de situation du val d'Arly.

La zone des Cliets est cerclée de noir *(source : www.viamichelin.fr)*.

1.2 Problématique

La route nationale 212 (R.N. 212) relie Albertville (Savoie) à Sallanches (Haute-Savoie) en passant par Ugine, Flumet, Praz sur Arly et Megève. Elle dessert l'ensemble des stations du Val d'Arly (Crest Voland, Notre Dame de Bellecombe, Flumet, Megève, La Giettaz, Praz sur Arly). C'est une artère routière vitale pour l'activité économique du Val d'Arly. Cet axe établit un lien direct entre les vallées de la Tarentaise et de la Maurienne avec celle de l'Arve et le tunnel du Mont-Blanc. Le trafic est de 4900 véhicules/jour en moyenne avec des pointes à 10 000 véhicules/jour en été (données 2001 (*Pothérat, 2006*)).

La route se situe en fond de gorge entre une rivière à régime torrentiel et des versants abrupts et instables. Ces versants instables sont à l'origine de la fermeture régulière de la route pour travaux consécutifs à des éboulements ou des glissements. Le site du tunnel des Cliets fait partie de ces zones instables qui ponctuent la route. La vallée de l'Arly est l'une des plus équipées de France en dispositifs anti-chutes de blocs.

1.3 Gestion du site

Suite à une chute de blocs en 1996, un système de suivi des déplacements a été installé en 1997 sur l'ensemble du versant. Le suivi initial était assuré par cinq bases géodésiques et neuf bases extensométriques. Les bases extensométriques permettaient la surveillance de l'ouverture tranversale de couloirs rocheux, ceux-ci étant dirigés dans le sens de la pente. En 2000, ce suivi a été complété par dix cibles géodésiques puisque les cibles déjà en place montraient une extension des mouvements dans des zones précédemment stables. L'intégralité de ce système a été mise hors service lors des purges de décembre 2003 et février 2004. Un nouveau suivi a été mis en place en septembre 2004 (Figure II.2) : il s'appuie sur l'acquisition mensuelle de neuf cibles géodésiques.

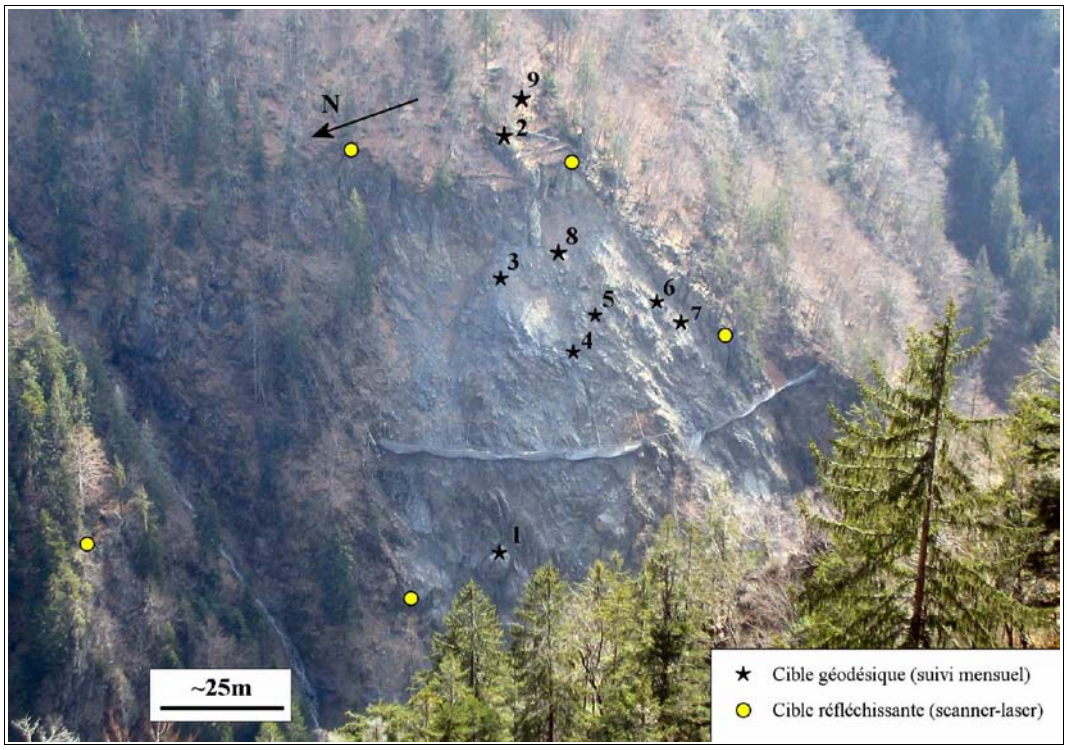


Figure II.2 : Localisation des cibles de suivi mensuel (à partir de sept. 2004) et de calage scanner-laser.

(Photo prise en rive droite des gorges de l'Arly, à l'emplacement des stations d'acquisitions géodésiques et scanner-laser)

2 État des connaissances

Dans le même temps qu'un système de suivi de site est installé en 1997, des études géologiques sont menées pour expliquer l'instabilité. Nous revenons sur les contextes géologiques et géomorphologiques avant d'analyser l'apport des missions de terrain. Nous analyserons ensuite les données géodésiques et extensométriques issues du suivi du site pour finalement proposer des hypothèses de mécanismes en jeu dans le massif.

2.1 Aspects géologique et géomorphologique de la zone des Cliets

Le contexte géologique est rappelé à partir de la carte géologique, l'analyse géomorphologique à partir d'images aériennes stéréoscopiques (IGN et obliques).

2.1.1 Contexte géologique

Sur la carte géologique d'Albertville à 1/80 000 (*SCGF, 1966*) on remarque que les formations rencontrées appartiennent à la "Série Satinée" du rameau externe de Belledonne dont la direction générale de la schistosité est N 45-50°, avec un pendage nord-ouest au niveau du tunnel des Cliets. Cette série provient d'une ancienne série détritique métamorphisée : elle est composée de micaschistes alternant avec schistes charbonneux. Ces micaschistes constituent ainsi la plus grande partie des gorges de l'Arly ; ils sont le siège de glissements et d'éboulements tout au long de la vallée.

D'un point de vue structural, un accident de direction N 20-30° met en contact les terrains de couverture (Lias) à l'ouest avec les terrains métamorphiques de la chaîne de Belledonne à l'est. La vallée de l'Arly se situe dans le prolongement du sillon alpin plus au sud. Elle est encadrée à l'ouest par un contact discordant avec les séries du Houiller en direction N 20-30° et au nord-est par les terrains de couvertures triasiques et liasiques (Figure II.3).

La carte géologique (Figure II.3) mentionne une grande zone de glissement ancien en aval de la zone des Cliets, rive gauche de l'Arly, sur à peu près 200 hectares. Une zone identique (400 ha) peut être repérée en vallée de Doron dans le même type de terrain. Ces deux zones de glissements importants sont réparties de part et d'autre des monts de Cohennoz dans les mêmes terrains micaschisteux. Le site des Cliets se situe globalement dans leur alignement (direction N 145°).

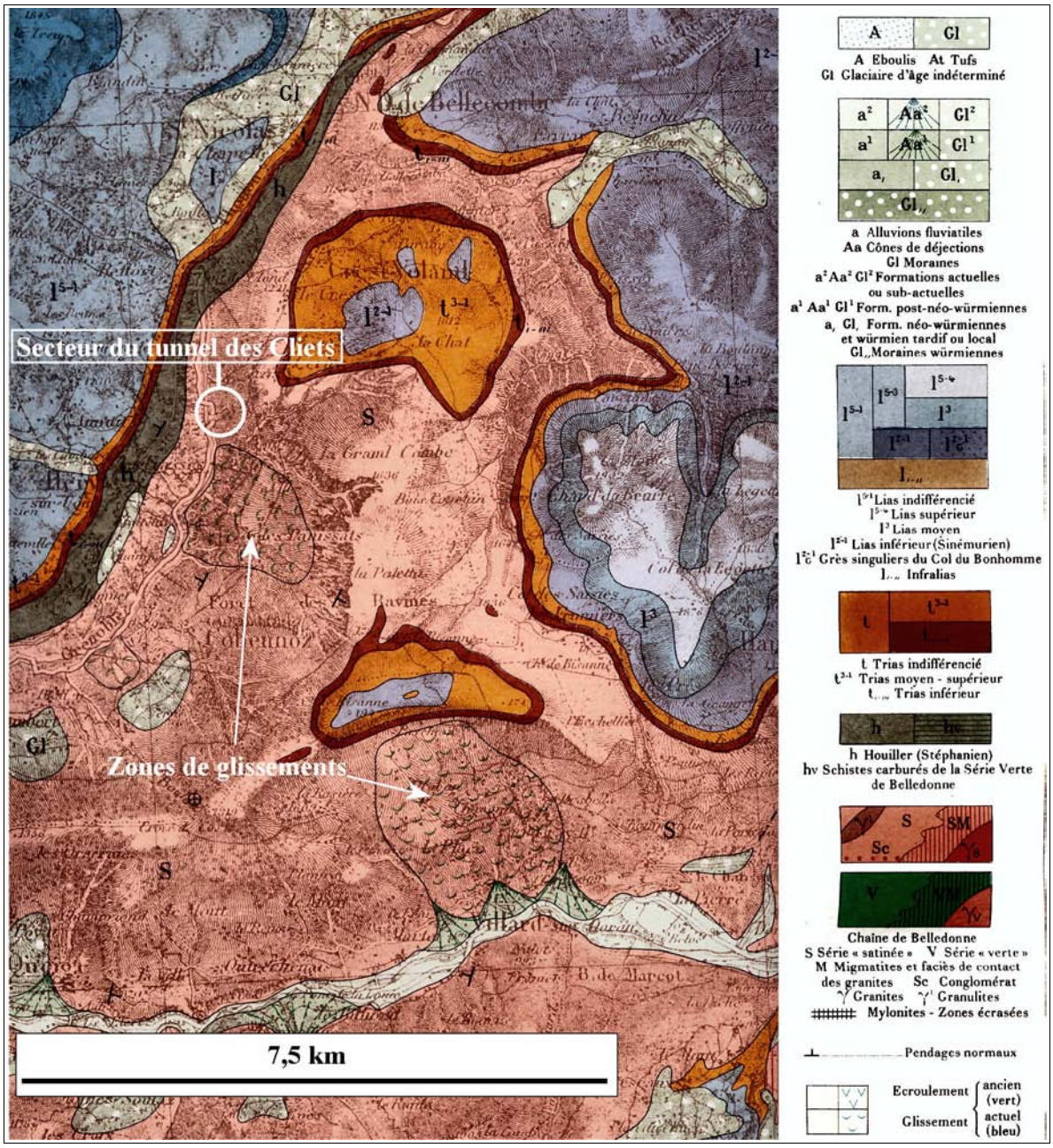


Figure II.3 : Extrait de la carte géologique à 1/80 000 "Albertville".

La zone des Cliets est cerclée de blanc *(d'après SGCF, 1966).*

2.1.2 Géomorphologie régionale

Une étude par stéréo-interprétation (*Pothérat, 2003*) a été réalisée à l'aide du couple stéréoscopique de l'IGN de 1990 (Tableau II.1) pour caractériser la géomorphologie régionale. Les clichés utilisés sont à l'échelle 1/20 000ème et offrent une vision globale de la vallée de l'Arly.

Année	Mission	Echelle	Type	Numéros
1990	IGN – FD 73200	1/20 000	Couleur	271-272

Tableau II.1 : Caractéristiques du couple stéréoscopique utilisé pour l'étude géomorphologique du val d'Arly.

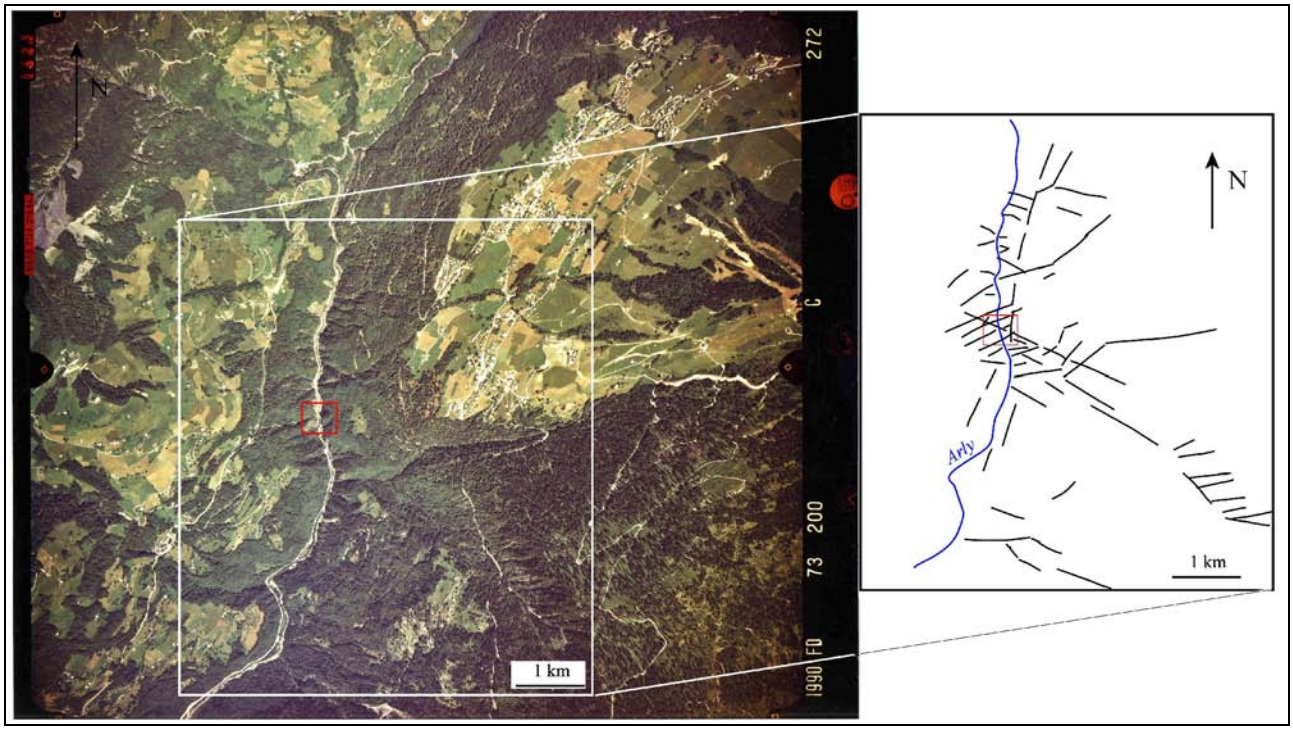


Figure II.4 : Image aérienne de 1990 de la vallée de l'Arly et schéma structural issu de la photo-interprétation.
La zone des Cliets est repérée en rouge. L'instabilité n'apparaît pas encore sur ces images.

D'un point de vue structural, il ressort de l'examen des images stéréoscopiques (Figure II.4) plusieurs familles d'accidents :

- les failles N50°-60° sont prédominantes dans la zone des Cliets, surtout visibles en rive droite de l'Arly ;
- les accidents N110°-120° ont une longueur plus marquée et sont bien présents dans la zone proche des Cliets ;
- une faille N20°-30° suit le cours de l'Arly à l'est. Elle passe à l'amont de la zone instable ;
- les failles N80°sont des accidents structurants transverses à l'Arly.

La zone des Cliets correspond à l'intersection des trois premières familles. Ce schéma structural est en accord avec les travaux de Pothérat (2003) ayant procédé à la même étude géomorphologique.

2.1.3 Morphologie de détail du site avant et après la purge de 2004

➢ Avant la purge

Suite à l'éboulement de décembre 1996, l'analyse morphologique a été effectuée à l'aide d'images stéréoscopiques obliques au 1/750ème. Ces photographies aériennes rapprochées ont permis (*Pothérat, 2003*) de préciser la morphologie du site avant la purge (Figure II.5) :

- présence d'une falaise sommitale de 10-15 m de hauteur : elle borde l'instabilité au nord-est. Cette falaise sommitale existait avant la purge et est toujours en place actuellement. Elle n'est pas complètement concernée par les mouvements ;

- deux accidents majeurs N 45° bordent la zone instable au SE et au NW ;
- de nombreux couloirs affaissés en partie supérieure sud ont une direction N40°-50° voisine des accidents bordiers. Nous verrons plus loin que cette direction correspond à la foliation ;
- les parties médianes et inférieures sont fortement désorganisées : aucune structure n'y est décelable à partir de l'exploitation en stéréo-interprétation.

Les zones de départ des éboulements correspondent aux couloirs d'éboulis présents en zone inférieure de l'instabilité. La zone de départ de 1996 a été clairement identifiée (*Pothérat, 2003*) et concerne la tête amont du tunnel des Cliets (Figure II.5). Un autre couloir d'éboulis, situé une vingtaine de mètres au nord de celui emprunté par l'éboulement de 1996, a canalisé la trajectoire de l'éboulement de 2003 (*Pothérat, 2003*) (Figure II.5).

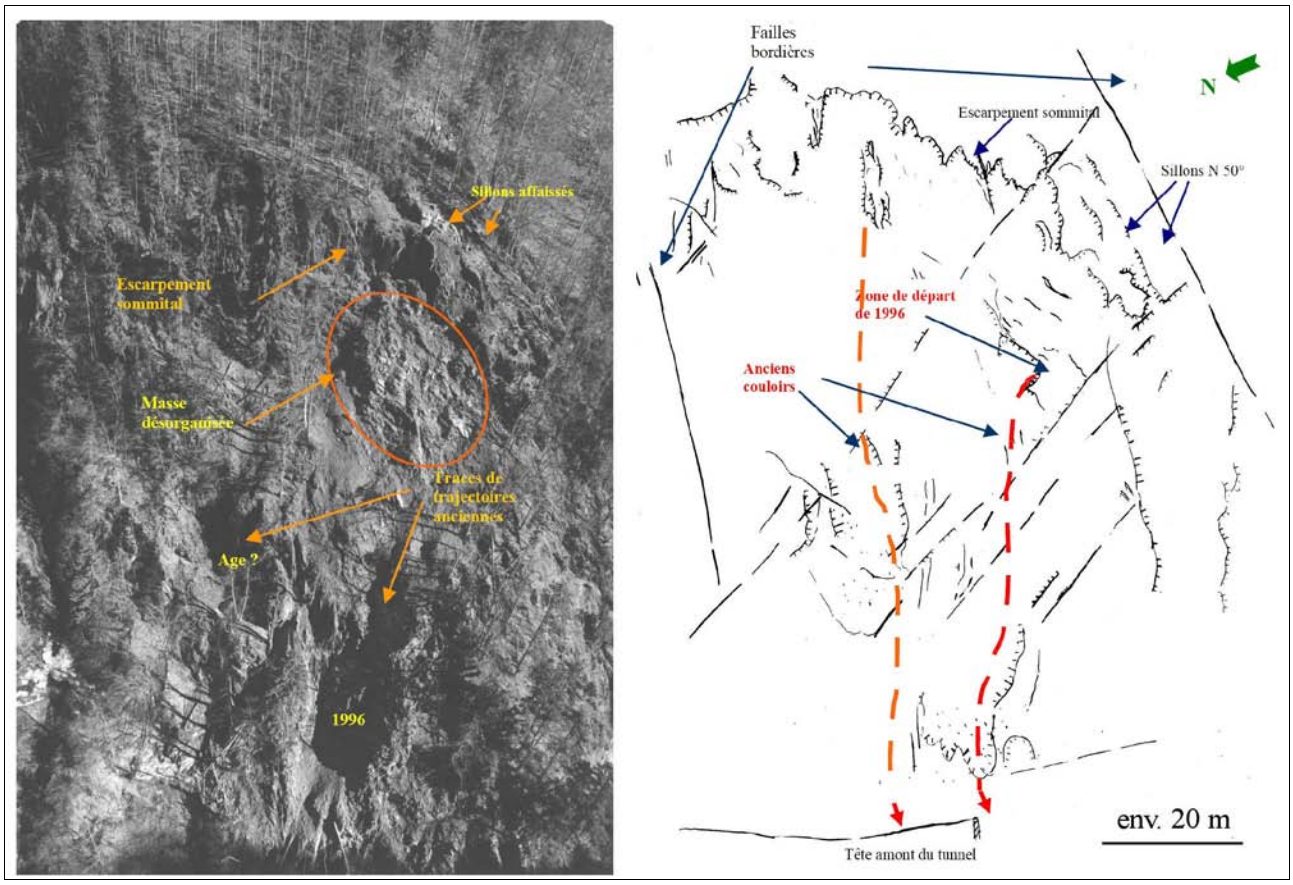


Figure II.5 : Prise de vue d'hélicoptère avec le schéma structural issu de la photo-interprétation.

(d'après Pothérat, 2003)

La route est située en contre-bas : la tête amont du tunnel a été concerné par des éboulements anciens ainsi que celui de 1996.

➢ <u>Après la purge</u>

La morphologie après la purge a peu évolué : la zone instable se partage encore en deux parties de part et d'autre de la croupe que le tunnel franchit. La tête aval est menacée par la partie sud de l'instabilité, la tête amont par la partie nord, siège des éboulements précédents.

Les couloirs N 40°-50° ont été purgés mais leur expression morphologique subsiste. Une partie sud de la falaise sommitale a été emportée par la purge et une falaise bordière de 3-5 m est apparue au

SE prenant une direction globalement N 50°. L'ensemble des couloirs N 40°-50° s'inscrivait dans une morphologie plus importante de couloir affaissé de même direction (Figure II.6).

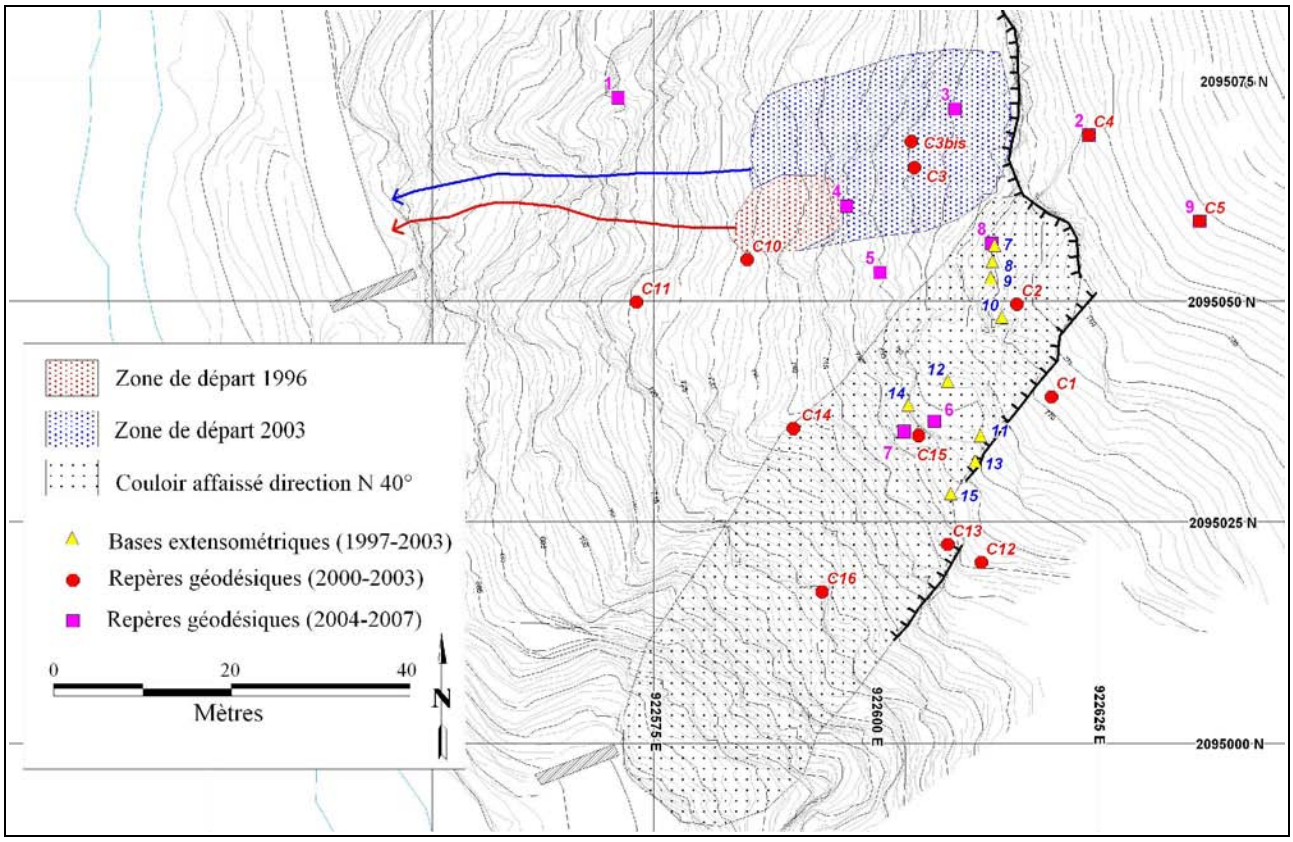


Figure II.6 : Localisation en plan des éboulements de 1996 et 2003.

Le grand couloir de direction N 40-50° (figuré en noir) aboutissant à la tête aval du tunnel est le siège de formation de petits talwegs de profondeur 1-2 m avant purge. Les repères géodésiques ont été emportés lors de la purge, une nouvelle série a été déployé à partir de 2004. Les bases extensométriques permettaient de mesurer les ouvertures des couloirs perpendiculairement à leur direction (N 45°) puisque c'est l'ouverture des couloirs qui était la plus manifeste.

2.2 Données de terrain

L'étude géologique de terrain a été menée en technique alpine : l'accès se fait par la falaise sommitale et l'évolution sur le site par le moyen de cordes statiques.

2.2.1 Lithologie

Les grès métamorphisés alternent avec des bancs d'épaisseur généralement décimétrique de micaschistes noirs. Ils sont facilement observables au droit de la falaise sommitale qui domine le versant en mouvement.

Des niveaux tendres forment des dépressions et alternent avec des échines de roches dures en grès métamorphisé plus durs. Ces alternances déterminent des couloirs N40°-50° visibles dans la partie sud de la zone instable.

Des niveaux schisto-argileux sont présents dans la partie inférieure. Les filets ASM supérieurs sont ancrés sur ces niveaux.

2.2.2 Structure

Les mesures de direction et de pendage de la fracturation observée sur le terrain permettent d'identifier différentes familles de discontinuités dans le massif. La faible surface du versant, sa couverture d'éboulis et la complexité de la fracturation rendent difficile le tracé sur carte de la structure. On retient que sur tout le site :

- la foliation a une direction N 45°-50° avec un pendage de 60°-90° vers le SE. Elle est visible sur toute la partie supérieure et médiane qui constitue la zone mobile ;
- la zone mobile est bordée au SE par une faille normale sensiblement parallèle à la foliation

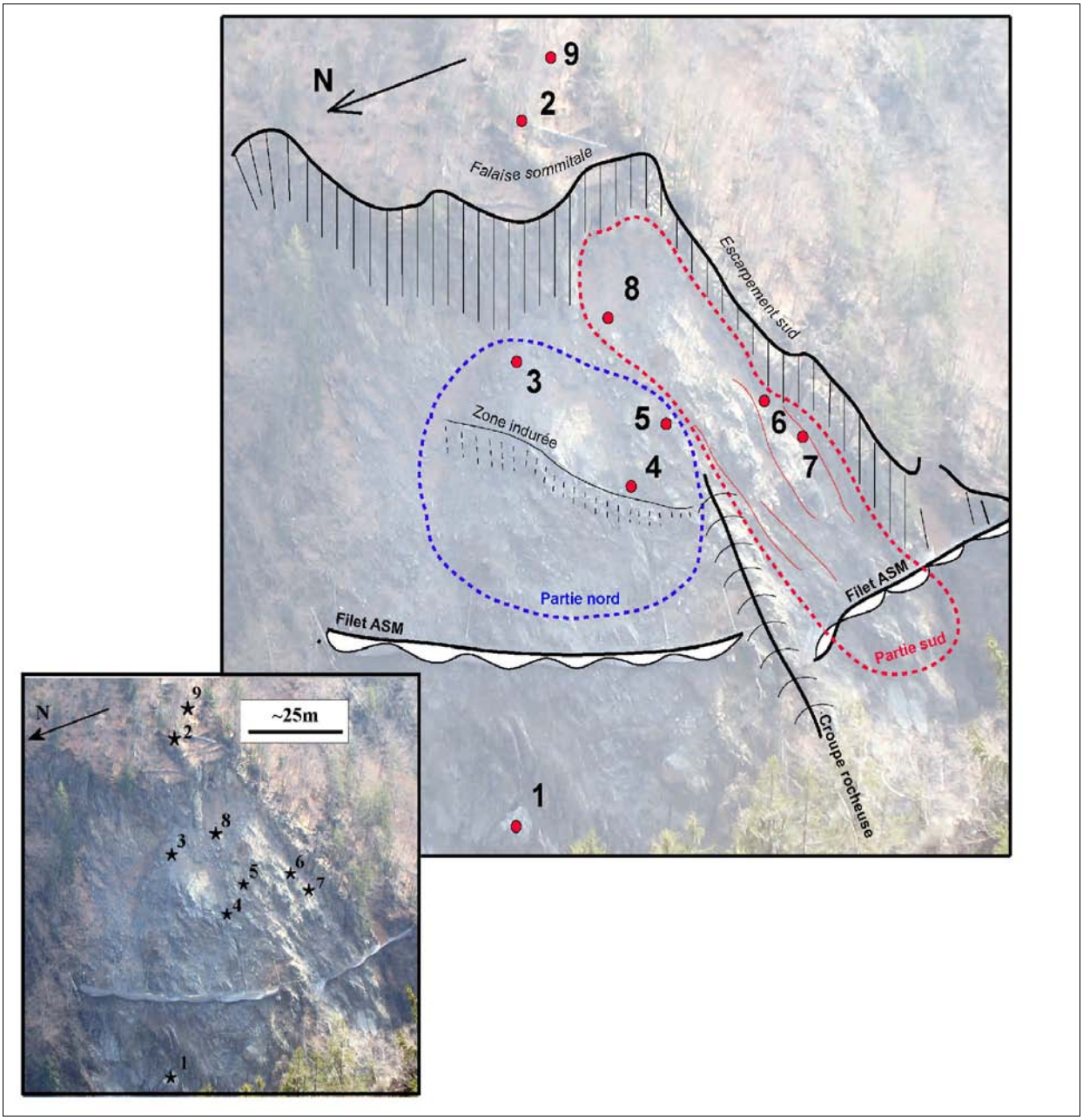


Figure II.7 : Schéma de localisation du site des Cliets.

Seuls les repères géodésiques postérieurs à la purge sont représentés. Le couloir N 45° est séparé de la partie nord par une croupe rocheuse plus compacte que le reste du versant. C'est la partie nord qui a été le siège des éboulements de 1996 et de 2003. Photo de novembre 2006.

qui forme une falaise de 2-3 mètres (Figures II.6 & II.7). Toute la zone SE du glissement au nord de la falaise bordière laisse apparaître des manifestations de cette faille en N 55°. Les pendages de la faille varient faiblement autour de la verticale ;

- une faille normale de direction N150°-160° avec pendage 65-85° vers l'est participe au découpage arrière du versant : la falaise sommitale s'y développe ;
- des plans de diaclases N150°-160° 45°W sont observés en partie sud-ouest (Figure II.8). Ils constituent d'excellentes surfaces de glissement dans le sens de la pente (Figure II.8) ;
- une faille N 50° subverticale forme la bordure SE du glissement (Figure II.7) ;
- une faille N15° 70°NW en mécanisme sénestre-inverse traverse la partie supérieure du glissement, on en trouve des indices sur tout le versant et dans la falaise sommitale. Elle traduit la faille de direction N 20° observée en photo-interprétation sur laquelle l'Arly suit son cours. Une autre famille de failles N20-30° 40-70°SE peut être mise en relation avec la précédente : la foliation est affectée par cet accident et illustre le mécanisme sénestre-inverse (Figure II.9) ;
- une famille de failles N 110° 80° S en mécanisme dextre reflète la structure régionale et le prolongement du sillon alpin.

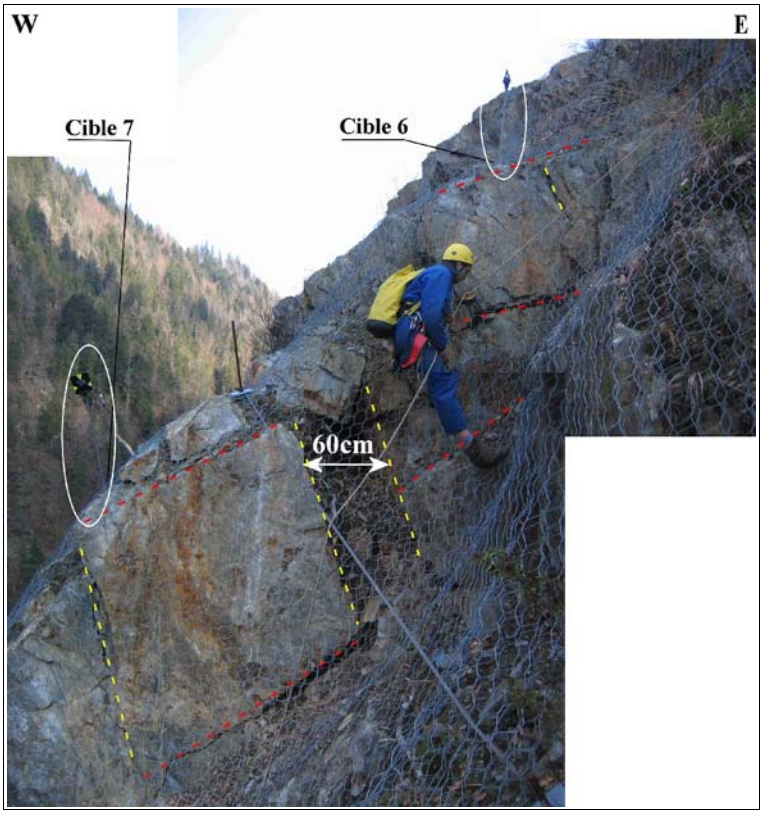


Figure II.8 : Découpage structural des couloirs N 50° avec des surfaces de glissement au niveau des cibles 6 et 7.

Les cibles 6 et 7 sont implantées en bordure d'un couloir N 50°. Les plans N 150-160° 45°W font office de surfaces de glissement. Nous verrons par la suite que les mouvements des cibles confirment cette hypothèse de comportement.

En plus de la fracturation du massif, deux générations de plis sont observables :

- des plis pincés d'axe parallèle à la foliation de direction N 40°-50° à fort pendage vers le sud-ouest. Ils sont surtout observés dans la partie sud du glissement ;
- des plis d'axe horizontaux de direction N 70°-80°. Moins fréquents, ces plis entraînent la schistosité.

Les plis d'axe N 40°-50° peuvent jouer un rôle néfaste dans la stabilité du versant car des glissements banc sur banc au niveau des charnières synclinales peuvent apparaître (*Pothérat, 2003*).

Figure II.9 : Faille N 20-30° affectant la foliation et sur laquelle se développe l'Arly.

2.2.3 Hydrogéologie

Aucune trace de circulation d'eau n'a été notée sur l'ensemble de la zone en mouvement. Seule une source se manifeste au nord du glissement des Cliets dans le talweg N 40°-50° qui borde la zone en mouvement. S'il existe des apports hydriques souterrains, aucune trace n'en est ici décelée.

2.2.4 Profils sismiques

Afin de préciser l'état de fracturation du site, quatre profils sismiques ont été réalisés dans le cadre de l'étude menée par le CETE de Lyon (*Pothérat, 2005*). Ils ont été implantés en partie médiane et supérieure du versant instable (Figure II.10). Les conclusions de cette étude sismique ont montré que :

- la profondeur de la fracturation de surface (rocher fracturé peu ouvert) est de l'ordre de 10 m (profil 1 implanté en zone stable supérieure et profil 2 proche du sillon bordier) avec un rocher sain en dessous ;
- l'épaisseur de rocher très fracturé et mobilisé est de l'ordre de 5-6 m sur la partie supérieure (profil 3) avec un rocher sain en dessous ;
- la partie médiane est destructurée sur 4 m d'épaisseur sur un rocher cette fois-ci fracturé peu

ouvert.

Si la zone mobile présente un rocher très fracturé et ouvert en partie supérieure, les parties basales et amont sont également très fracturées. Le désordre est maximal dans la zone instable même (profil 3); ainsi, les parties stables et basales (en amont et en aval) ont une fracturation potentiellement mobilisable pour une éventuelle évolution du glissement.

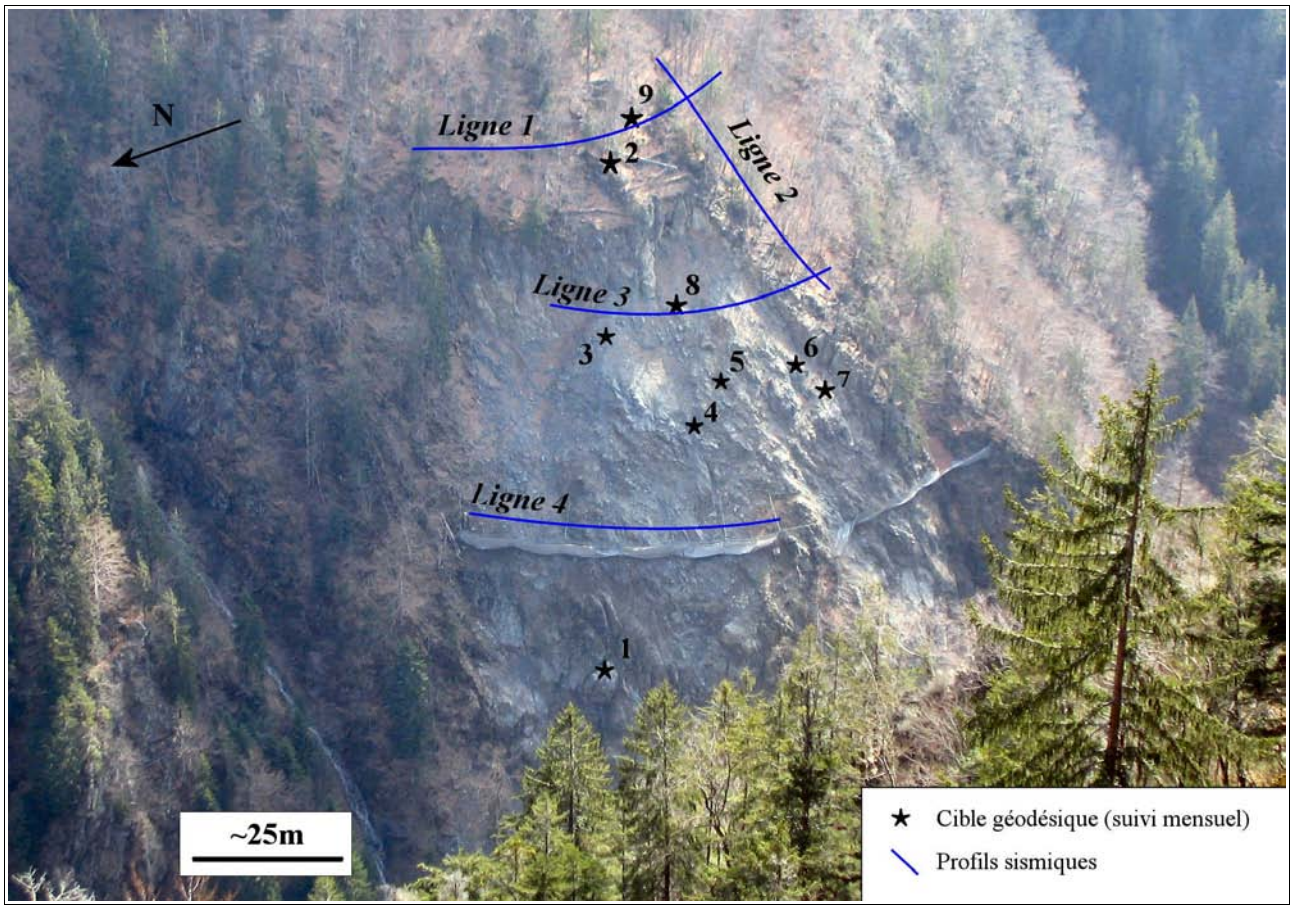


Figure II.10 : Localisation des profils sismiques et des cibles géodésiques installées à partir de septembre 2004.

(Cf. II..2.3.1)

2.3 Suivi instrumental

Le site a été instrumenté à partir de 1997 avec des repères géodésiques et des extensomètres. L'ensemble de ces dispositifs a été mis hors d'usage lors des purges de 2003 : un nouveau dispositif a alors été installé sur la base de repères géodésiques uniquement.

2.3.1 Suivi instrumental des mouvements

Quinze repères géodésiques ont résisté aux chutes de blocs de 2000 à 2003 : ils permettent de reconstituer le comportement du versant avant les purges (Figure II.11). Leur mesure est annuelle. Cette analyse est complétée par neuf bases extensométriques. Après les purges, un nouveau système d'auscultation est mis en place, il est basé sur neuf repères géodésiques suivis mensuellement.

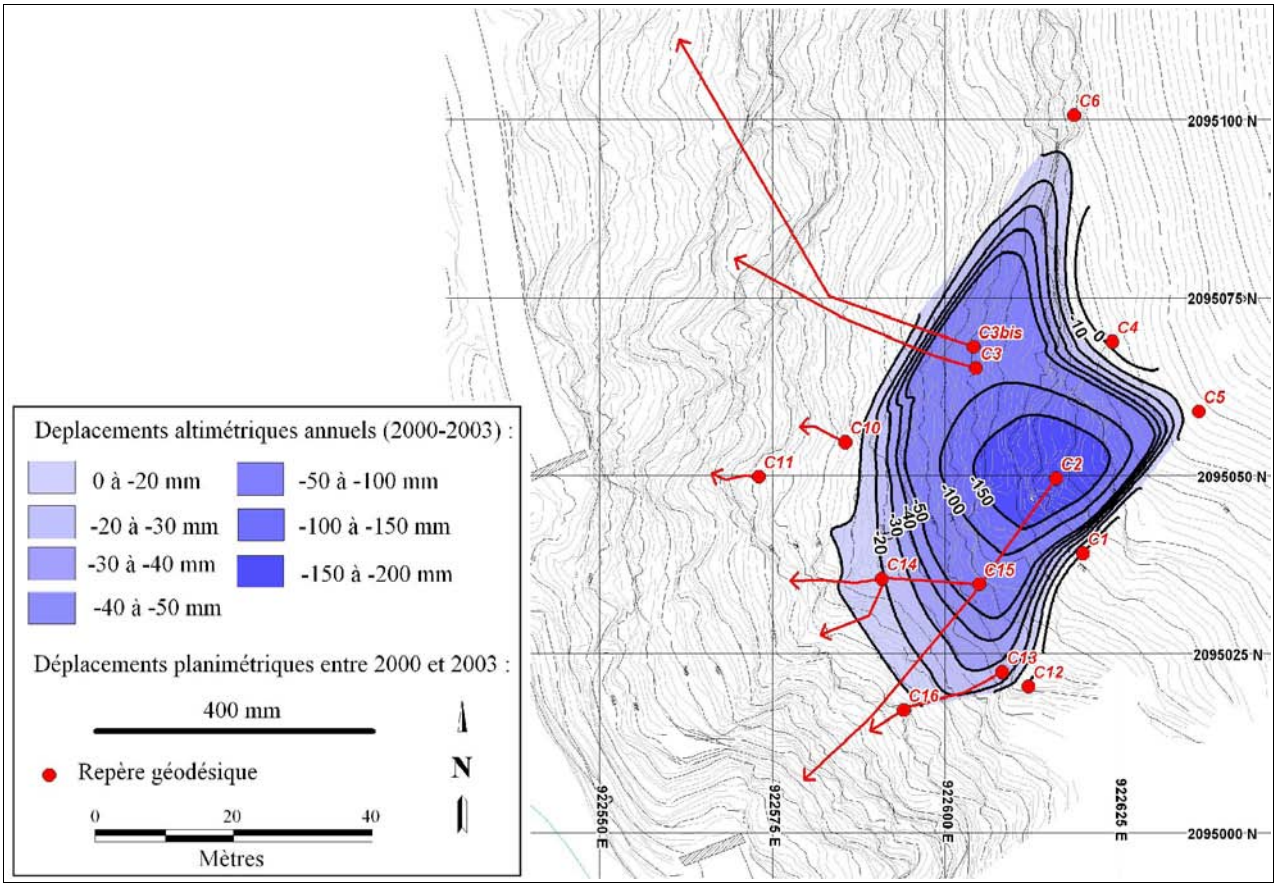


Figure II.11 : Déplacements altimétriques et planimétriques entre 2000 et 2003 à partir du suivi annuel des repères géodésiques.

Le couloir affaissé N 50° qui débouche sur la tête aval du tunnel est le siège de mouvements globalement de la même direction. Ce comportement s'étend aux pentes supérieures de la partie instable, dans la continuité de ce couloir (cible C2) : elles ont été purgées en 2003. La partie nord (cibles C3, C3bis) bouge en direction N 290°. C'est cette partie qui s'est éboulée en 2003. L'affaissement est le plus important dans la partie supérieure (C2) : les parties inférieures sont affectées dans une moindre mesure par les mouvements.

NB : L'interpolation ne prend pas en compte les éléments géologiques observés sur le terrain, ainsi la croupe rocheuse identifiée stable ne peut être représentée pour ce type d'approche. Les données considérées sont ponctuelles : il est hasardeux de tirer des conclusions sur des zones où aucune information cinématiques n'est obtenue.

- Comportement du massif pour la période 1997 - 2003

La zone supérieure de la zone instable est affectée d'affaissement (jusqu'à 200 mm par an en moyenne sur la partie supérieure) alors que la partie médiane est moins affectée (20 mm par an en moyenne). Les déplacements planimétriques sont prépondérants en partie nord (100 mm par an en moyenne) et plus modérés en partie sud (30 à 40 mm par an). Deux trajectoires de glissement se manifestent (*Pothérat, 2003*) : la partie supérieure sud du glissement adopte une trajectoire SW (cibles n^{os} 2, 7, 13, 14, 15) tandis que la partie nord (cibles n^{os} 3, 3bis, 8, 10, 11) se déplace vers le NW. Ainsi l'affaissement était prédominant par rapport aux déplacements planimétriques : les mouvements verticaux prédominants se situaient en pied de l'escarpement sommital, au sud-est de la nouvelle cible n°8. Cette partie a enregistré les mouvements les plus conséquents avant l'éboulement de 2003 (*Pothérat, 2003*).

Les bases extensométriques (9 bases, Figure II.6) étaient implantées perpendiculairement aux sillons affaissé (direction N 50°). L'analyse des déplacements (Figure II.12) démontre des ouvertures variant de 180 à 290 mm pour la période allant de novembre 2000 à octobre 2003. Les

directions d'ouverture sont NW-SE (bases 7-8, 11-12, 13-14) et E-W, dans le sens de la pente (base 13-15). L'évolution depuis 1997 jusque 2003 montre une accélération pour la base 7-8 à partir de fin 2000 et une progression linéaire pour les autres. Comme la base 7-8 est la plus proche de la zone éboulée en 2003, on peut supposer que cette divergence manifestée à partir de 2000 reflétait la préparation de cet évènement.

Seule la base 9-10 se ferme : son implantation comprend la transition entre la zone d'influence du couloir N 50° et la partie nord qui évolue vers le W-SW.

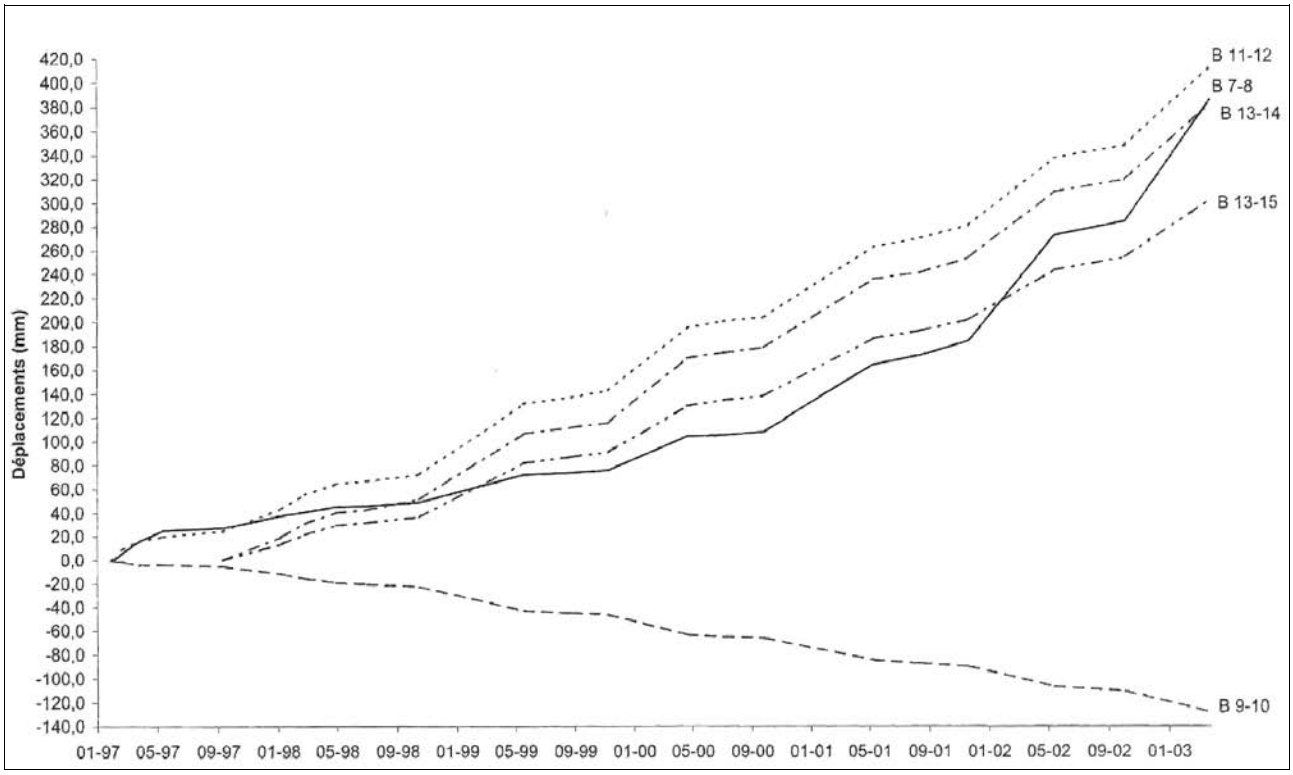


Figure II.12 : Suivi extensométrique, variations des bases de mesures.

L'ensemble des bases évoluent linéairement excepté la base 7-8 qui diverge à partir de la fin de l'année 2000. Cette base était la plus proche de la zone éboulée de 2003. Seule la base 9-10 évolue en fermeture : elle se situe à la transition entre la partie sud influencée par des directions de mouvements SW et la partie nord qui évolue en direction S-NW.

- Comportement du massif pour la période 2004 - 2007

Neuf cibles géodésiques ont été implantées après les purges (Figures II.2 & II.6). Six d'entre-elles sont installées sur l'ancienne partie active alors que deux sont installées en zone amont (n°2 et n°9) et une en aval (n°1) en direction de la tête amont du tunnel des Cliets. Elles sont suivies mensuellement. La précision des mesures annoncée par le cabinet de géomètres Duboin-Burnier est de +/- 4 à 7 mm selon les trois axes. La technique utilisée est la tachéométrie ; aucun contrôle de la précision n'a été prévu dans la réalisation de ces mesures.

Les mesures analysées sont échelonnées entre septembre 2004 et mai 2007. Le comportement planimétrique (Figure II.13) et altimétrique (Figure II.14) est conforme à ce qui était observé avant la purge. Les précisions annoncées par le cabinet de géomètres ne semblent pas vérifiées sur le terrain. En effet, le point suivi n°2 a des variations de positions planimétriques de +/- 30 mm, le point n°9 de +/- 12mm alors que leur position est "censée" être stable et que l'ensemble des mesures

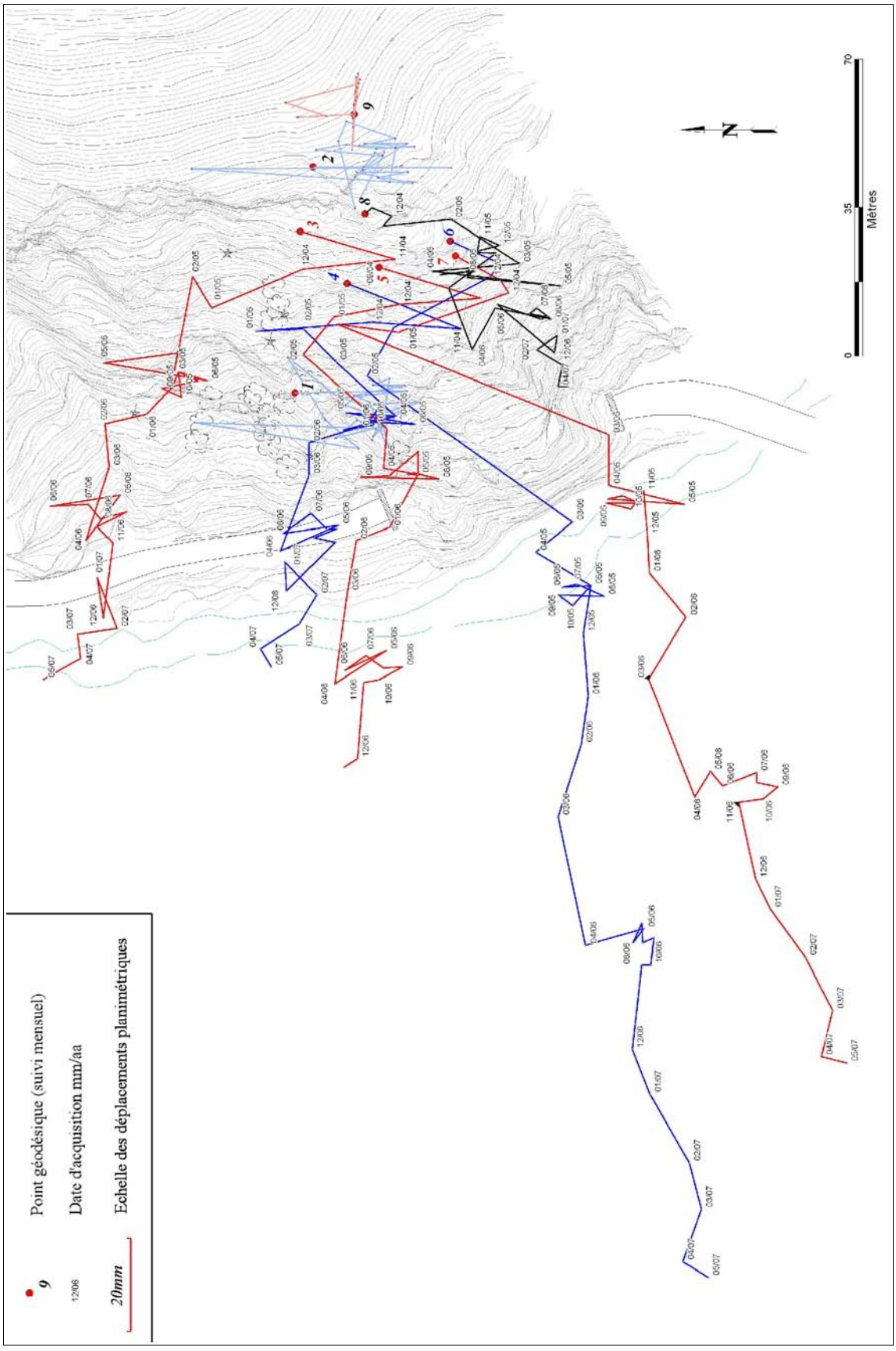


Figure II.13 : Déplacements planimétriques du versant du tunnel des Cliets entre septembre 2004 et mai 2007, données issues du suivi géodésique mensuel.

forme l'ellipsoïde d'erreur. Par ailleurs, les mouvements adoptent deux directions WNW et WSW et peuvent être distingués suivant leur géographie dans le glissement :

- **la partie amont** (cibles n^{os}2 et 9) ne montre pas de déplacement planimérique significatif. Ces cibles sont interprétées comme stables. Cependant, elles ont étonnamment un déplacement altimétrique positif, respectivement 30 et 34 mm entre septembre 2004 et mai 2007 (Figure II.14). Ce soulèvement s'organise en deux phases : automne 2005 et automne 2006 pour les deux cibles. En dehors de ces périodes aucun mouvement de soulèvement significatif n'est décelable. Nous n'avons pas d'explications pour ce phénomène autre que des erreurs de levés géodésiques ou alors un effet climatique : la station d'acquisition est située rive droite de l'Arly et semble stable (stabilité annoncée et contrôlée par le géomètre) ; une autre possibilité pourrait être une mise en mouvement de l'ensemble du versant mais aucun indice de terrain ne va dans ce sens ;

- **la partie aval** (cible n°1) n'a pas de mouvement planimétrique. D'un point de vue planimétrique, on y observe le même phénomène qu'en partie amont du glissement : un soulèvement de cette zone de 23 mm entre septembre 2004 et mai 2007. Ce soulèvement suit les mêmes phases d'accélérations lors des automnes 2005 et 2006. Un paramètre climatique est clairement en cause lors de ces phases ;

- l**a partie nord** (cibles n^{os}3, 4 et 5) enregistre un déplacement horizontal de 30 mm annuel entre 2004 et 2007 (Figure II.13). Cette translation se couple d'un affaissement de l'ordre de 20 mm par an. Ces cibles ont des déplacements synchrones. Des phases d'arrêt et de mise en mouvement s'alternent (Figure II.15). Les phases d'arrêt se sont produites de juin 2005 à décembre 2005 ainsi que de juin 2006 à novembre 2006. L'intégralité des mouvements

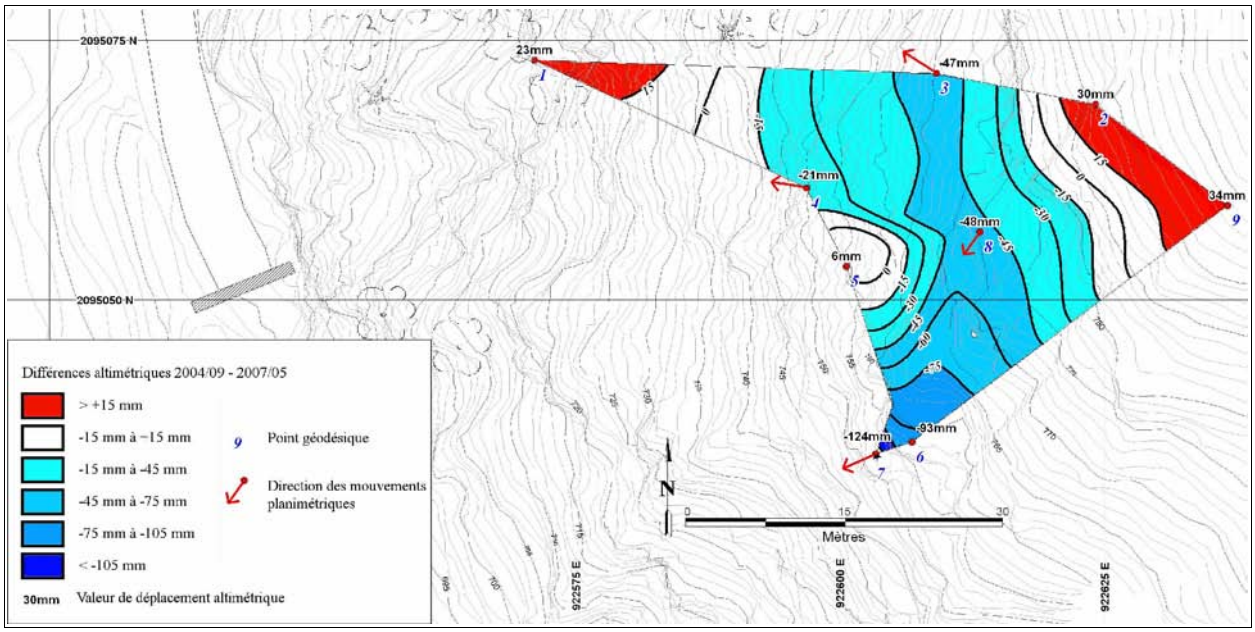


Figure II.14 : Carte d'iso-subsidence sur le secteur des Cliets entre septembre 2004 et mai 2007.

Réalisée à partir de l'interpolation des données de suivi géodésique, elle met en évidence (1) la "surrection" des zones stables aux points1, 2 et 9. Si cette surrection est due à une éventuelle instabilité du point d'acquisition (non décelée ici) alors les affaissements de l'ensemble des cibles doivent être majorés de 29 mm ; (2) l'affaissement dans le couloir SW des cibles 6 et 7 ainsi que de la zone nord sur les cibles 3 et 4. Les directions des mouvements indiquent que l'ensemble du couloir SW se déplace vers la tête aval du tunnel alors que la partie nord évolue vers la tête amont.

annuels (planimétriques et altimétriques) se déroule pendant le reste de l'année soit pendant la période hivernale et printanière : l'effet de l'évapotraspiration peut ici jouer dans le sens de la sécurité ;

- **la partie sud** (cibles n^{os}6, 7 et 8) suit une trajectoire vers le WSW. Cette partie du mouvement est la plus rapide : les déplacements planimétriques sont de l'ordre de 70-80 mm/an. La cible n°8 de la zone amont a un rythme moins soutenu (20 mm/an planimétriques). Les phases estivales et automnales correspondent à une phase d'arrêt des mouvements qui se déroulent en périodes hivernale et printanière. Les affaissements sont les plus importants sur les cibles 6 et 7 (> 50 mm/an) qui, nous l'avons vu, ont un mécanisme spécifique à partir de glissement sur surfaces structurales. La partie supérieure du couloir (Cible 8) a un affaissement de 27 mm/an entre septembre 2004 et mai 2007 : c'est du même ordre de grandeur que ce qui pouvait être observé avant la purge.

Les vitesses des mouvements adoptent un rythme bi-annuel (Figures II.15 & II.16) avec des périodes de stabilité de juin à novembre et des périodes de mouvement de novembre à mai. Ce comportement ne peut qu'être dû aux conditions climatiques et/ou hydriques (Figure II.15), sans toutefois que nous puissions en expliciter précisément les causes.

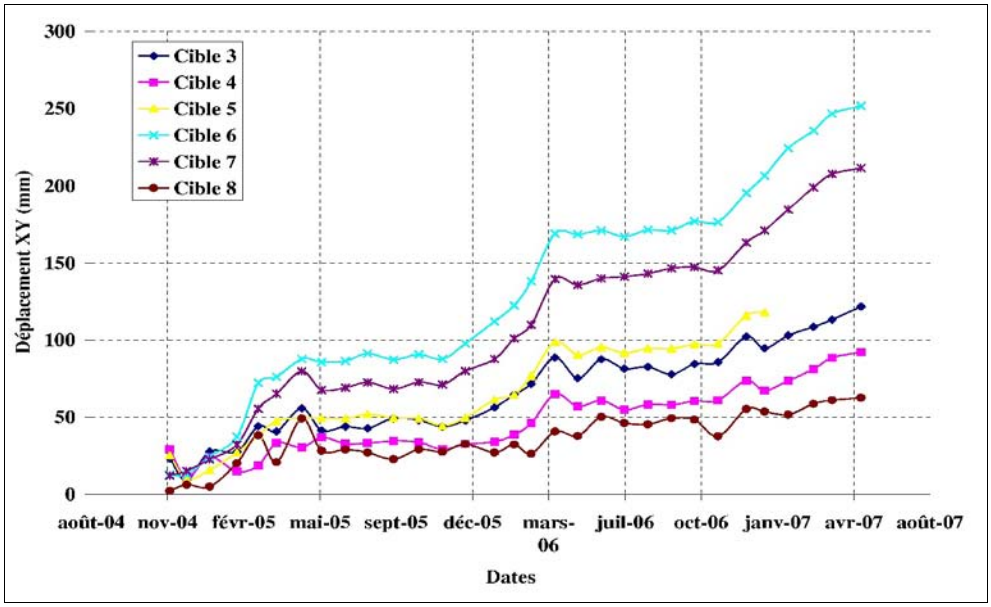


Figure II.15 : Graphe des déplacements planimétriques cumulés entre novembre 2004 et avril 2007.

Un rythme saisonnier est clairement adopté par l'instabilité. Les périodes de stabilité (de juin à fin octobre) succèdent à des périodes de mouvements le reste de l'année. Un contrôle climatique et/ou hydrique est mis en évidence.

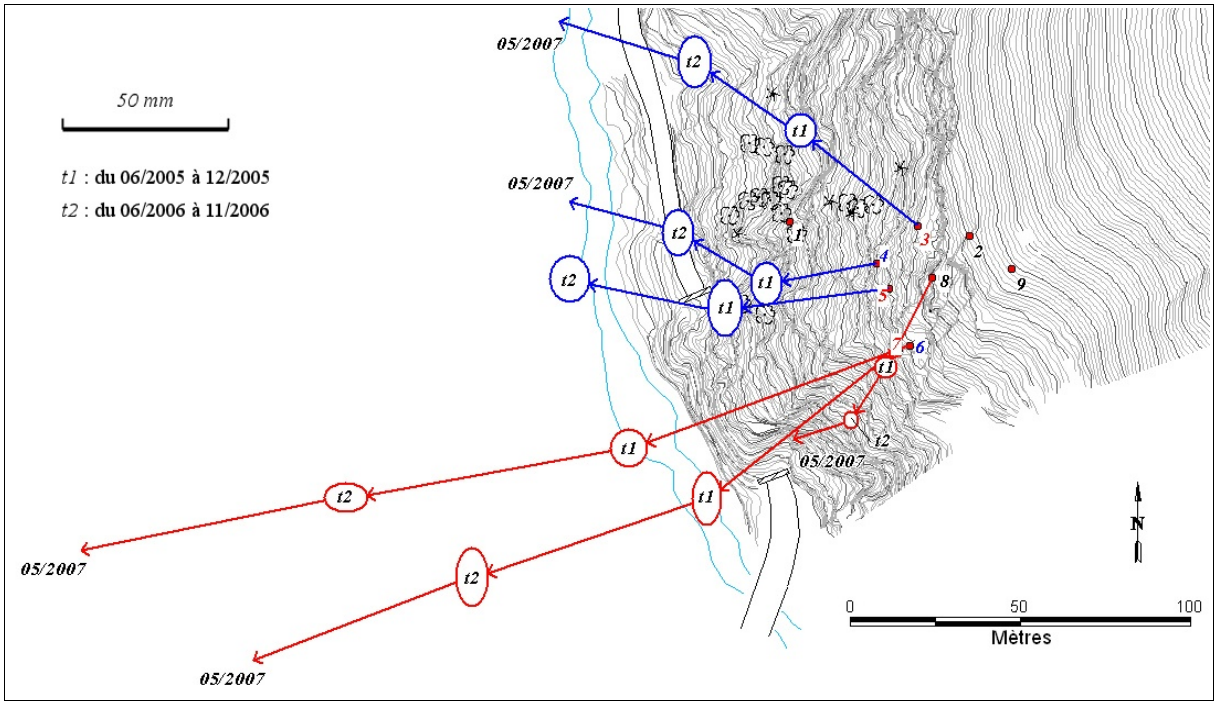


Figure II.16 : Déplacements planimétriques (09/2004 – 05/2007) avec les phases de mouvement et d'arrêt.

Les ellipses entourant t1 et t2 correspondent à une stabilisation du mouvement pendant la période correspondante. L'instabilité marque ainsi des pauses estivales et automnales pour des mises en mouvement hivernales et printanières.

2.4 Les mécanismes mis en jeu

Les trajectoires observées pour les points géodésiques étudiés avant et après la purge tendent à démontrer un conditionnement structural de l'instabilité :

- la foliation, de direction N 50° et de pendage 60 à 90° vers le sud-est, opère un découpage prépondérant. Les extensomètres en place jusque 2003 ont montré l'ouverture du massif perpendiculairement à ce découpage. Ces ouvertures prennent place dans un large couloir affaissé de direction N 50° qui rejoint la tête aval du tunnel ;

- le faisceau de failles de direction N 110°-120° est responsable d'un broyage et d'une fracturation importante du massif.

La combinaison de ces deux découpages rend le massif sensible aux mouvements. Un contrôle saisonnier des mouvements a été mis en évidence ainsi que la continuité des déplacements malgré les purges d'une dizaine de mètre de profondeur effectuées. Les directions des mouvements montrent une séparation cinématique de l'instabilité :

- le couloir N 50° qui aboutit à la tête aval du tunnel est le siège de mouvements vers le SW avec un affaissement de l'ordre de 30 mm/an (hors points spécifiques comme les cibles 6 et 7) si la stabilité du point de référence est vraie. L'instabilité s'accompagne dans cette zone d'ouvertures perpendiculaires aux plans N 40-50° issus de la foliation. Les déplacements des cibles 6 et 7 montrent que des surfaces de glissement sur plans structuraux sont présentes et peuvent conditionner les directions des déplacements et des discontinuités ;

- la partie nord du versant a été le siège des éboulements de 1996 et 2003 ; on y observe un affaissement (25 mm/an) ainsi que des déplacements vers le W-NW alors les parties

inférieures sont quasiment immobiles. Il y a un blocage des mouvements à l'aval de cette zone.

Tout se passe comme s'il y avait deux mouvements de versants distincts, au nord et au sud, de part et d'autre du tunnel (intact et non affecté).

L'ensemble de la fracturation est repris par l'instabilité. Les causes du mouvement ne sont pas clairement identifiées, même si elles sont précisées. Le fait que le site se situe (1) dans le prolongement de la vallée du Grésivaudan, (2) dans l'alignement de deux mouvements de versant importants et (3) à l'intersection avec une faille parallèle à la vallée de l'Arly place le site sous une haute probabilité d'occurrence sismique. Les ouvertures des sillons N 40°-50° semblent être les initiateurs des mouvements dans le couloir N 50° affaissé : à partir de cette amorce, les surfaces de glissements (plans N 150° 45°W) peuvent être activés expliquant les manifestations d'instabilité pour la partie sud. La partie nord relève d'un autre comportement : sa partie aval est immobile alors que l'ensemble de cette partie du versant évolue selon la ligne de plus grande pente, excepté pour le point n°3. Enfin, le contrôle climatique est mis en évidence sans qu'il soit clairement expliqué : l'examen conjugué des données de déplacements avec les données hydriques (non disponibles dans cette étude) devrait montrer le rôle prépondérant de l'évapotranspiration et/ou d'apports d'eau en profondeur.

- Évolution future du glissement

Trois zones apparaissent actives ou susceptibles d'être mobilisées :

- **stabilité de la falaise sommitale** : les mouvements verticaux des cibles n°2 et 9 n'ont pas été confirmés par les investigations de terrain, cette zone n'apparaît pas instable à court terme, même si les profils sismiques ont révélé une fracturation intense qui peut être mobilisée dans le glissement. Ce constat amène à appréhender la stabilité du point d'auscultation avec réserves ;

- **réactivation progressive de la zone sud** : la partie sud du glissement (trajectoires en rouge sur la Figure II.16) est localisée dans le couloir affaissé N45°/50°. Sa direction correspond à la direction de la foliation à pendage vertical. Ainsi, les ouvertures verticales et parallèles à cette foliation destructurent dans un premier temps le couloir. Le faisceau de failles N 110° joue un rôle accru dans la déstabilisation. Une fois la déstructuration réalisée, l'aspect gravitaire devient prépondérant avec sans doute des contraintes hydrogéologiques ;

  Les plans N 150° 45W et N 150° 75E sont particulièrement sollicités dans la zone de cibles n°6 et 7 (Figure II.8). Ces cibles ont d'ailleurs une évolution proche de celle du glissement sur ces plans N 150° 45°W. La zone du couloir N 45°/50° semble ainsi affecté par des glissements plans mais également par des affaissements dont l'origine n'est pas encore connue. En effet, les missions de terrain ont confirmé la présence d'amorces d'affaissement dans toute la zone d'influence du couloir N 50°. Ainsi, les mouvements observés laissent à penser que les purges effectuées n'ont eu qu'un effet curatif en surface laissant actif le moteur de l'instabilité ;

- **mise en charge de la zone nord** : les trajectoires de la partie nord sont sub-orthogonales à la foliation (N50°). Les mouvements se font en butée sur une zone stable située en aval. Une rupture de cette zone sous la charge progressive supérieure pourrait intervenir et provoquer l'éboulement d'une partie nord de l'instabilité, à l'image de l'éboulement d'octobre 2003.

3 La télédétection : un site peu favorable

L'étude cinématique du versant à partir des repères géodésiques nécessite des interpolations : la couverture spatiale des mesures empêche de connaître les limites des différents compartiments à vitesses homogènes. Nous évaluons donc dans cette partie du mémoire deux types de données d'imagerie : les images DRONE et les rendus topographiques issus d'acquisitions au scanner-laser terrestre.

3.1 Images DRONE

Les avantages du DRONE sur les images aériennes classiques (IGN et vols spécifiques) sont la rapidité de la mise en oeuvre, la flexibilité et des hauteurs de vols adaptables aux besoins. Nous avons réalisé un vol pour tester son application aux mouvements de versants "de bord de route".

3.1.1 Mission

L'objectif de cette mission était d'acquérir des images stéréoscopiques de la zone des Cliets à très

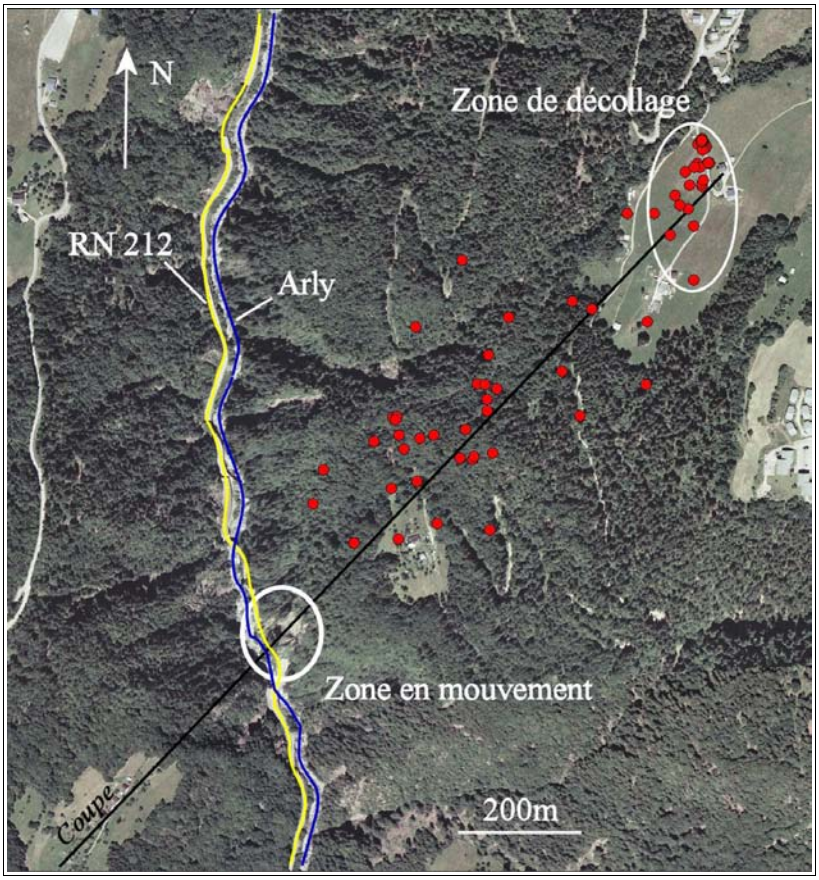


Figure II.17 : Localisation du site de décollage et du versant instable sur orthophoto IGN©.

Les points de passage du DRONE sont colorés en rouge. Ils sont fournis par le GPS (absolu) embarqué a bord de l'appareil qui enregistre la position du DRONE toutes les trente secondes. On remarque que le DRONE ne s'est jamais situé à l'aplomb du site pour rester au nord-est : la portée de la radio commande n'a pas permis son survol.

haute résolution spatiale (de l'ordre de quelques centimètres) au sol afin de réaliser des MNT et des ortho-images. La mission a été effectuée le 19 avril 2006 dans des conditions aérologiques idéales.

Le décollage et l'atterrissage du DRONE nécessitent une zone d'environ 30 m de long, dégagée et sans végétation. La zone la plus proche répondant à ces critères est située à 800 m au nord-est de la zone en mouvements (Figure II.17).

La résolution au sol des images se calcule à partir de la hauteur de vol, de la focale et du nombre de pixels (Tableau II.2). Elle est ici de l'ordre de 20 cm.

Hauteur de vol	450 m
Distance maximum DRONE – poste de commande	650 m
Appareil photographique	Fujifilm FinePixS2PRO
Focale de l'objectif lors de prises de vue	19 mm
Dimensions des images (pixels)	3024 x 2016 = 6,17.10^6 pixels

Tableau II.2 : Caractéristiques de l'acquisition DRONE.

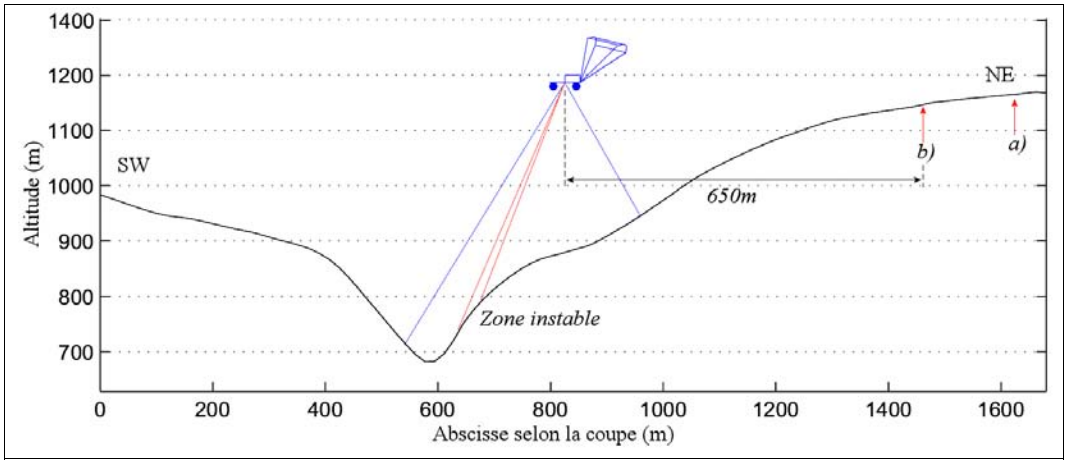


Figure II.18 : Coupe altimétrique SW-NE du val d'Arly au niveau de la zone instable.

(source BDTopo©)

Le positionnement approximatif du DRONE lors de ses acquisitions avec a) point de décollage et b) point de pilotage le plus rapproché montre l'impossibilité de réaliser des prises de vues verticales.

Afin d'améliorer la précision de la prise de vue, un retour vidéo en temps réel permet à l'opérateur d'optimiser le déclenchement des prises de vue du DRONE. La distance maximale observée entre l'appareil et ses commandes lors de ce vol a été de 650 m. Cette distance est limitée par la portée de la radiocommande, de la végétation, des contraintes topographiques et la difficulté de pilotage. L'ensemble de ces limitations n'a pas permis de dépasser une distance de 650m. Une telle distance n'a pas été suffisante au regard des 820 m qui auraient été nécessaires pour survoler le glissement avec un point de vue vertical (Figure II.18). De fait, ce sont des prises de vues obliques qui ont été réalisées.

3.1.2 Images retenues

Malgré le point de vue oblique (défavorable), des prises de vues ont été réalisées. La résolution au

sol est de l'ordre de 20 cm. La projection de la surface instable dans le plan des images obliques réalisées (Figure II.18) a une surface apparente limitée (inférieure à 20 m rapportés au plan image). Les images ne peuvent pas être exploitées car la vision du glissement est très limitée (Figure II.19). Du fait de l'angle de vue arrière et de la forte inclisaison du versant, sa représentation sur les images

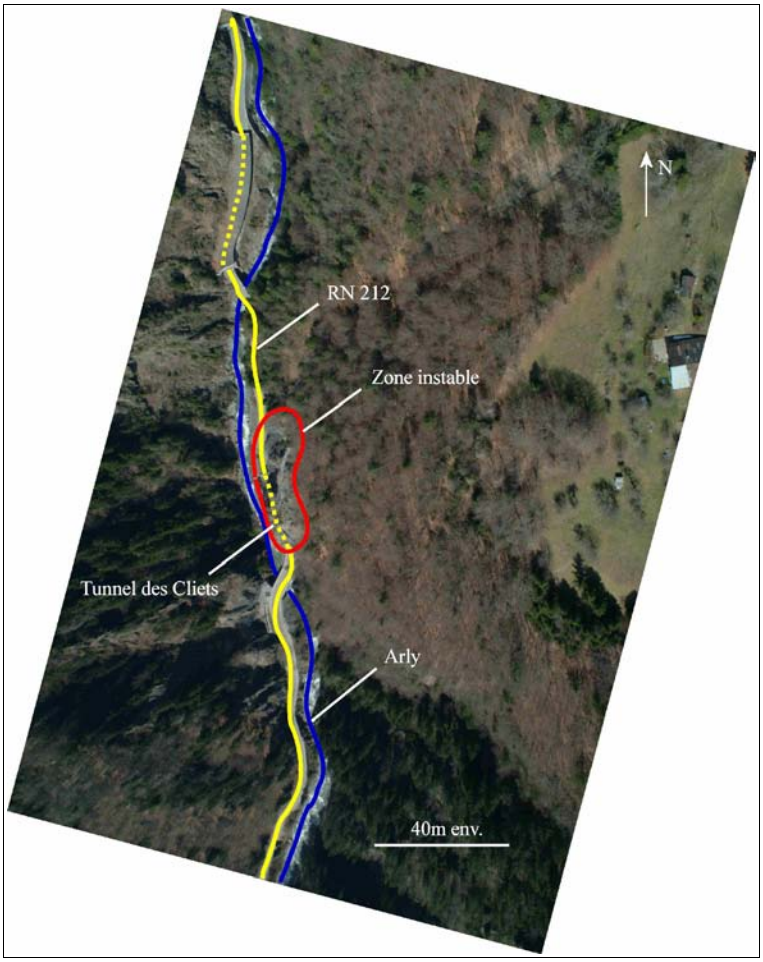


Figure II.19 : Image DRONE issue de la campagne d'avril 2006.
La zone instable (délimitée de rouge) ne peut être étudiée puisque sa projection dans le plan image est trop réduite.

se limite à quelques centaines de pixels de large, ce qui n'est pas suffisant pour déceler des mouvements de l'ordre de 10 cm/an.

3.1.3 Limites du DRONE

Le DRONE a montré son potentiel d'utilisation en milieu de plaine (*Lejot et al., 2007*). Toutefois, malgré sa grande flexibilité et sa maniabilité, le DRONE dans son état souffre de plusieurs limitations pour une utilisation dans les régions montagneuses :

1. *les conditions aérologiques et son impact sur les prises de vue*. Un vent faible est requis (inférieur à 10 km/h) : le pilotage du DRONE est délicat par vent marqué ou fort. Les trajectoires de l'appareil sont difficiles à tenir et les tangages et roulis empêchent une bonne réalisation de la verticale dans les prises de vue ;

2. *la piste d'envol*. Les décollages et atterrissages nécessitent une zone plate d'une trentaine de mètres. Cette zone doit également être dégagée latéralement pour permettre les correctifs de

pilotage. De telles zones peuvent être délicates à trouver en zone montagneuse et peuvent augmenter significativement les distances entre la zone de commande et la zone à survoler ;

3. *la distance limitée entre l'opérateur et l'appareil*. La puissance de la radiocommande, les contraintes topographiques et de végétation ainsi que la nécessité du contrôle visuel limitent la distance opérateur-appareil ;

4. *le positionnement précis du DRONE*. La position est déterminée par un GPS domestique qui enregistre la position à un pas de temps donné. La bonne réception des signaux GPS est soumise à une bonne couverture satellitaire lors de la campagne d'acquisition. Les positions enregistrées sont entachées d'incertitude et ne correspondent pas forcément à la position lors des prises de vue, surtout dans le cas d'un GPS absolu ;

5. *la prise de vue des images*. La verticalité de la prise de vue n'est pas assurée lors de tangages et roulis incontrôlables du DRONE. Aucune mesure de l'écart à la verticale n'est effectuée. Dans le cas de vols en plaine, cette verticale est garantie par de longues trajectoires rectilignes à basse vitesse et sans vent. De telles trajectoires sont difficiles à garantir en milieu montagnard ;

6. *l'altitude de vol par rapport au sol*. Elle est déterminante sur la résolution des images.

Pour toutes ces raisons aucune autre acquisition DRONE n'a été menée : elle aurait été vouée à l'échec, soit dans son acquisition, soit dans le traitement des images. De plus, l'amplitude des mouvements à détecter est minime comparativement à la résolution des images brutes obtenues (20cm).

D'un point de vue des perspectives de développement, l'utilisation d'un hélicoptère radiocommandé possédant un autopilote permettra de réaliser fidèlement des plans de vol. De plus, le positionnement par GPS avec plateforme inertielle intégrée offrira des possibilités intéressantes dans une utilisation en montagne. Si un tel système est opérationnel sur une plate-forme hélicoptère (*Vallet, 2007*), actuellement l'hélicoptère radiocommandé est au stade de développement ; de plus, la faiblesse des mouvements à détecter nous ont fait renoncer à tester l'utilisation d'un tel appareil sur le site des Cliets.

3.2 Scanner-laser terrestre

L'acquisition de millions de points 3D grâce au scanner-laser terrestre laisse espérer une représentation de la topographie à haute résolution sur l'ensemble du versant. En comparant les acquisitions, les évolutions seraient donc observables sur l'ensemble du massif. Ainsi, nous avons réalisé plusieurs acquisitions au scanner-laser terrestre pour tester son application à l'auscultation des mouvements de versants. Nous décrirons dans un premier temps les conditions de réalisation des missions, pour ensuite réaliser une évaluation des précisions obtenues. Nous analyserons enfin les résultats pour la description cinématique des mouvements du versant.

3.2.1 Missions d'acquisition

- Contraintes topographiques

Le site instable du tunnel des Cliets n'est visible que sur un linéaire de dix mètres en rive droite de l'Arly le long de la R.D. 109 : la végétation ainsi que la forte pente empêchent tout autre point de

vue qui correspond également à l'emplacement de la station géodésique pour le suivi mensuel du site.

La distance entre la station d'acquisition scanner-laser et la zone à étudier est approximativement de 450 m (Figure II.20) à vol d'oiseau alors que la portée théorique du scanner-laser utilisé, le Riegl LMS-420i (Cf. I.3.3.4) est de 800 m sur cibles réfléchissantes.

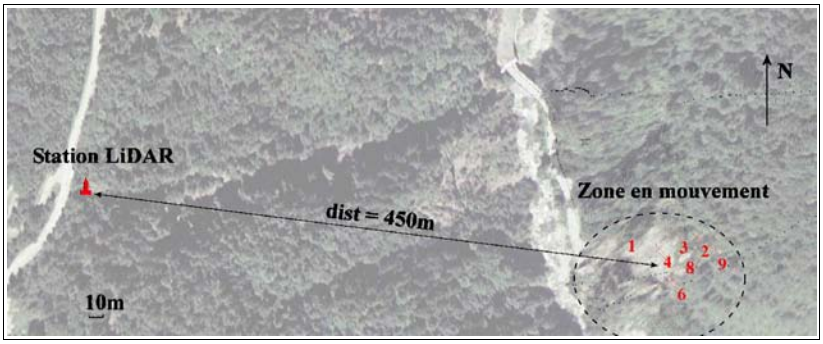


Figure II.20 : Localisation de la station d'acquisition du scanner-laser terrestre.

- Missions effectuées

Trois missions ont été réalisées au scanner-laser terrestre par la société ATM3D dans le cadre du projet ClimChAlp (INTERREG IIIB) :

- **Mission n°1 : 15 novembre 2005**. Cette mission a constitué l'étude de faisabilité de la technique sur ce site. La distance d'acquisition sur cibles naturelles n'avait jamais été testée. Le résultat est concluant du point de vue de l'intensité du signal réfléchi à une telle distance. En tant qu'acquisition-test, l'équipement total du site pour le référencement n'a pas été réalisé dans un premier temps. L'idée première était de recaler les nuages de points entre les différentes acquisitions par minimisation de distance sur les zones stables. Ainsi, une unique cible réfléchissante temporaire est installée dans le haut du versant alors que cinq autres le sont le long de la R.D. 109, ce qui s'avèrera insuffisant : les points de calage ne sont pas assez bien répartis spatialement puisque quatre sur cins sont alignés le long de la route. Ainsi les données forment un nuage de points non référencés : les données sont dans un système relatif ;

- **Mission n°2 : 13 juin 2006**. Les zones stables identifiées sont fortement couvertes par la végétation, dans le doute d'un recalage des nuages de points défectueux, le référencement est consolidé : cinq cibles réfléchissantes d'un mètre de diamètre sont installées à demeure sur le pourtour du glissement (Figures II.2 & II.21). Le nuage de points est désormais correctement géoréférencé en Lambert II étendu ;

- **Mission n°3 : 14 novembre 2006**. La méthodologie est conservée avec le même principe de référencement ;

Figure II.21 : Partie supérieure du mouvement des Cliets au dessus de la falaise sommitale.
La cible réfléchissante (difficile à prendre en image) fait un mètre de diamètre.

3.2.2 Précisions théoriques et pratiques du scanner-laser

- Précision théorique

La précision théorique finale dépend de deux composantes principales (Cf. I.3.3.3) :

- la précision de la mesure constructeur : avec une résolution maximale (0,002° et 0,0025° respectivement en verticale et en horizontale) l'échantillonnage de la surface au sol du glissement sera théoriquement inférieur à deux centimètres. Cependant, la diffraction du laser (Tableau I.2) est de 25 mrad : le diamètre du rayon à 450 m est de 11,5 cm. Les aspérités du terrain vont donc être lissées d'autant ;

- le passage du nuage de points dans un référentiel absolu : le calage du nuage de points doit être réalisé à partir de cibles ayant été levées par tachéométrie.

Afin de connaître non pas la précision théorique finale mais la précision réelle des mesures, nous avons effectué un test pour la quantifier.

- Précision effective

Une évaluation de la précision effective des acquisitions au scanner-laser a été menée avec la société ATM3D. Afin de se placer dans les conditions d'acquisitions réelles, aucune cible réfléchissante n'a été utilisée. Une planche de bois fixée sur une branche apposée sur une butte rocheuse a servi de cible naturelle (Figure II.22) sur un site extérieur aux Cliets. Ses dimensions sont de 35cm par 110 cm. Puisqu'une acquisition au scanner-laser terrestre possède plusieurs stations d'acquisitions quand le terrain est perturbé, la précision ici évaluée est la précision relative des nuages de points issus des différentes stations du scanner-laser (Cf. I.3.5.3). Le dispositif mis en place ne permet pas de connaître la précision absolue.

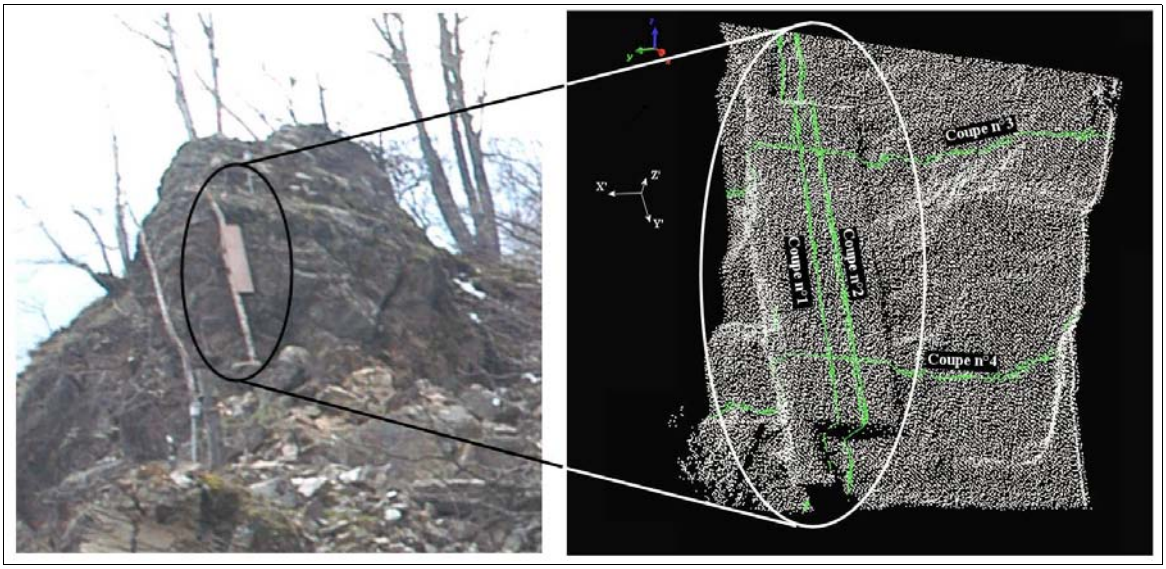


Figure II.22 : Configuration de la cible lors du test de précision du scanner-laser terrestre.

Une planche de bois apposée sur une butte rocheuse sert de cible naturelle. Plusieurs coupes sont réalisées dans le nuage de point résultant de l'acquisition au scanner-laser terrestre.'

Trois stations d'acquisition ont été mises en oeuvre dans cette expérimentation. Elles sont repérées en fonction de leur distance à la planche ainsi que par l'angle formé par le rayon laser et la normale au plan de la planche (Tableau II.3). Les distances sont relativement courtes, environ une cinquantaine de mètres et les angles varient de 10° à 60°. Pour ces distances, les précisions théoriques attendues sont de **10 mm**.

Station	Distance 'station-cible'	Angle d'acquisition % normale au plan
1	69 m	30°
2	47 m	10°
3	43 m	60°

Tableau II.3 : Caractéristiques des stations d'acquisition lors du test de précision.

Le nuage de points résultant est exploité en y réalisant quatre coupes (Figure II.22). Un nouveau repère orthogonal (X', Y', Z') a été mis en place reprenant les directions des coupes. C'est selon ce nouveau repère que sont présentés les résultats des coupes 1 et 3 (Figure II.23) :

- les deux premières stations d'acquisitions fournissent des résultats identiques en ayant les mêmes valeurs moyennes selon les trois coupes (Figure II.23). Toutefois la dispersion de la station 1 est plus marquée (+/- 10 mm) que la station 2 (+/- 5mm). A partir de ces deux seuls nuages de points la précision relative serait de +/- 10 mm ;

- la troisième station d'acquisition possède un décalage dans les deux directions (XX') et (YY') : respectivement 40 mm et 20 mm pour les coupes n°1 et n°3. La dispersion autour de la valeur moyenne est également supérieure aux deux autres stations (+/- 20 mm).

Le nuage de points global a donc une précision relative de +/- 25 mm qui représente le bruit global aux trois acquisitions. Toutefois, en considérant comme plus représentatives les stations 1 et 2, le nuage de points global aura une erreur de 15 mm selon les trois axes par rapport au même nuage de

points issus des seules stations 1 et 2.

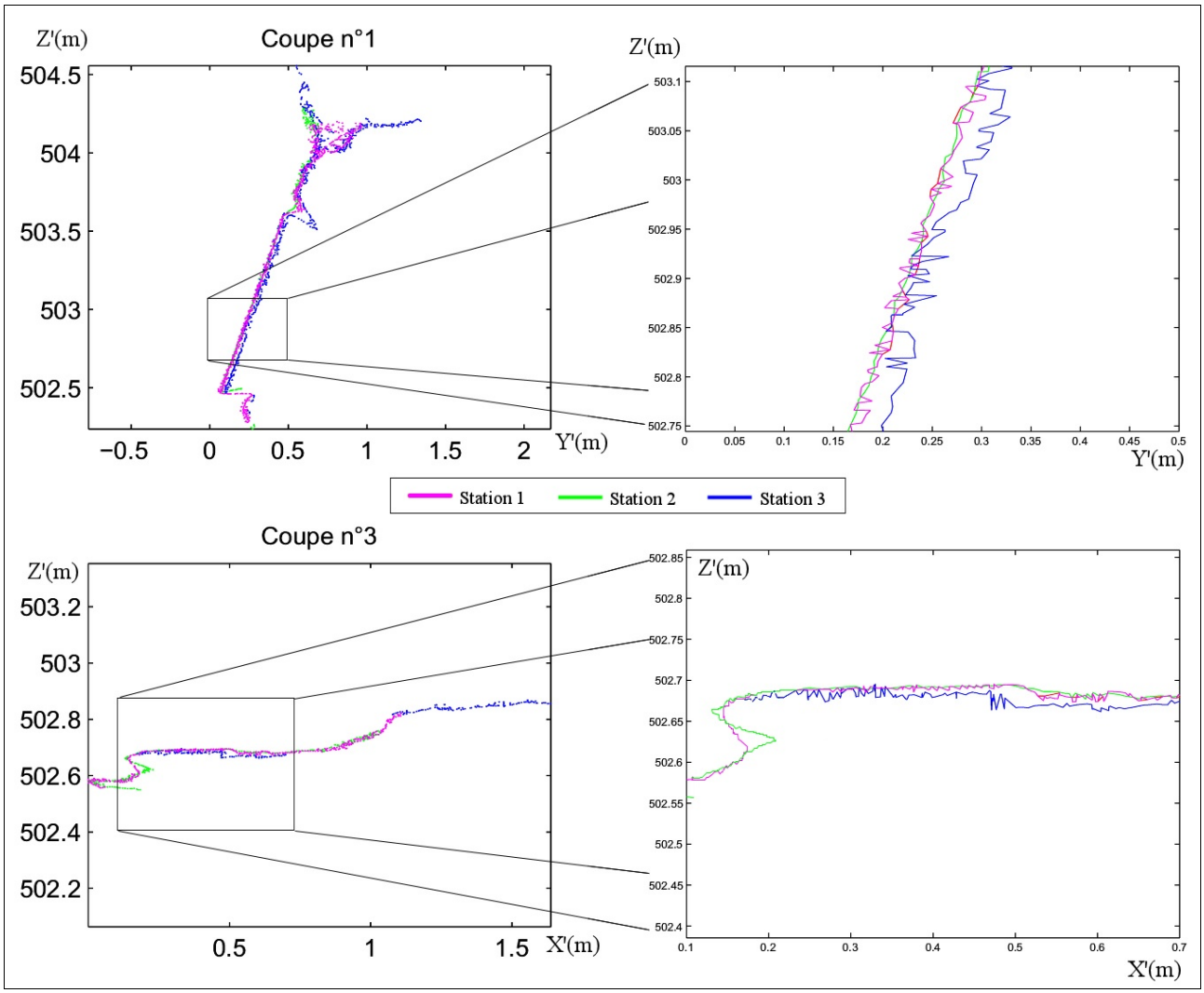


Figure II.23 : Coupes représentatives (n°1 et n°3) des dispersions du signal du scanner-laser.
La station 3 s'individualise des deux autres : elles correspond aux angles d'incidence les plus importants.

En conclusion et à partir de la seule expérimentation ici menée :

- l'imprécision sur la position absolue des points acquis augmente avec l'angle d'acquisition (la station 3 est la station à angle de vue le plus rasant). Cela peut s'expliquer par l'étalement du laser sur la surface (Figure I.14c) qui apporte un biais dans la localisation des points ;
- la dispersion du signal semble proportionnelle à la distance (les stations 1 et 2 fournissent les mêmes positionnements à la dispersion près).

Dans ce cadre d'acquisitions au scanner terrestre, il convient d'éviter l'acquisition de zones avec un angle d'incidence trop important par rapport à la surface (>50°). La distance induit une dispersion du signal : il faut dans la mesure du possible la limiter.

3.2.3 Résultats

- Cartes de densité de points

Les acquisitions de novembre 2005 et juin 2006 ont été réalisées avec une résolution angulaire de 0,004° et 0,005° respectivement en verticale et en horizontale. Ces résolutions ont été améliorées au maximum pour l'acquisition suivante (soit 0,002° et 0,0025° respectivement en verticale et en horizontale pour l'appareil utilisé). Compte tenu de la distance, la résolution spatiale correspondante est inférieure à deux centimètres sur l'ensemble du glissement. Pour fixer les idées, l'acquisition d'un point tous les deux centimètres donne une densité de 2500 pts/m^2. Cette densité tombe à 645 pts/m^2 pour un point tous les quatre centimètres.

Même si l'adoption d'un point de vue opposé au versant limite les phénomènes de masques, la densité de points n'est pas homogène (Cf. I.3.3.2) du fait de la distance, de l'absorption par les cibles naturelles et la végétation. L'acquisition de juin 2006 montre ainsi une grande disparité de densité de points au sol (Figure II.24a) : elle est faible dans les zones arborées où le feuillage est important (nulle ou de l'ordre de 100 pts/m^2 comme dans la zone au nord du glissement) et beaucoup importante dans les zones verticales où l'incidence du laser est optimale (densité jusqu'à 3000 pts/m^2). Les falaises de l'escarpement sommital sont alors bien mises en valeur. L'acquisition de novembre 2006 (Figure II.24b) correspond à une densité de points supérieure, due à de meilleures résolutions angulaires choisies. Le nuage de points sur l'ensemble du glissement a une densité comprise entre 750 et 1500 pts/m^2. Le nombre de points au sol dans les zones boisées est plus important que pour l'acquisition de juin 2006 (>200 pts/m^2) : les arbres à feuilles caduques n'empêchent pas l'acquisition en période automnale. Une acquisition au scanner-laser terrestre ne peut pas "passer au travers" d'une végétation trop dense.

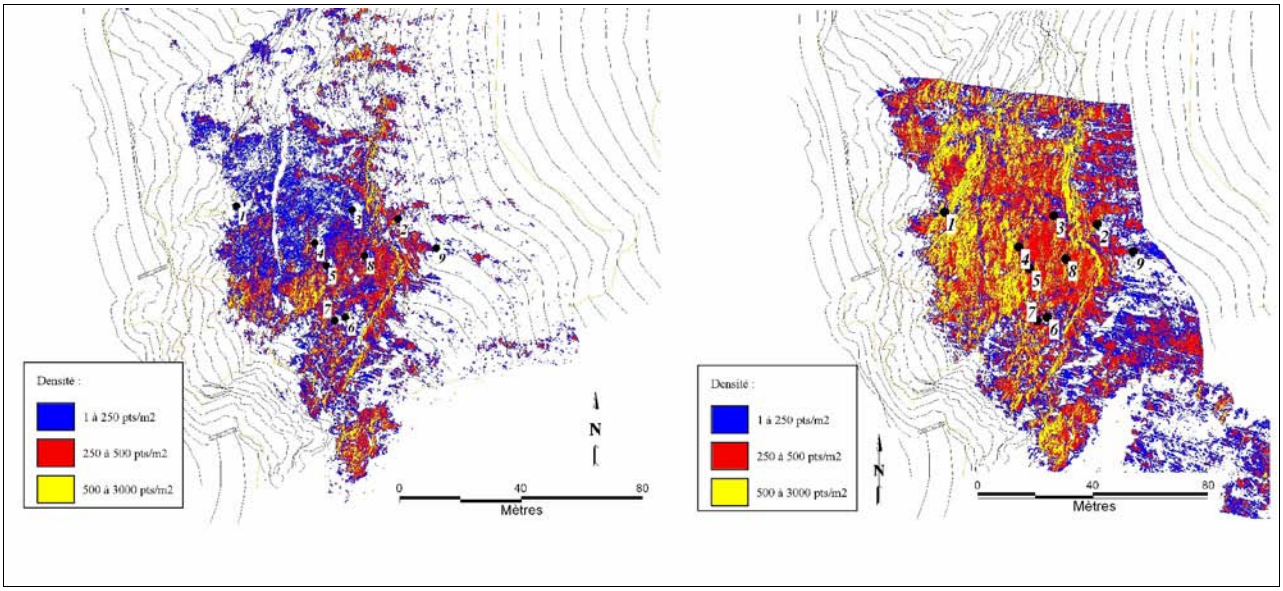


Figure II.24 : Cartes de densité des acquisitions scanner-laser sur le mouvement de versant des Cliets, a) en juin 2006 et b) en novembre 2006.

Les zones arborées au nord du mouvement de versant ne sont pas acquises par le scanner-laser terrestre : les rayons laser ne peuvent pas traverser la canopée. Les densités de points supérieures à 2 000 pts/m2 correspondent à des sections verticales ou subverticales où le comptage des points en deux dimensions augmente artificiellement la densité de points.

- Différentiels de MNT

A partir des nuages de points, deux MNT sont construits et sont soustraits (Figure II.25). La

résolution des MNT est choisie de 20cm : une résolution inférieure dépasse nos capacités de traitements (1,5 millions de points pour juin 2006 et plus de 3 millions pour novembre 2006). D'ors et déjà il semble difficile de détecter des mouvements de 1 à 2 cm/an.

Un signal ténu est détecté dans la zone active avec un affaissement de 5-10 cm dans la partie supérieure. Toutefois, les zones stables (correspondant aux cibles 2 et 9) accusent également un affaissement de plus de 10 cm alors que les déplacements géodésiques montrent plutôt une élévation de l'altitude de l'ordre de 4 mm pour la même période. Même si le point d'acquisition est considéré comme stable, ce pourrait être une conséquence d'un mouvement de ce point entre les acquisitions.

L'ensemble du MNT différentiel semble affecté d'un basculement avec des valeurs positives à l'est (jaune et rouge sur la Figure II.25) et négatives à l'ouest (cyan et bleu). Le nuage de points doit être affecté d'une rotation causée par le calage absolu des points : une petite erreur sur le positionnement des cibles de références et l'ensemble du nuage de points est affecté de cette même erreur. Nous sommes ici clairement à la limite de précision de l'ensemble de la chaîne d'acquisition tachéomètre et scanner-laser.

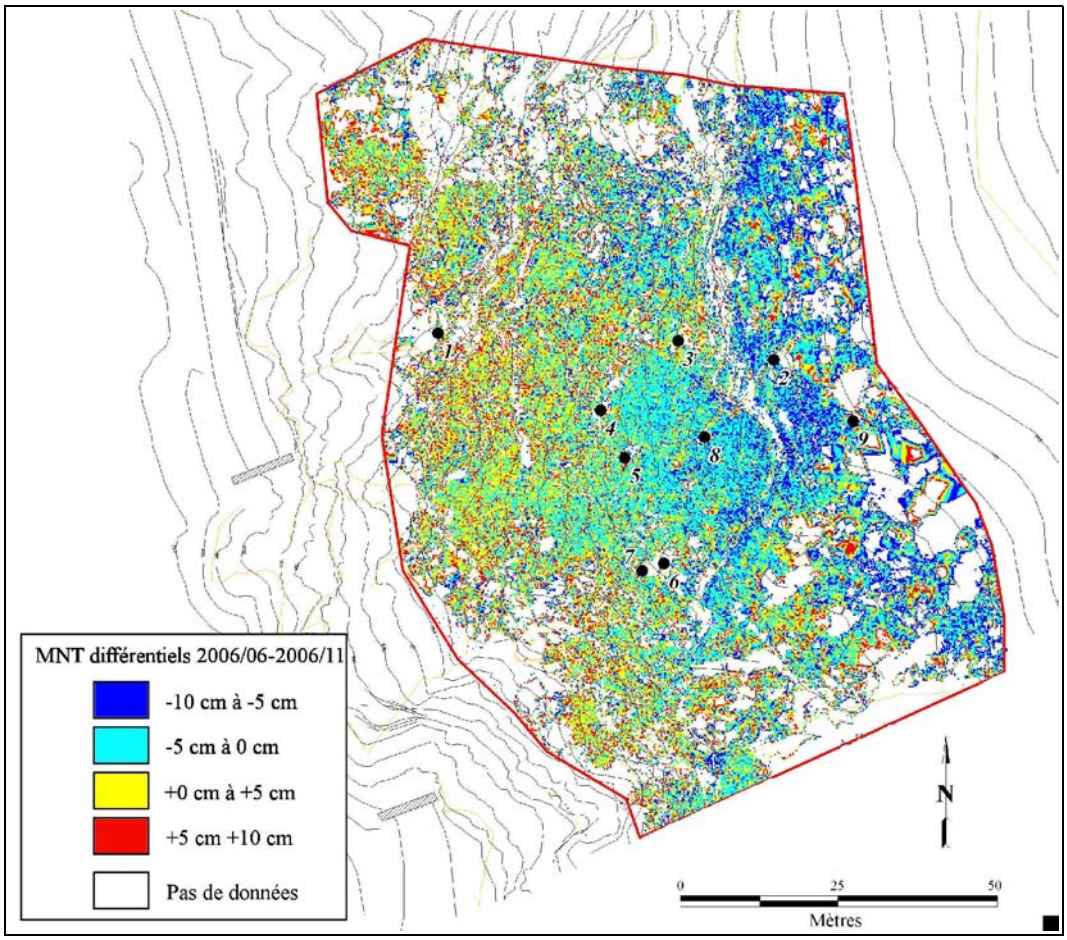


Figure II.25 : MNT différentiels (entre juin et novembre 2006) à partir des acquisitions au scanner-laser terrestre.

La résolution au sol retenue est de 20 cm. L'ensemble des valeurs de différentiels semble indiquer un basculement : cette rotation est causée par les limites de précisions de la chaîne d'acquisition tachéométrie / scanner-laser.

L'utilisation d'images ortho-rectifiées a été envisagée mais abandonnée devant la faiblesse du signal.

- Coupes dans le versant

L'exploitation par coupes topographiques est requise lorsque les ombres portées sont trop importantes ou lorsque les interpolations peuvent nuire au signal cherché. Ce peut être le cas ici avec une résolution de MNT de 20 cm pour des mouvements de l'ordre du centimètre.

La vision en coupe des nuages de points évite ces interpolations et permet d'examiner le signal brut. La coupe effectuée (Figure II.26) montre la falaise sommitale ainsi que le môle induré situé en zone aval de l'instabilité. La zone la plus mobile se situe entre ces deux parties. Un léger affaissement semble apparaître dans cette zone mais le signal est si ténu qu'aucune quantification n'est faite (Figure II.26).

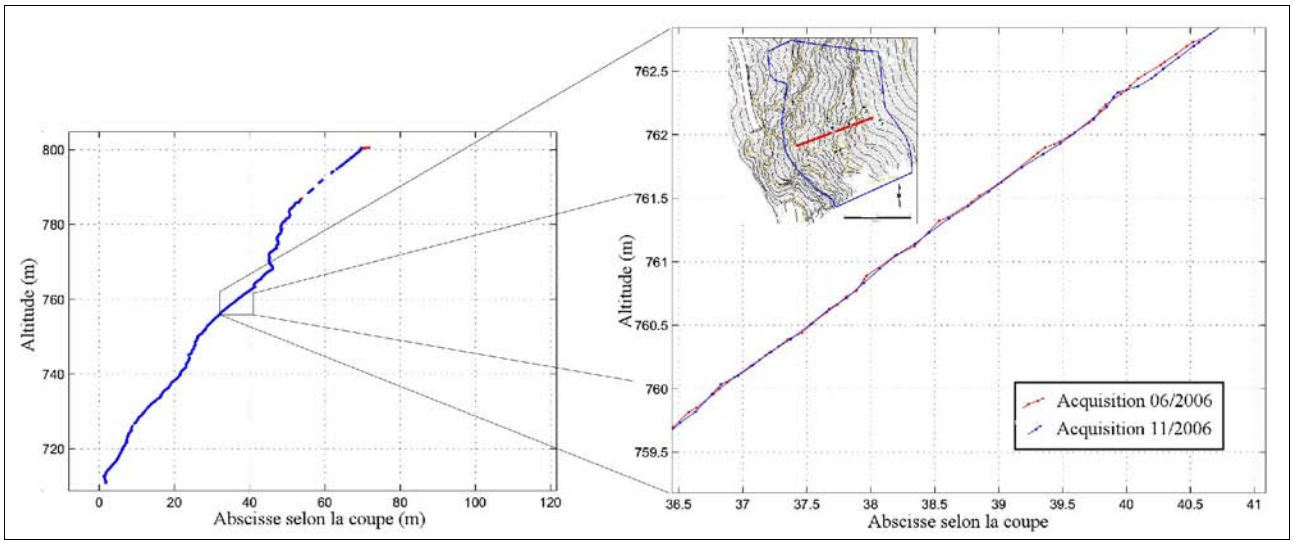


Figure II.26 : Coupe WSW-ENE dans les nuages de points d'acquisition scanner-laser de juin et novembre 2006.
De faibles indices de mouvements semblent apparaître mais ils ne sont pas quantifiables sur les coupes : aucune forme remarquable fiable ne peut être comparée entre les deux acquisitions.

- Comparaisons aux points géodésiques suivis mensuellement

La comparaison des données du scanner-laser aux données géodésiques peut se faire en relevant l'altitude du point de coordonnées levé par géodésie sur le nuage de points du scanner-laser.

Nous nous sommes heurtés à un nouveau problème pour cette comparaison : un phénomène d'aberration optique dû aux cibles géodésiques installées. Celles-ci créent une aura autour d'elles sur laquelle tous les points à proximité sont enregistrés (Figure II.27). Les formes de ces halos varient au cours des acquisitions de sorte qu'on on ne peut pas corréler leur centre avec le positionnement des cibles. Ces points doivent être épurés lors du tri des données brutes. Il n'y a donc aucun point levé au scanner-laser terrestre dans un diamètre de 50cm autour des cibles géodésiques. La société ATM3D (qui a réalisé les acquisitions) a déjà eu affaire à de telles aberrations : elles dépendent de la marque des cibles géodésiques (ici LEICA). La solution consisterait à changer le type de cible afin d'éviter ce phénomène.

Vu la faiblesse du signal recherché, comparer les zones proches ne semble pas satisfaisant et nous

ne proposons pas de comparaisons des données scanner-laser avec les données géodésiques.

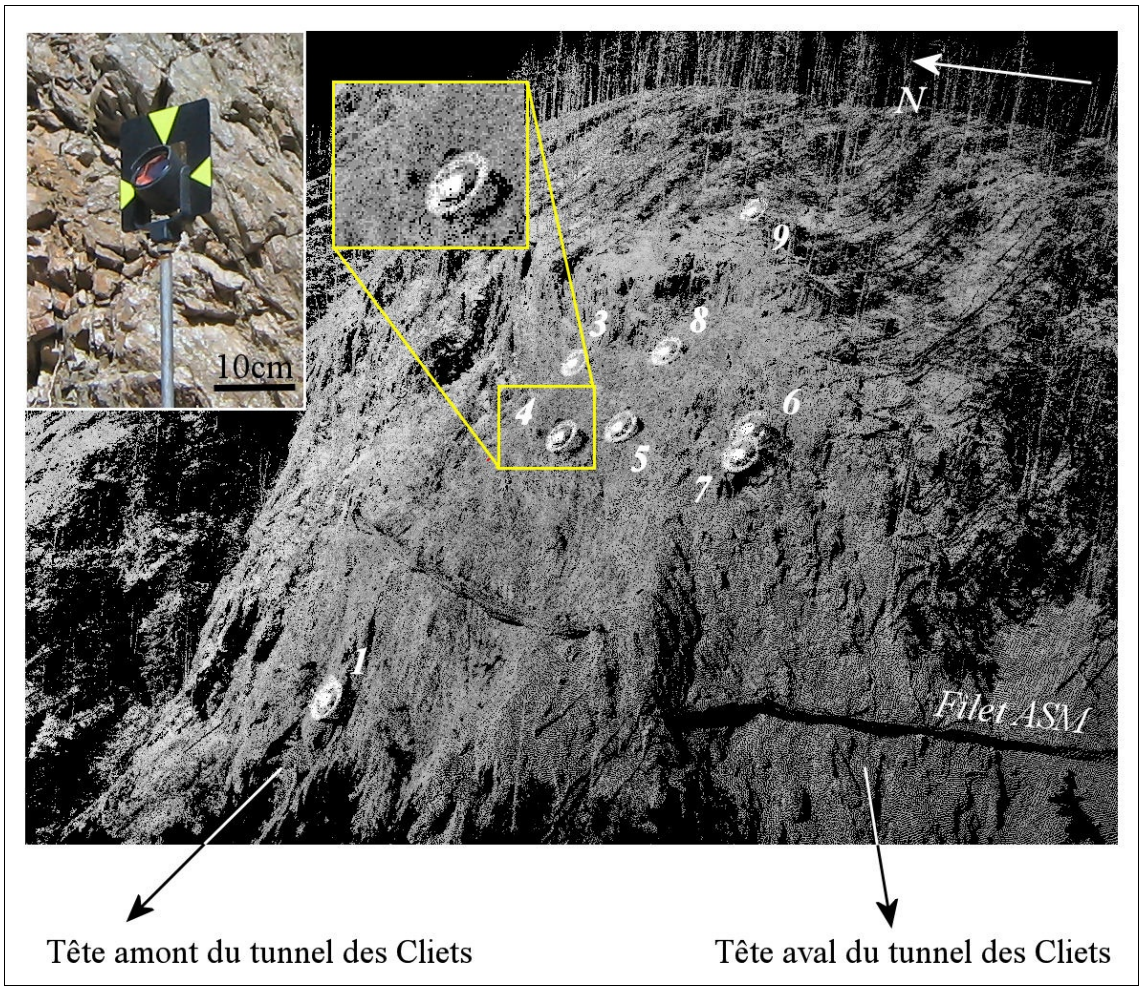


Figure II.27 : Exemple d'un nuage de points issu d'une acquisition scanner-laser.

Les cibles géodésiques implantées sur le versant créent des aberrations lors de l'acquisition au scanner-laser. Les halos créés varient selon les acquisitions de sorte qu'on ne peut pas en déduire le positionnement des cibles. L'ensemble de ces points doit être épuré.

3.2.4 Facteurs de limitations du scanner-laser

A posteriori et au regard de l'étude du croisement des données mensuelles avec celles du suivi géodésique, l'intervalle étudié de juin à novembre 2006 correspond à la période de "repos" de l'instabilité. Les mouvements observés par géodésie pendant cette période ne montrent en effet pas de mouvements significatifs. Cela a contribué à la difficulté d'obtenir des signatures des mouvements avec les acquisitions au scanner-laser. Ainsi a posteriori, il est regrettable que l'acquisition de 2005 n'ait pas été immédiatement et correctement équipée pour le référencement absolu. Le développement de la méthode a été postérieur aux acquisitions.

L'utilisation du scanner-laser terrestre sur le site des Cliets a constitué un test de faisabilité de suivi d'un site instable à partir d'un point de vue opposé. Les avantages théoriques de cette technique sont l'acquisition de millions de points dans le même temps nécessaire à l'acquisition d'une dizaine de points géodésiques. Cet échantillonnage important doit permettre non seulement de quantifier précisément les mouvements sur des zones bien identifiées mais aussi de fournir une délimitation précise des mouvements de l'instabilité pour en déterminer les mécanismes. Cependant, son utilisation sur site a montré des limites de plusieurs ordres :

- limites dues à la configuration du terrain :

  - la distance du point de vue aux objets à observer doit être prise en compte avant l'acquisition. Une trop grande distance occasionne un grand élargissement de la surface du faisceau laser au sol. Nous avons vu sur le test de précision sur la planche de bois que l'angle d'incidence du rayon laser sur surface peut aussi avoir des impacts non négligeables sur les résultats finaux ;

  - la végétation empêche les rayons laser d'atteindre le sol si elle est trop fournie. Les informations ne concernent que les zones dénudées, souvent les plus actives. Dans le cas de mouvements ténus et initiateurs, la présence de végétation est fatale à cette technique.

- limites dues à l'acquisition :

  - il faut un équipement minimum du site : des cibles réfléchissantes sont nécessaires pour assurer le calage précis du nuage de points. D'un point de vue du temps de mise en oeuvre, l'installation de ces cibles s'apparente à l'équipement en repères géodésiques. La répartition des cibles (au moins quatre) doit être le plus homogène possible spatialement dans et autour de la zone d'acquisition ;

  - la précision du référencement est déterminante dans une utilisation multitemporelle, au risque de voir les nuages de points affectés de basculements les uns par rapport aux autres ;

  - comme toutes les techniques de mesure de mouvement, l'amplitude du signal à mesurer doit être supérieure aux imprécisions. On peut chiffrer que les mouvements entre deux acquisitions à 450 m de distance doivent être au minimum de 20 mm pour être détectables ;

  - la présence de cibles tachéométriques utilisées pour le suivi géodésique peuvent générer des aberrations optiques : les informations aux abords de ces cibles sont alors perdues.

- limite due au traitement des données :

  - la détection des mouvements se fait dans un premier temps par différentiels de MNT. Ceux-ci apportent des informations sur la localisation spatiale des évolution topographiques ;

  - l'exploitation des nuages de points se fait par coupes topographiques. L'information 3D est dénaturée et les mouvements autres qu'altimétriques ne sont perceptibles que si des morphologies typiques sont identifiables.

Le scanner-laser terrestre est un outil efficace pour décrire rapidement les surfaces en trois dimensions : le levé cartographique est rapide et bon marché comparativement à la réalisation de cartes topographiques à partir de clichés stéréographiques. Son apport pour le suivi de sites instables est conditionné par l'adéquation entre la distance d'acquisition et l'amplitude des mouvements à mesurer.

Dans le cadre de l'étude d'un site instable, l'utilisation du scanner-laser doit être envisagée après une détection préalable des mouvements par suivi géodésique par exemple. En l'absence d'ordre de

grandeur des mouvements à observer les campagnes géodésiques sont plus efficaces et appropriées.

Une fois les mouvements appréhendés, le scanner-laser peut offrir une meilleure vision de l'instabilité dans le cadre d'une surveillance. Toutefois dans le cas d'un risque important, une première acquisition scanner-laser couplée à la première campagne géodésique peut être une bonne solution pour avoir une première vue d'archive de l'instabilité. Cette première acquisition laser fournira ainsi un plan topographique dans la mesure où la végétation n'est pas trop importante.

4 Conclusions

Le site instable du tunnel des Cliets est représentatif des instabilités de bords de routes de montagne. Les chutes de pierres et de blocs qui y ont lieu peuvent être ponctuelles comme elles peuvent s'incrire dans un schéma généralisé de l'instabilité, comme c'est le cas ici. Afin de savoir si des chutes de pierres ou des éboulements sont isolés ou non, des suivis géodésiques et extensométriques sont classiquement mis en oeuvre pour surveiller le versant en cause. Le but des acquisitions avec le scanner-laser terrestre et le DRONE était d'étudier l'apport complémentaire de ces méthodes pour reconnaître les origines des instabilités. Utilisé pendant les périodes de faible activité du site, le scanner-laser ne nous a pas permis de conclure sur son application opérationnelle. De nouvelles mesures devraient pouvoir apporter de nouveaux éléments pour conclure puisque le phénomène aura évolué de manière plus significative. Concernant le DRONE, son application dans les massifs montagneux est difficile de mise en oeuvre : ces seules contraintes techniques nous ont même empêché d'y aborder l'aspect imagerie. Alors pour éviter les coûts d'un vol hélicoptère (qui peut être rentable dans certains cas), on préférera au DRONE des vecteurs plus facilement contrôlables comme des hélicoptères téléguidés à pilotage automatique, prometteurs mais encore en développement du fait de leur manque de stabilité. Concernant le site des Cliets, aucun apport significatif n'a ainsi pu être fourni à partir d'images multi-sources.

En l'état la meilleure approche reste celle adoptée pour le suivi du site : mise sous surveillance par tachéométrie. Les données sont certes ponctuelles mais ont une précision suffisante pour détecter de faibles mouvements. Ainsi, c'est à partir des données de suivi conventionnel (géodésie et extensométrie) que nous avons pu différencier deux compartiments cinématiques dans le versant. Les têtes aval et amont du tunnel sont menacées respectivement par l'ouverture en largeur d'un couloir N 50° et par l'affaissement de l'ensemble de la partie nord du versant sur une butée aval. L'interprétation et l'exploitation des mesures géodésiques est difficile par l'aspect ponctuel des données mais elles ont montré un contrôle saisonnier des mouvements dont l'origine est encore à 'expliquer : les cheminements de l'eau notamment des pentes amont pourraient être à étudier ainsi que le rôle des températures et de l'évapotranspiration puisque les mouvements se manifestent en période hivernale.

5 Bibliographie

Lejot, J., Delacourt, C., Fournier, T. & Allemand, P., **2007**. Very high spatial resolution imagery for channel bathymetry and topography from an unmanned mapping controlled platform. Earth Surface Processes and Landforms, 32: In press.

Pothérat, P., **2003**. Les Gorges de l'Arly. RN 212 – Liaison Ugine – Mégève. Etude géologique et géomorphologique du secteur instable du tunnel des Cliets (PR 9 + 300). Données instrumentales. Application au diagnostique de stabilité. Rapport CETE de Lyon, 17pp.

Pothérat, P., **2005**. Les gorges de l'Arly, RN 212 - Liaison Ugine-Mégève. Etude géologique et géomorphologique du secteur instable du tunnel des Cliets. Données instrumentales, application au diagnostic de stabilité. Conférence RiskYdrogeo : "Risques hydrogéologiques en montagne, parades et surveillance", INTERREG IIIA.

Pothérat, P., **2006**. La route des Gorges de l'Arly : un axe stratégique sous haute surveillance. Actes du colloque Géologie et risques naturels : la gestion des risques au Pays du Mont Blanc, 18 nov. 2006.

Service de la Carte Géologique de la France (SCGF), **1966**. Carte géologique 1/80000. Albertville (169B), 2ème édition.

Vallet, J., **2007**. GPS-IMU and LiDAR integration to aerial photogrammetry: Development and practical experiences with Helimap System. Vorträge Dreiländertagung 27. Wissenschaftlich-Technische Jahrestagung des DGPF, Muttenz.

Chapitre III

Le mouvement de versant de Séchilienne (Isère, France)

1 Présentation et enjeux....103
1.1 Historique....103
1.2 Risque majeur et scénarios envisagés....104
2 État des connaissances....106
2.1 Géologie et géomorphologie du versant sud du Mont-Sec....106
2.1.1 Le contexte géologique régional....106
2.1.2 Géologie du versant sud du Mont-Sec....109
2.1.3 Données structurales....109
2.1.4 L'héritage glaciaire....114
2.2 Hydrogéologie et apports hydriques....115
2.2.1 Conditions hydrogéologiques....115
2.2.2 Données météorologiques....115
2.2.3 Contrôle de la pluviométrie sur les mouvements....116
3 Exploitation des mesures issues de la surveillance....118
3.1 Dispositif de suivi du site....118
3.2 Analyse des données géodésiques....120
3.3 Cartographie zonale des déplacements....121
3.4 Inconvénients et limites du zonage des données ponctuelles....127
4 Quantification des mouvements par télédétection....128
4.1 Images satellites Spot 5....128
4.2 Image satellite QuickBird....129
4.3 Images aériennes IGN....131
4.4 Images aériennes issues de missions spécifiques....133
4.4.1 Corrélation des ortho-images aériennes spécifiques....133
4.4.2 Utilisation des données photogrammétriques manuelles....135
4.4.2.1Données et précisions....136
4.4.2.2L'extension ouest de Ruines....137
4.4.2.3L'affaissement de la zone des Entonnoirs....142
4.5 Photographies numériques prises de face....145
4.5.1 Estimation du volume de l'éboulement....146
4.5.2 Corrélation d'images....147
4.5.3 Conclusions....148
4.6 Scanner-laser terrestre....149
4.6.1 Caractéristiques des acquisitions réalisées....149
4.6.2 Différentiels de MNT interpolés....153
4.6.3 Évolutions sur coupe....156
4.6.4 Conclusions sur l'apport du scanner-laser terrestre....160
5 Conclusions....161
6 Bibliographie....163

Avant propos

Le site de Séchilienne est l'un des sites à risques naturels majeurs sur le territoire métropolitain. En tant que tel, il a été largement étudié et surveillé depuis maintenant une vingtaine d'années. Les divers domaines de la mécanique des roches, hydrologie, hydrogéologie et géophysique ont tous été mis en oeuvre sur ce mouvement de versant, ce qui en fait un gigantesque laboratoire en grandeur réelle dans le domaine des mouvements rocheux. Malgré l'ensemble des mesures réalisées (en surface comme en profondeur), les comportements cinématique et mécanique ne sont pas encore totalement compris, de sorte que l'origine des mouvements, les scénarii d'une rupture (brusque ou progressive) et les volumes concernés sont toujours des questions d'actualité.

Les techniques d'imagerie ont montré qu'elles permettaient de préciser les comportements cinématiques par leurs fréquences élevées d'échantillonnage spatial. Afin de participer à l'avancée des connaissances sur ce mouvement de terrain, nous nous proposons de tester les différents types d'imagerie sur ce site. Dans le cadre du projet ClimChAlp (du programme Européen INTERREG IIIB) nous avons pu acquérir de nombreuses données de télédétection : images satellites (Spot 5 et QuickBird), aériennes (IGN et missions spécifiques) et de scanner-laser terrestre. L'ensemble de ces données a ainsi pu être étudié en situation réelle dans les optiques de détection, qualification et quantification des mouvements.

Après avoir présenté les contextes géographique, historique ainsi que les différents scénarios de rupture retenus, nous détaillerons l'état des connaissances géologiques et hydrologiques du massif. Nous analyserons alors les données issues de la gestion du site du point de vue de leur apport à la connaissance cinématique du site. Alors seulement nous étudierons l'ensemble des données d'imagerie disponibles pour (1) tester et (2) améliorer les connaissances du site de Séchilienne.

1 Présentation et enjeux

Le site instable du versant de Séchilienne est situé à 20 kilomètres au sud-est de Grenoble (Isère, 38) sur la route départementale RD 1091[1] qui relie Grenoble à Briançon (par Bourg d'Oisans et le col du Lautaret) (Figure III.1). La partie supérieure du versant sud du Mont-Sec (1180 mètres d'altitude) située au-dessus de la cote 600 m est concernée par l'instabilité. Le site est localisé juste en aval de l'ancien verrou glaciaire situé aux Thiébauds. La superficie en mouvement représente 70 ha et la zone la plus instable est celle des Ruines de Séchilienne, dont l'éboulis est visible depuis la route et qui a des vitesses de progression de l'ordre du mètre par an. Cette partie active représente un volume de 3.10^6 m^3, qui s'étend entre les cotes 700 et 850 m.

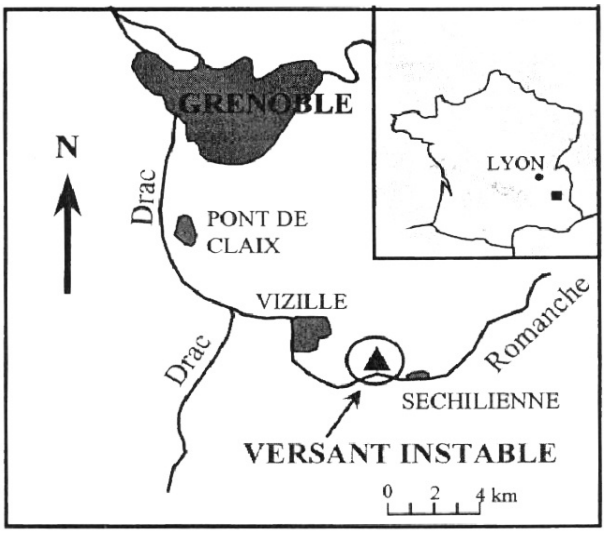


Figure III.1 : Localisation du mouvement de versant de Séchilienne en rive droite de la Romanche.

1.1 Historique

C'est à partir des années 1980 que des chutes de blocs sur la RN91 commencèrent à se manifester sur le site, au droit du couloir des "Ruines". La première parade a consisté à mettre en place un cordon de remblai de protection, dont la capacité fut débordée en 1985. Puisque le phénomène prenait plus d'ampleur qu'un simple processus d'altération superficielle, la circulation routière a été régulée en mars 1985 par des feux de circulation déclenchés au moyen de filets détecteurs de chutes de blocs. Afin de sécuriser la route en 1986, deux ouvrages de franchissement sur la Romanche ont été créés, permettant de dévier la route sur la rive gauche sur une longueur de 1400 m. En 2000, le risque d'un éboulement formant un barrage sur la Romanche et la volonté de mieux connaître les conditions géologiques locales amènent à réaliser une galerie de reconnaissance géologique et de dérivation hydraulique en rive gauche de la Romanche (*Pera et al., 2000*). Un merlon a de plus été créé en même temps que la déviation.

En 1997, l'éboulement étant considéré comme inéluctable, l'expropriation et l'évacuation des 94 habitants de l'Île Falcon sont décidés en application de la loi Barnier de 1995. En parallèle à ces mesures conservatoires, de nombreuses études géologiques (*Antoine et al., 1987*; *Antoine et al., 1994*; *Antoine et al., 1998*; *Durville et al., 2004*; *Giraud et al., 1990*; *Pothérat, 1995*; *Rochet et al.,*

1 La route nationale 91 est devenue la route départementale 1091 avec le passage de sa gestion au département de l'Isère.

1994; *Vengeon et al., 1999*; *Vengeon, 1998*), mécaniques (*Alfonsi et al., 2004*; *Alfonsi, 1997*; *Pothérat & Alfonsi, 2001*; *Serratrice, 2006*), hydrogéologiques (*Guglielmi et al., 2002*) et d'instrumentations topographiques (*Duranthon & Effendiantz, 2004*; *Duranthon et al., 2003*; *Duranthon, 2000*; *Duranthon, 2004*; *Evrard & Previtali, 1993*; *Evrard et al., 1990*; *Lemaître et al., 2004*) ont été menées.

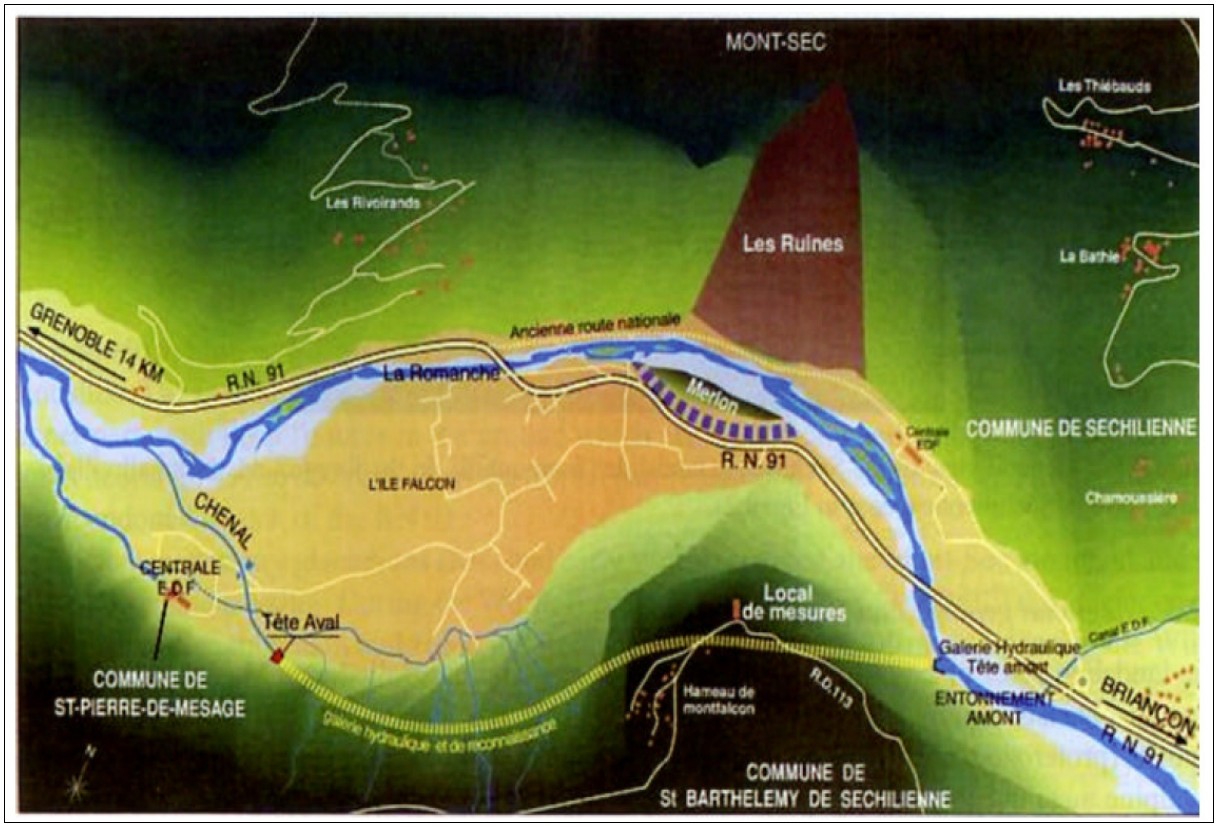


Figure III.2 : Dispositions des différentes actions de conservations mises en oeuvre (déviation, galerie de reconnaissance, local de mesures),

(d'après Durville et al., 2004)

1.2 Risque majeur et scénarios envisagés

Le site est suivi avec une attention particulière depuis 1985. L'éboulement potentiel est susceptible de couper la RD 1091 et d'obstruer la vallée de la Romanche. Selon la hauteur du barrage naturel ainsi constitué, non seulement un lac inonderait les terres en amont (dont une partie de Séchilienne), mais sa rupture provoquerait une brusque inondation des communes de Vizille, Jarrie, Pont-de-Claix ainsi que des industries chimiques classées Seveso à Jarrie. La ville de Grenoble serait également touchée dans les projections les plus catastrophiques.

Économiquement, la RD 1091 constitue l'itinéraire principal d'accès au secteur de l'Oisans (le seul viable en période hivernal) : Bourg d'Oisans et deux grandes stations de ski (Alpe d'Huez et Deux-Alpes). La surveillance permanente du versant par le Centre d'Étude Technique de l'Équipement de Lyon permet (1) d'interrompre la circulation en cas de danger imminent d'éboulement de grande masse et (2) de déclencher l'évacuation de Séchilienne.

Si la vulnérabilité est avérée, l'ampleur du risque dépend de la probabilité du scénario de constitution et de rupture d'un lac important, fait générateur des dommages (*Huet et al., 2005*). Les

probabilités d'occurrence sont très délicates à apprécier. Elles ont fait l'objet depuis 1985 d'évaluations diverses au sein de la communauté scientifique (*Huet et al., 2005*). Plusieurs scénarii de rupture sont envisagés à court (dans les dix ans), moyen (entre dix et cinquante ans) et long terme (au delà de cinquante ans) :

- **à court terme** des chutes de blocs et un éboulement de la zone frontale de près de **trois millions de mètres cubes** sont susceptibles d'intervenir. Un éboulement de cette zone s'inscrirait plus dans une logique polyphasée que monophasée (*Panet et al., 2003*). La vallée serait bouchée et la route coupée ;

- **à moyen et long terme** des éboulements de **plusieurs millions de mètres cubes** pourraient survenir. Le scénario le plus catastrophique implique 20 à 25 millions de mètres cube : il est considéré comme très improbable à court terme et peu probable à moyen terme (*Panet et al., 2000*). Le lac créé à partir de 5 millions de mètres cubes d'éboulement est estimé à 3 millions de mètres cubes. La route serait recouverte de 15 mètres de débris sur 250 m.

Enfin, la totalité de la masse en mouvement est difficile à appréhender. Elle est estimée de l'ordre de 50 à 100 millions de mètres cubes pour une superficie de 70 hectares, mais l'ensemble n'est pas susceptible d'éboulement.

2 État des connaissances

Depuis 1985, de nombreuses actions ont été entreprises pour comprendre la structure de l'instabilité du versant : elles ont amené une bonne connaissance géologique du site que nous présentons dans cette partie. Les connaissances hydrologiques et hydrogéologiques seront brièvement abordées.

2.1 Géologie et géomorphologie du versant sud du Mont-Sec

L'ensemble des discontinuités semble être repris dans le phénomène d'instabilité. Nous précisons ainsi la géologie régionale et locale.)

2.1.1 Le contexte géologique régional

Le site se trouve dans le socle de la chaîne de Belledonne. Ce massif cristallin externe des Alpes françaises est découpé en deux unités dans sa longueur par le synclinal médian (*Antoine et al., 1998*; *Vengeon, 1998*) : le "rameau interne" et le "rameau externe" où se situe Séchilienne (Figures III.3 & III.4). Ce "rameau externe", appelé "série satinée", est constitué de micaschistes à deux micas et de psammites. Le rameau interne, beaucoup plus étendu, est constitué de micaschistes et d'amphibolites. On y trouve également des granitoïdes. L'accident de Vizille borde le rameau externe à l'ouest de du Péage de Vizille et fait le contact avec les collines de la bordure sédimentaire de Belledonne. Les deux accidents majeurs de Vizille et du "synclinal médian" ont une direction N

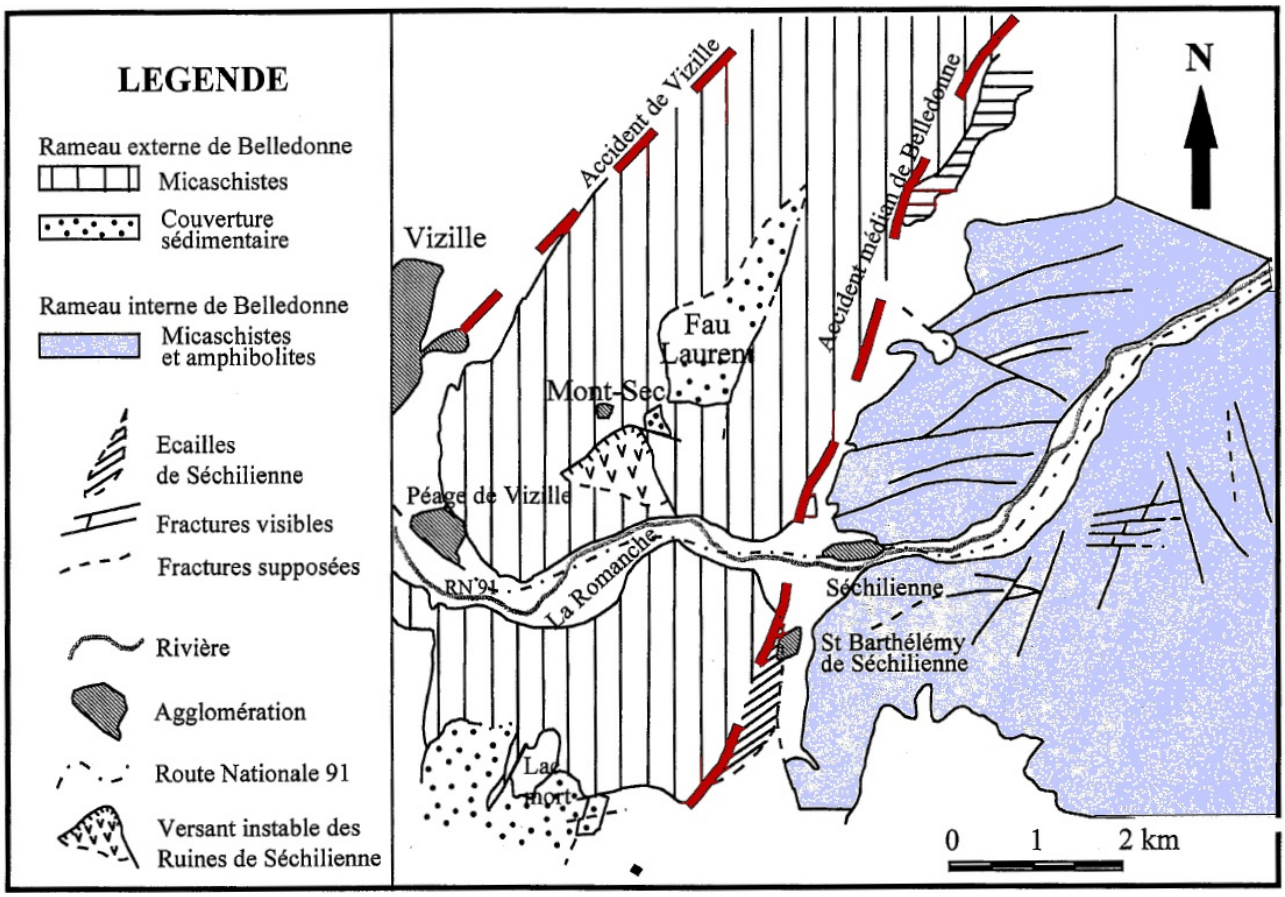


Figure III.3 : Schéma structural du massif de Belledonne.

(d'après Antoine et al. (1998) et la carte géologique au 1/50 000)

20. Quelques traces de terrains du Trias et du Quaternaire reposent sur les sommets de part et d'autre de la Romanche sans être présents dans la zone instable.

Les évènements successifs de la formation du massif ont généré des structures bien distinctes (*Pothérat & Alfonsi, 2001*) :

- la phase de déformation antécarbonifère correspond à la mise en place de la foliation. Celle-ci est subverticale et perpendiculaire au versant ;
- l'orogénèse hercynienne a permis l'établissement de grandes structures W-SW/E-NE en provoquant le chevauchement à vergence sud de l'ensemble de Chamrousse au nord sur le Taillefer au sud. Ces structures sont des plis dissymétriques à axes horizontaux de direction N 50-80°. Certains accidents à jeu sénestre N 60-70° ont eu lieu dans la même période ainsi que les conjugués N 20-50° et N 120-140° ;
- une phase de déformation tardihercynienne donne le grand pli sommital d'axe N-S. Cette époque correspond également à l'apparition d'un champ filonien plomb-zinc (*Pothérat & Alfonsi, 2001*) (Cf. infra) ;
- durant la période alpine le massif de Belledonne chevauche vers l'ouest/nord-ouest. Cette phase se caractérise aussi par la formation de zones broyées N-S, dont le couloir des Ruines. Un dernier mouvement tardif de surrection verticale donne à la chaîne son altitude actuelle ;
- un accident tectonique décrochant sénestre (faille de la Romanche) d'importance régionale N110° passe au pied du couloir des Ruines. Cet accident correspondrait à la faille des gorges de la Romanche, à l'est de Séchilienne.

Le synclinal médian matérialise le chevauchement du "rameau interne" de Belledonne sur le "rameau externe".

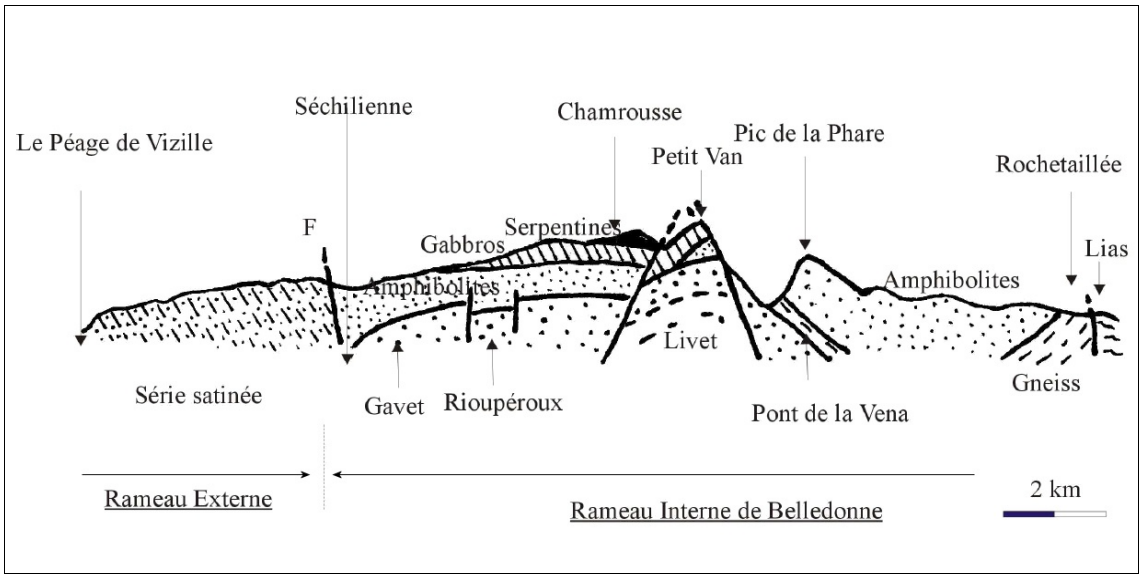


Figure III.4 : Coupe du massif de Belledonne par la vallée de la Romanche entre Vizille et Rochetaillée.
(d'après Menot, 1987)

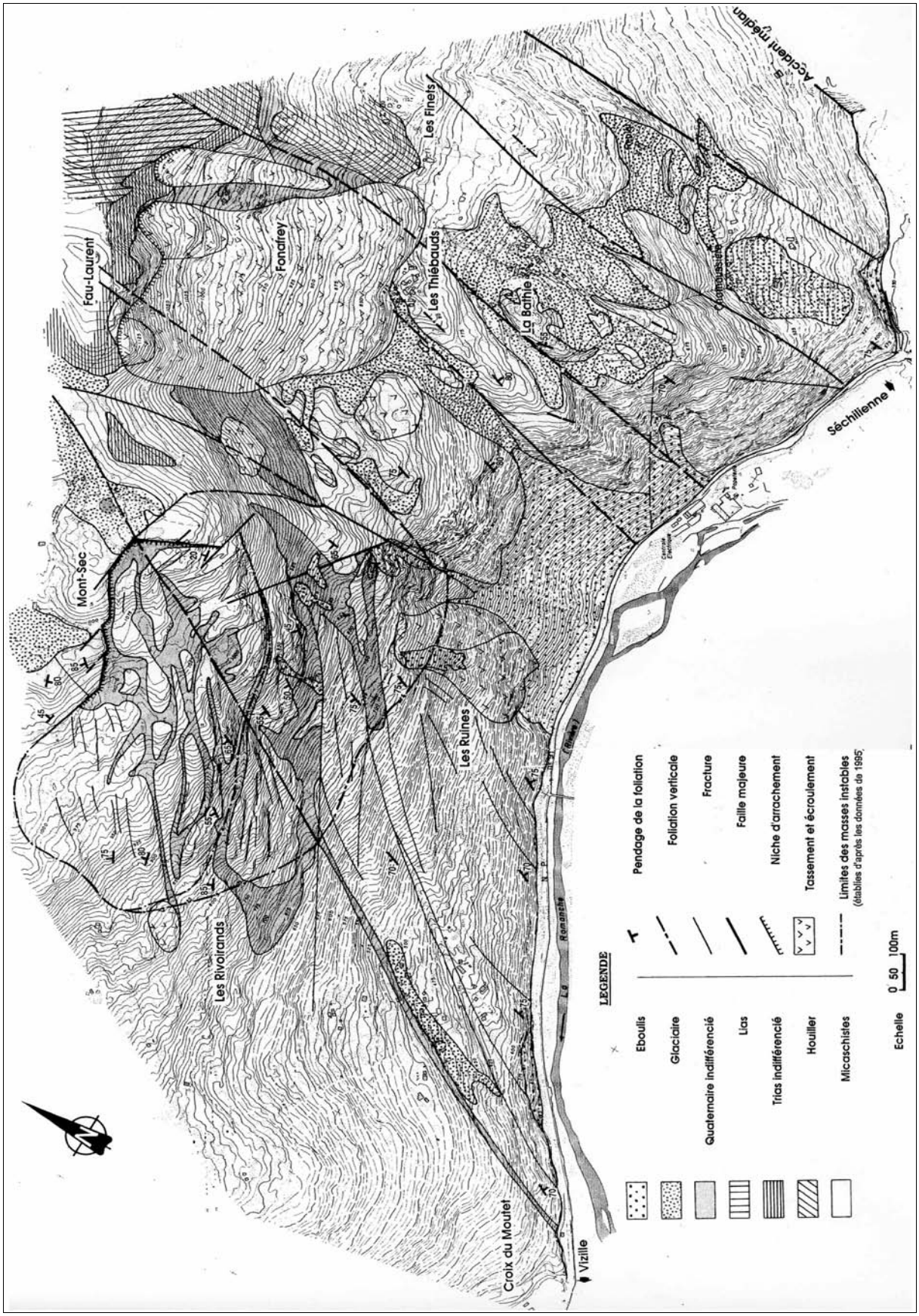


Figure III.5 : Carte géologique du Mont-Sec

(d'après Antoine et al., 1998)

2.1.2 Géologie du versant sud du Mont-Sec

Une carte géologique précise du versant sud du Mont-Sec avec son extension à l'est a été réalisée en 1998 (*Antoine et al., 1998*). Elle montre quatre âges de terrains (Figure III.5) : le Quaternaire, le Lias, le Trias et le Carbonifère. Le versant en mouvement est majoritairement constitué de micaschistes carbonifères.

Pothérat (2001) propose un schéma de mise en place du sommet du Mont-Sec par un bombement lié à la montée d'un magma. De forme grossièrement elliptique, le Mont-Sec est bordé de discontinuités concentriques recoupées par quelques fractures rayonnantes qui convergent vers le centre de l'ellipse. Cette morphologie couplée à la présence d'un champ filonien et la présence d'un pli à grand rayon de courbure évoque les structures habituellement observées dans l'encaissant des formations affectées par un magmatisme anorogénique. Les failles radiales ainsi que les discontinuités concentriques à pendage centripète ("cone sheet", Figure III.6) représentent les fractures de cisaillement générées par le bombement du massif lors de la montée du magma.

2.1.3 Données structurales

- Données structurales de surface

L'étude structurale du versant a également été réalisée de manière détaillée à partir des données de terrain et de stéréo-photointerprétation (*Antoine et al., 1998*; *Pothérat & Alfonsi, 2001*; *Pothérat, 1995*). Il ressort de ces études quatre familles de discontinuités principales, en lien avec l'histoire tectonique de la région (Cf. supra) :

- des failles de direction N 20°-30° plus ou moins parallèles à la direction du "synclinal médian" : leur jeu est dextre ;
- des failles de direction N 120°-140° en jeu sénestre : elles recoupent les failles N 20°-30° ;
- une faille N-S au niveau des "Ruines" ;

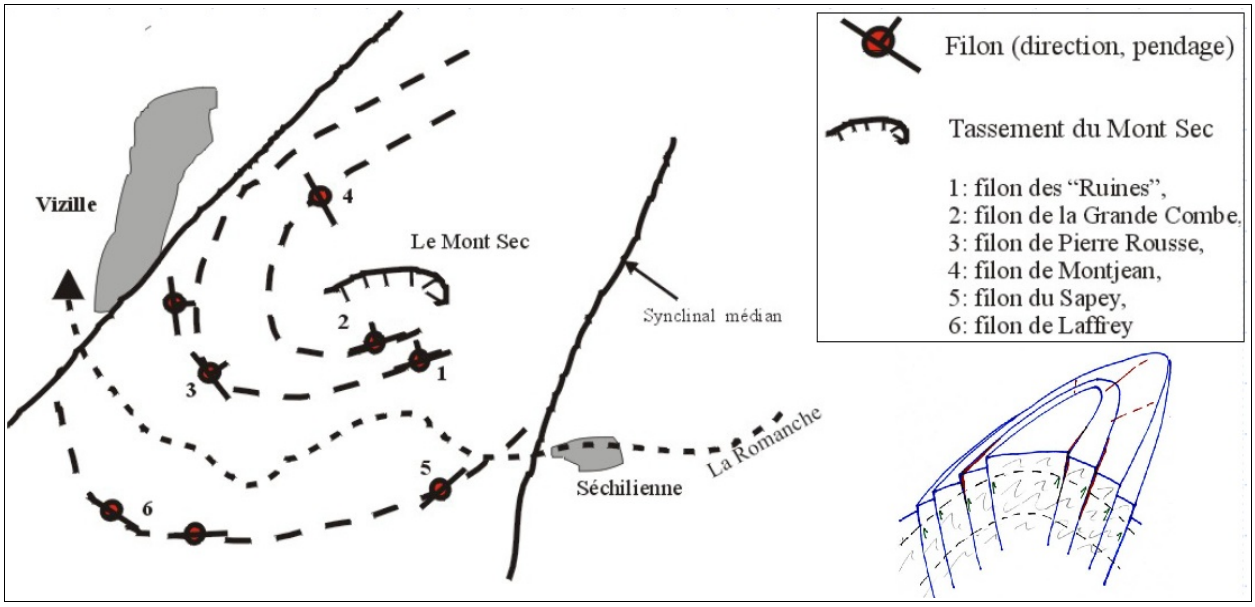


Figure III.6 : Localisation des filons et genèse de la falaise du Mont-Sec par découpage en "cone sheet".

(d'après Pothérat, 2001)

- des failles de direction N 70° qui découpent le versant en "lanières" : cette fracturation que l'on ne retrouve régionalement que dans le versant du Mont-Sec est mise en rapport avec la genèse du Mont-Sec (*Pothérat & Alfonsi, 2001*).

A partir de ces familles de discontinuités, trois accidents importants (Figure III.7) découpent le massif (*Antoine et al., 1998*; *Pothérat & Alfonsi, 2001*; *Pothérat, 1995*) et forment quatre zones distinctes :

- à l'est du couloir des "Ruines", la fracturation est modérée (compartiment **A**). Cette zone correspond à une zone stable ;
- la zone sommitale correspondant à l'affaissement du Mont-Sec (**B1** et **B2**), au NE du décrochement N140° est découpée selon la même direction ;
- la zone sud-ouest du versant (compartiment **C**) est découpée par les familles en N 20° et N 70° principalement avec une petite manifestation de failles N 140° (***F2***) ;
- le dièdre sud (**D1** et **D2**) est délimité par les failles N 20° et N 140°. Ce compartiment est globalement affecté des mêmes familles en N 20° et N 70°. Les zones **D1** et **D2** peuvent être différenciées par la prépondérance des fracturations de types "lanières" et surtout par la grande dislocation de la partie frontale **D2**.

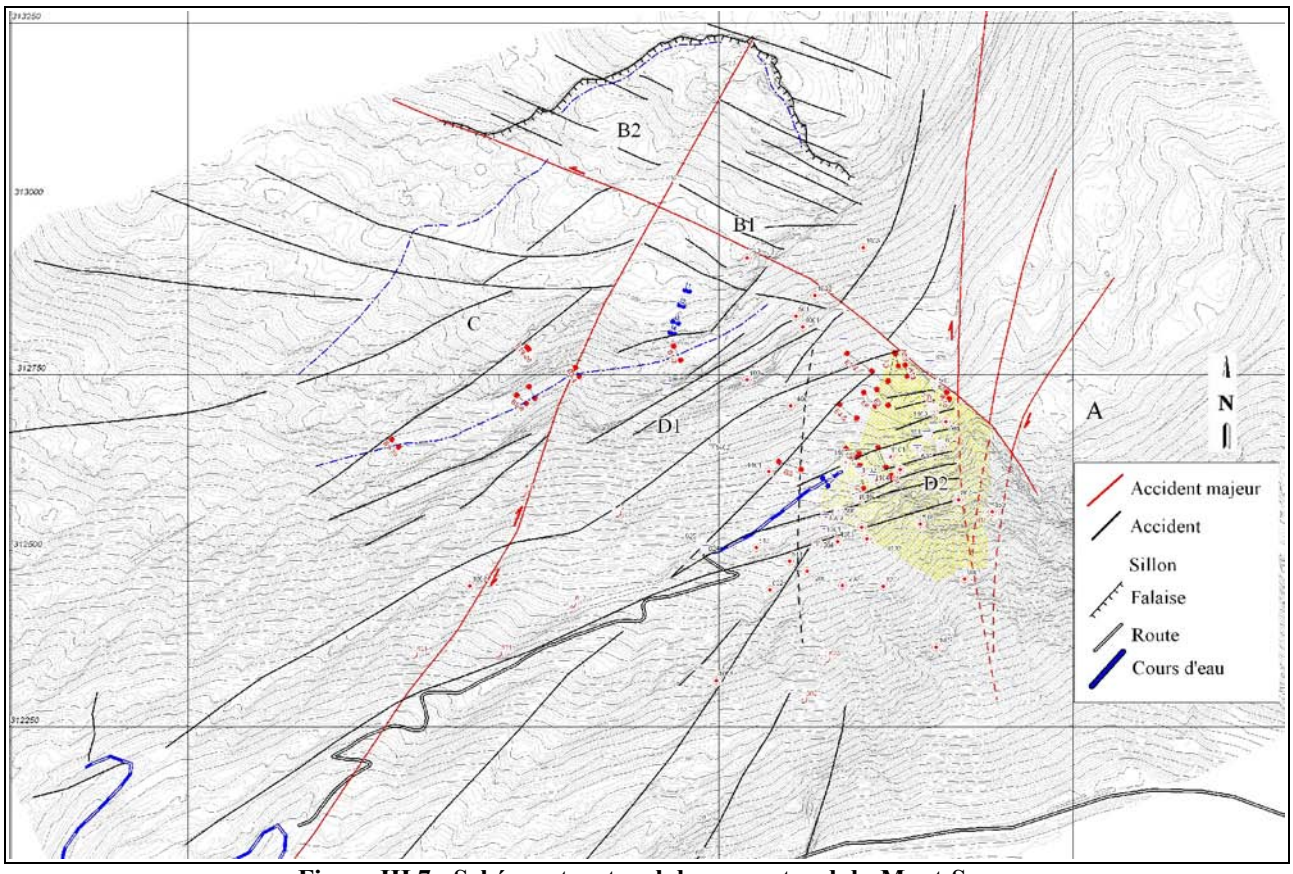


Figure III.7 : Schéma structural du versant sud du Mont-Sec.

(modifié d'après l'esquisse de Pothérat (1995) sur images aériennes spécifiques de 1995)

La partie frontale D2 est la plus active : elle est découpée par les "lanières" N70° et est limitée à l'est par une falaise N140° et à l'ouest par un accident N 20° (Figure III.8).

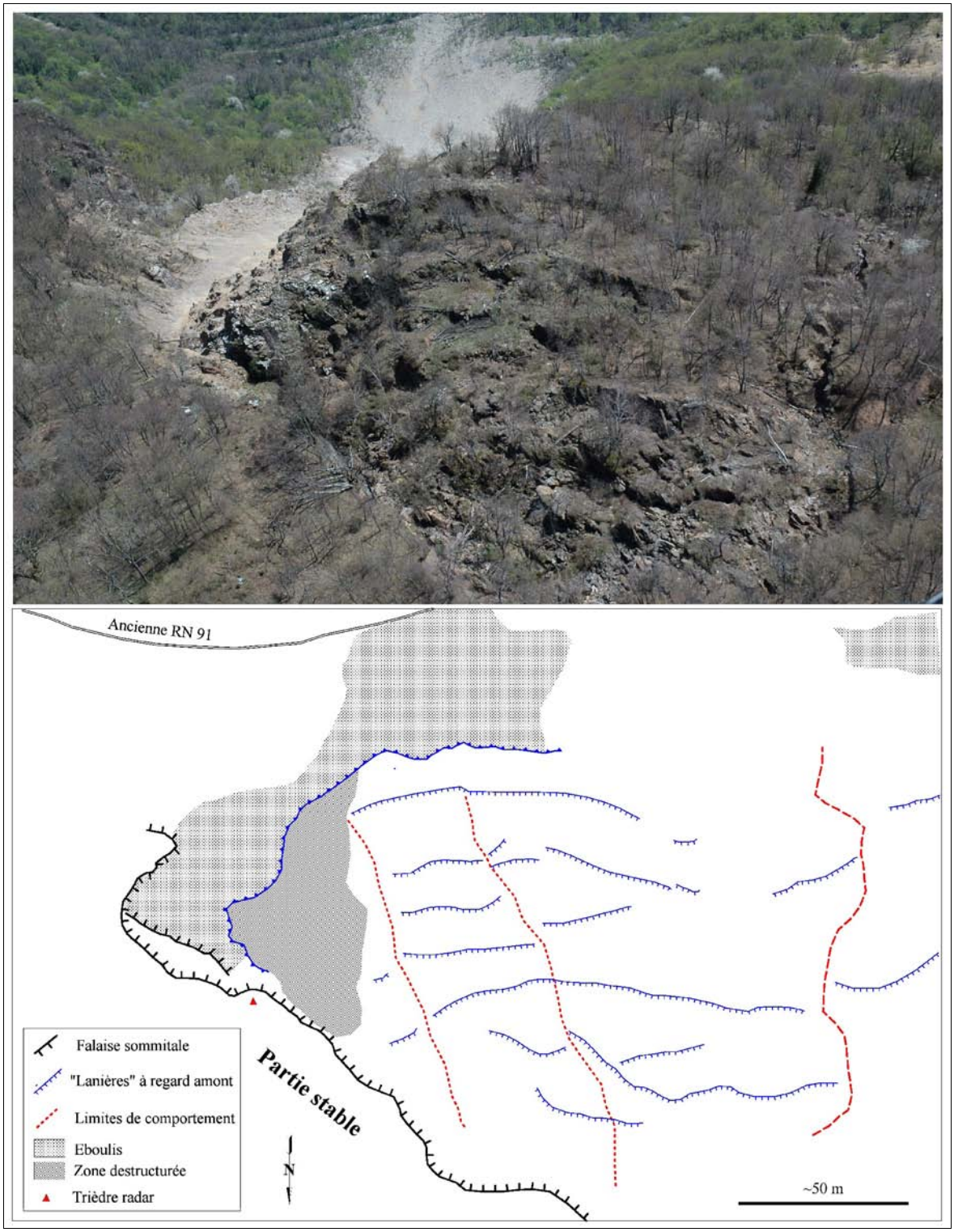


Figure III.8 : Vue oblique plongeante de la partie supérieure de la zone frontale des Ruines (D2).

La vue est réalisée par hélicoptère lors d'un survol de la zone frontale. L'orientation nord-sud est inversée. La partie stable (A) du versant se distingue de la partir mobile par une falaise. Le découpage intense de la zone frontale est réalisé sur les lanières N 70° et les fractures N 0-20°.

➢ Données structurales en profondeur : les galeries

La caractérisation de la zone en mouvement est essentielle à l'élaboration des scénarios d'éboulement (*Panet et al., 2000*; *Panet et al., 2003*). Trois galeries de mine et une galerie de reconnaissance permettent d'observer les structures en profondeur (Figure III.9) :

- la galerie de reconnaissance (cote 710m), creusée en 1994-1995, a une longueur de 240 m ;
- les galeries de mine (cote 670 m, cote 900 m et cote 585 m) ont des longueurs de 88 m, 60 m et 240 m respectivement.

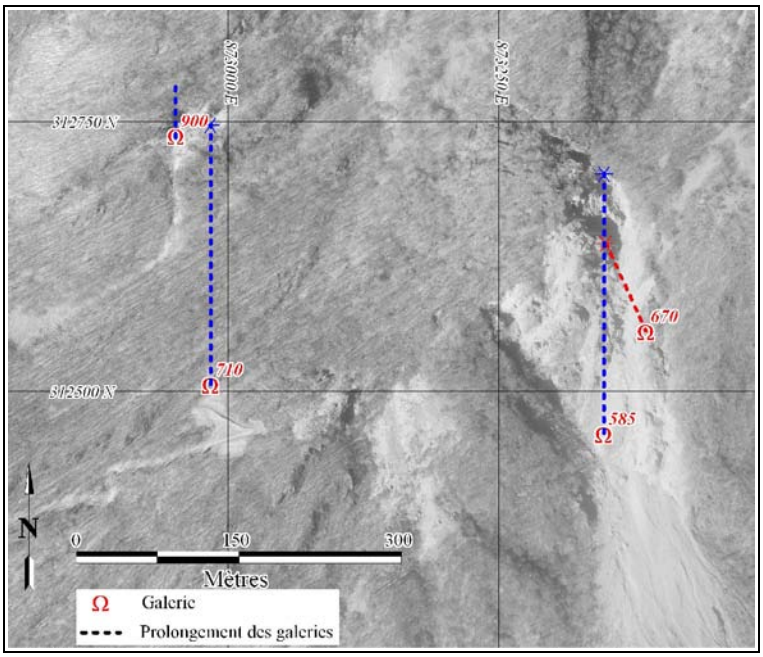


Figure III.9 : Localisation et prolongement des galeries de mine et de reconnaissance.

La galerie de mine de la cote 900 a permis essentiellement d'observer la charnière d'un pli hectométrique de direction N 20° et de prolongement axial 45°N (*Pothérat, 1995*).

La galerie de mine de la cote 585 m a été également décrite : la foliation est orientée en moyenne N 20° subverticale et les principales familles de fractures sont les N 115° verticales, N 50-60° subverticales et N 90-100° à pendage 25-45° S. Le fond de cette galerie présente deux filons E-W verticaux exploités.

La comparaison des diaclases fermées des galeries des cotes 585 m et 710 m montre un basculement d'ensemble de toutes les diaclases de la galerie supérieure, de l'ordre de 30° vers le sud. La galerie à la cote 710 m a été instrumentée : les auscultations en nivellement et extensométrie ont permis de mettre en évidence un mouvement de basculement de blocs élémentaires pluridécamétriques (*Rochet et al., 1994*; *Vengeon, 1998*).

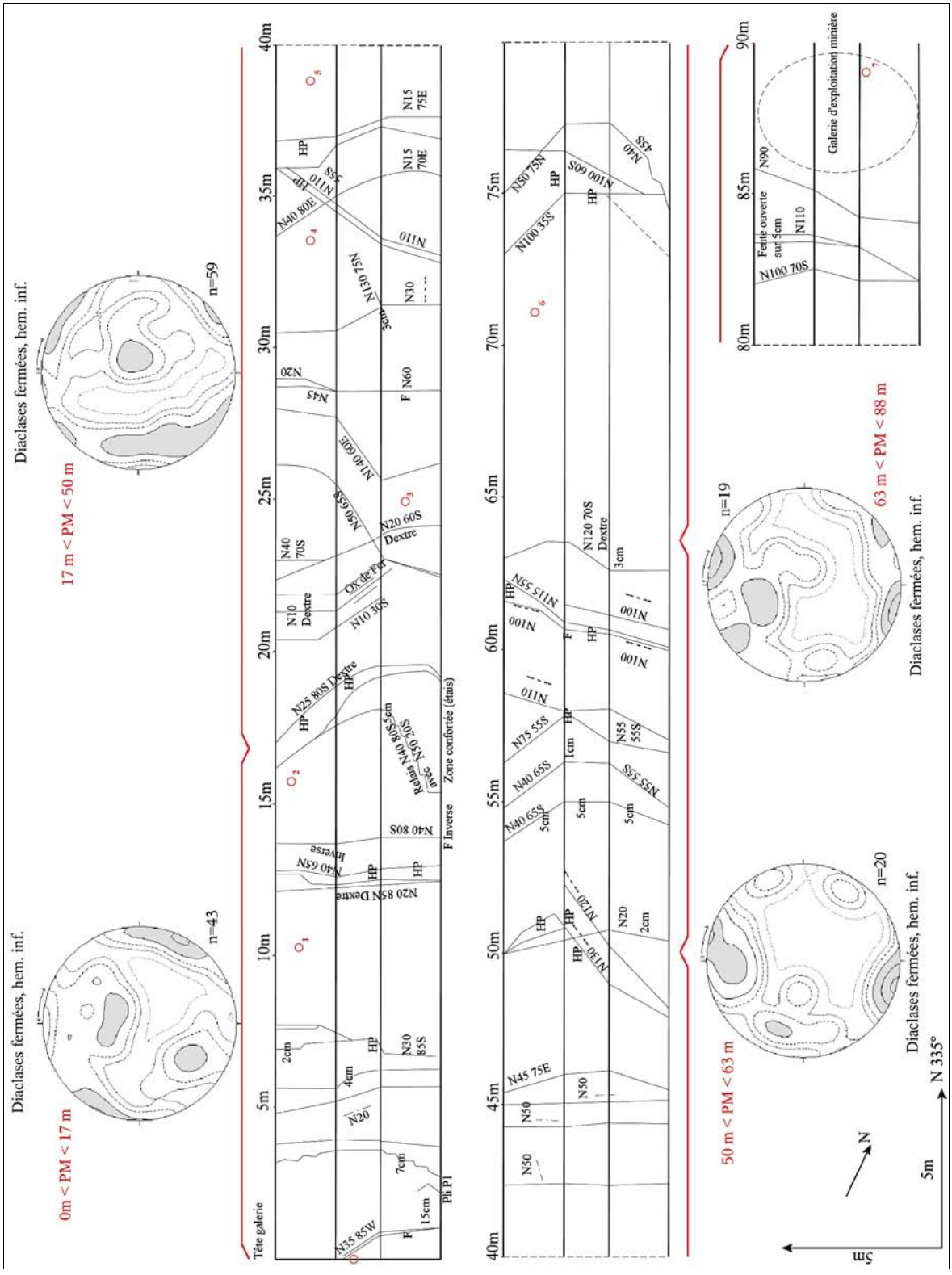


Figure III.10 : Vue en plan de la fracturation dans la galerie de mine de la cote 670 m avec les stéréogrammes d'isodensité des diaclases fermées.
La vue correspond aux toit et flancs de la galerie dépliés. Les zones hors-profil (HP) correspondent à des zones d'accidents majeurs.

La galerie de mine de la cote 670 m, de direction N 155°, a été analysée dans le cadre de cette thèse. Elle est située au coeur des Ruines de Séchilienne et traverse l'accident N 0 au PM 17. Son entrée se situe en zone stable. Sur toute la longueur de la galerie, l'orientation de la foliation est globalement constante en N 20° (+/-15°) subverticale avec quelques pendages nord.

On distingue quatre zones au regard des discontinuités dans la roche (Figure III.10) :

- **du PM 0 au PM 17** la foliation adopte une direction N 20-25° subverticale. Deux directions principales de fracturation découpent le massif selon les directions N 100° subhorizontale et N 110° à "pendage aval" 50°S ;

- **du PM 17 au PM 50** la fracturation présente deux familles de direction N 20° subhorizontale et N 130-150° à pendage sud-ouest. La foliation est identique à la première zone jusqu'au PM 42 à partir duquel elle devient difficilement identifiable ;

- **du PM 50 au PM 63** la fracturation change pour une direction N 90-110° subverticale ; la foliation est perturbée au point d'évoluer dans toutes les directions : on y observe de nombreux plis. Le PM 50 correspond à l'intersection de deux failles de directions N 130° et N 20°, respectivement sénestre et dextre par les plis qui leur sont associés ;

- **du PM 63 au PM 88**, la roche est très peu fracturée, compacte mais présente un faciès broyé induré jusqu'au PM 72 : on se situe sans doute dans la "shear zone" de l'accident majeur N 0° du couloir des Ruines. On retrouve alors quelques accidents de direction N 100° à pendage sud jusqu'au filon au PM 88.

Il est à remarquer que nous n'avons pas observé de fracturation allant dans le sens de création de surface de glissement.

➢ Synthèse structurale du versant des Ruines de Séchilienne

Finalement, on retiendra que le versant instable d'une surface de 70 ha est constitué de micaschistes dont la foliation est globalement verticale en direction N-S. Il est découpé par deux familles de fractures continues et conjuguées de directions N 140° et N 50-70° qui forment des "lanières" dans la zone des Ruines. La mise en place du champ filonien a provoqué une découpe du massif selon des fractures radiales et concentriques. C'est sur l'une de ces structures concentriques que s'est formée la falaise du Mont-Sec. Des failles de directions N-S ou N 20° issues de la tectonique alpine forment de grands accidents sur un desquels se développe notamment le couloir des Ruines. Aucun plan de glissement évident n'a été observé tant en surface qu'en profondeur.

2.1.4 L'héritage glaciaire

Le passage des glaciers est sans équivoque dans la vallée de la Romanche. L'histoire glaciaire a modelé le fond de la vallée de la Romanche en plusieurs phases. Au droit des Ruines de Séchilienne, la pente est homogène à 45° du fond de la vallée (325m) jusqu'à la base du tassement du Mont-Sec. La pente adoptée est alors de 20° jusqu'au sommet. La dernière phase (Würm III) a été moins puissante que les précédentes (Figure III.16) et a accentué son entaille dans le versant, d'autant plus au niveau des Ruines qu'un verrou se forme à cet endroit.

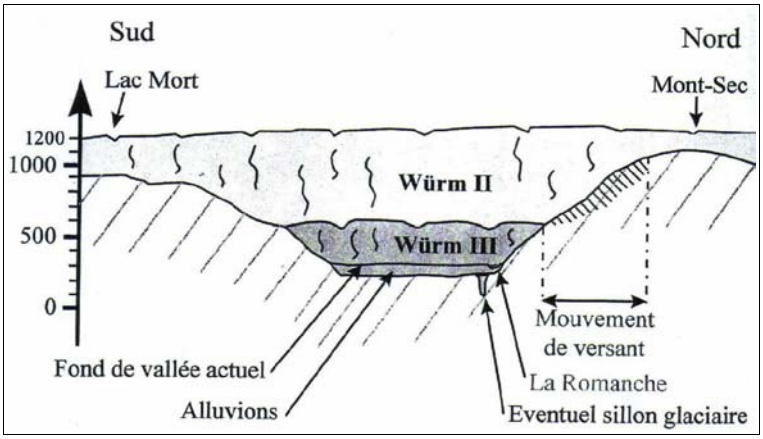


Figure III.11 : Coupe de la vallée de la Romanche au droit des Ruines de Séchilienne : estimations des cotes maximales des glaciers.

(d'après Antoine et al., 1998)

2.2 Hydrogéologie et apports hydriques

L'eau est ici considérée comme un élément déstabilisateur et catalyseur d'instabilités. Nous examinons ici quelles sont les conditions hydriques et hydrogéologiques du versant sud du Mont-Sec.

2.2.1 Conditions hydrogéologiques

Comme son nom l'indique, aucune source n'est présente sur l'ensemble du versant du Mont-Sec. Il n'existe pas non plus de sources temporaires dues aux fortes précipitations : le trajet de l'eau doit se faire en profondeur pour rejoindre la Romanche.

2.2.2 Données météorologiques

Une station météorologique a été installée en 1992 au sommet du Mont-Sec à 1120 m d'altitude. Elle permet de mesurer les données des apports d'eau en surface, soit la hauteur des précipitations et la hauteur de neige avec son équivalent en eau. Alors que la pluviométrie annuelle dans le secteur de Grenoble est d'environ 1000 mm/an, elle est de 1280 mm/an pour la station du Mont-Sec sur la période de 1993-2006 avec un écart type de 300 mm. Mensuellement, les précipitations les plus importantes correspondent aux périodes automnale et printanière (Figure III.12) avec des valeurs supérieures à 110 mm/mois.

Ces dix dernières années, il y a eu au moins un mois très humide par an avec des précipitations supérieures à 200 mm/mois (Figure III.13) excepté l'année de sécheresse de 2003 : c'est le cas des mois mars 1999, novembre 2000, mars 2001, mai 2002, novembre 2002, et de mars 2004 et 2005.

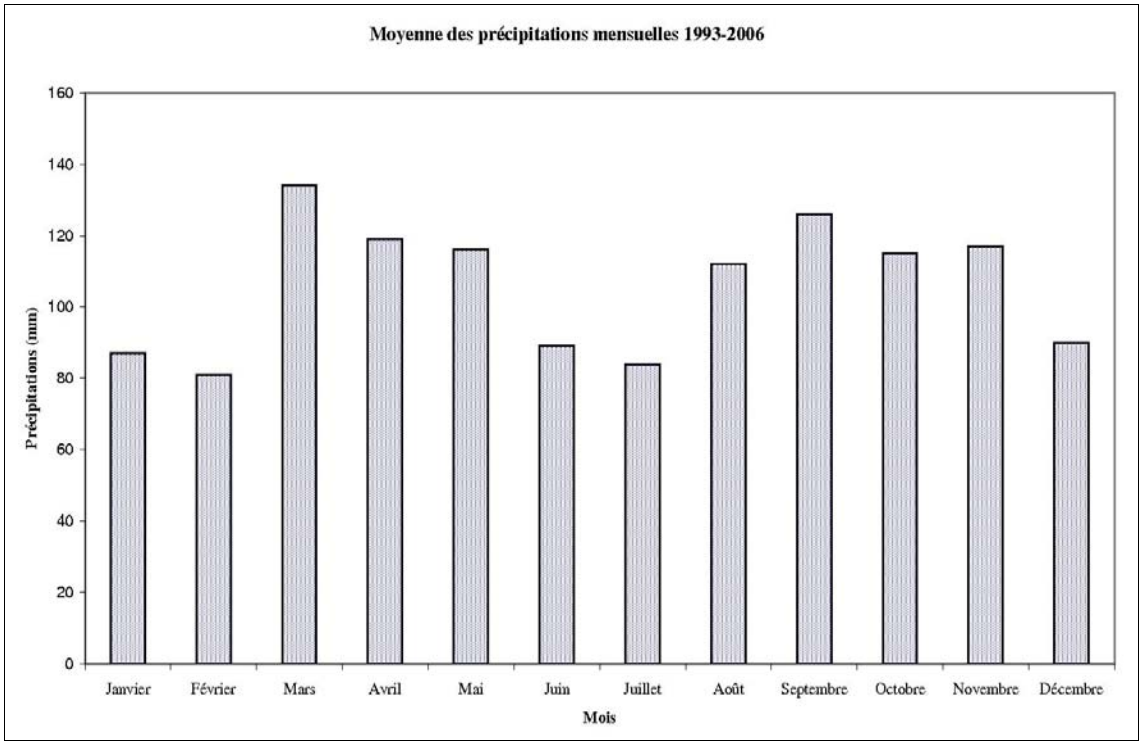


Figure III.12 : Moyenne mensuelle des précipitations de 1993 à 2006 sur la station du Mont-Sec.
La moyenne mensuelle des précipitations est de 106 mm/mois, alors que la moyenne annuelle est de 1281 mm/an.

2.2.3 Contrôle de la pluviométrie sur les mouvements

Concernant la zone frontale, il a été montré à partir des données de suivi de déplacement qu'une augmentation des vitesses de l'ordre de 150 à 200% s'opérait au cours des périodes hivernales (hiver et printemps), suivie de phases de ralentissement estivales (*Duranthon & Effendiantz, 2004*). Cette variation cyclique des vitesses confirme l'existence d'un mécanisme profond lié aux conditions hydrologéologiques du massif. De plus, avant l'hiver 1998-1999, les corrélations de vitesses du mouvement par rapport aux infiltrations d'eau dans le massif nécessitaient la prise en compte d'un effet réservoir du terrain (*Nicot, 1994*). Depuis 1999, les accélérations interviennent de manière quasi-instantanée (quelques heures de délai) après les épisodes d'infiltration significatifs (> 20 mm/24h), ceci indépendamment du contexte saisonnier (*Duranthon & Effendiantz, 2004*).

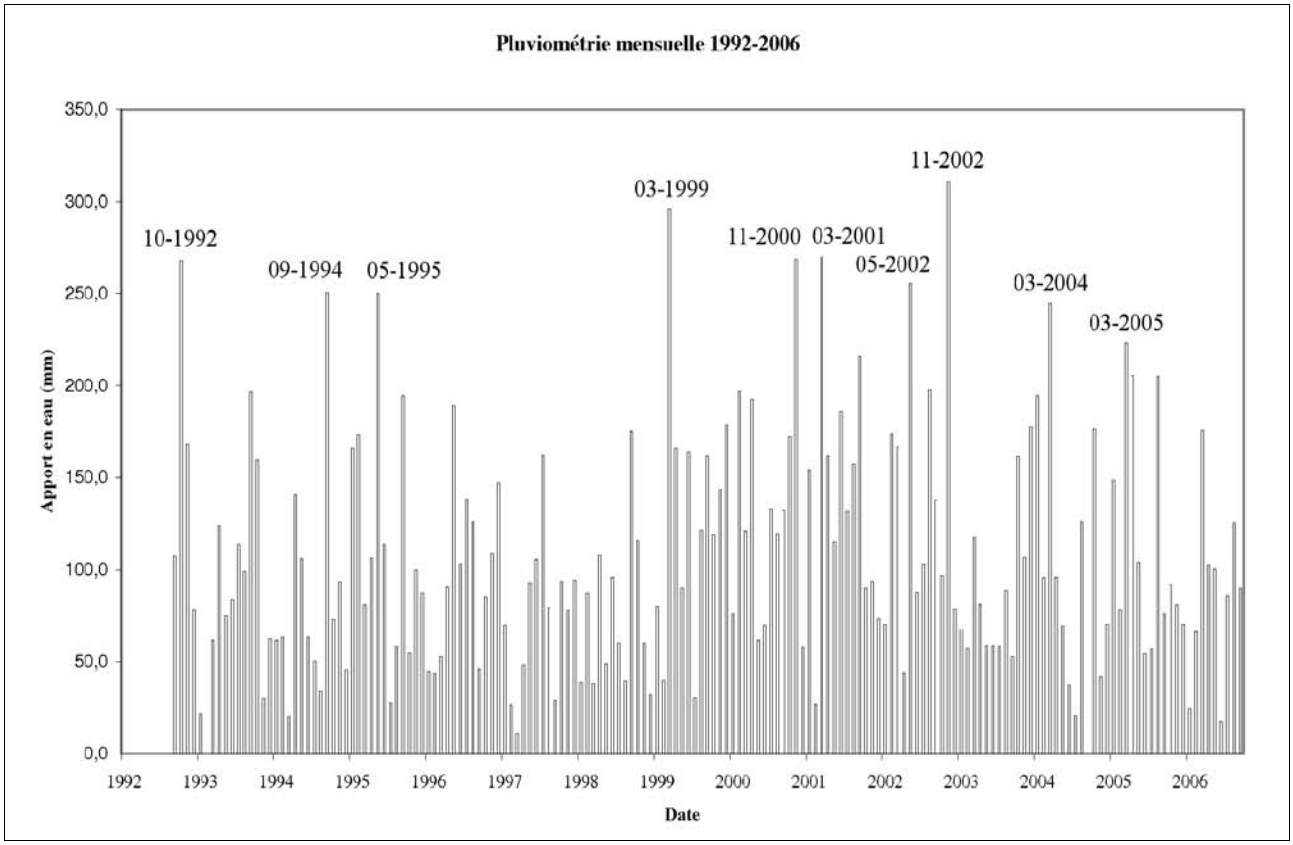


Figure III.13 : Pluviométrie mensuelle 1992-2006 à la station de Mont Falcon.

La dernière décennie a vu au moins un mois par an très humide avec des précipitation supérieures à 200 mm/mois, sauf pour l'année exceptionnelle de 2003.

3 Exploitation des mesures issues de la surveillance

Le système de suivi par géodésie classique est basé sur la mesure annuelle (x, y, z) de repères répartis sur l'ensemble du versant des Ruines (Figure III.14). Les données de ces campagnes annuelles permettent d'accéder à la compréhension cinématique en trois dimensions du phénomène. L'hétérogénéité de la répartition des mesures peut être contournée en présentant des interpolations des données ponctuelles : c'est ce que nous évaluons dans un deuxième temps.

3.1 Dispositif de suivi du site

Le site instable de Séchilienne est équipé de différents systèmes de mesures de déplacements (Figure III.14) :

- 48 bases extensométriques sont équipées à demeure de repères DO (distance-mètre orientable) pour des mesures à fil Invar. La fréquence des mesures est trimestrielle et à la demande. Les mesures nécessitent une intervention sur site. Elles permettent de connaître l'évolution de fractures ou crevasses en mouvement relatif. Les premières installations datent de 1985 ;

- 33 capteurs extensométriques automatiques (Figure III.15a) sont placés sur les principales fractures du site (Figure III.14). Ils représentent la forme automatisée du système de mesure manuelle DO. Le rapatriement des mesures est horaire, les premières installations datent de 1985 ;

- 61 réflecteurs géodésiques (de type prismes) (Figure III.15b2) sont répartis sur l'ensemble du versant sud du Mont-Sec, leur installation a débuté en 1996. La mesure automatisée de leur position est réalisée par une station LEICA TM 3000D installée en face du versant instable dans le terminal de Montfalcon sur la R.D. 113 : les distances mesurées sont comprises entre 700 et 1600 m à une fréquence de 6 mesures par jour. Le théodolite mesure la distance selon la ligne de visée ainsi que les angles de visée. Ce dispositif est inopérant en cas de pluie, neige ou brouillard car le laser infrarouge du télémètre est diffracté par l'eau en suspension. Les mesures sont effectuées toutes les quatre heures. Seules les données de distance sont utilisées ;

- 20 trièdres (Figure III.15b1) permettent une mesure précise (0,5 ppm dans l'axe de visée) par tout temps par distancemétrie radar (*Duranthon, 2004*). Les trièdres sont des réflecteurs de 40 cm d'arête qui génèrent des échos puissants contrastés par rapport aux signaux rétro diffusés par la scène naturelle. Ce dispositif est opérationnel depuis 2000.

De plus, un suivi par géodésie classique est assuré annuellement depuis 1994 (Figure III.15b3). Il est basé sur la mesure (x, y, z) de 90 repères répartis sur l'ensemble du versant sud du Mont-Sec. La répartition spatiale de ces repères coïncide en partie avec les trièdres radar et les cibles de la géodésie automatique.

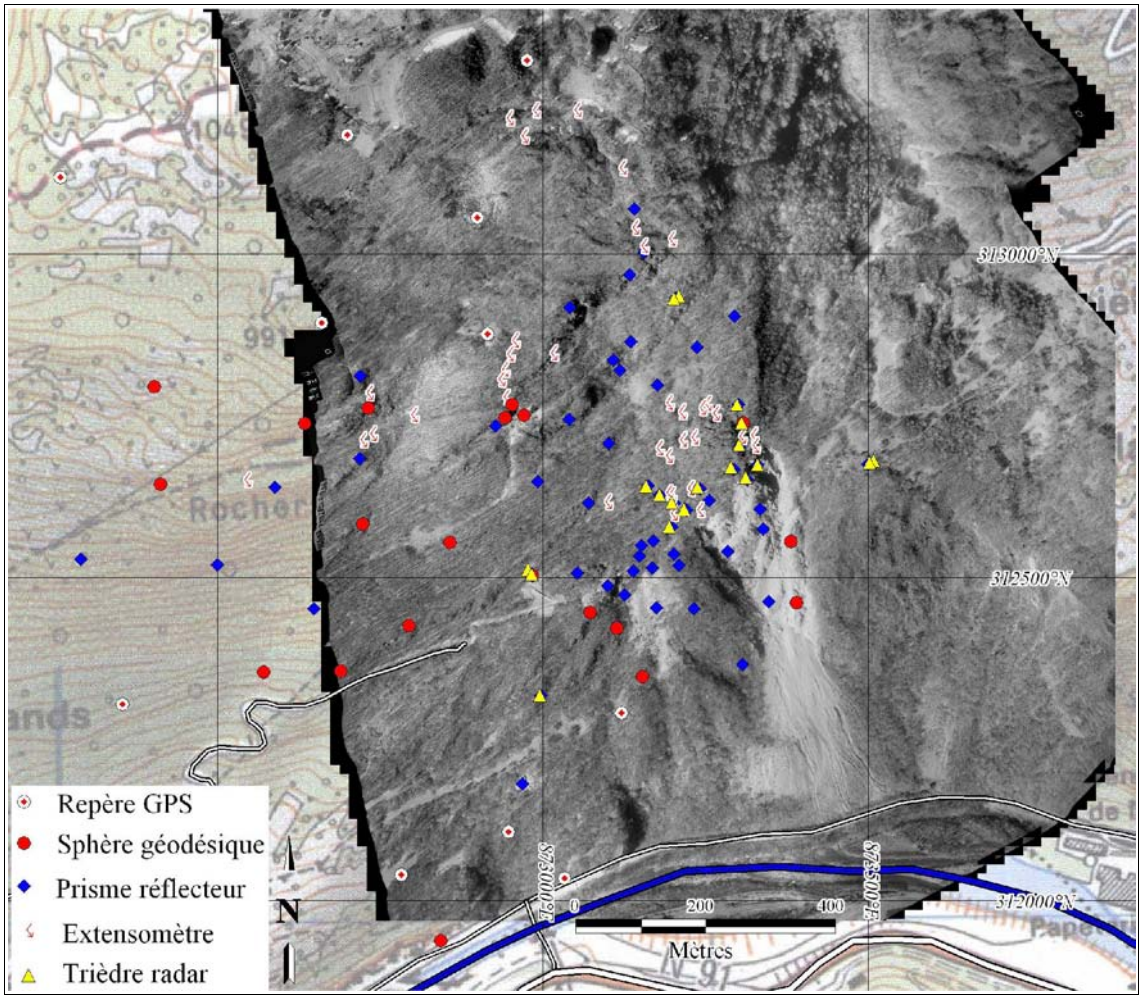


Figure III.14 : Localisation des dispositifs de gestion du site de Séchilienne.

Nous verrons par la suite que nous retenons dans ce travail uniquement les mesures annuelles pour leur positionnement absolu. En effet, les autres types de données fournissent des informations de déplacements relatifs. L'exploitation spatiale est bien entendu possible et permet de caractériser les mécanismes (*Vengeon, 1998*) mais ces mesures sont difficilement comparables avec les données absolues issues de l'imagerie. On se référera aux rapports mensuels et annuels des mesures de suivi du site (CETE-LRPC de Lyon, Laboratoire de Mécanique des Roches) pour leur exploitation.

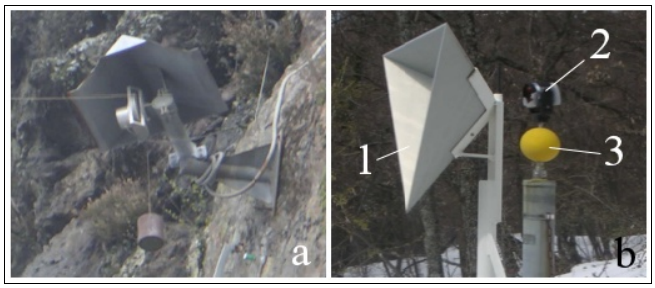


Figure III.15 : Les dispositifs conventionnels de suivi de site

a) extensomètre automatique, b1) trièdre radar, b2) cibles tachéométriques et b3) cible géodésique manuelle.

3.2 Analyse des données géodésiques

A partir de 1994, des repères géodésiques sont suivis annuellement par tachéométrie pour les cibles visibles et par GPS pour les repères sommitaux. Nous étudierons par la suite l'évolution au cours du temps des déplacements sur le massif à partir de ces données. Nous nous consacrons dans un premier temps à décrire les liens entre les déplacements en surface et le schéma structural.

La carte de déplacement des repères géodésiques entre 2005 et 2006 est représentative des mouvements en place sur le versant du Mont-Sec. Ceux-ci s'effectuent principalement selon deux directions :

- la direction générale orientée N 145°-160° sensiblement perpendiculaire aux lanières N 70° ;
- une direction orientée N 180°-190° spécifique du rebord sud-est de l'ancien tassement du Mont-Sec.

La direction générale n'adopte pas la ligne de plus grande pente mais est plutôt orientée NW-SE : cela met en avant un contrôle structural par les lanières N 70°. Ainsi, il est remarquable que les mouvements adoptent une direction perpendiculaire aux structures dominantes :

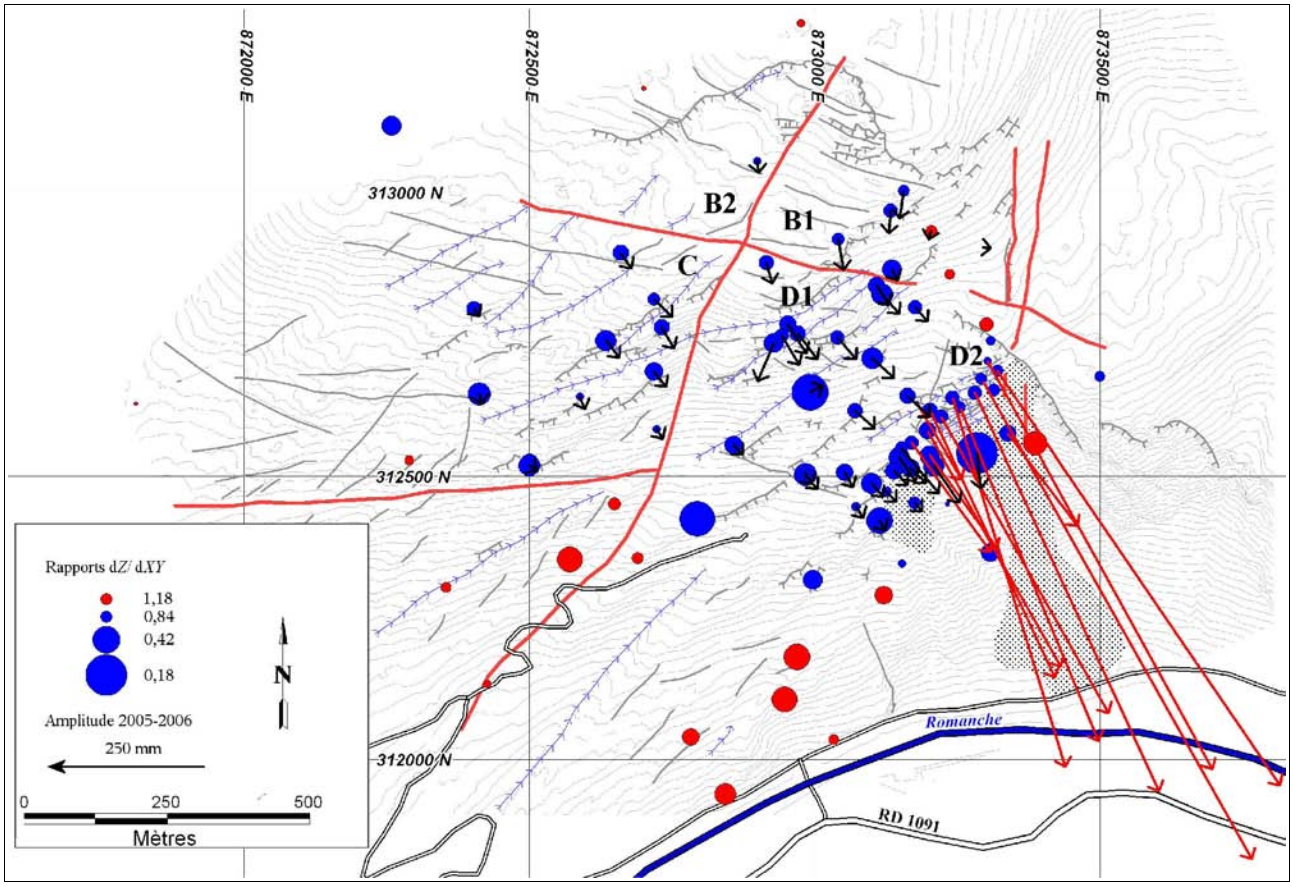


Figure III.16 : Amplitudes planimétriques (>10mm), directions et rapports dZ/dXY pour les repères géodésiques entre 2005 et 2006.

(fond de carte structurale, légende en Figure III.7)

Les cibles pour lesquelles les déplacements verticaux sont supérieurs aux déplacements horizontaux sont figurées en bleu (dZ/dXY>1), en rouge dans le cas contraire. Les vecteurs de déplacements des cibles de la partie frontale sont figurés en rouge, soulignant le contraste d'activité de cette zone par rapport au reste de l'instabilité.

- les fractures N 40-50° à N 70° ("lanières") contrôlent les déplacements dans les zones **D1**, **D2**, et **C**. Les fractures d'orientation N 20° jouent un rôle moindre en contribuant au découpage latéral des compartiments rocheux pour favoriser leur mouvement en N 145°-160° ;

- les accidents N 140° influencent les compartiments **B1** et **B2**. De plus, ces failles sont "utilisées" par le mouvement pour contourner le blocage de la partie massive qui surplombe **D2**.

Le compartiment **D2** s'individualise avec des vitesses de déplacements dans le plan XY supérieures à 60 cm (jusqu'au mètre) entre 2005 et 2006 (vecteurs vitesse en rouge sur la Figure III.16). La séparation entre **D1** et **D2** se fait le long d'une direction N 140°.

Il n'y a pas de désordres observés ni mesurés en pied de versant : l'instabilité semble s'atténuer et s'arrêter progressivement à 700 m d'altitude dans la zone active. Les limites nord et est de la zone en mouvement sont a contrario franches : il y a une véritable discontinuité entre les zones stables et instables. La cartographie zonale des déplacements (Cf. infra, Figures III.18, III.19 & III.20) l'illustre parfaitement.

L'examen des directions verticales des cibles géodésiques révèle que les vecteurs déplacements sont inclinés ainsi que les pentes inférieures au couloir des Ruines à 40°. Nous avons pour cela déterminé les rapports entre les déplacements altimétriques (dZ) et planimétriques (dXY) pour l'ensemble des repères géodésiques (Figure III.16 : $dZ/dXY < 0,7$ ce qui correspond à un plongement de 35°). La partie supérieure des Ruines se translate plus qu'elle ne s'affaisse : sa pente d'accès doit donc se raidifier au cours du temps puisque la partie basale n'évolue pas. Dans nos travaux nous n'avons toutefois pas mis en oeuvre de manipulations pour estimer l'évolution de la pente du couloir des Ruines.

3.3 Cartographie zonale des déplacements

Les données géodésiques annuelles depuis 1994 permettent de connaître l'évolution du site depuis une quinzaine d'année même si le nombre de repères géodésiques n'a pas été constant au cours du temps (Tableau III.1). Interpoler ces données ponctuelles suivant les années permet de mettre en avant la spatialité des mouvements, leur disparité ainsi que l'évolution temporelle des zones distinctes. L'interpolation réalisée est une interpolation automatique par plus proches voisins au cinquième ordre ; la géologie ou tout autres paramètres ne sont pas pris en compte, seules les valeurs de déplacements sont interpolées. L'incertitude sur les valeurs en bordure est grande (sans qu'elle puisse être chiffrée) puisque l'interpolation est faiblement contrainte : ainsi, les mouvements à l'amont du Mont-Sec ne sont pas vérifiés sur le terrain. Seules les valeurs ponctuelles (points rouges sur les figures) sont avérées.

Années	**1994**	**1995**	**1996**	**1997**	**1998**	**1999**	**2000**	**2001**	**2002**	**2003**	**2004**	**2005**	**2006**
Nombre de cibles	41	47	47	58	58	58	58	58	58	78	81	85	85

Tableau III.1 : Nombre de repères géodésiques utilisés pour le zonage des déplacements de 1994 à 2006.

Nous retenons trois évolutions annuelles représentatives de l'évolution du versant de 1994 à 2006 :

- **entre 1997 et 1998** (Figure III.18) : deux zones du mouvement sont discernables, la zone des Ruines et les pentes aval de la falaise du Mont-Sec. Le secteur des Ruines s'affaisse de -250 mm durant cette année tout en se translatant d'un maximum de 400 mm. Les pentes supérieures dans le secteur du Mont-Sec, moins raides, adoptent un régime de déplacement moindre : de l'ordre de -20 mm d'affaissement pour une translation inférieure à 50 mm ;

- **entre 2001 et 2002** (Figure III.19) : la zone des Ruines accélère avec une vitesse de translation comprise entre 500 et 800 mm/an. La partie supérieure du versant (secteur du Mont-Sec : **B1**, **B2** et **C**) s'affaisse de l'ordre de -20 à -40 mm/an pour une translation de l'ordre de 25 à 50 mm/an mais toujours inférieure à 100 mm/an ;

- **entre 2004 et 2005** (Figure III.20) : l'accélération de la zone des Ruines se poursuit avec désormais une vitesse de translation globalement supérieure à 600 mm/an avec une grande part de ce compartiment à 800 mm/an. Par contre, la partie supérieure (secteur du Mont-Sec : **B1**, **B2** et **C**) montre des déplacements constants par rapport aux données antérieures : les déplacements altimétriques de cette zone restent de -20 à -30 mm/an avec les mêmes zones sud plus rapides de -30 à -40 mm/an. Toujours dans cette zone, les translations demeurent de l'ordre de 25 à 50 mm/an avec les parties sud de 50 à 100 mm/an.

Le "môle résistant" se distingue sur l'ensemble des cartes de déplacements planimétriques : il sert de limite est à l'instabilité au dessus de la zone active des Ruines (**D2**). On distingue ainsi trois zones à vitesses différentes : la zone frontale (rapide), la zone supérieure (peu active) et la zone intermédiaire (moyennement active) qui fait la transition entre les deux premières.

La transition du couloir des Ruines à la zone intermédiaire se matérialise suivant une zone en légère "surrection" suivant une direction N 70°. Cela corrobore l'hypothèse d'un affaissement en coin de la partie sommitale du versant, les discontinuités est-ouest à fort pendage amont autorisant ce mouvement. La remontée de ce môle serait la conséquence de cet affaissement en coin : la partie supérieure du secteur du Mont-Sec s'affaisse alors que les parties aval se réorganisent face à cette poussée amont. Ce mécanisme a été illustré par les mesures de nivellement et d'extension effectuées dans la galerie de reconnaissance de la cote 710 m (*Vengeon, 1998*) : le mouvement serait dû au basculement et réarrangement de blocs de formes complexes.

Un schéma global de comportement serait (1) le basculement des blocs limités par les accidents orientés SW-NE à fort pendage amont en partie inférieure (Ruines), combinée à (2) l'affaissement en coin de la partie supérieure du Mont-Sec.

L'accélération de la zone frontale des Ruines dans les dix dernières années est avérée. La vitesse annuelle de translation de cette zone est de l'ordre du mètre et ne cesse d'augmenter. Les parties inférieures du versant sont quasiment immobiles à l'échelle des mouvements de la zone frontale, ce qui ne peut s'expliquer que par une "rotation" des terrains dont le centre se situerait sous la zone frontale.

En synthèse, l'examen des interpolations combinées avec les données ponctuelles permet de zoner le versant instable en plusieurs parties (Figure III.) :

- la zone frontale **D2r** (38 700 m^2) : les vitesses actuelles sont supérieures à 800 mm/an. Elle est limitée au nord-est par une falaise N 140° et à l'ouest par un accident de direction N 20°. Elle se déplace selon une direction N 150°-160°, perpendiculairement aux "lanières" N 70° ;

- l'extension ouest de la zone frontale **D2e** (43 250 m^2) : ses vitesses sont inférieures à celles de la zone frontale (~250 mm/an actuellement) dont elle semble toutefois solidaire. Elle adopte la même direction de déplacements N 150-160° ;

- la zone de d'affaissement sommital du Mont-Sec **B1+B2+D1+C** (31 ha) : cette zone adopte différentes directions selon ses compartiments. Ainsi, le compartiment **B1** se déplace globalement vers le sud tandis que **D1** et **C** se dirigent perpendiculairement aux accidents N 70°. La présence d'un "môle résistant" au nord-est de **D2e** et **D2t** doit expliquer cette variation de direction et le fait que les déplacements de **B1** s'orientent plutôt perpendiculairement aux accidents N 140° ;

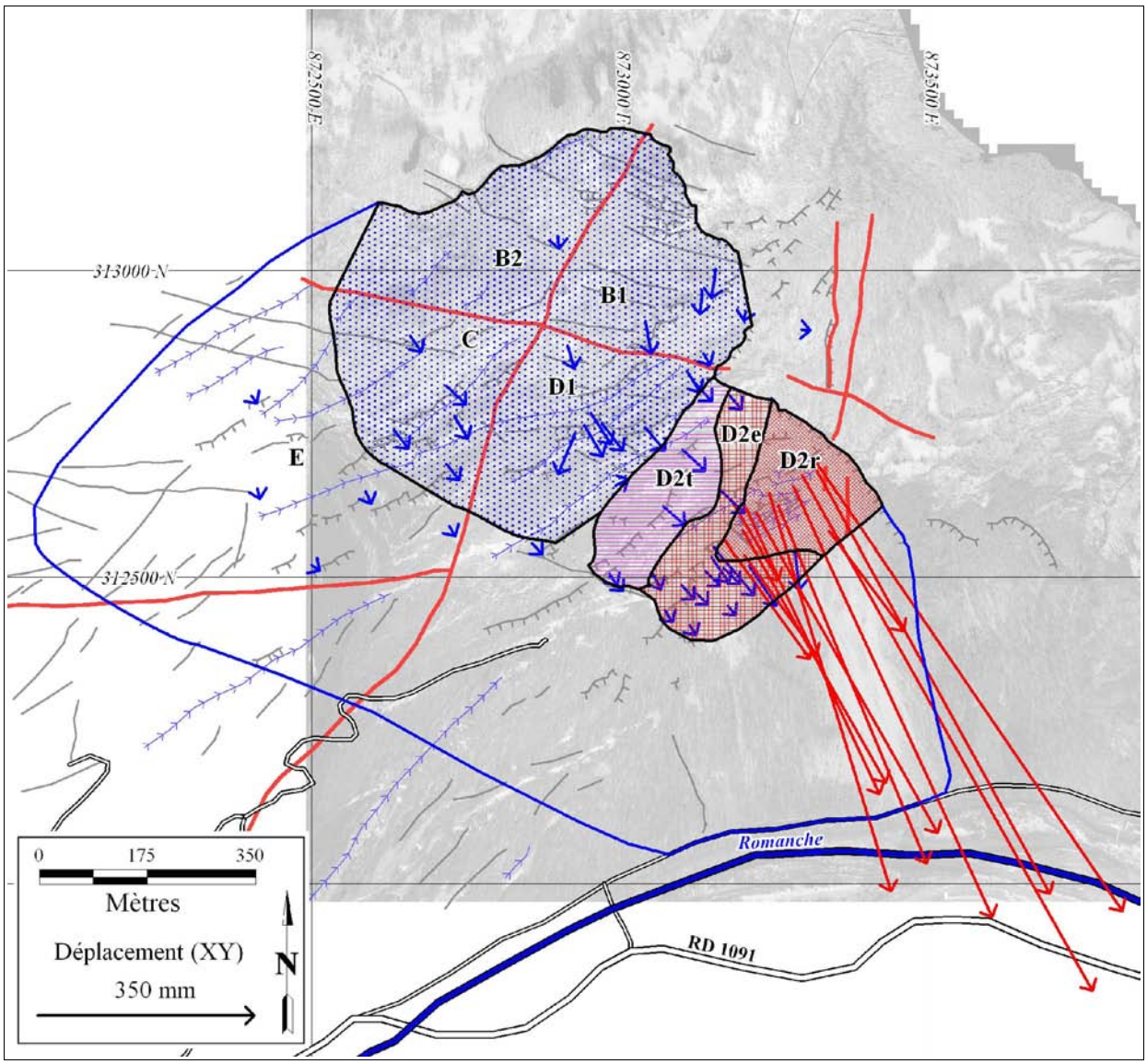


Figure III.17 : Modèle cinématique du versant sud du Mont-Sec à partir des données annuelles de suivi géodésique (données 2005-2006).

(légende des figurés structuraux en Figure III.7, les couleurs distinguent les quatre parties)

La partie sommitale sous le Mont-Sec (en bleu) évolue globalement vers le sud avec des vitesses constantes au cours du temps de l'ordre de 20-50 mm/an. La partie frontale (**D2r**) subit une accélération pour se déplacer actuellement de l'ordre du mètre par an. Elle "influence" les parties **D2e** et **D2t** qui forme une transition entre les zones sommitale et frontale. Le reste du versant (**E**) a des vitesses moindres, voire elle ne semble pas affectée par les mouvements.

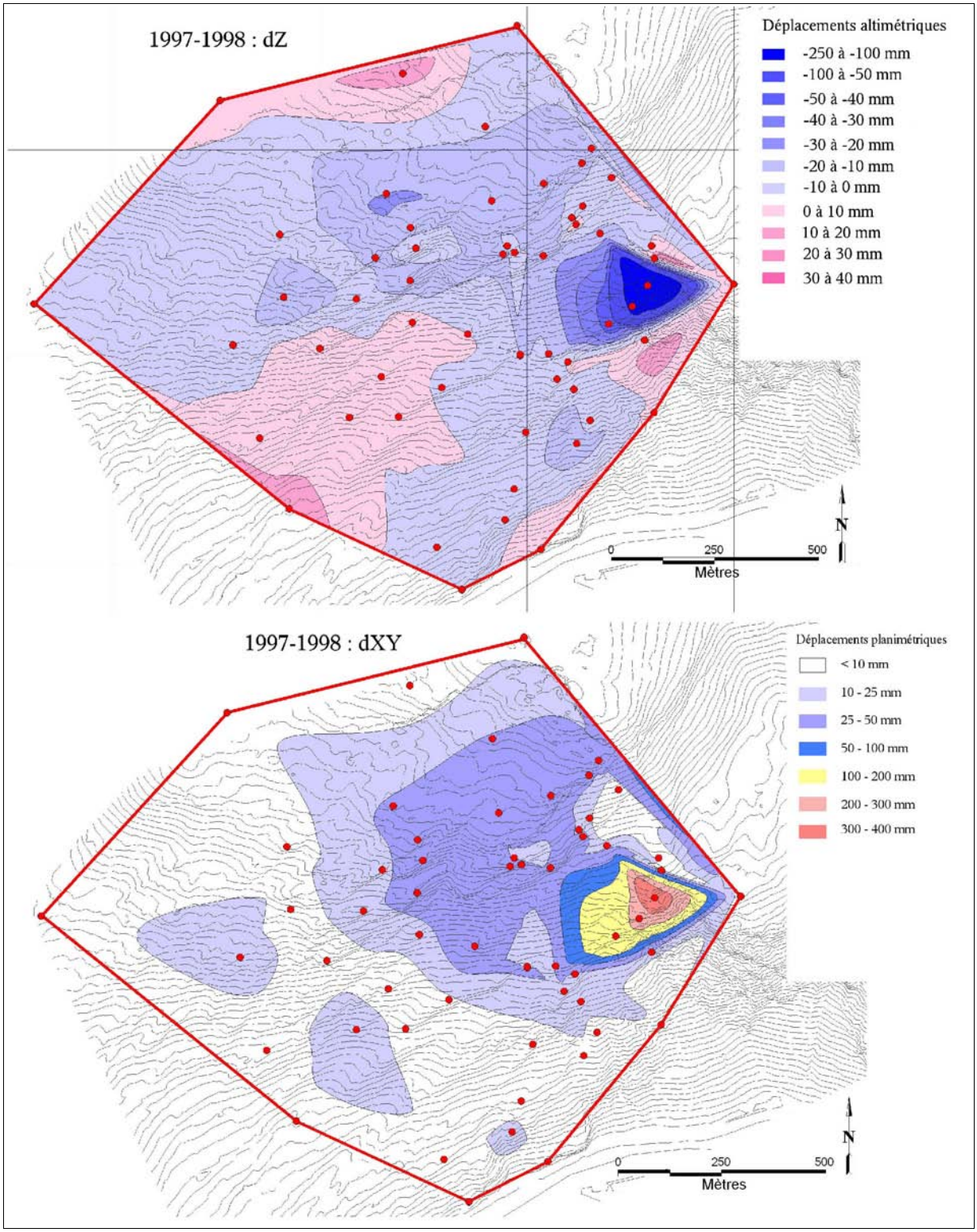


Figure III.18 : Affaissements et translations du versant du Mont Sec de 1997 à 1998.

Les points rouges représentent les points considérés pour l'interpolation par plus proche voisin. La zone des Ruines s'individualise avec des vitesses de déplacement planimétriques (jusqu'à 400 mm/an) et altimétriques (jusqu'à 250 mm/an) supérieures au reste de l'instabilité. Les pentes supérieures sont moins actives avec des déplacements planimétriques inférieurs à 50 mm/an.

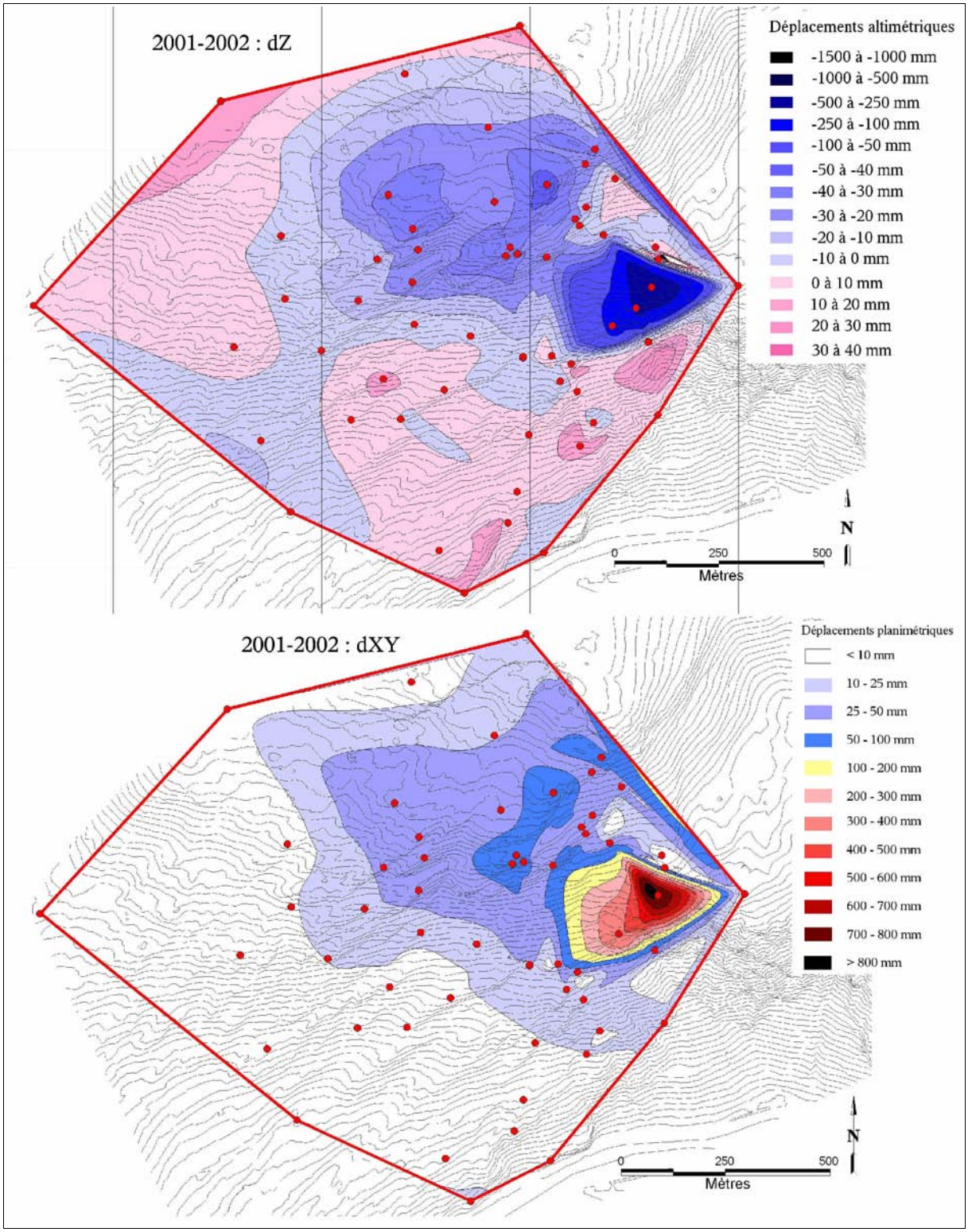


Figure III.19 : Affaissements et translations du versant du Mont Sec de 2001 à 2002.

La zone frontale a des vitesses de déplacements plus importantes, jusque 800 mm/ an en planimétrie et supérieures à 500 mm/an en altimétrie. La zone sommitale du mont sec n'a pas beaucoup accéléré en comparaison. Une zone de moindre vitesse apparaît entre les zones sommitale et frontale : c'est la zone intermédiaire.

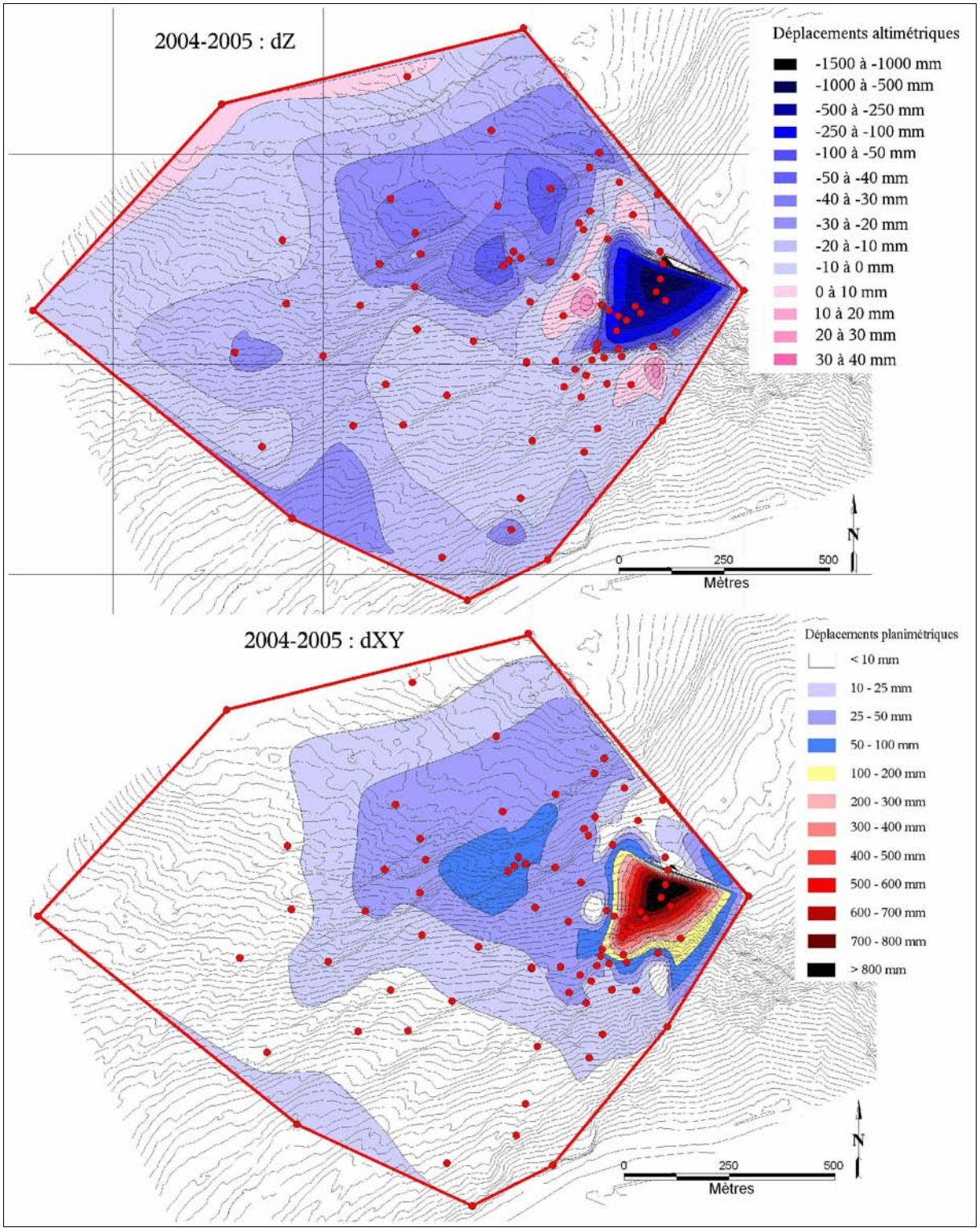


Figure III.20 : Affaissements et translations du versant du Mont Sec de 2004 à 2005.

La majorité de la zone frontale a des vitesses supérieures à 800 mm/an en planimétrie et supérieures à 1000 mm/an en altimétrie. La zone intermédiaire apparaît en "surrection" tandis que les mouvements sont plus prononcés en amont dans le secteur du Mont Sec.

- la zone de transition **D2t** (36 300 m^2) : elle correspond à une augmentation de l'altitude entre les compartiments des zones frontale et sommitale. Elle peut correspondre à un accident N 70° structurant dont la partie sommitale apparaît en surrection du fait de la rotation vers l'aval de ces accidents. Cette zone s'inscrit dans le schéma de tassement en coin sommital et basculement aval des "lanières" N 70°. Dans l'hypothèse de l'effondrement de la zone frontale, cette zone pourrait être affectée et se retrouver comme l'équivalent du verrou actuel réalisé par les "lanières" dans la zone des Ruines.

3.4 Inconvénients et limites du zonage des données ponctuelles

Les informations capitalisées à partir de ces données permettent une description cinématique de l'instabilité. Toutefois, même si les zones de déplacements se calent apparemment sur le découpage structural préexistant, les limites entre les différentes parties ne sont pas franches du fait des interpolations menées.

Même si le versant du Mont-Sec est équipé avec plus d'une vingtaine de repères géodésiques suivis annuellement, il est impossible de s'affranchir du problème de l'hétérogénéité spatiale de la représentation des mouvements.

Ainsi, l'utilisation des techniques d'imageries permet en théorie d'individualiser précisément les zones aux comportements cinématiques différents. C'est ce potentiel que nous nous proposons maintenant d'évaluer.

4 Quantification des mouvements par télédétection

Contrairement aux techniques ponctuelles, la télédétection offre une vision globale de l'ensemble du versant. De plus, la disponibilité d'images d'archives offre potentiellement un recul sur l'évolution du l'instabilité. Ainsi, dans le but de préciser les comportements cinématiques des différentes zones du mouvement de versant, nous nous proposons d'évaluer l'apport des images satellites haute résolution (Spot 5) et très haute résolution (QuickBird) à la connaissance actuelle du mouvement. Nous étudierons ensuite l'apport des images aériennes (IGN et missions spécifiques) selon les méthodologies automatiques et manuelles. Enfin, le scanner-laser terrestre offre la possibilité d'acquérir un grand nombre de données de surface en peu de temps : c'est son application à l'auscultation ponctuelle d'un grand mouvement de versant que nous testons ici.

4.1 Images satellites Spot 5

Les images Spot 5 disponibles sur le site de Séchilienne ont une résolution de 2,5 m, elles ont été acquises en 2002, 2003, 2005 et 2006 (juin et novembre). Elles couvrent une surface au sol de dimension 40 par 60 km. Comme elles permettent une vision multi-temporelle du versant, nous avons voulu en tester l'apport à la connaissance cinématique du versant.

Toutefois, l'exploitation de ces images se heurte en premier lieu à une végétation arborée dense (qui empêche les traitements automatisé basés sur la reconnaissance de pixels) puis à une **résolution (2,5m) insuffisante**. En effet, la partie supérieure du Mont-Sec n'a pas de mouvements suffisants pour être distingués sur une période de 4 ans : les déplacements y ont été de l'ordre du mètre (rapport déplacement sur résolution de 4/10). Or, même si la corrélation d'images permet en théorie

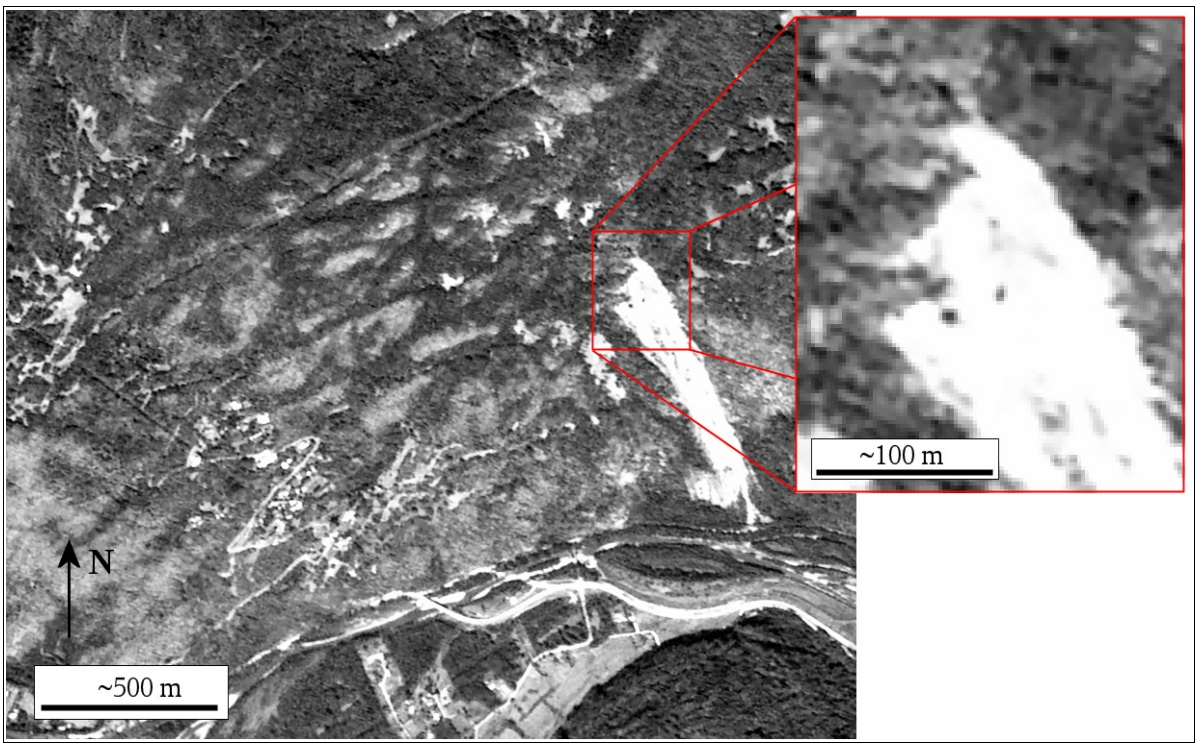


Figure III.21 : Versant du Mont-Sec vu par Spot 5 (image du 04-09-2003).

(les "Ruines" sont grossies dans l'encadré rouge)

de détecter des mouvements de l'ordre de 1/10 de pixel, c'est dans le cas de zones planes, avec une pente faible, sans végétation, aux inclinaisons solaires proches et avec un état de surface stable entre les acquisitions. Ces conditions ne sont pas remplies dans cette zone.

La zone des Ruines se déplace annuellement de l'ordre du mètre, la comparaison des images de 2002 et de 2006 doit montrer des déplacements largement supérieurs à un pixel (2,5m). Donc la partie frontale devrait au moins apparaître en mouvement par corrélation. Cependant, cette partie frontale est : soit arborée, la végétation empêchant la reconnaissance des pixels lors de la corrélation, soit fortement perturbée par les mouvements, de sorte que la reconnaissance des pixels ne peut être assurée : la résolution ne permet pas de reconnaître les perturbations. Combinées, ces deux caractéristiques (présence de végétation et changement rapide des zones dénudées) empêchent la bonne exploitation des images SPOT 5. De plus, la zone active (Figure III.21) n'est pas assez étendue pour permettre une fenêtre de corrélation opérationnelle (Cf. I.4.3.4).

Les images Spot 5 nécessitent de larges zones de corrélation du fait de la résolution de 2,5 m. La précision théorique de la corrélation de ces images est de l'ordre du dixième de pixel (25 cm) : cette performance est réalisée dans le cas idéal avec : des conditions de prises de vue identiques (éclairement solaire) et des états de surface stables entre les acquisitions malgré les mouvements. Ainsi, nous n'avons donc pas poursuivi l'exploitation des images issues du satellite Spot 5 : nous ne pensons pas que ces images soient adaptées au suivi et à l'étude d'un mouvement de versant, sauf à ce que celui-ci soit rapide (pour que les mouvements soient supérieurs à un pixel -2,5 m- entre les acquisitions), sans végétation arborée et sans que les mouvements impliquent des changements de faciès du versant.

4.2 Image satellite QuickBird

Les images QuickBird panchromatiques ont une résolution de 60 cm. Elles sont fournies avec les informations permettant un traitement d'ortho-rectification à partir des RPC (*Rational Polynomial Coefficients*, Cf. I.4.2.2.3). Une image panchromatique a été acquise par le satellite QuickBird en janvier 2007. Elle couvre une superficie de 64 km^2 ; elle est extraite d'une prise de vue de 290 km^2 (Figures III.22 & III.23) et elle a été fournie en format *Standard Ortho Ready* avec une résolution de 0,60 m. Les caractéristiques d'acquisitions sont consignées dans le Tableau III.2. Les paramètres angulaires utilisés lors de l'acquisition (Cf I.3.2.2) permettent d'estimer le positionnement du satellite. On peut estimer dans une première approximation qu'il est quasiment à l'aplomb du centre de la scène. (Figure III.22). Les projections au sol des centres de la scène et de l'image livrée sont quasiment similaires à 200 m de distance près : les distorsions géométriques sont réduites.

Date d'acquisition		**15-01-2007**
Coordonnées des centres des clichés		(873 974 ; 312 720)
Coordonnées du centre de la scène		(874 021 ; 312 500)
Angles d'acquisition	**Intrack View Angle**	1,5°
	Crosstrack View Angle	1,6°
	Off Nadir	2,2°
Nombre de pixels		(13287 ; 14504)

Tableau III.2 : Caractéristiques d'acquisition de l'image QuickBird sur Séchilienne.

L'ortho-rectification est réalisée à partir des RPC et de 8 GCP (*Ground Point Control*) répartis

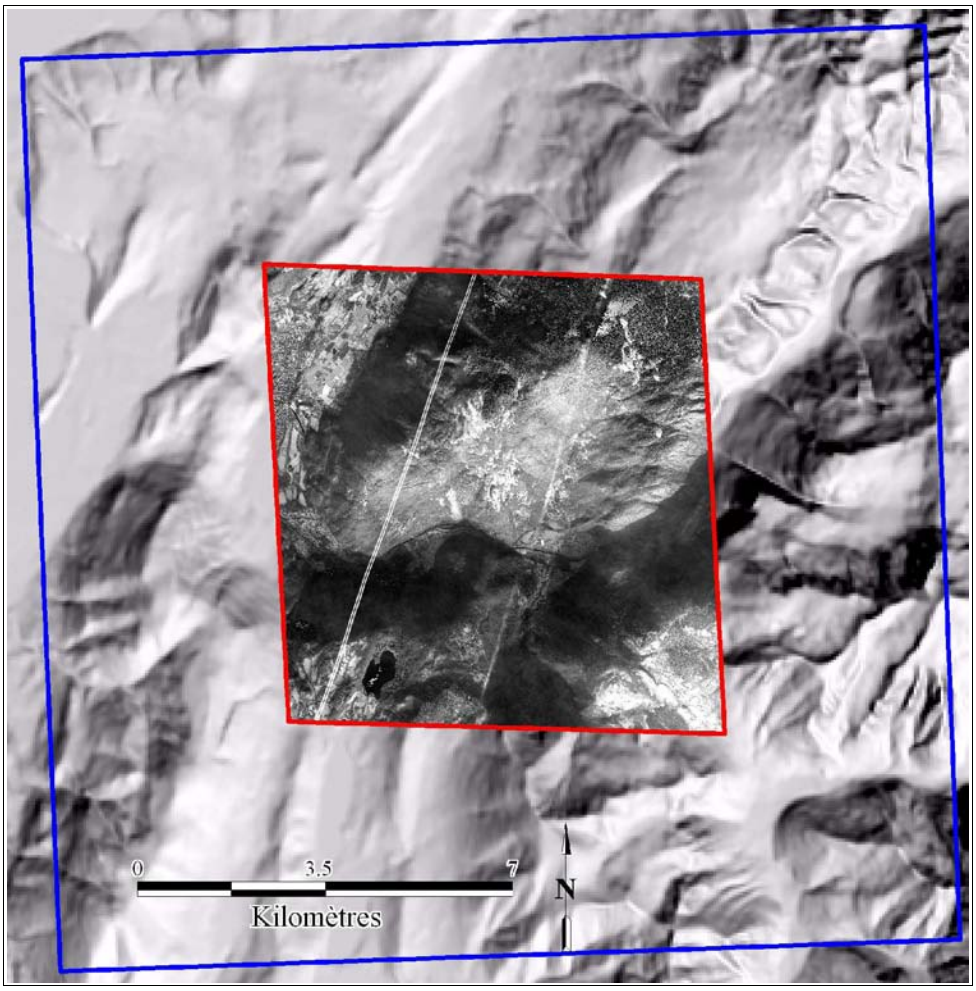


Figure III.22 : Scène et image QuickBird du 15-01-2007 à Séchilienne.

La scène est entourée en bleue, l'image utilisée en rouge. L'image de fond est le MNT IGN ombrée de la région Isèroise.

autour et dans la zone d'instabilité. Cependant, l'erreur RMS_{XY} globale à l'issue de leur positionnement est de 16,4 m. Cette valeur élevée s'explique principalement par les fortes pentes et surtout la difficultés de prendre des points d'appuis. Deux ortho-images sont générées en s'appuyant sur deux MNT différents : la première est réalisée sur le MNT issu du suivi opérationnel du site (résolution 2 m), la seconde sur le MNT IGN à 1/50000ème qui permet de couvrir toute la zone.

L'examen de l'image ortho-rectifiée amène deux premières remarques concernant l'acquisition même des images :

- nous avons été chanceux dans l'acquisition car à la période hivernale, le versant est à l'ombre jusque tard en matinée et tôt en après midi ; il est ici correctement illuminé. Nous ne maîtrisions pourtant pas l'heure d'acquisition (ici 10h00) car les orbites étant héliosynchrones, l'heure d'acquisition est toujours la même ;

- deux traînées récentes d'avion de direction N 25° sont présentes dans le quart NE de l'image. Elles passent en bordure ouest de la falaise sommitale du Mont-Sec (Figure III.23). Elles représentent une tranche de 63 m au sol sur laquelle aucune information n'est apportée. Une autre traînée plus ancienne est également présente au dessus du village de Séchilienne.

Heureusement, elles ne se situent pas directement dans la zone la plus active.

Les différences de saisons lors des prises de vues (et donc d'éclairement), les fortes pentes de la zone frontale ainsi que la végétation dense forment les principaux freins à l'utilisation des images QuickBird pour des déterminations cinématiques quantitatives. De plus, l'ortho-rectification avec les RPC induit des déformations de l'image que nous en contrôlons pas. Pour autant, une ortho-rectification rigoureuse est possible mais elle nécessite de traiter la scène entière, dont le prix est prohibitif.

Toutefois, les images QuickBird représentent un moyen rapide d'obtenir une image de 64 km^2 d'une région. Le coût est de l'ordre de 1500 euros ce qui ramène le kilomètre carré à 23,5 euros. L'ortho-rectification est facilitée par l'usage des RPC à condition de disposer d'un MNT correspondant. En première approche, l'utilisation d'un MNT IGN à 50 m de résolution fournit une ortho-image dont la précision absolue serait à déterminer par des missions GPS. On pourra donc penser utiliser ces images pour obtenir rapidement une vision ortho-rectifiée d'un grand mouvement de versant. L'analyse de telles images renseigne déjà sur les conditions morphologiques sur versant.

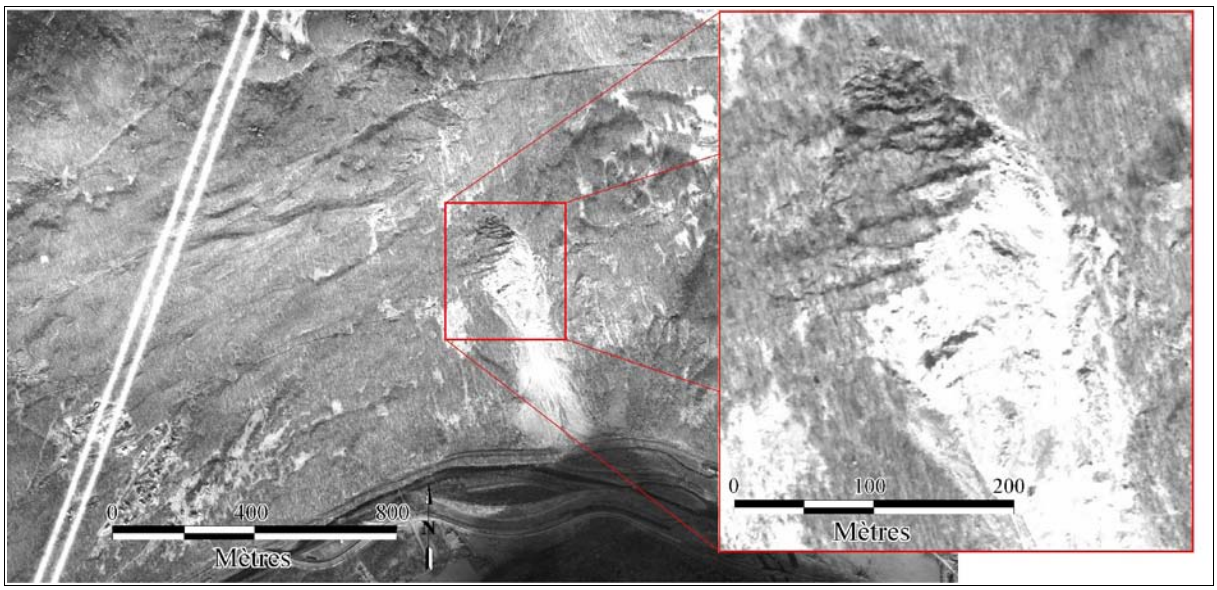


Figure III.23 : Image QuickBird ortho-rectifiée sur le site de Séchilienne. La résolution est de 60 cm.

4.3 Images aériennes IGN

L'IGN réalise périodiquement des missions photogrammétriques sur la région depuis 1937 (Tableau III.3). L'examen sous stéréoscope des couples stéréoscopiques permet de voir l'évolution morphologique et l'activation du mouvement (*Pothérat, 1995*). L'utilisation de ces images par corrélation nécessite de les ortho-rectifier ou au minimum de les projeter dans une même géométrie.

Nous utilisons le logiciel GEOMATICA pour générer de manière automatisée les MNT et les ortho-images associées aux couples stéréoscopiques. A partir de 8 GCP et plus d'une centaine de TP (Tie Points), il n'est pas possible de générer des MNT du versant qui soient de qualité suffisante. Un des soucis majeurs repose sur les difficultés de corrélation des couples d'images : en effet, les pentes importantes et le couvert végétal perturbent cette étape, ne permettant pas de calculer le MNT en ces points. Ainsi, les différents essais ont tous mené à des MNT "troués" sans qu'il soit possible de diminuer ce biais de manière satisfaisante. De fait, les ortho-images générées à partir de ces MNT

défectueux ne sont pas exploitables : il y est même difficile de distinguer le couloir des Ruines (Figure III.24).

Date	Mission	Type	Échelle	Clichés
1993	FD 38	Couleur	1/20000	1753-1754
1981	38 IFN 81	Noir et blanc	1/15000	1172-1173
1970	FR 1954	Noir et blanc	1/15000	3794-3795
1956	3332-3335	Noir et blanc	1/25000	177-178
1948	Vizille 1948	Noir et blanc	1/28000	88-89
1937	Vizille 1937	Noir et blanc	1/25000	415-416

Tableau III.3 : Caractéristiques des images IGN disponibles sur le site de Séchilienne.

Ainsi, pour avoir testé l'application avec le logiciel GEOMATICA, il apparaît que les générations de MNT et d'ortho-images à partir d'un logiciel "automatisé" ne doivent pas être envisagées pour des zones forestières. Il faut opter dans ces cas là pour un travail photogrammétrique classique.

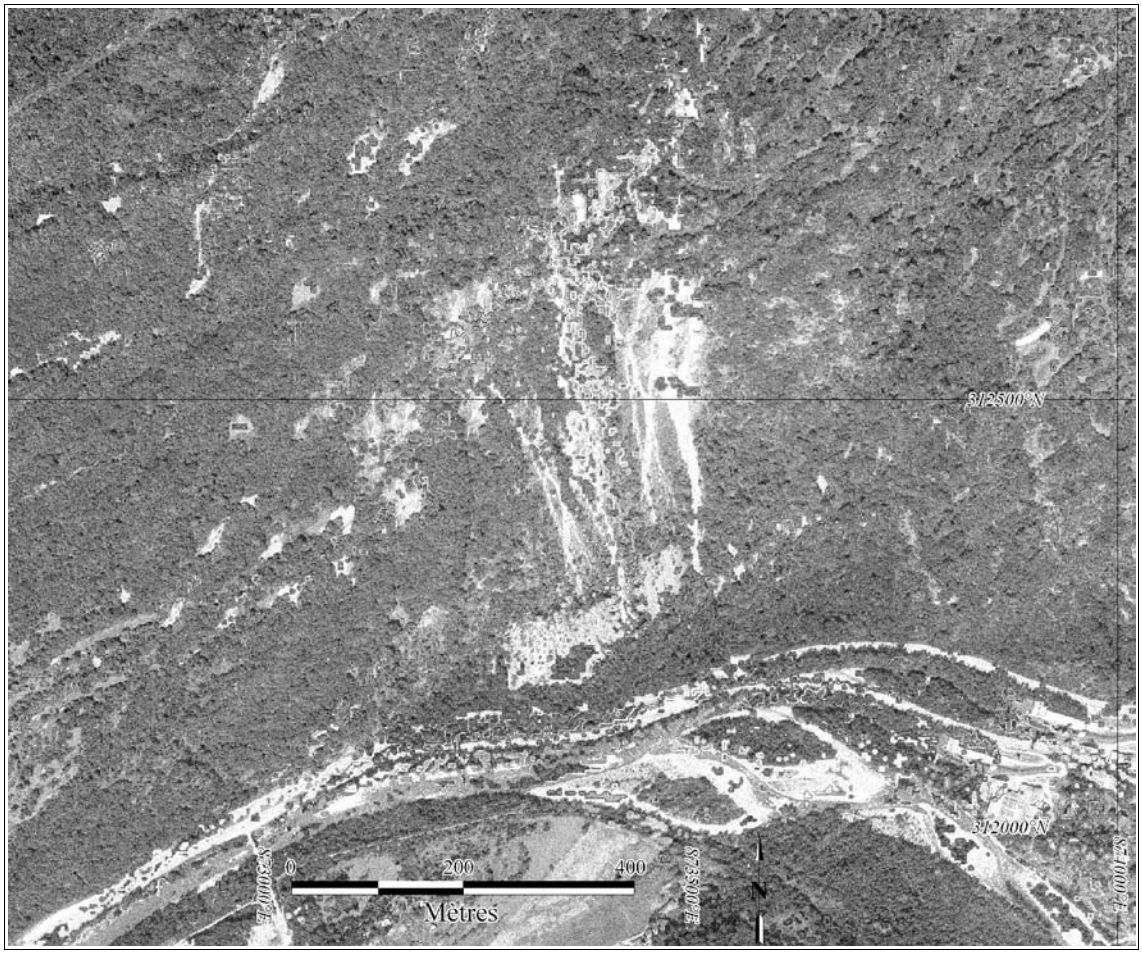


Figure III.24 : Ortho-image de Séchilienne à partir des images IGN de 1981.

La génération des MNT souffre de la couverture forestière importante : sur l'ortho-image 1981 réalisée à partir du MNT-IGN de 1981, le couloir des Ruines est peu discernable alors qu'on le distingue nettement sur l'image aérienne-source.

4.4 Images aériennes issues de missions spécifiques

Les images aériennes issues de missions spécifiques sont produites pour réaliser les plans topographiques ou les mettre à jour. Plusieurs missions de ce type ont été réalisées sur le site de Séchilienne (Tableau III.4). Les prises de vue sont verticales ; un fort contraste y est recherché.

Date	Mission	Échelle	Clichés *(Localisation)*	
17-02-2003	Sintégra	1/5000	6320-6321 6312-6313	*(Ruines)* *(Mont-Sec)*
03-04-2001	Sintégra	1/3500	9952-9953 9943-9944	*(Ruines)* *(Mont-Sec)*
09-03-2000	APEI	1/6000	8217-8218	*(Ruines)*
24-03-1995	Sintégra	1/4000	9390-9391 9422-9423	*(Ruines)* *(Mont-Sec)*
25-05-1985	Sintégra	1/5000	4733-4734	*(Mont-Sec)*

Tableau III.4 : Caractéristiques des images issues de missions spécifiques disponibles sur le site de Séchilienne.

4.4.1 Corrélation des ortho-images aériennes spécifiques

Comme sur les couples IGN, il n'est pas possible de générer des MNT et des ortho-images de manière automatisée à partir de ces couples. Deux ortho-images (1995 et 2003) sont générées de manière manuelle (cabinet géomètres-experts Sintégra). Elles ont toutes deux 25 cm de résolution et englobent la totalité de la zone des Ruines et du Mont-Sec (Figure III.25).

La corrélation de ces images pour connaître les mouvements planimétriques ne donne pas de résultats satisfaisants. Quelle que soit la fenêtre de corrélation choisie, aucun résultat ne peut être extrait : les coefficients de corrélation (Cf. I.4.3.4) sont inférieurs à 0,5 en majorité. Les raisons de cet échec sont multiples (Figure III.27) :

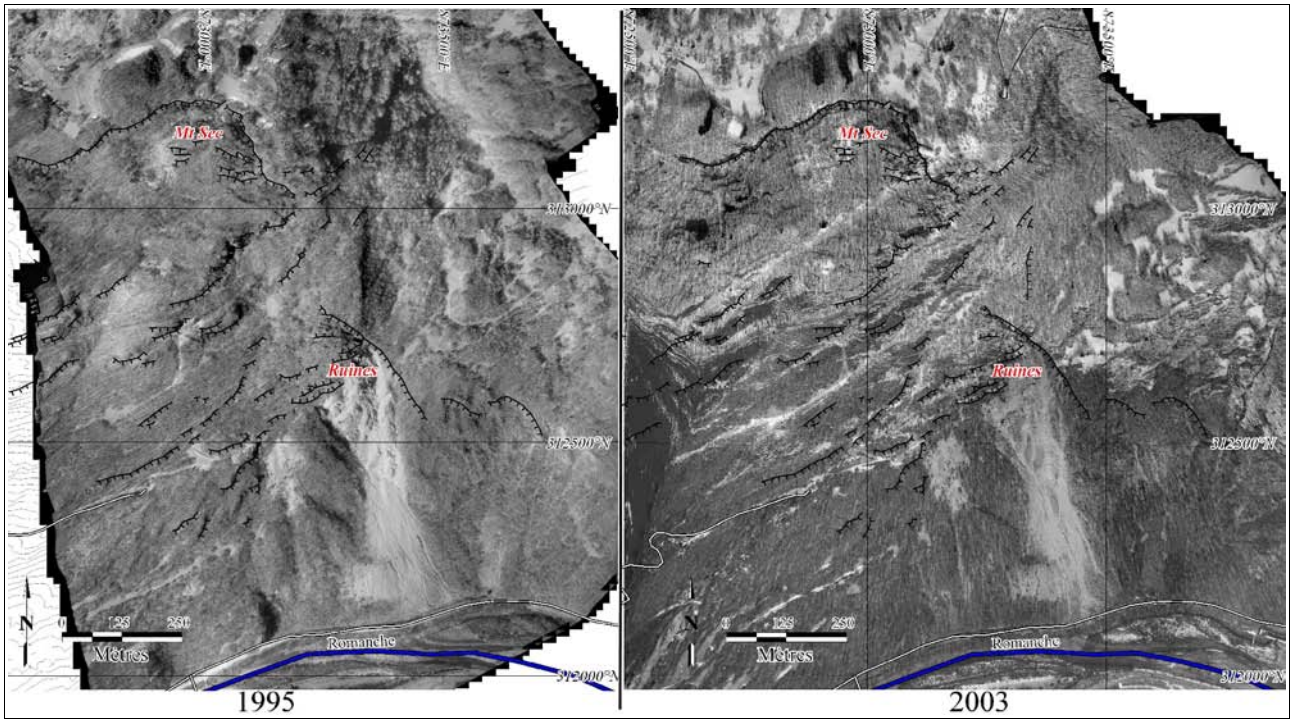


Figure III.25 : Ortho-images des années 1995 et 2003 à partir de MNT construits manuellement.

- **problème de couverture arborée** : même si les images aériennes sont réalisées en période hivernale, les arbres empêchent une bonne singularisation des pixels les uns par rapport aux autres ;

- **problème de projection des arbres** : la faible altitude entraîne des projections des arbres dans le plan image. Cette projection diffère suivant la position de l'avion lors de l'acquisition (Figure III.26) ;

- **problème d'ombres** : même si elles sont réalisées à la même période, l'heure de la prise de vue est cruciale, surtout en période hivernale où l'éclairage est rasant. Les deux images de

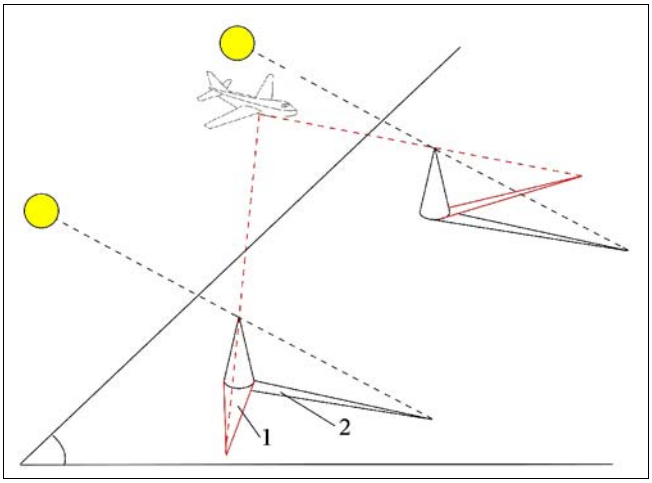


Figure III.26 : Influences des ombres des arbres ainsi que de leurs projections pour de faibles hauteurs de vol.

La projection des arbres (**1**) dans le plan image diffère lorsque la hauteur de vol est réduite pour des positions d'acquisition distinctes. De plus, indépendamment de la hauteur de vol, les tailles et directions des ombres (**2**) des arbres diffèrent selon l'époque et l'horaire des prises de vues.

1995 et 2003 n'ont pas été prises selon les mêmes heures solaires ce qui génère des projections des ombres au sol dans deux directions opposées. Bien que la période idéale pour faire des MNT soit la période hivernale d'un point de vue de la végétation, c'est également la période la moins propice pour la corrélation car les ombres sont rasantes. Les réussites sur d'autres mouvements de terrains (*Delacourt et al., 2007*) ont toutes été réalisées à partir d'images estivales : même dans ce cas, l'impact entre les acquisitions d'août et septembre à été notée.

En conclusion, à partir d'une méthodologie basée sur la corrélation d'image, il semble difficile d'utiliser les images issues des vols spécifiques pour quantifier les mouvements d'un versant instable *arboré* ; sans végétation, une telle démarche peut aboutir (*Delacourt et al., 2007*).

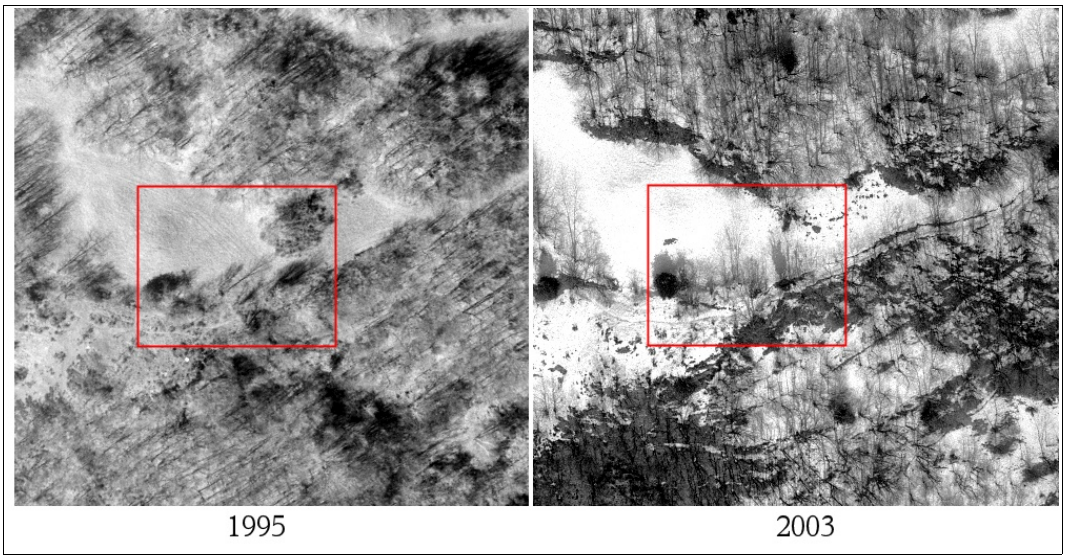


Figure III.27 : Illustration des différentes projections des arbres et de leurs ombres sur les deux ortho-images de 1995 et 2003.

4.4.2 Utilisation des données photogrammétriques manuelles

Puisque les traitements automatisés avec des logiciels dédiés ne sont pas adaptés, nous faisons appel à la technique de stéréo-photogrammétrie manuelle réalisée par les géomètres et topographes à partir de plateformes de restitution. Les images stéréoscopiques issues de missions spécifiques sont utilisées selon deux types de représentations : profils sériés et MNT continus (Figure III.28). Chacune de ces représentations est adaptée à l'objectif visé : nous utilisons les MNT continus pour caractériser l'extension ouest de la zone active des Ruines ou bien l'effondrement des "Entonnoirs" tandis que les représentations en profils permettent de rendre compte de manière plus globale de l'ensemble de ces secteurs.

Après avoir considéré les précisions relatives et absolues de cette méthodologie manuelle, nous distinguerons tout d'abord la partie ouest de la zone des Ruines et ensuite la partie sommitale où se manifestent les affaissements en bordure de la falaise du Mont-Sec (les "Entonnoirs").

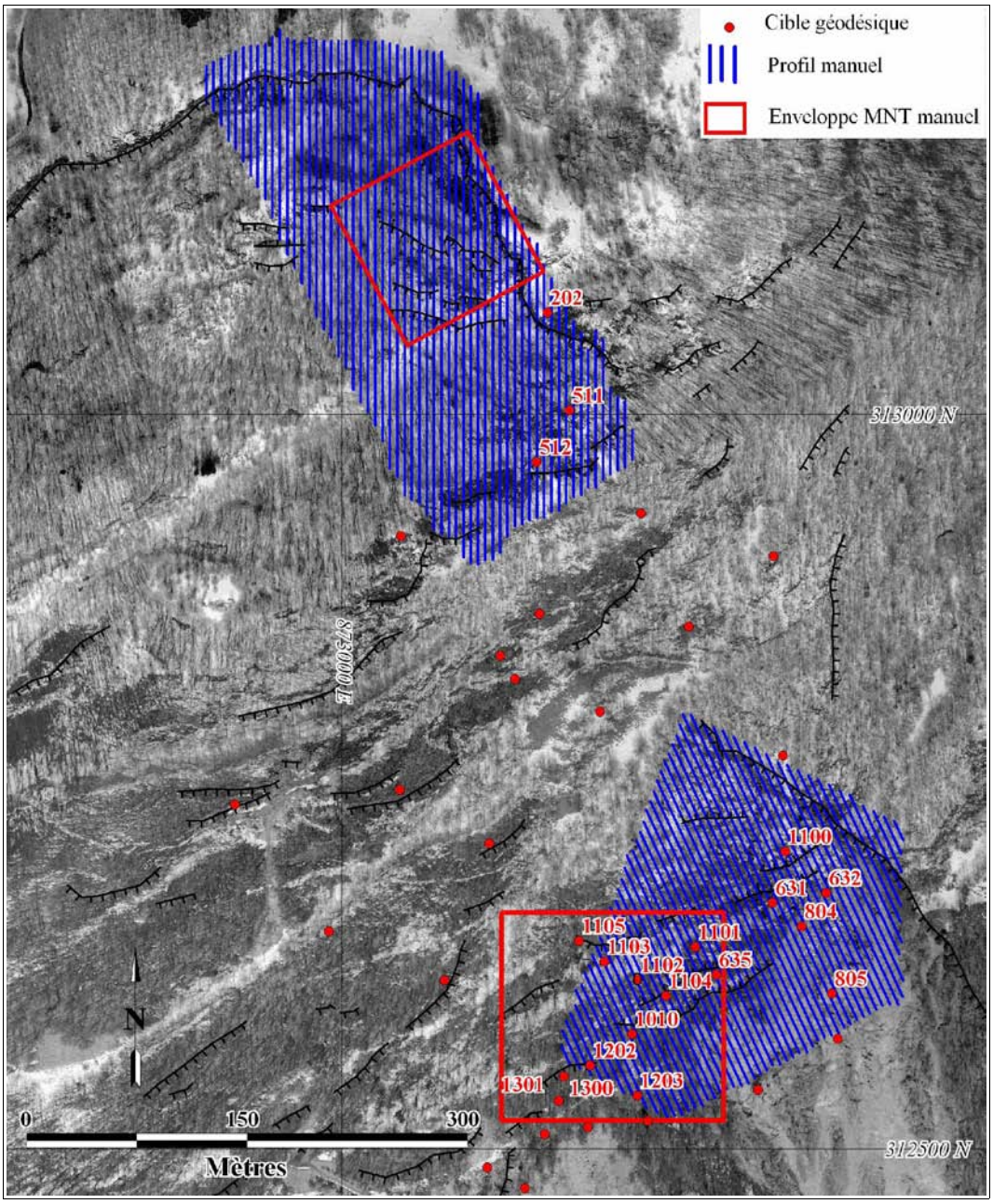


Figure III.28 : Localisation des MNT et profils sériés manuels dans les zones ouest des Ruines et des "Entonnoirs".

4.4.2.1 Données et précisions

Les images utilisées (Tableau III.5) s'échelonnent de 1985 à 2003. Lors de la réalisation des MNT, la phase de calage en absolu des clichés génère des incertitudes sur le positionnement : à partir des résidus obtenus par ce calage, le photogrammètre fournit une précision absolue des MNT (Tableau III.5). Même si les clichés sont différents, les précisions absolues annoncées sont constantes suivant les années.

La précision relative représente la précision avec laquelle est restitué chaque point par rapport à la réalité terrain : elle tient compte de la dispersion engendrée par le pointé manuel lors de la saisie d'un point. La méthode de photogrammétrie manuelle ne permet pas de calculer cette précision, elle

doit être estimée par le photogrammètre. Pour un type de relief optimal et des clichés de bonne qualité radiométrique, la précision relative (de restitution) est de l'ordre de la résolution : l'erreur de dispersion peut être estimée à 10 cm au sol sur une image à 1/5000ème (résolution 5cm). Le relief et la végétation sont des paramètres déterminants pour une bonne précision relative.

La précision totale des MNT fournis (Tableau III.5) est la combinaison des précisions relatives et absolues pour l'élévation. Le pointé manuel de l'altimétrie se fait à partir de points dont les coordonnées en planimétrie sont connues et fixées : la précision totale des coordonnées (X, Y) ne dépend que du calage en absolu.

Date	Échelle	Résolution	Précision absolue (cm)			Précision relative (cm)	*Précision totale (cm)*		
			X	Y	Z	Z	***X***	***Y***	***Z***
17-02-2003	1/5000	5 cm	8	7	10	5	***8***	***7***	***15***
03-04-2001	1/3500	3,5 cm	10	6	12	3,5	***10***	***6***	***16***
09-03-2000	1/6000	6 cm	17	16	23	6	***17***	***16***	***23***
24-03-1995	1/4000	4 cm	15	13	18	4	***15***	***13***	***22***
25-05-1985	1/5000	5 cm	11	10	15	5	***11***	***10***	***15***

Tableau III.5 : Précisions absolues et relatives pour les MNT et profils manuels sur Séchilienne, zones des "Ruines" et des "Entonnoirs" confondus.

Finalement, les précisions totales sont inférieures à 25 cm pour chacune des données considérées et les différentiels auront une précision inférieure à 50 cm dans tous les cas.

4.4.2.2 L'extension ouest de Ruines

L'extension ouest de la zone frontale fait l'objet de trois MNT de résolution 2 m (taille du pixel) sur une surface de 150 x 150 m (Figure III.28). Les années considérées sont 1985, 2000 et 2003. D'un autre coté, la totalité de la zone frontale a été représentée au moyen de profils sériés espacés de 5 m, également fournis par la photogrammétrie manuelle. Les années traitées sont cette fois-ci les années 1985, 1995, 2001 et 2003.

- MNT différentiels

Les MNT (1985, 2000 et 2003) sont utilisés pour générer des MNT différentiels (entre les années 1985 et 2000 ; 2000 et 2003 ; 1985 et 2003, Figures III.29 & III.30). Leurs précisions sont toutes inférieures à 50 cm.

Le différentiel de MNT entre 1985 et 2003 (Figure III.29) représente la période de temps la plus grande et met en évidence deux secteurs distincts. Des indices de mouvements sont décelés dans la partie Est de la zone étudiée. Dans ce différentiel, les mouvements des « lanières » se traduisent par une alternance de zones "d'accumulation" et "d'ablation" suivant une direction N 150-160°, perpendiculairement à celle des "lanières". Puisque les zones d'"ablation" sont corrélées avec les accumulations de neige sur l'ortho-image de 2003, nous concluons que ces "ablations" se situent dans les creux, propices aux accumulations de neige (Figure III.29). Toutefois, la quantification exacte des "ablations" et des "accumulations" ne renseigne pas précisément sur le mouvement en trois dimensions car les déplacements horizontaux sont inconnus. Il est cependant vraisemblable que les vecteurs déplacements soient perpendiculaires aux structures N 70° comme l'a montré le

suivi annuel.

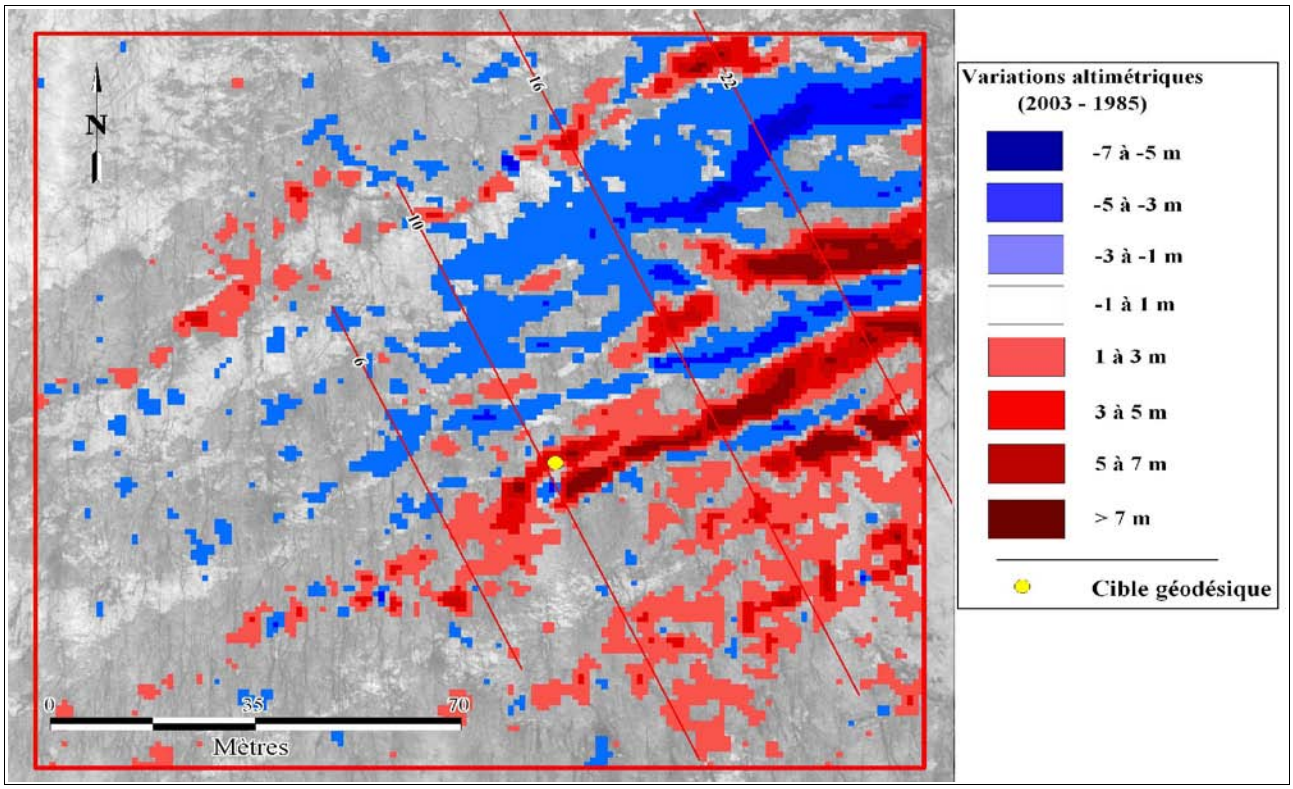


Figure III.29 : Variations altimétriques de la zone ouest des Ruines par photogrammétrie manuelle, 1985-2003.
Les traits rouges représentent les profils sériés de la zone des Ruines ; le fond de carte est l'ortho-image de 2003.

La partie ouest de la zone étudiée est peu affectée par les mouvements : les différences altimétriques (de l'ordre de +/- 0.5 m) ne sont pas significatives au regard des incertitudes. Dans les limites de précisions de la méthode, on peut donc conclure qu'il n'y a pas d'indices de mouvements à l'ouest de la zone des "lanières".

Les différentiels de MNT entre les années 1985 et 2000, et entre 2000 et 2003 confirment cette répartition en deux zones (Figure III.30). Les différences d'altitude dans la partie ouest sont dans les deux cas confondues aux imprécisions mis à part la trace de deux "lanières" (N 70°) dont le comportement varie en fonction de la période considérée. De 1985 à 2000, seules des "accumulations" sont observées et forment les traces de "lanières" alors qu'il s'agit "d'ablation" aux mêmes endroits entre 2000 et 2003. Le comportement de la partie est reste homogène pour les deux périodes avec les mouvements des "lanières" N 70°. D'un point de vue de la méthode, on peut conclure que pour les laps de temps importants la visualisation des mouvements est possible.

Les traces de mouvements sont mises en évidence avec cette méthode de différentiels de MNT manuels. Pourtant, il est difficile de quantifier les mouvements car les différences de topographie ne sont pas seulement entachées des incertitudes dues à leur génération, mais également au décalage (Figure I.22) occasionné par un mouvement planimétrique. Ainsi, déterminer a posteriori quelles sont les parts d'affaissement réel et de translation n'est pas réalisable à partir de ces différentiels car l'affaissement observé ne correspond pas forcément au mouvement en altimétrie réel. Cette méthode de différentiels de MNT permet seulement la détection qualitative de mouvements sans en donner les amplitudes réelles. Sans la connaissance du mouvement planimétrique, la différence d'altimétrie

ne peut renseigner sur les mouvements en trois dimensions.

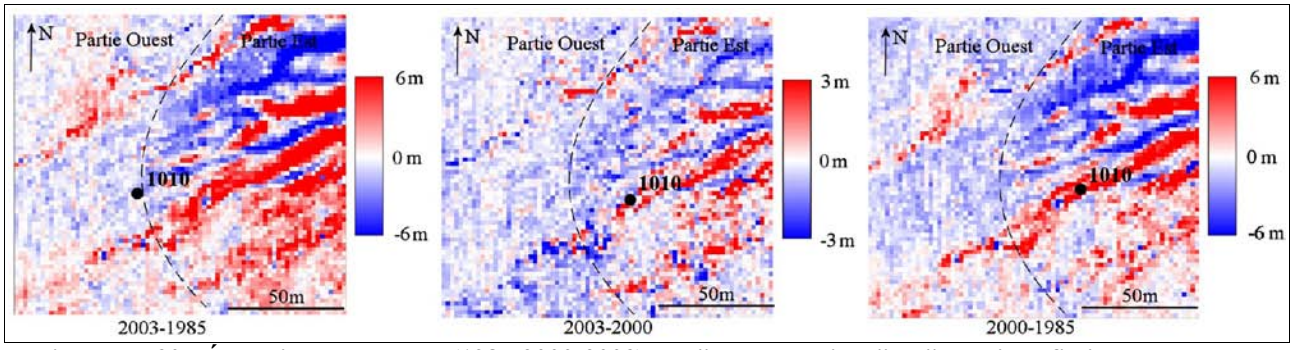


Figure III.30 : Évolution temporelle (1985-2000-2003) des "accumulations" et "ablations fictives sur la zone ouest des Ruines de Séchilienne.

- Profils sériés

A partir des mêmes données d'images aériennes spécifiques, des profils sériés sont réalisés tous les cinq mètres dans une direction N 160°, perpendiculairement aux structures N 70° (Figures III.28 & III.29). La comparaison de ces profils renseigne autant sur l'évolution planimétrique que sur l'évolution altimétrique. Les années considérées sont les années 1985, 1995, 2001 et 2003.

Il apparaît que la translation de la partie ouest des Ruines se fait de manière graduelle d'ouest en est. Entre 2003 et 1985, elle est de 1,3 m sur le profil n°6 pour passer à 3,5 m sur le profil n°10 (Figure III.31). Plus on se rapproche de la zone active à l'est et plus cette translation augmente : 4,7 m à 5 m pour le profil n°16 jusqu'à 6 m sur le profil n° 22 (Figure III.32). L'affaissement est moindre puisqu'il va de 0,7 m à 2,5 m respectivement pour les profils n^{os} 6 & 22.

La cible géodésique 1010 implantée en 1997 est située au droit du profil n° 10. Cette cible a subi une translation de 1,21 m en direction N 154° avec un affaissement de 35 cm. Sur le profil n° 10, la cible 1010 est située sur la deuxième lanière en partant de l'aval : cette "lanière" apparaît en translation de l'ordre de 50 cm avec un déplacement altimétrique positif (!). Cette unique comparaison aux données de suivi permet de conclure que les résultats obtenus par comparaison de profils sont essentiellement d'ordre qualitatif. Toutefois, l'exploitation des profils est plus performante pour décrire les changements topographiques que les cartes de MNT différentiels puisque selon les lignes considérées, une évaluation de la part d'avancement et d'affaissement peut être quantifiée.

Les mouvements cessent de se développer pour une altitude inférieure à 710 m sur l'ensemble des profils réalisés : ainsi, globalement la pente de la partie du versant supérieure à 710 m s'accentue.

La morphologie des accidents N 70° est clairement identifiable sur l'ensemble des profils : l'ensemble des données montre le "creusement" progressif des "sillons" qui s'affaissent en même temps l'ensemble de la zone se déplace en N 160°.

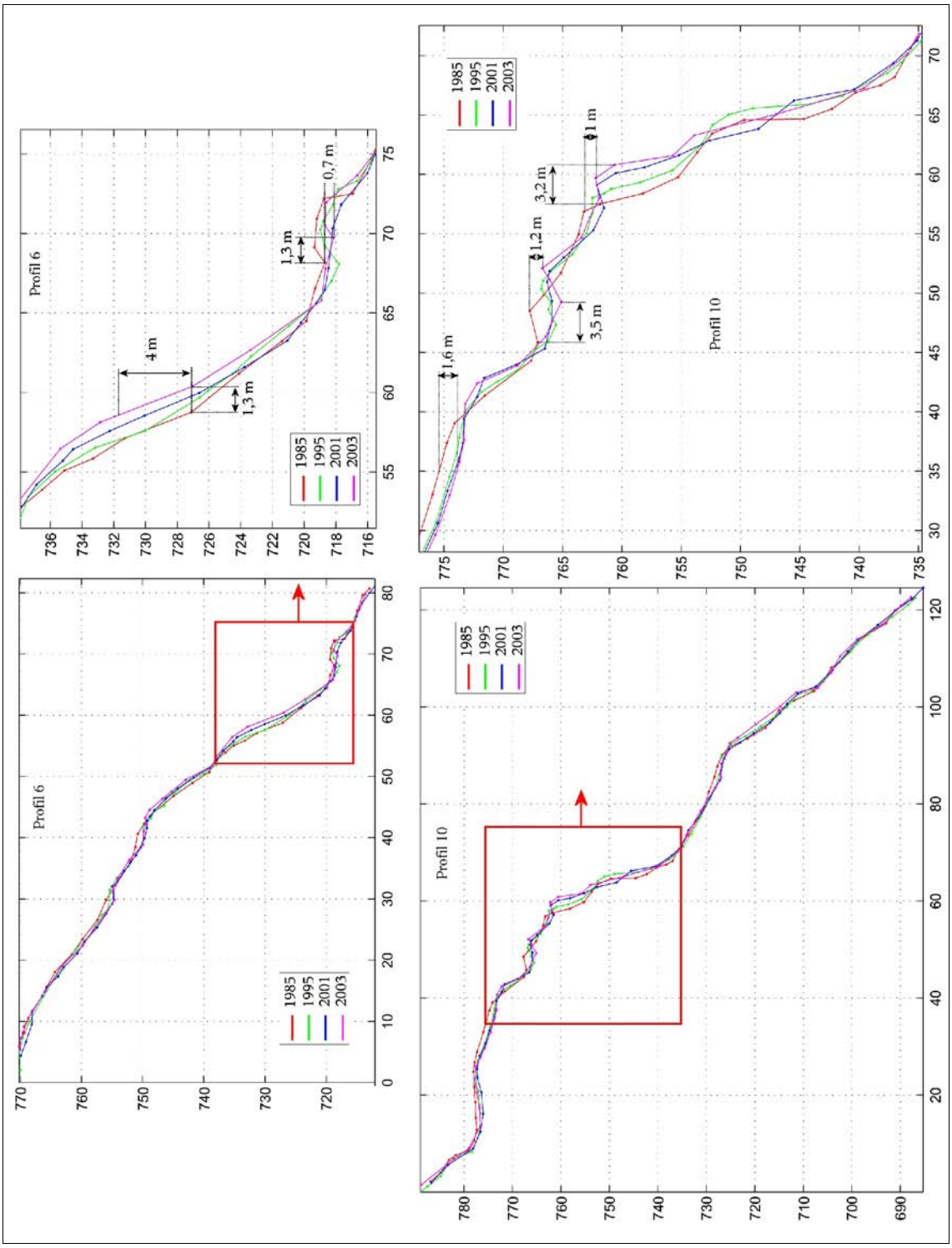


Figure III.31 : Profils n°6 & 10 dans la partie ouest de la zone active des Ruines.
L'instabilité se manifeste de manière notoire à partir de 710 m d'altitude jusque 780 m. Les coupes N 160° permettent d'observer et quantifier les avancées des accidents N 70° qui rejoignent la zone frontale des Ruines plus à l'est.

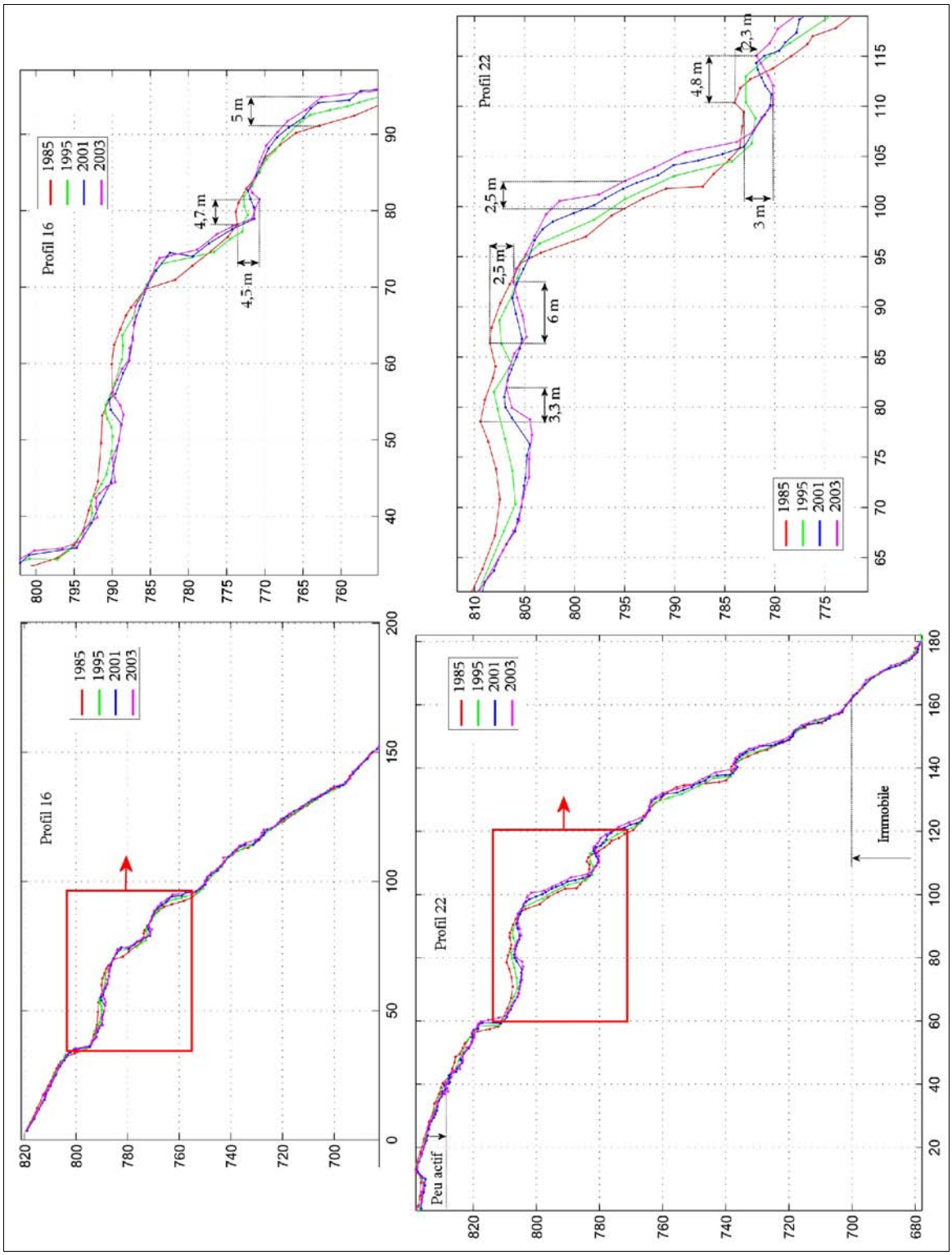


Figure III.32 : Profils n°16 & 22 dans la partie ouest de la zone active des Ruines.

4.4.2.3 L'affaissement de la zone des Entonnoirs

La zone des Entonnoirs est proche de la bordure de la falaise sommitale (Figure III.28). On y observe des effondrements en forme d'"entonnoirs" qui révèlent un soutirage. Cette partie du versant du sud du Mont-Sec est très forestière, de sorte que les traitements à base d'images aériennes sont difficiles à mettre en oeuvre. Ainsi, seulement deux années (1985 et 2003) ont été prises comme bases à l'élaboration des MNT manuels. Il en ressort un unique différentiel (Figure III.33).

L'exploitation de ce MNT différentiel est plus difficile que pour la zone d'extension ouest des Ruines : les mouvements étant plus faibles, leurs signatures sur le différentiel sont moindres. Le rebord est de la falaise sommitale ressort fortement ($|\Delta z| > 5$ m) : cela est dû aux incertitudes de positionnement lors du pointé. L'activité décelée est la plus importante dans la partie nord où deux zones "d'accumulation" (une en bordure de falaise et une autre en partie ouest) encadrent une zone d'affaissements identifiés comme la zone des entonnoirs. Les autres déplacements visibles sont surtout des zones d'affaissement modéré (-2 à -3 m) et quelques zones d'"accumulation" (+2 à +3 m) qui s'alignent selon des directions N 140°. Ces directions correspondent aux accidents majoritaires dans cette zone.

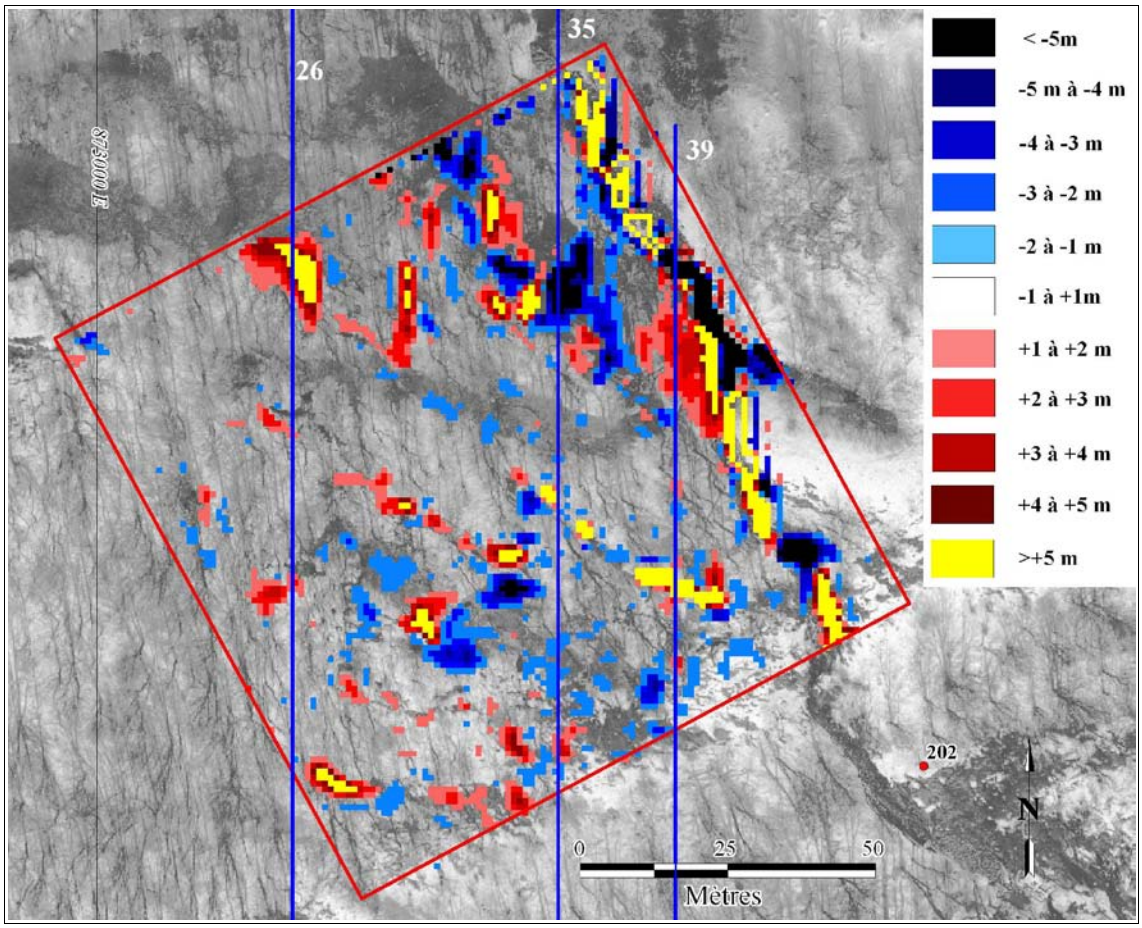


Figure III.33 : Variations altimétriques de la zone d'affaissement des Entonnoirs par photogrammétrie manuelle, 1985-2003.

Les traits rouges représentent les profils retenus sur la même zone et le fond de carte est l'ortho-image de 2003. Les zones d'instabilités se situent principalement dans la partie nord de la zone auscultée. Il apparaît ainsi deux zones majeures d'"accumulations" (>5m) ainsi qu'une zone d'affaissement (<-5m). Les profils sont figurés par les traits bleus.

Nous considérerons l'activité dans la partie nord avec circonspection dans la mesure où les visites de terrain n'ont pas montré d'indices de tels déplacements récents supérieurs à cinq mètres verticaux. L'examen des profils a permis de lever le doute sur ces zones montrées en mouvement sur le MNT différentiel.

Des profils (Figure III.28) ont pu être réalisée sur les années 1985, 1995, 2001 et 2003. Nous utilisons dans cette partie trois de ces profils (n^{os} 26, 35 et 39, Figure III.33) qui passent justement au droit des plus grands indices d'affaissement ou d'"accumulation".

Les profils montrent une évolution plus nuancée que celle obtenue par le MNT différentiel (Figure III.34). Les affaissements n'y sont pas apparents alors que les données de départ sont les mêmes que celles du MNT différentiels, du moins pour les années 1985 et 2003. Ainsi le profil 26 ne montre pas l'élévation altimétrique observée dans le MNT différentiel. De la même manière, le profil n° 39 met en valeur les aberrations dues au fort couvert arboré : la topographie augmente et diminue alors que l'environnement n'évolue pas : ceci aussi bien au droit des accidents N 140° qu'à la base de la falaise sommitale (Figure III.34, profil n° 39). La précision réelle observée dans les affaissements à l'aval et à l'amont de ces accidents est de l'ordre du mètre, à cause de à la végétation. Ainsi, même si une translation de 1,3 m avec un affaissement de 80 cm peuvent être mesurés entre 1985 et 2003, nous ne pensons pas que ces données soient à même d'être exploitées pour une quantification exacte sur l'ensemble de la zone considérée.

En conclusion sur la zone dite des "Entonnoirs", la signature d'un mouvement est détectable suivant certains accidents N 140° sur les profils manuels réalisés. Entre 1985 et 2003, les vitesses de translation et d'affaissements globaux sont respectivement de l'ordre de 7 et 4 cm/an. Toutefois, l'incertitude liée à la présence de la végétation empêche une quantification des mouvements sur l'ensemble des profils et/ou du MNT différentiel. La comparaison de ce dernier avec les profils a même montré des zones d'erreurs importantes, déjà détectées par les visites de terrain. Les affaissements des "Entonnoirs sont difficilement repérables sur MNT comme sur coupes alors qu'ils sont avérés sur le terrain : leur manifestation est plus spectaculaire qu'avérée et surtout leur diamètre d'influence est de l'ordre de grandeur du pixel considéré. Une faible translation entraîne un fort soutirage dû à la présence de vides préexistants. Enfin, d'un point de vue méthodologique, l'utilisation de la photogrammétrie (aussi bien automatique que manuelle) en zone fortement arborée doit être prudemment contrôlée.

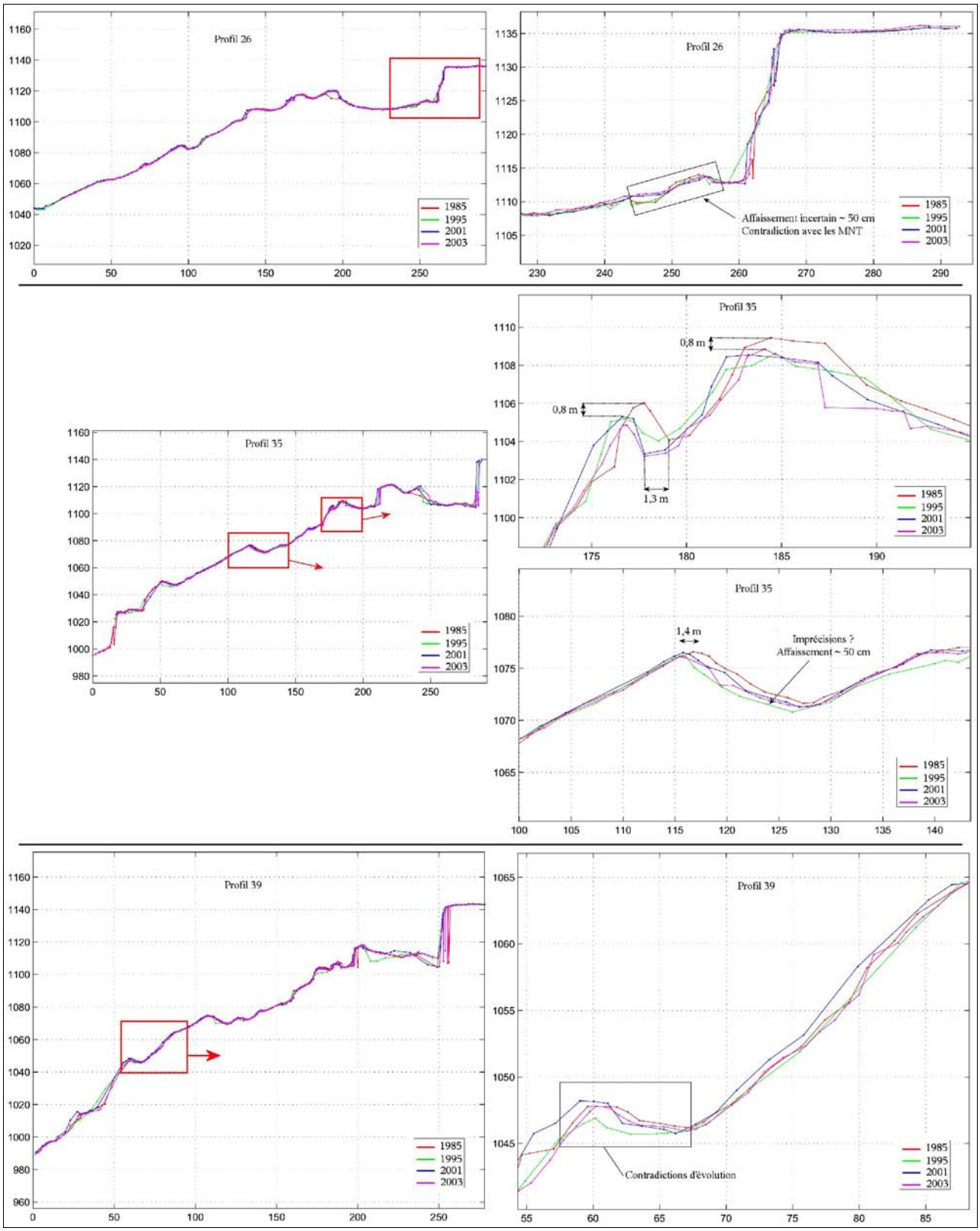


Figure III.34 : Profils n^{os} 26, 35 et 39 dans la zone d'affaissement sommitale dite des "Entonnoirs".

Les profils multitemporels de la zone des "Entonnoirs" ne confirment pas les zones "d'accumulations" et "d'ablations" importantes décelées par différentiel de MNT. Les différents profils sont également incohérents : l'imprécision due à la couverture arborée diminue significativement les précisions.

4.5 Photographies numériques prises de face

A chaque déplacement sur le site de Montfalcon, des images numériques de face du versant ont été prises. Ces acquisitions n'ont pas un caractère régulier : elles sont réalisées de manière sporadique dans une première approche pour en caractériser l'apport éventuel. L'éboulement de novembre 2006, d'un volume de quelques milliers de mètres cubes nous a fourni l'opportunité d'utiliser les images numériques.

A partir du mois d'octobre 2006, des éboulements récurrents d'une centaine de mètres cube chacun ont lieu dans la zone des Ruines. L'activité du site étant accrue, les visites de terrain se multiplient ainsi que les prises de vues de face. Le 23 novembre 2006 à 15h00 un éboulement plus important que les précédents se produit. Une vidéo de l'éboulement a d'ailleurs pu être réalisée par le CETE de Lyon en vue rapprochée à partir de la zone stable à l'est du couloir des Ruines.

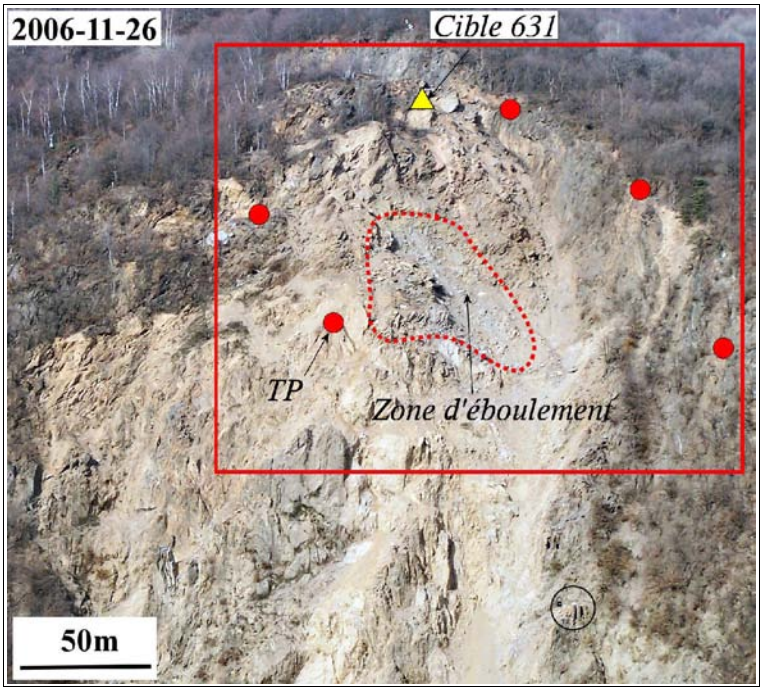


Figure III.35 : Zone d'éboulement de novembre 2006.

La délimitation de la zone considérée est réalisé en encadré rouge. Nous avons utilisé cinq points d'appariement (TP, figurés en rouge). La zone d'éboulement est délimitée en pointillés rouges sur l'image du 26 novembre 2006.

Du fait de l'activité recrudescente à partir d'octobre 2006, plusieurs clichés ont été pris à partir de la station d'acquisition de Montfalcon en rive gauche de la Romanche. Les clichés utilisés pour l'évaluation de l'éboulement du 23 novembre 2006 sont consignés dans le Tableau III.6.

Date et heure	Appareil photographique	Dimensions originales	Focale utilisée
10-01-2004 à 9h00	Nikon D70	2576 x 1972 pixels	42,8 mm
22-11-2006 à 15h00	Kodak Z740	2240 x 1480 pixels	70 mm
23-11-2006 à 10h00	Kodak Z740	1932 x 2576 pixels	13,7 mm
26-11-2006 à 14h00	Kodak Z740	2576 x 1932 pixels	13,5 mm

Tableau III.6 : Caractéristiques des images de face pour l'évaluation de l'éboulement du 23-11-2006.

Les images ont toutes été prises en couleur avec des appareils photos courants (grand public). Le

positionnement des points de vue n'est pas contraint, les appareils et les focales utilisés ne sont pas les mêmes : un travail d'imagerie sur de telles données semble une véritable gageure.

Avant de pouvoir effectuer des comparaisons, différents traitements sont opérés sur les images :

- **passage des clichés en noir et blanc** : le noir et blanc permet de mieux repérer les morphologies mises en jeu ;
- **délimitation d'une zone d'étude commune à toutes les images** : elle est choisie sur l'image de référence du 22-11-2006 de dimensions 885 x 679 pixels, soit environ 200m x 150m (Figure III.35) avec une résolution moyenne estimée à 25cm ;
- **référencement des images dans un unique référentiel image** : l'image du 22-11-2006 est choisie comme référence. A partir de points d'appariement (*Tie Points*) extérieurs à la zone effondrée et donc supposés sans mouvements (Figure III.35), les autres images sont déformées afin de correspondre au référentiel image choisi. Cette opération est menée sous le logiciel ENVI© avec 5 points homologues pour chaque image. A l'issue de cette étape, toutes les images ont la même résolution, qui demeure inconnue. Cette étape permet de s'affranchir des disparités entre les prises de vue en interpolant les données radiométriques des images. Elle constitue une des sources d'erreurs les plus importantes car nous considérons des points mobiles comme fixes.

Deux axes sont développés afin de rendre compte de l'évolution qui a mené à l'éboulement :

- une comparaison visuelle et manuelle entre les images des 23-11-2006 et 26-11-2006 pour évaluer le volume impliqué ainsi que son extension finale ;
- une corrélation entre les images (10-01-2004 // 22-11-2006) pour déterminer l'évolution de cette zone à moyen terme et des images (22-11-2006 // 23-11-2006) pour déceler l'évolution à court terme juste avant l'éboulement.

4.5.1 Estimation du volume de l'éboulement

L'image du 26 novembre 2006 permet de faire un état des lieux après l'éboulement du 23 novembre. La zone effondrée est facilement repérable en comparant les images des 22 et 26 novembre. On peut estimer les volumes mis en jeu dans l'éboulement en comparant la zone de départ à une pyramide tronquée (Figure III.36) en réalisant un pseudo-référencement approché. Pour cela, la résolution (25 cm) est estimée à partir du nombre de pixels séparant des éléments reconnaissables dont on peut évaluer la distance sur l'ortho-image de 2003. Les dimensions sont alors estimées en fonction de la taille de la zone sur l'image. Le volume est ensuite déterminé par la formule :

$$Volume = \frac{H}{3} \times (B + b + \sqrt{B \times b})$$

avec H = 50 m, B = 1 000 m^2 et b = 200 m^2

L'estimation du volume de l'éboulement est de l'ordre de **30 000 m^3**. L'évaluation visuelle du CETE de Lyon sur place lors de l'éboulement était de **40 000 à 50 000 m^3** : l'ordre de grandeur est respecté entre l'expertise visuelle et la comparaison au premier ordre d'images de face.

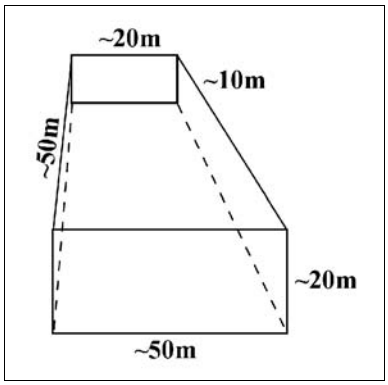


Figure III.36 : Approximation du volume mis en jeu dans l'éboulement du 23 novembre 2006.

4.5.2 Corrélation d'images

Deux corrélations d'images sont envisagées pour déterminer les mouvements à court et moyen termes de la zone éboulée. Les corrélations sont réalisées à partir des images déformées dans le référentiel image du 22-11-2006. La fenêtre de corrélation est de 31 pixels et le sous-échantillonnage de 2 pixels. Les images issues de la corrélation sont ainsi de dimensions 443 x 340 pixels.

- Évolution de la zone à moyen terme

Les images choisies pour l'évolution de la zone à moyen terme sont celles des 10-01-2004 et 22-11-2006. Rappelons que les appareils photos utilisés ne sont pas les mêmes. Une période de 35 mois sépare les deux acquisitions. Dans la partie supérieure du couloir des Ruines, la cible 631 (Figure III.35) a eu un déplacement de plus de 250 cm en planimétrie pour 180 cm en altimétrie (respectivement 83 cm/an et 60 cm par an de moyenne). Même s'ils s'amortissent en descendant vers la Romanche, les déplacements attendus sur toute la zone sont supérieurs au mètre, autant en planimétrie qu'en altimétrie.

L'examen visuel des deux images ne montre aucun déplacement probant. De la même manière, leur corrélation ne permet pas d'obtenir un signal du mouvement. Si les déplacements planimétriques sont difficilement détectables de face (les déplacements se font dans l'axe de la prise de vue), les déplacements altimétriques devraient se traduire par des décalages de l'ordre de 4 pixels. Le bruit global causé par la déformation pour mettre les images dans la même géométrie est fatal au signal des déplacements : ils sont lissés et interpolés de manière à ce que le mouvement ne soit pas discernable par rapport aux cinq points homologues fixés.

En conclusion, aucun résultat de déplacement à moyen terme ne peut être obtenu par cette démarche de corrélation. Les imprécisions et approximations sont trop importantes pour obtenir le moindre signal de déplacement.

- Évolution à court terme avant l'éboulement

Les images choisies pour détecter l'évolution à court terme de l'éboulement sont les images des 22 et 23 novembre 2006. Leur corrélation permet de distinguer très nettement la zone en mouvement (Figure III.37). Les déplacements sont tous quantifiés dans le plan image : ils sont maximaux en tête de l'éboulement avec des translations estimées de 3-4m. La partie basale est affectée d'un mouvement de l'ordre du mètre. Une zone de déplacement est détectée en partie inférieure gauche

de l'image : elle correspond aux déformations induites par le référencement dans une même géométrie d'image : elle ne doit pas être prise en compte.

Outre l'aspect qualitatif pour déterminer les surfaces de rupture des éboulements a posteriori, une telle méthodologie pourrait être appliquée en continu pour détecter les évolutions rapides de la zone frontale où aucun équipement n'est disposé.

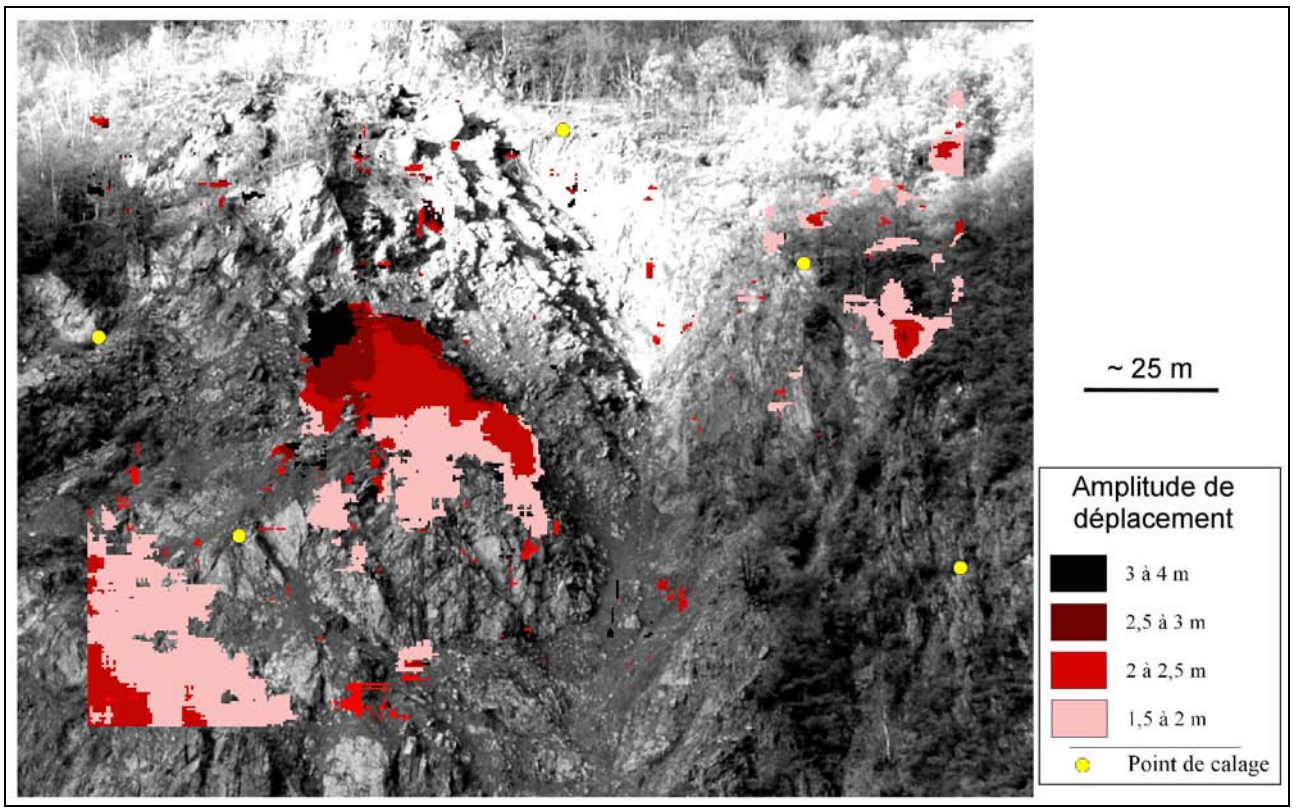


Figure III.37 : Corrélation des images des 22 et 23 novembre 2006 montrant les déformations de la future zone éboulée.

Les points de calage sont suffisamment stables pour que seule une zone dans le bas gauche de l'image montre un déplacement causé par les distorsions de traitement. La zone de l'éboulement montre des déplacements jusqu'à 4 m dans le plan de l'image. Ces déplacements sont cohérents avec les observations de terrain.

4.5.3 Conclusions

Les imprécisions liées à cette manipulation ont plusieurs origines : (1) utilisation de capteurs disparates, amateurs et non étalonnés ; (2) la position des capteurs lors des acquisitions est variable et (3) les images sont déformés à partir de quelques TP pour les mettre dans un référentiel image unique.

Cependant, malgré la piètre qualité des données d'entrées, nous avons pu quantifier le volume de l'éboulement qui eut lieu le 23 novembre 2006 à 30 000 m^3. Ce volume correspond à l'ordre de grandeur de l'expertise de terrain menée par le CETE de Lyon. De plus, nous avons montré qu'une corrélation d'images de face permet de détecter des déplacements initiateurs des éboulements.

En appliquant cette méthodologie avec des images issues du même matériel de prise de vue, la plupart des sources d'imprécisions serait évitée. Avec des acquisitions automatiques, journalières, et avec un traitement en continu, il serait alors possible d'avertir, voire même prévoir des

éboulements de l'ordre du millier de mètres cubes dans la partie frontale : cette zone n'est actuellement pas équipée du fait de son activité intense.

4.6 Scanner-laser terrestre

L'avancée de la zone frontale est rapide : de l'ordre du mètre par an. Ces déplacements sont localisés dans un dièdre limité par la falaise N 160° puis N 140° plus au nord : toute cette zone semble complètement déstructurée tout en gardant des expressions de lanières de direction N 70°. L'évolution de ce compartiment est difficile à prévoir car seule la zone véritablement frontale est visible depuis la station d'acquisition de Mont Falcon en face ; ainsi pour l'instant seuls quelques points sont connus dans leur déplacement en trois dimensions en plus des différents extensomètres qui surveillent l'activité de la zone.

Le potentiel de l'acquisition au scanner-laser réside dans sa capacité à acquérir un grand nombre de points en (X, Y, Z) en un temps restreint tout en nécessitant un minimum de manutention. Une équipe de trois personnes peut réaliser l'acquisition en une journée une fois les différents repères (cibles et ciblettes, Cf. I.4.1.4.4 & Figure I.19) disposés sur le site. Il a ainsi été décidé de mener des campagnes de mesures avec cet appareillage d'abord pour tester son apport en acquisition rasante et ensuite pour mieux décrire et connaître la zone frontale. Avec l'appareil à notre disposition, la portée du scanner-laser est insuffisante pour pouvoir réaliser des acquisitions d'en face (distance de l'ordre du kilomètre). Il est donc nécessaire de réaliser des stations d'acquisitions sur la zone mobile même.

4.6.1 Caractéristiques des acquisitions réalisées

Huit campagnes de mesures ont été menées entre décembre 2004 et juin 2007 (Tableau III.7), elles ont nécessité l'implantation de deux cibles réfléchissantes de 1 m de diamètre situées à l'écart de la zone instable et d'une trentaine de ciblettes disposées sur l'ensemble de la zone auscultée. A partir

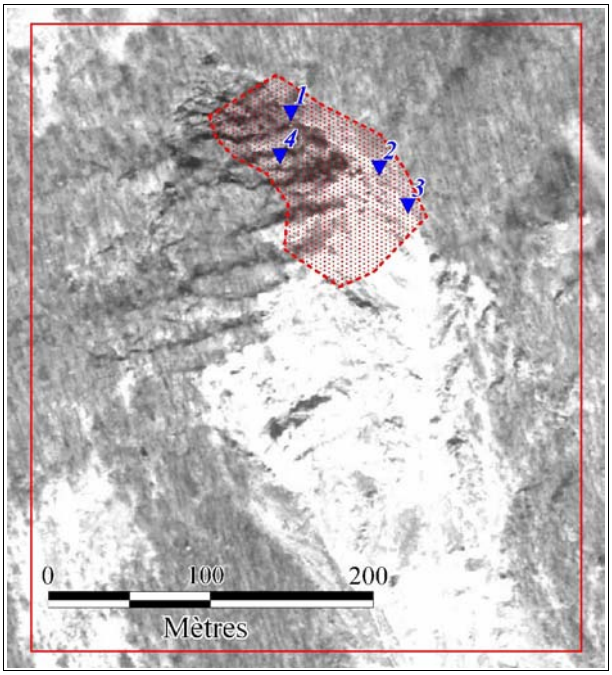


Figure III.38 : Localisation des stations du scanner-laser terrestre et de la surface couverte par les acquisitions.
(Les stations d'acquisitions sont figurée en bleu ; la zone couverte par l'ensemble de ces acquisitions est désignée en rouge)

de ce canevas de référence, plusieurs stations d'acquisitions sont mises en oeuvre lors des campagnes afin d'éviter au maximum les zones d'ombres. Le point de vue du haut de la falaise bordière est permet un point de vue aérien sur la zone tandis que les autres stations ont des points de vue rasants (Figure III.38).

Les campagnes fournissent des nuages de points de l'ordre du million de points (Tableau III.7). L'utilisation d'un si grand nombre de données nécessite un matériel informatique spécifique.

Date	Nombre de points	% de surface effectivement couverte dans la zone d'intérêt
17-12-2004	559 958	32 %
22-04-2005	947 786	49 %
12-09-2005	1 528 014	59 %
13-04-2006	2 888 287	62 %
28-06-2006	1 289 958	53 %
06-10-2006	1 429 229	64 %
15-03-2007	1 838 063	62 %
13-06-2007	3 542 009	60 %

Tableau III.7 : Caractéristiques des acquisitions scanner-laser : nombre de points d'acquisition et surface réelle en plan acquise.

Le pourcentage de surface effectivement couverte donne une estimation de l'importance des "ombres" dans l'acquisition. La surface couverte par le scanner-laser est calculée à partir d'une image de la zone à 20 cm de résolution : chaque pixel où se situe au moins un point d'acquisition est comptabilisé comme surface couverte.

La surface couverte de manière commune par les acquisitions est de 0,9 ha (Figure III.39) : du fait des perspectives rasantes des stations d'acquisition, cette surface n'est pas entièrement couverte par les nuages de points, dans une représentation planaire verticale (Figure III.40). Les pourcentages de recouvrement (Tableau III.7) sont toutefois majoritairement supérieurs à 50% sauf pour la première acquisition qui n'a pas bénéficié du point de vue "aérien" du haut de la falaise bordière est.

Par comparaison, la zone considérée par les profils manuels (espacés tous les 5 m, Cf. III.4.4.2.2) couvre 4,1 ha et les MNT manuels 2,25 ha : les points de vue aériens permettent de couvrir une plus grande surface que les points de vue rasants, limités par l'horizon des stations d'acquisitions (distance ici limitée à moins de 80 m).

Nous l'avons vu, la précision absolue des acquisitions dépend de la distance d'acquisition et de l'angle d'incidence du laser par rapport à la cible visée. Dans le chapitre II (Cf. II.3.2.2), la précision absolue a été estimée à +/- 15 mm suivant les trois axes : c'est cette valeur que nous retenons pour les campagnes de Séchilienne.

Nous générons des cartes de densités à partir des nuages de points (Figure III.40). Ces cartes représentent le nombre de points par mètre carré dans un plan de projection horizontal : dans le cas de faces verticales, l'ensemble des points acquis est sommé sur la même surface de base. Les zones d'ombres de la bordure est du couloir des Ruines ainsi que la falaise N 140° apparaissent sur l'ensemble des acquisitions. La densité hors zones non acquises possède globalement une valeur médiane de 125 pts/m^2, ce qui correspond à moins d'un point tous les 10 cm. Cette valeur s'entend pour les zones effectivement visibles d'au moins une station d'acquisition.

Les valeurs de densité supérieures à 1000 pts/m^2 correspondent à la superposition des nuages de points issus des différentes stations d'acquisition.

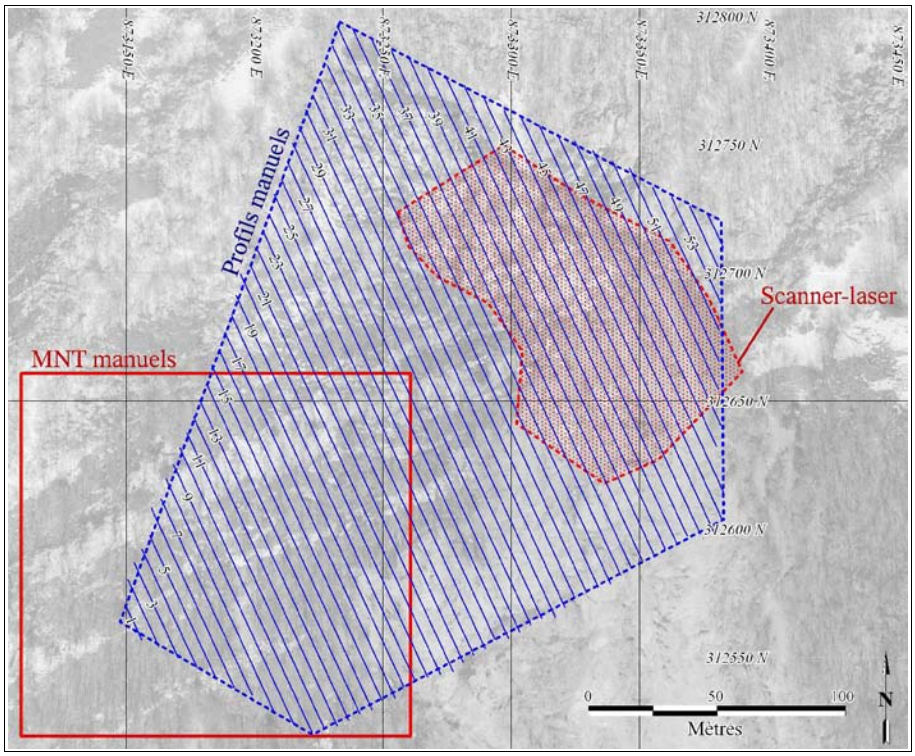


Figure III.39 : Localisation de l'acquisition au scanner-laser en regard des superficies couvertes avec les MNT manuels et profils sériés manuels (Cf. III.4.4.2.2).

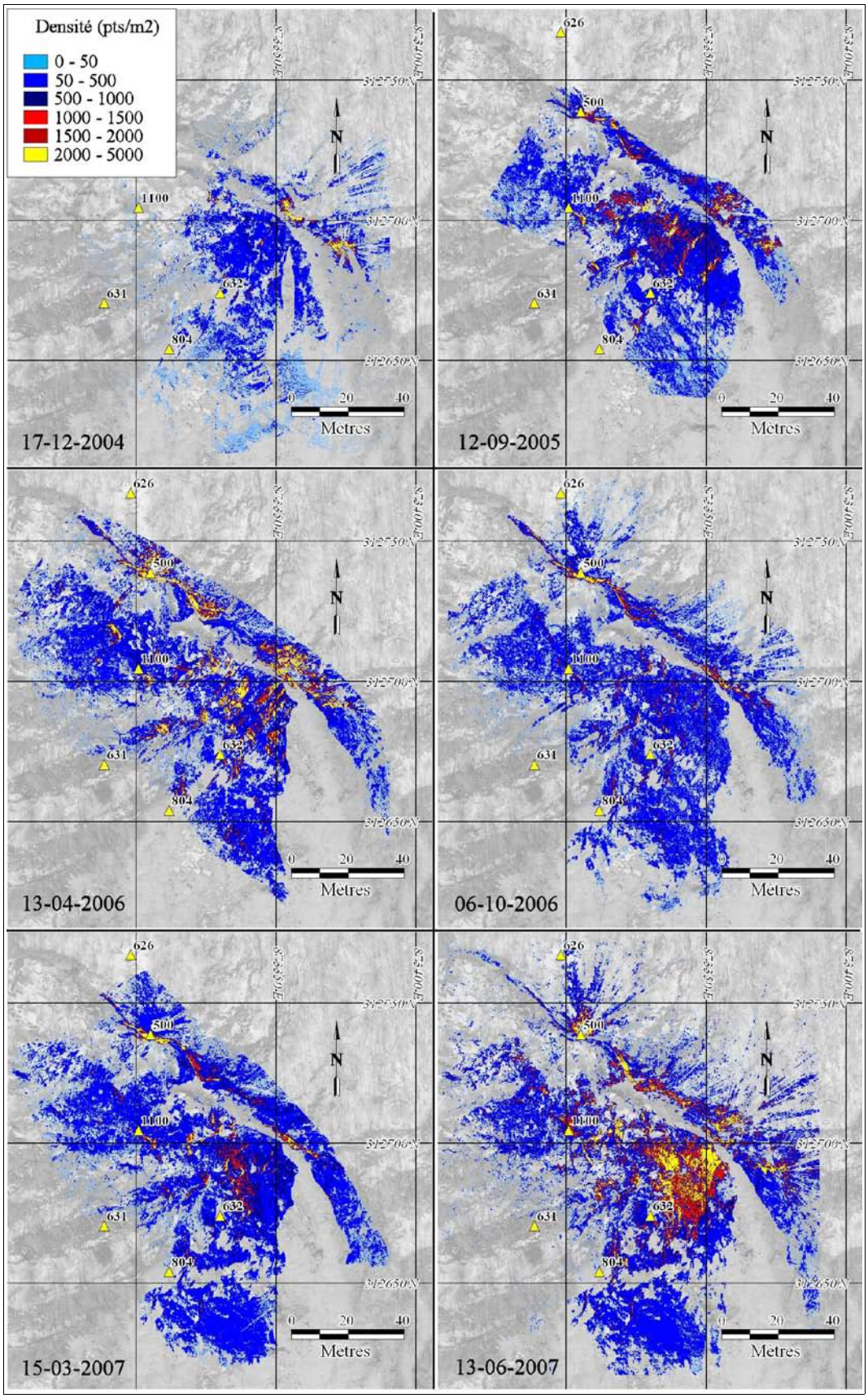


Figure III.40 : Cartes de densités de points issus des acquisitions au scanner-laser sur les Ruines de Séchilienne.
(fond de carte : ortho-image de 2003)

4.6.2 Différentiels de MNT interpolés

Des MNT sont générés par interpolation bilinéaire pour chaque acquisition : ils ont une résolution de 20 cm. Devant le grand nombre de zones d'ombres, il n'est pas possible de produire des MNT différentiels directement : les points réellement acquis ne se distingueraient plus des valeurs d'interpolations. Nous appliquons alors un masque discontinu sur le MNT : ce masque permet de ne prendre en compte que les pixels du MNT où au moins un point a été acquis (soit une densité de 25 pts/m^2 pour une résolution de 20 cm). Alors seulement intervient le calcul des MNT différentiels entre chaque acquisition. Quatre d'entre eux sont présentés en Figure III.43.

Leur interprétation est difficile par les zones d'ombres qui empêchent une visualisation continue des résultats. Afin d'en simplifier la lecture, nous nous référerons au MNT différentiel entre septembre 2005 et juin 2007 (Figure III.42) sur lequel les amplitudes des mouvements sont les plus prononcées. Ainsi, plusieurs zones peuvent être différenciées de ce MNT différentiel :

- la zone d'éboulement **Eb**. Elle se situe en partie basse de la zone auscultée au sud-est des cibles 804 et 632 (disparue en 2005). Les différences d'altitudes qui y sont associées sont de l'ordre de 17 m. Cette zone correspond à la partie supérieure de l'éboulement de novembre 2006. Les MNT différentiels intermédiaires (Figure III.43) permettent d'en résumer l'évolution :
    - ✗ un premier éboulement entre avril et septembre 2005 décape une épaisseur de un mètre environ sous la lanière sur laquelle est implantée la cible 804 ;
    - ✗ de septembre 2005 à octobre 2006 la partie sud de cette zone apparaît en "accumulation" à un taux moyen de 8 cm/mois ; la partie nord s'affaisse de l'ordre de 10-12 cm/mois jusqu'à l'éboulement de novembre 2006 ;
- les expressions terminales des "lanières" **L3e**, **L4e** & **L5e**. De direction N 70°, elles forment des tours indurées entre lesquelles s'accumulent des matériaux plus meubles (Figure III.41) : **L3e**, **L4e** et **L5e** sont trois de ces terminaisons. Ces structures font de l'ordre de 15 m de hauteur pour **L4e** et 5 m pour **L5e** et **L3e**. **L4e** a été décapée entre avril et septembre 2005, **L5e** de manière régressive au fil du temps. **L3e** est toujours en place mais les

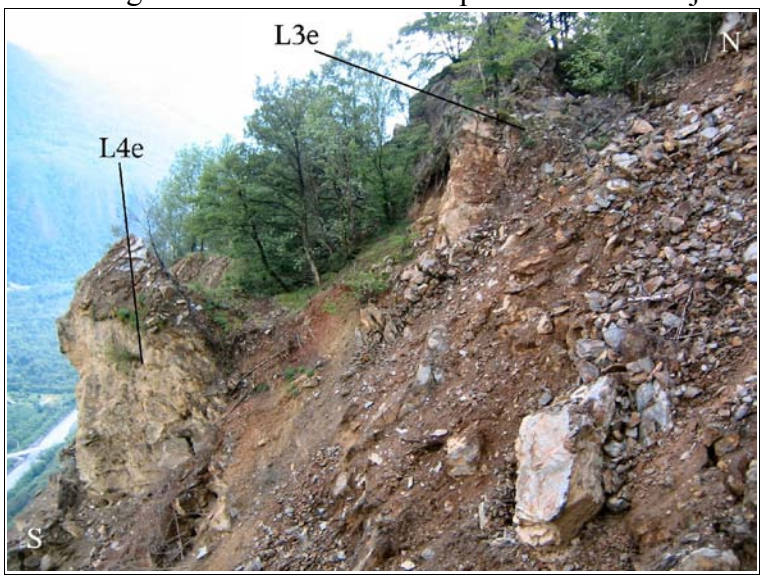


Figure III.41 : Terminaison est des lanières N 70° sur le couloir des Ruines, photographie de L4e, en mai 2005.

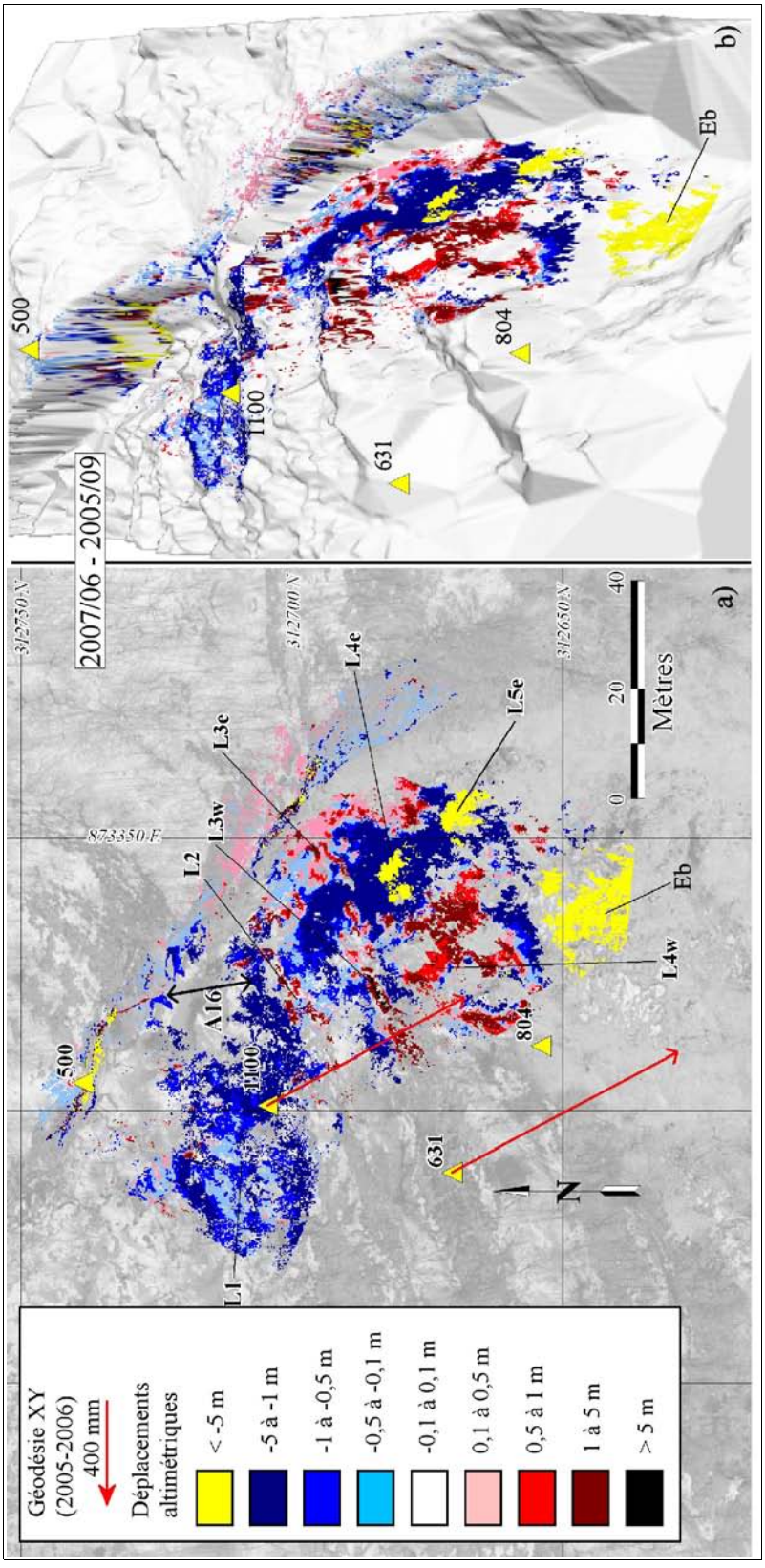


Figure III.42 : Carte de variations altimétriques entre sept. 2005 et juin 2007.

(a) vue en plan et (b) en relief sur MNT scanner-laser (juin 2007)

Les éboulements sont aisément repérables sur la carte de différentiels de MNT. Le plus important est celui de novembre 2006 (**Eb**), ceux concernant les lanières **L4e** et **L5 e** sont plus modestes. Les valeurs extrêmes (>5m) sont seulement présentes au niveau de la falaise, où une petite erreur de positionnement planimétrique entraîne une forte valeur de différentiel altimétrique.

"accumulations" toujours régulières au cours du temps montrent son avancée vers le sud ;

- les lanières **L3w** et **L4w** ont le même affaissement que **L3e** et **L4e** dont elles sont le prolongement ouest. Elles avancent vers le sud ;
- la lanière supérieure **L2** représente le front sud de l'avancement du dièdre. Elle a constamment une différence altimétrique positive, signature de son avancement vers le sud ;
- la lanière **L1** se situe sur la zone supérieure en replat sous la falaise. Puisque sa hauteur est faible (de l'ordre de 2m) son avancement ne se reflète pas par une "accumulation"

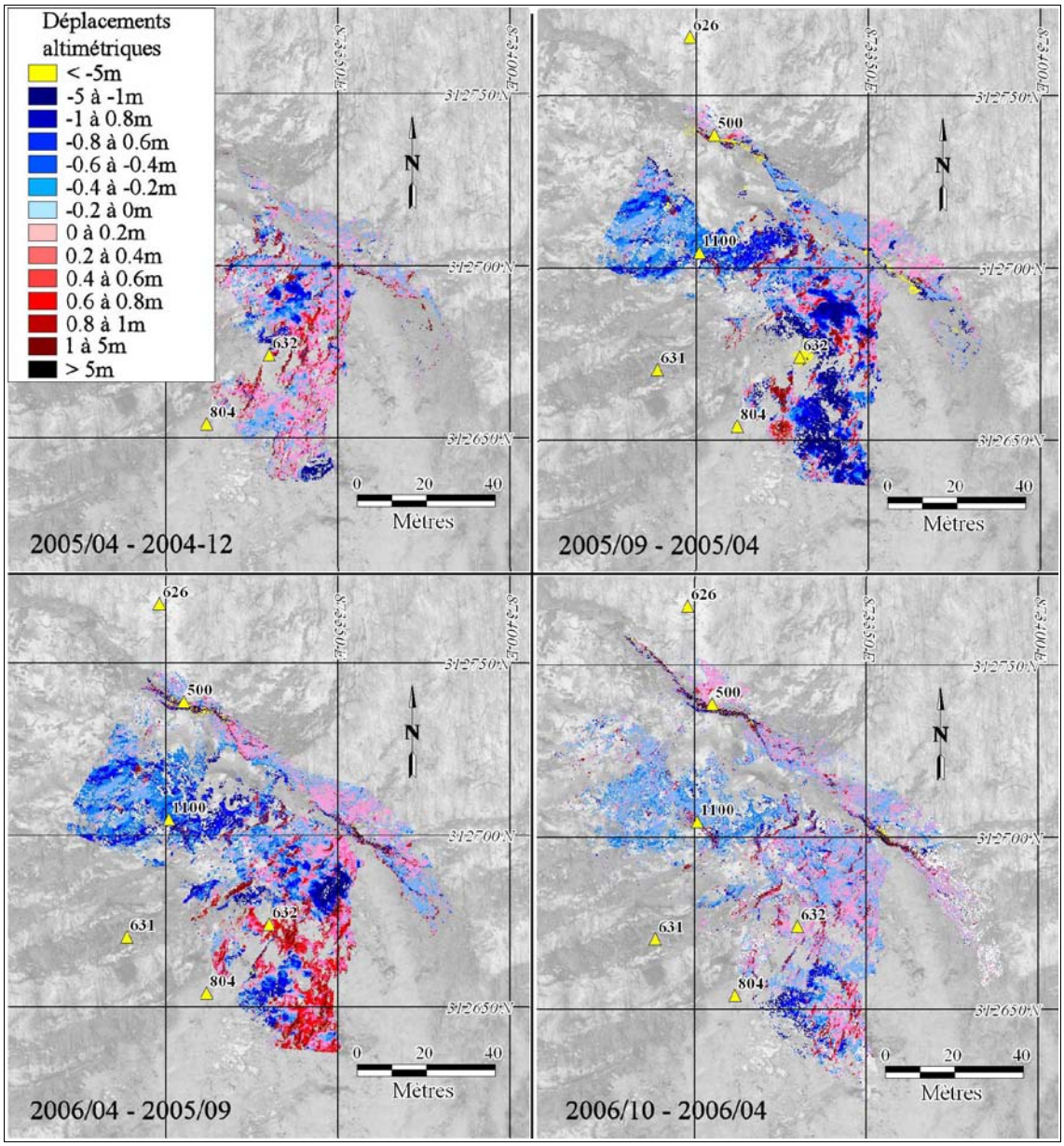


Figure 43 : MNT différentiels calculés à partir des acquisitions scanner-laser sur le site des Ruines de Séchilienne.

Les MNT différentiels permettent de détecter rapidement et spatialement les évolutions entre chaque acquisition. Toutefois, l'analyse sur coupes est plus pertinente pour quantifier les mouvements.

altimétrique aussi importante que pour les autres lanières.

L'acquisition réalisée en mars 2007 n'a pu être traitée dans les délais de cette thèse car un décalage dans le positionnement géographique a nécessité un retraitement total des données. Nous ne prenons pas en considération cette mission dans ce mémoire.

L'exploitation des MNT différentiels issus des données de scanner-laser terrestre est difficile à cause des nombreuses zones d'ombres. La distinction des éléments mobiles se fait par leur signature altimétrique : cela permet de délimiter les éboulements ainsi que les zones aux vitesses importantes. Les variations altimétriques doivent être manipulées et interprétées avec beaucoup de soin, car comme dans le cas des MNT aériens, elles sont la résultante de mouvements planimétriques et altimétriques.

Ainsi, il est nécessaire de travailler à partir de coupes dans les nuages de points afin de préciser les mouvements observés.

4.6.3 Évolutions sur coupe

Les nuages de points sont suffisamment denses (un point tous les 10 cm) pour pouvoir réaliser des coupes et les exploiter sans avoir besoin de faire d'interpolation. Cependant, les zones d'ombres créent de larges zones non couvertes qui empêchent un échantillonnage sur toute la longueur des profils. Les nuages de points étant référencés, les coupes peuvent se faire selon toutes les directions possibles. Nous choisissons la direction N 160° (Figure III.44). Les points sont admis dans les données de profils quand ils se situent à +/- 10 cm de distance de la ligne théorique.

La pente est de plus en plus raide d'ouest en est (passant de 40° en partie ouest à 50° dans le couloir des Ruines) ; elle se couche en arrivant sur le replat du dièdre frontal à une dizaine de degrés. La morphologie des "lanières" est claire sur les coupes réalisées (Figure III.45b1 & c1) : elles forment

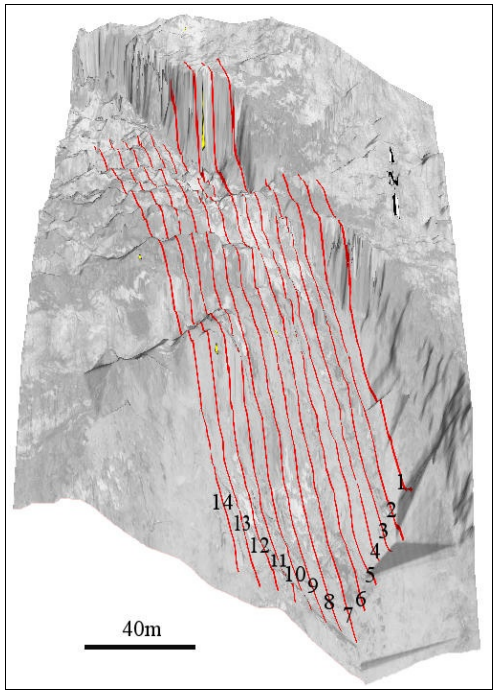


Figure III.44 : Localisation des coupes dans les acquisitions scanner-laser sur les Ruines de Séchilienne.
(vue en relief avec ortho-image de 2003 drappée sur MNT scanner-laser de juin 2007)

des ressauts tout au long de la pente (Figures III.44 & III.45b1).

L'examen des coupes confirme les activités des extensomètres disposés sur le pourtour du dièdre frontal : c'est l'ensemble de la zone qui est en mouvement, on n'y observe pas de zones stables.

Les paramètres géométriques des éboulements de la lanière **L4e** (avant septembre 2005) et celui de novembre 2006 (**Eb**) peuvent être précisés :

- la lanière **L4e** avait une hauteur de 13 m sur une largeur approximative de 10 m : le volume concerné par son éboulement est de l'ordre de 1250 m^3 ;

- l'éboulement de novembre 2006 a concerné une épaisseur de 15 m de matériaux sur une hauteur de 75 m et 50 m de large. En menant le même calcul qu'en III.4.5.1 avec une pyramide tronquée de 15 m de hauteur, de base 75 x 50 m et de face sommitale 40 x 40 m, le volume estimé est de **39 000 m^3** , soit du même ordre de grandeur que ce qui a déjà pu être avancé par l'expertise de terrain ou les images de face.

Considérant les données d'avril 2005 à juin 2007, les différentes "lanières" ont toutes le même mouvement d'affaissement et de translation à des vitesses diverses :

- la "lanière" **L2** comporte différents champs de vitesses selon un profil nord-sud : elle a un mouvement total de 2,54 m (affaissement de 187 cm et translation horizontale de 172 cm) avec un pendage apparent de direction du mouvement de 47° (Figure III.45a2). Plus à l'ouest, sur le profil 10, cette même lanière adopte un pendage apparent de 40° pour une amplitude totale de 2,05 m. Notons que les zones de talwegs séparant les "lanières" sont plus affectées d'affaissement que les sommets de ces dernières (159 cm pour 132 cm, Figure III.45b2, pendage apparent de 39,7°) ;

- la "lanière" **L3w** est animée d'une translation plus marquée (Figure III.45b2) : elle a eu un déplacement horizontal de 2,4 m pour un affaissement de 1,2 m (pendage apparent de 27° seulement). Son déplacement total est de 2,68 m durant la période considérée ;

- la "lanière" **L1** est moins disloquée et avec moins de zones d'ombres sur les acquisitions au scanner-laser terrestre : cela met en valeur les différences de comportement des parties nord (**P11_A**) et sud (**P11_B**) de la même "lanière" (Figure III.45c2, Tableau III.8). Tout en conservant la même direction verticale (pendage apparent de 40°), les déplacements sont supérieurs de l'ordre de 30% en partie sud par rapport à la partie amont.

Des déplacements de **L1**, on peut conclure que tout se passe comme si la masse se déplaçait vers l'aval selon un plongement apparent constant de 40°. Cette direction s'apparente à un glissement plan mais aucune surface de glissement n'existe : les zones indurées ("lanières") accommodaient ce déplacement constant en opérant une rotation.

La "lanière" **L1** permet également de préciser les évolutions période par période sur ses deux parties nord et sud (**P11_A** et **P11_B** sur la Figure III.45c2), puisque l'acquisition a été bonne sur toutes les missions considérées :

- l'amplitude des mouvements a diminué à partir de juin 2006 sur les deux zones (Tableau III.8), puisque de déplacements de l'ordre de 10 et 12 cm/mois pour **P11_A** et **P11_B** entre avril 2005 et juin 2006, on est passé à une vitesse moyenne de 6 et 7 cm/mois entre juin

2006 et juin 2007. Ce ralentissement est confirmé par les relevés annuels géodésiques sur les cibles 1100 (située sur **L2w**, sur le profil 11), 804 (implanté au sommet de **L2** sur le profil 10, Figure III.45.b2) et 631 (Tableau III.9 et Figure III.42) : leur amplitude de déplacement a diminué de l'équivalent d'un centimètre par mois en moyenne annuelle à partir de novembre 2005 ;

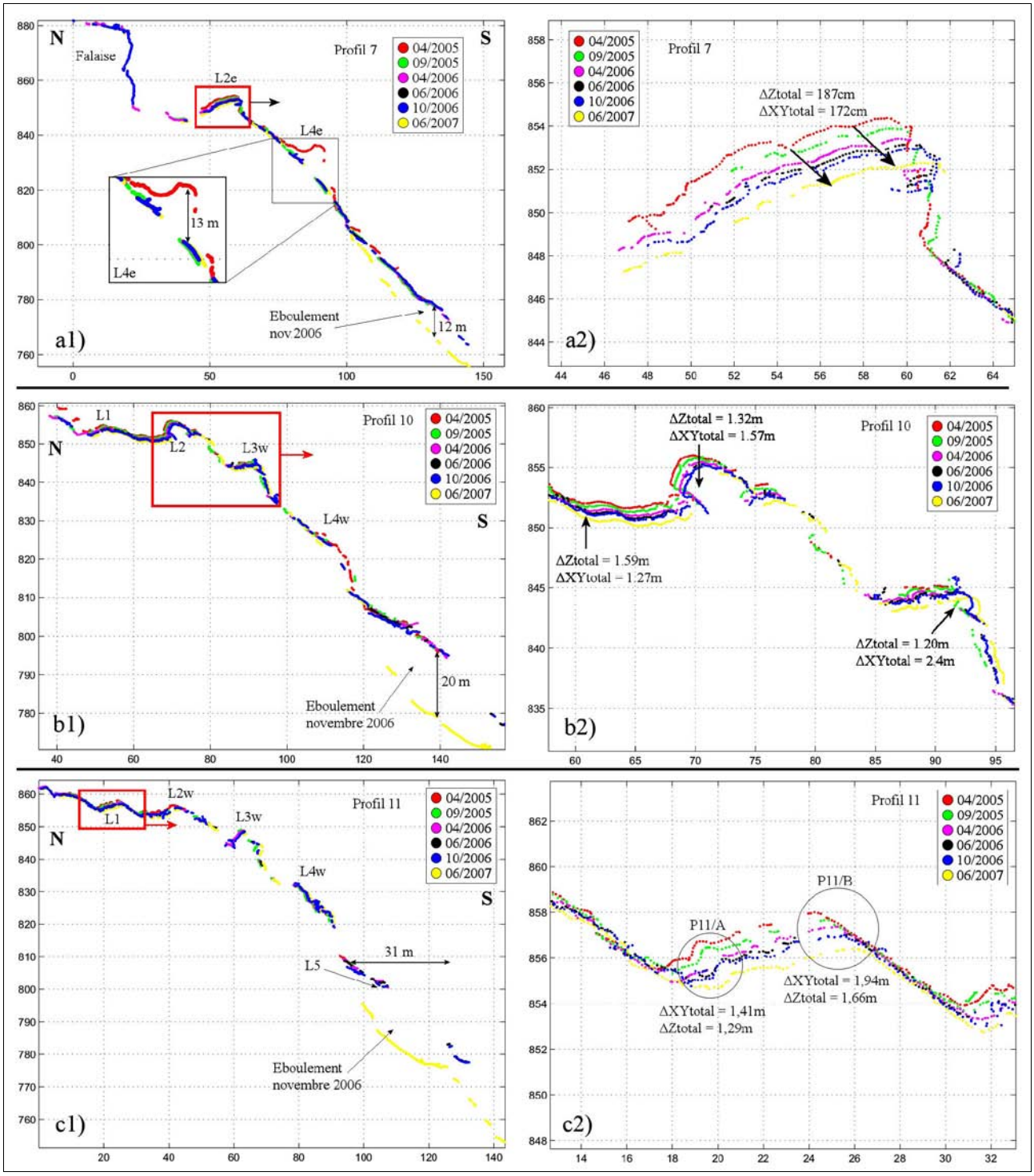


Figure III.45 : Coupes N 160° dans les nuages de points scanner-laser (nos 7, 10 & 11).

Les différents accidents N70° qui découpent la zone frontale sont clairement identifiables. La zone se déplace selon un pendage moyen de 42° à une vitesse mensuelle de 7-10 cm/mois. Les effondrements des "lanières" ainsi que les éboulements régressifs sont quantifiés.

- le plongement des mouvements de l'ensemble de cette lanière a évolué, passant d'une trentaine de degrés entre avril et septembre 2005 à 50-65° de plongement entre octobre 2006 et juin 2006. Le mécanisme d'évolution a marqué un tournant dans son comportement en **avril 2006** en passant le cap des 50°. C'est donc l'ensemble de la zone qui se déplace de manière plus prononcée vers le bas. Cependant, la question de savoir si ce changement de comportement va dans le sens d'une aggravation de l'instabilité reste posée. La comparaison des pendages issus du scanner-laser et des missions géodésiques annuelles montre une sur-estimation de l'ordre de 10° pour la cible 804 (40° au scanner-laser pour 30° en géodésie) et de 6° pour la cible 1100 (42° au scanner-laser pour 36° en géodésie). Cette divergence peut être due aux mesures sur les nuages de points qui se font par reconnaissance de forme. Les futures données de géodésie renseigneront pour savoir si ce changement de pendage est artificiel ou avéré pour les lanières supérieures.

- P11_A -					
Dates	**δ_{XY} (cm)**	**δ_{Z} (cm)**	**Pendage**	**Amplitude (cm)**	**Amplitude (cm/mois)**
04/2005 - 09/2005	36	-23	33°	43	*9*
09/2005 - 04/2006	44	-23	28°	50	*7*
04/2006 - 06/2006	19	-26,5	54°	33	*11*
06/2006 - 10/2006	10	-11,8	50°	15	*5*
10/2006 - 06/2007	32	-41,1	52°	52	*7*
04/2005 - 06/2007	**141**	**-129**	**42°**	**191**	*7*
- P11_B -					
Dates	**δ_{XY} (cm)**	**δ_{Z} (cm)**	**Pendage**	**Amplitude (cm)**	**Amplitude (cm/mois)**
04/2005 - 09/2005	59	-36	31°	69	*14*
09/2005 - 04/2006	72	-31,7	24°	79	*11*
04/2006 - 06/2006	23,9	-30,6	52°	39	*13*
06/2006 - 10/2006	14,7	-17,3	50°	23	*8*
10/2006 - 06/2007	23,1	-49	65°	54	*7*
04/2005 - 06/2007	**194**	**-166**	**41°**	**255**	***10***

Tableau III.8 : Évolution des deux parties (P11_A & P11_B) de la lanière N 70° sur la coupe n°11 (Figure III.44).

Cible	***Période de 11/2004 à 11/2005***				***Période de 11/2005 à 11/2006***			
	δ_{XYZ} (cm)	**δ_{XYZ} (cm/mois)**	**Direction**	**Pendage**	**δ_{XYZ} (cm)**	**δ_{XYZ} (cm/mois)**	**Direction**	**Pendage**
631	125	*10,4*	150,7°	30°	111,2	*9,2*	150,7°	30,1°
1100	112	*9,3*	150,5°	36°	102,1	*8,5*	151,2°	36,8°
834	83	*6,9*	150,1°	30°	77,6	*6,4*	150,6°	28°

Tableau III.9 : Évolution des cibles géodésiques de novembre 2004 à novembre 2006.

4.6.4 Conclusions sur l'apport du scanner-laser terrestre

A partir des nuages de points issus de missions scanner-laser terrestre, nous avons pu carter, de manière discontinue spatialement, les zones en mouvement en générant des MNT différentiels. Cependant, la quantification des déplacements ne peut se faire que sur des coupes dans les nuages de points car les zones d'ombres sont importantes et les densités d'échantillonnages variables : elles sont dues aux points de vue rasants des stations d'acquisition. La précision a été testée (Chapitre II) et elle est de +/- 15 mm puisque les conditions d'acquisitions sont similaires à celles du test. Elle est influencée par la distance et l'angle d'incidence du rayon laser sur les objets visés. C'est surtout ce dernier point qui intervient sur les acquisitions des Ruines de Séchilienne puisque la distance d'acquisition ne dépasse pas les 80 m.

Les coupes ont mis en évidence une rotation des "lanières" qui conservent globalement la même direction de déplacement. Cette rotation va dans le sens du mécanisme de rotation des "lanières" en bloc (*Vengeon, 1998*). Pour vérifier cette hypothèse, il faudrait reprendre les données de suivi des galeries, ainsi que de la galerie de la cote 710 m nouvellement instrumentée, pour comparer les angles de rotation obtenus.

La direction de plongement de la zone des Ruines a évolué à partir d'avril 2006 pour se faire plus plongeante de 20°. Couplé à ce changement de direction, un ralentissement de l'instabilité s'est manifesté deux mois plus tard à partir de juin 2006. La première interprétation de ce ralentissement pourrait être que la forte instabilité du secteur des Ruines tend à se réduire ou bien que ce ralentissement est causé par un changement de comportement (non identifié ici). Une direction des mouvements plus plongeante (50-60°) met plus en compression la zone aval immobile alors qu'une direction verticale de 30° illustrerait un basculement des lanières.

5 Conclusions

L'apport majeur de la télédétection est sa capacité à fournir des informations de manière synoptique, d'embrasser d'un seul coup d'oeil un système complexe.

Les données satellitaires couvrent les plus grandes superficies. Cependant, aussi bien les images haute résolution (Spot 5 à 2,5 m de résolution) que les images à très haute résolution (QuickBird à 60 cm de résolution) ne permettent de rendre compte de l'évolution de l'instabilité. Dans le cas de Spot 5, la résolution de 2,5 m ne pouvait permettre une appréhension des déplacements de l'ordre de 20 cm/an (zone frontale exceptée). Nous avons été confrontés dans le cas des images QuickBird aux problèmes d'ombres liés aux saisons et aux horaires de prise de vue, ainsi qu'à une ortho-rectification approchée par RPC qui n'ont pas permis d'obtenir des résultats concluants. Une ortho-rectification rigoureuse nécessiterait de traiter les scènes entières (onéreux) avec l'incertitude du résultat car en contexte montagneux, les précisions obtenues ne sont jamais les meilleures.

La couverture végétale a été la cause principale de l'échec de techniques "automatiques" dans l'utilisation des images aériennes. Elle a un impact sur le calcul des MNT et sur les résultats de la corrélation d'images car elle évolue au cours du temps et de plus la projection planimétrique des forêts (et de leurs ombres) dans le plan des images varie en fonction de l'incidence solaire et l'angle de prise de vue. Dans ce contexte, les MNT réalisés de façon manuelle (point par point par un opérateur) sont les seules données réellement exploitables de façon quantitative.

Dans ce cas, des MNT de résolution de 2 m ainsi que des profils dans des secteurs bien identifiés ont été réalisés. Les différences de MNT ont permis de délimiter l'extension de la zone ouest des Ruines mais n'ont pas permis de conclure sur l'activité de la zone sommitale des "Entonnoirs". L'utilisation de profils sériés dans les mêmes régions permet de quantifier les mouvements planimétriques dans la direction des profils. Les mécanismes d'avancement vers le sud et d'affaissement des "lanières" ont ainsi été mis en lumière.

Ainsi, cette étude confirme les difficultés d'utilisation de données satellites en contexte de fortes pentes végétalisées avec des vitesses de déplacements variables.

Parce que le "dièdre" de la zone frontale est très rapide (déplacements métriques annuels), actif (avec de nombreux éboulements) et de taille limitée, les dispositifs de suivi de son évolution sont limités et se restreignent à 3 dièdres radar et de nombreux extensomètres sur ses bordures nord-est et nord-ouest. Le scanner-laser terrestre permet d'acquérir de nombreux points rapidement, la technique est éprouvée d'un point de vue aérien et son application terrestre laissait voir un potentiel à décrire les zones inaccessibles. En raison du problème de la distance maximale de tir limitée à quelques centaines de mètres, le scanner doit être positionné sur le versant même. Il en résulte des tirs avec des incidences rasantes induisant de nombreuses zones d'ombres. Cependant, à partir de missions menées de 2005 à 2007, nous observons le mécanisme de rotation des blocs des lanières, mécanisme qui a été observé en galerie également. De plus, nous avons pu quantifier les éboulements des terminaisons est des "lanières", et également donner une estimation de volume pour l'éboulement de novembre 2006.

Ce même éboulement a permis la mise en oeuvre de corrélations d'images de face. Les mouvements initiateurs ont été quantifiés la veille de l'éboulement et laissent augurer une possible utilisation opérationnelle de cette technique pour avertir des éboulements régressifs de la zone frontale. En

faisant l'acquisition photographique régulière de face et la corrélation des différentes images, il est possible de fournir une alerte sur l'activité de la zone en optimisant les temps de calculs pour réduire les délais.

En conclusion sur l'application des techniques d'imagerie, l'objectif de la visualisation des déplacements de l'ensemble du versant ainsi que des mouvements entre les différents compartiments n'a pas été atteint. Par contre, l'observation de secteurs plus restreints a été une réussite : la zone frontale a été précisée par les données du scanner-laser terrestre et ses éboulements quantifiés avec les images de face. Ainsi, on retiendra que ces techniques ne peuvent être appliquées que sur des zones limitées en surface. Pour tout le reste du versant, seules les données ponctuelles fournissent des informations fiables pour connaître l'évolution de l'instabilité.

Les données de suivi annuel ont ainsi permis de séparer le mouvement de versant en plusieurs compartiments. La relation entre le compartiment de Ruines, bien étudié par imagerie, et la partie supérieure moins active du Mont-Sec reste à être précisée.

6 Bibliographie

Alfonsi, P., **1997**. Relation entre les paramètres hydrologiques et la vitesse dans les glissements de terrains. Exemple de la Clapière et de Séchilienne (France). Revue française de géotechnique, 79: 3-12.

Alfonsi, P., Durville, J.-L. & Pothérat, P., **2004**. The morphology of deep-seated slope deformations: simple explanations or sophisticated interpretations. Proceedings of "Landslides: Evaluation and Stabilization", IX International Symposium on Landslides, Lacerda, Ehrlich.

Antoine, P., Camporota, P., Giraud, A. et Rochet, L., **1987**. La menace d'écroulement aux Ruines de Séchilienne (Isère). Bulletin de liaison des laboratoires des Ponts et Chaussées, 150/151: 55-64.

Antoine, P., Giraud, A. & Vengeon, J.-M., **1998**. Le versant instable des Ruines de Séchilienne. Rapport géologique, Université Joseph Fourier, LCPC, 46 pp.

Antoine, P., Giraud, A., Evrard, H. & Rochet, L., **1994**. A huge slope movement at Sechilienne, Isère, France. Landslide news, 8: 15-18.

Delacourt, C., Allemand, P., Berthier, E., Raucoules, D., Casson, B. & al., **2007**. Remote-sensing techniques for landslides surface displacement analysis. Bull. Société Géologique de France, 178(2): 89-100.

Duranthon, J.-P,, **2000**. Application de la méthode GPS de localisation par satellite à la surveillance de sites naturels instables. Bulletin des laboratoires des Ponts et Chaussées, 228: 47-57.

Duranthon, J.-P,, **2004**. The landslide of "Ruines de Séchilienne" ground radar for monitoring of landslides. Proceedings of "Landslides: Evaluation and stabilition, Lacerda, Ehrlich.

Duranthon, J.-P. & Effendiantz, L., **2004**. Le versant instable des "Ruines" de Séchilienne. Point sur l'activité du phénomène et présentation du nouveau dispositif de gestion de la télésurveillance. Bulletin des laboratoires des Ponts et Chaussées, 252-253: 29-48.

Duranthon, J.-P., Effendiantz, L., Memier, M. & Previtali, I., **2003**. Apport des méthodes topographiques et topométriques au suivi du versant rocheux instable des ruines de Séchilienne. Revue XYZ, 94-1: 31-38.

Durville, J.-L., Effendiantz, L., Pothérat, P. & Marchesini, P., **2004**. The Séchilienne landslide. Advances in risk assessment, IMIRILAND Project : European Commission - Fifth Framework Program, pp.253-269.

Evrard, H. & Previtali, I., **1993**. Séchilienne (Isère), Mont-Sec : un versant instable sous haute surveillance. Travaux Publics, 1055: 76-79.

Evrard, H., Gouin, T., Benoit, A. & Duranthon, J.P., **1990**. Séchilienne. Risques majeurs d'éboulements en masse. Point sur la surveillance du site. Bulletin des laboratoires des Ponts et Chaussées, 165: 7-16.

Giraud, A., Rochet, L. & Antoine, P., **1990**. Processes of slope failure in crystallophyllian formations. Egineering Geology, 29(3): 241-253.

Guglielmi, Y., Vengeon, J.M., Bertrand, C., Mudry, J., Follacci, J.P. & Giraud, A., **2002**. Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (case study of La Clapière and Séchilienne alpine landslides. Bulletin of Engineering Geologic Environnement, 61: 311-324.

Huet, P., Durville, J.-L., Madier de Champvermeil, P. & Badre, M., **2005**. Le risque d'éboulement des Ruines de Séchilienne : quelles parades techniques ?, Conseil Général des Ponts et Chaussées, Inspection Générale de l'Environnement, 112 pp.

Lemaître, F., Poussière, J.-C., Duranthon, J.-P. & Effendiantz, L., **2004**. Utilisation du radar sol pour la surveillance des mouvements de terrain. Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées, 249: 19-34.

Menot, R., **1987**. Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne

(massifs cristallins externes alpins). Le domaine sud-occidental. Géologie Alpine, 63: 55-93.

Nicot, F., **1994**. Relation entre mes données météorologiques et l'instabilité de versant de Séchilienne. Rapport de stage de fin d'étude, CETE de Lyon.

Panet, M., Bonnard, C., Desvarreux, P., Durville, J.-L. & Rochet, L., **2003**. Versant instable des Ruines de Séchilienne. Rapport du collège d'experts, remis au Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, "Rapport Panet II".

Panet, M., Bonnard, C., Lunardi, P. & Presbitero, M., **2000**. Expertise relative aux risques d'éboulement du versant des Ruines de Séchilienne. Rapport du collège d'experts remis au Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, "Rapport Panet I".

Pera, J., Effendiantz, L. & Marchesini, P., **2000**. Galerie de reconnaissance de Séchilienne. Tunnels et ouvrages souterrains, 161: 303-306.

Pothérat, P., **1995**. Glissement de terrain de Séchilienne (Isère) - Photo-interprétation, Rapport interne, CETE de Lyon, LRPC de Lyon, Lyon, 16 pp.

Pothérat, P. & Alfonsi, P., **2001**. Les mouvements de Séchilienne (Isère) - Prise en compte de l'héritage structural pour leur simulation numérique. Revue française de géotechnique, 95/96: 117-131.

Rochet, L., Giraud, A., Antoine, P. & Evrard, H., **1994**. La déformation du versant sud du Mont-Sec dans le secteur des Ruines de Séchilienne. Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur, 50: 75-87.

Serratrice, J., **2006**. Modélisation des grands éboulements rocheux par épandage. Application aux sites de La Clapière (Alpes-Maritimes) et de Séchilienne (Isère). Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées, 263-264: 53-69.

Vengeon, J., **1998**. Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope, Université Joseph Fourier, Grenoble, 186 pp.

Vengeon, J.-M., Giraud, A., Antoine, P. & Rochet, L., **1999**. Contribution à l'analyse de la déformation et de la rupture des grands versants rocheux en terrain cristallophyllien. Canadian Geotechnical Journal, 36: 1123-1136.

Chapitre IV

Le mouvement de versant du Cuolm da Vi, Sedrun (canton des Grisons, Suisse)

1 Présentation et enjeux....167
1.1 Contexte géographique....167
1.2 Enjeux humains, économiques et matériels....169
2 Aspects géologique, hydrologique et hydrogéologique....171
2.1 Contexte régional....171
2.2 Les escarpements à regard amont....174
2.3 Le contexte glaciaire....176
2.4 Étude géologique de terrain....178
2.4.1 Stéréo-interprétation....178
2.4.2 Faciès....180
2.4.3 Morphologie de détail....180
2.4.4 Données structurales....186
2.4.5 Descriptions des manifestations d'instabilités....190
2.5 Hydrogéologie et hydrologie....191
2.5.1 Hydrogéologie....191
2.5.2 Conditions hydrologiques et climatiques....193
2.6 Similitudes et différences entre Caschlè et Cuolm da Vi....196
3 État des connaissances des mouvements en 2004....198
3.1 Le suivi géodésique....198
3.1.1 Système mis en place....199
3.1.2 Analyse des résultats et lien avec l'apport hydrique....200
3.2 Les données de la photogrammétrie manuelle (1973-1990)....202
3.3 Suivi terrestre du Cuolm da Vi....204
4 Mesure des mouvements par télédétection....206
4.1 Données utilisées....206
4.1.1 Imagerie aérienne....206
4.1.2 Images satellites....209
4.1.3 Ortho-images aériennes et satellites obtenues....210
4.1.4 LiDAR aérien....211
4.2 Exploitation des résultats issus de l'imagerie : apport à la compréhension et tests de validité....212
4.2.1 Comparaison visuelle des ortho-images....213
4.2.2 Différences de MNT....214
4.2.3 Évolution des déplacements planimétriques....223
4.3 Synthèse des déplacements de surface au regard des structures observées....242
4.3.1 Les compartiments en place dans le versant....243
4.3.2 Compatibilité/complémentarité des mouvements avec les structures....245
4.3.3 Influence de l'eau....247
4.4 Limites en profondeur de l'instabilité....247
5 Conclusions....249
5.1 L'apport de l'imagerie....249
5.2 La connaissance et la compréhension du mouvement de versant....250
6 Bibliographie....251

Avant propos

L'impression perçue lors de la première visite de terrain du versant du Cuolm da Vi à Sedrun est l'ampleur imposante du phénomène. Il n'y a aucune végétation de nature à gêner le regard : les multiples ouvertures, crevasses et affaissements sont directement visibles. L'activité du site ne laisse aucun doute. Ainsi, ce site est idéal à l'application des techniques de télédétection optique : les mouvements y sont conséquents, les surfaces en mouvement importantes et surtout il n'y a pas de couvert forestier. Les techniques de corrélation d'images aériennes et satellites sont alors à mêmes d'apporter de nouveaux éléments sur la caractérisation cinématique des mouvements de ce versant.

Après avoir présenté les contextes géographiques et les différents enjeux du site, nous en détaillerons la géologie, l'hydrogéologie et l'hydrologie, l'eau ayant très certainement à faire dans les causes de l'instabilité. Nous rappellerons alors les connaissances cinématiques du massif jusqu'en 2004 pour ensuite présenter les apports de l'exploitation des images aériennes et satellites. Cela nous permettra dans un dernier temps de synthétiser l'évolution des différents compartiments cinématiques en complément des données géologiques de terrain.

1 Présentation et enjeux

Le mouvement de versant du Cuolm da Vi menace directement les villages de Sedrun et Camischolas. Les différents scénarios d'éboulement (*Bonnard et al., 2004*) auraient des conséquences économiques et matérielles importantes pour ces villages. Nous décrivons dans un premier temps le contexte géographique pour ensuite considérer les enjeux humains, économiques et matériels liés au site du Cuolm da Vi.

1.1 Contexte géographique

Le village de Sedrun-Camischolas fait partie de la commune de Tujetsch (canton des Grisons) en Suisse, en rive gauche de la partie supérieure du Rhin Antérieur (Figure IV.1). La zone instable étudiée se situe au nord de Sedrun. Elle se trouve limitée par le Val Strem à l'ouest, par le ravin du Drun Tobel au sud, le Piz Pardatschas au nord et la crête descendant du Piz Pardatschas au Piz Las Palas au nord-est . Cette zone comprend une terrasse entre 2200 m et 2300 m appelée le Cuolm da

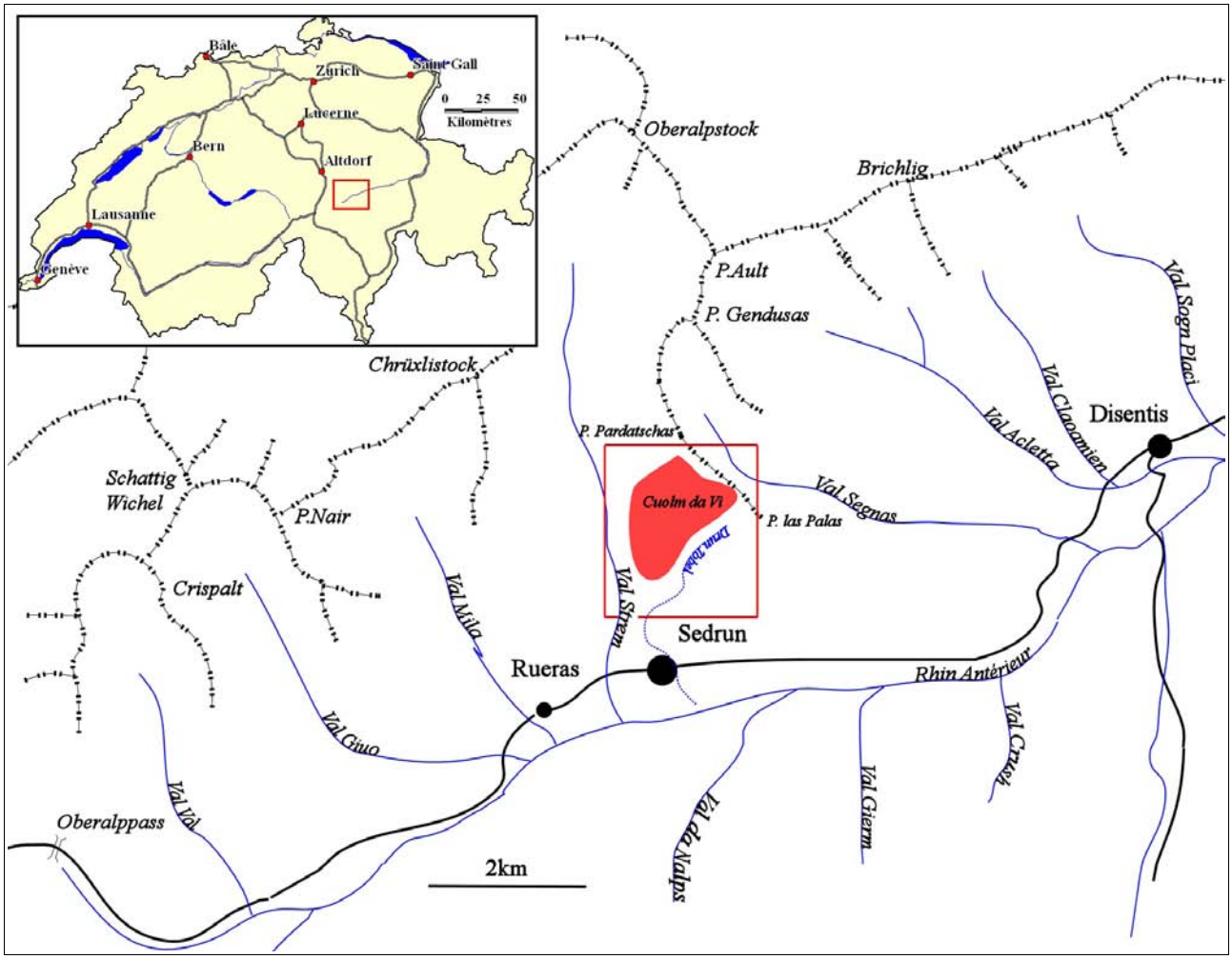


Figure IV.1 : Localisation de Sedrun, canton des Grisons, Suisse.

(le trait rouge délimite la carte en Figure IV.2)

Vi, dominée au nord par le Cuolm Pardets Dadens (d'altitude environ 2450 m), lui même séparé du

Piz Pardatschas par un col et la dépression de Parlets (Figure IV.2).

L'instabilité représente une superficie de près de 140 ha et se développe sur un dénivelé total de 900 m. La bibliographie fournit un ordre de grandeur des déplacements de 30 à 60 cm/an pour les zones les plus rapides (*Amann et al., 2006*; *Amann, 2006*; *Bonnard et al., 2004*; *Noverraz et al., 1998*).

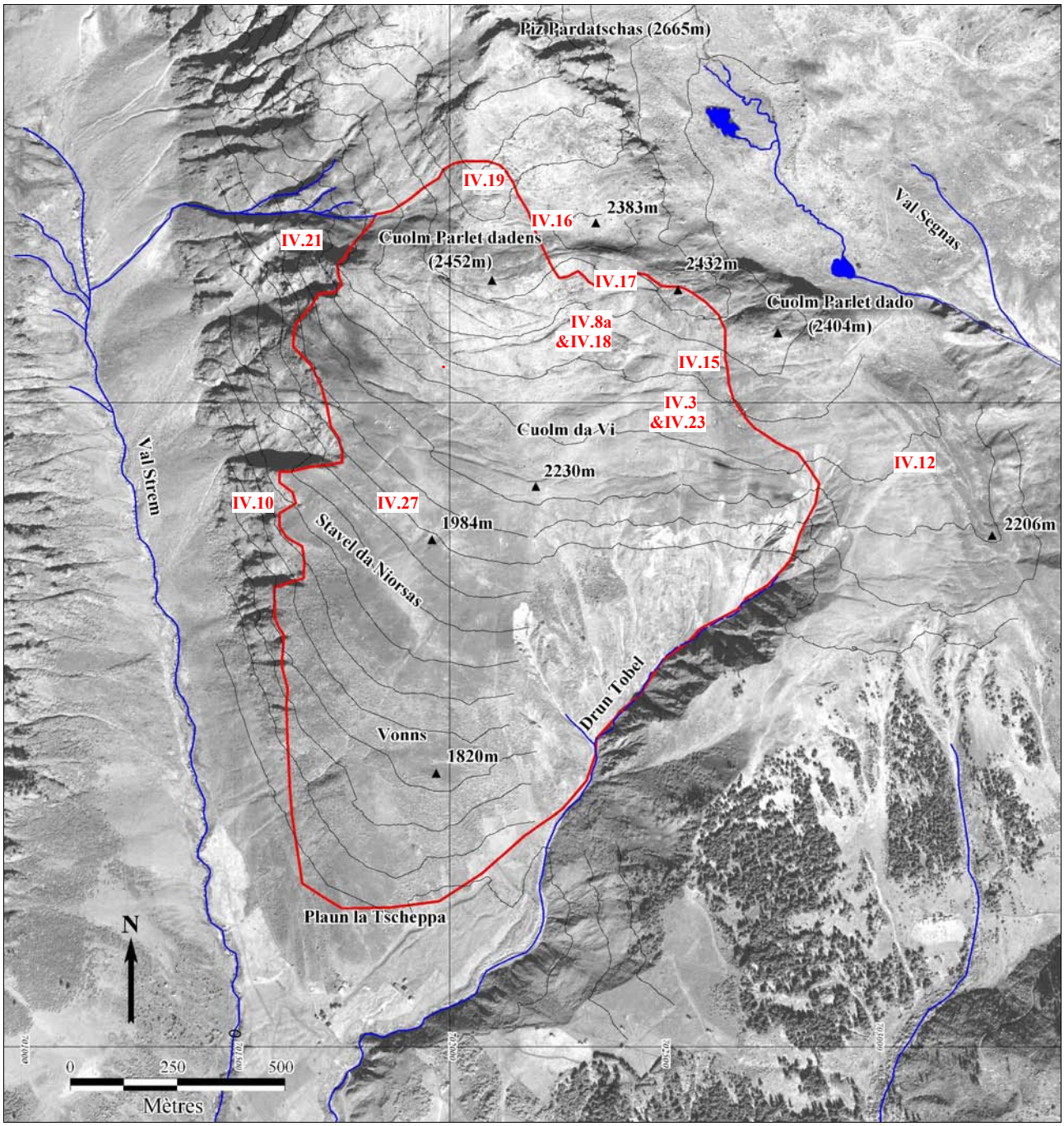


Figure IV.2 : Zone de mouvement(en rouge) du Cuolm da Vi au nord de Sedrun.

Les lieux des photographies de terrain sont repérées en caractères rouges.

Des études préliminaires avaient déjà été réalisées à l'occasion du renouvellement de la triangulation suisse (*Bonnard et al., 2004*) mais ce n'est qu'en 1983 que l'existence du mouvement de versant a été mise en évidence, par comparaison aux données de triangulation de 1942 (*Noverraz et al., 1998*).

1.2 Enjeux humains, économiques et matériels

Le Cuom da Vi (Figure IV.2) est une zone d'alpage sans aucune construction. Par conséquent, les mouvements observés n'ont pu causer aucun dommage direct, ce qui influe sur la considération réduite accordée à ce phénomène par la population. Cette dernière est bien plus préoccupée par la menace directe que constituent le danger des avalanches neigeuses.

Pourtant d'un point de vue de la vulnérabilité, même si la zone en mouvement semble éloignée, les deux villages de Sedrun et de Camischolas sont situés en contrebas du mouvement du Cuolm da Vi. Plusieurs infrastructures stratégiques sont également concernées par cette instabilité : le nouveau tunnel du Gotthard avait prévu une station intermédiaire à Sedrun en cours de creusement ; la route cantonale qui relie les cantons d'Uri et des Grisons ainsi que la voie ferrée (Glacier Express) reliant Zermatt à St Moritz passent tous deux sous le Drun Tobel. De plus, Sedrun profite d'un enneigement conséquent lui permettant de développer le tourisme hivernal. La ville comptait ainsi une population permanente de 1860 habitants en 2000, augmentée de 5400 lits touristiques l'hiver.

Une estimation des dégâts matériels a été réalisée (*Bonnard et al., 2004*) selon trois scénarii de probabilités d'occurrence différentes :

- un éboulement de 20 000 m^3 en rive supérieure droite du Drun Tobel. Le barrage résultant pourrait rompre et emporter une partie de Sedrun. Les dégâts sont estimés à 1,4 millions d'euros avec une forte probabilité d'occurrence (période de retour estimée de 10 à 100 ans) ;

- un éboulement conséquent de 100 000 m^3 de la rive droite du ravin d'érosion du Drun Tobel. Cet éboulement atteindrait Sedrun et Camischolas avec une estimation des dégâts à 4 millions d'euros et une probabilité d'occurrence moyenne (période de retour estimée de 100 à 300 ans) ;

- un éboulement majeur du Cuolm Parlet Dadens dans le Val Strem d'environ 5.10^6 m^3 entraînant la formation et la possible rupture d'un barrage ravageant les rives du torrent dans Camischolas. Les dégâts ont été estimés à 24 millions d'euros pour une faible probabilité d'occurrence (période de retour de 300 à 1000 ans).

La probabilité de déclenchement de ces éboulements est fortement dépendante d'épisodes pluvieux très importants (*Noverraz et al., 1998*). Dans les trois scénarios étudiés, la menace *directe* de l'instabilité du Cuolm da Vi est plus spectaculaire qu'avérée (Figure IV.3) et ce sont les conséquences *indirectes* telles les débâcles du Drun Tobel qui sont à craindre.

Figure IV.3 : Grande ouverture en bordure est de la zone instable sur le plateau du Cuolm da Vi.
(localisation en Figure IV.2)

2 Aspects géologique, hydrologique et hydrogéologique

Pour tenter de comprendre les mécanismes de l'instabilité du Cuolm da Vi, une étude des conditions géologique, hydrologique et hydrogéologique est nécessaire. L'examen des contextes géologique, topographique et glaciaire régionaux ainsi que les morphologies typiques permettent d'appréhender l'environnement et l'histoire des mouvements du Cuolm da Vi. En premier lieu, le travail de terrain permet de préciser la lithologie, les morphologies de détail et les manifestations d'instabilités tout en détaillant l'ensemble des données structurales rencontrées sur site. Les conditions hydrologiques et hydrogéologiques seront ensuite passées en revue puisqu'elles semblent être prépondérantes dans le comportement du massif. Ainsi, nous verrons que la comparaison des bassins versants du Cuolm da Vi montre de grandes différences en terme d'écoulement d'eau par rapport aux bassins versants adjacents.

2.1 Contexte régional

Le Cuolm da Vi prend place dans le bassin versant du Rhin Antérieur (Figure IV.4), en bordure sud-est du massif de l'Aar et en dessous de l'Oberalpstock (3 327m). Le village de Sedrun est situé à une altitude comprise entre 1400 et 1450 m sur les cônes de déjection issus du Drun Tobel et de l'ancienne zone d'érosion de l'Ondalusa. La rivière Strem se situe à l'ouest du cône de déjection du

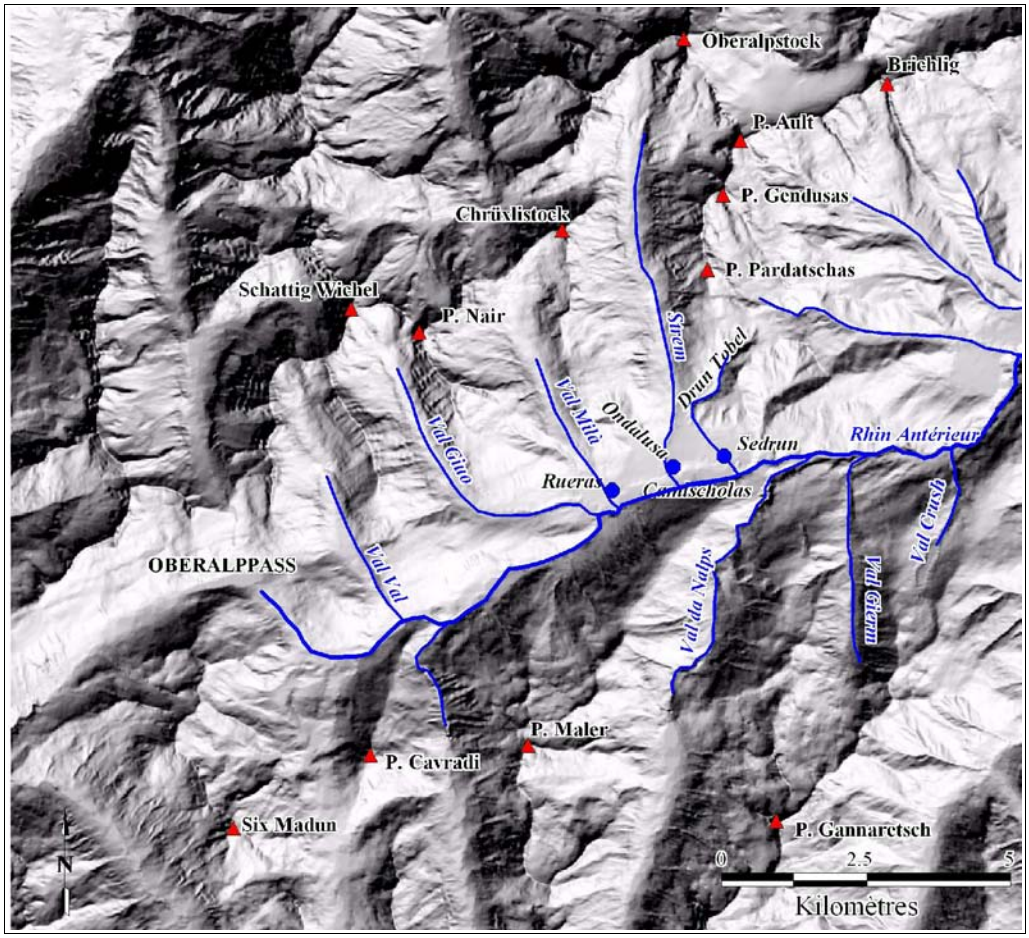


Figure IV.4 : Contexte topographique régional.

(d'après le MNT 1/25000 ombré)

Drun Tobel qu'elle entaille profondément pour rejoindre le Rhin Antérieur. Le Drun Tobel quant à lui traverse Sedrun en bordure est de son cône de déjection. Dans sa partie amont, il constitue un ravin d'érosion récent et actif en direction SW-NE dans la partie arrondie du massif du Cuolm da Vi. Il met fin à l'enchaînement globalement nord-sud des arêtes des Piz Ault – Piz Gendusas – Piz Pardatschas.

Le village de Sedrun est situé sur la limite entre les massifs de l'Aar et du Gotthard entre lesquels s'intercale le massif de Tavetsch (Figure IV.5). La région considérée est une vaste vallée glaciaire, creusée par les anciens glaciers du Rhin Antérieur ; celle-ci suit les principales structures du massif de l'Aar dans les Alpes suisses (N 70°). La vallée est parallèle à la ligne générale de crêtes situées directement au nord (alignement des Piz Nair, Chrüxlistock, Piz Ault et Brichlig). Perpendiculaires à cette structure principale, plusieurs vallées glaciaires secondaires rejoignent la rive gauche de la vallée du Rhin Antérieur (Val Val, Val Giuo, Val Mila) : le Val Strem en est la plus importante dans une direction N-S (Figure IV.4). Ce vallon matérialise une limite entre des structures N-S à l'ouest et des accidents N 110° plus nombreux à l'est (Figure IV.4). Il y a une distinction entre les deux rives du Val Strem.

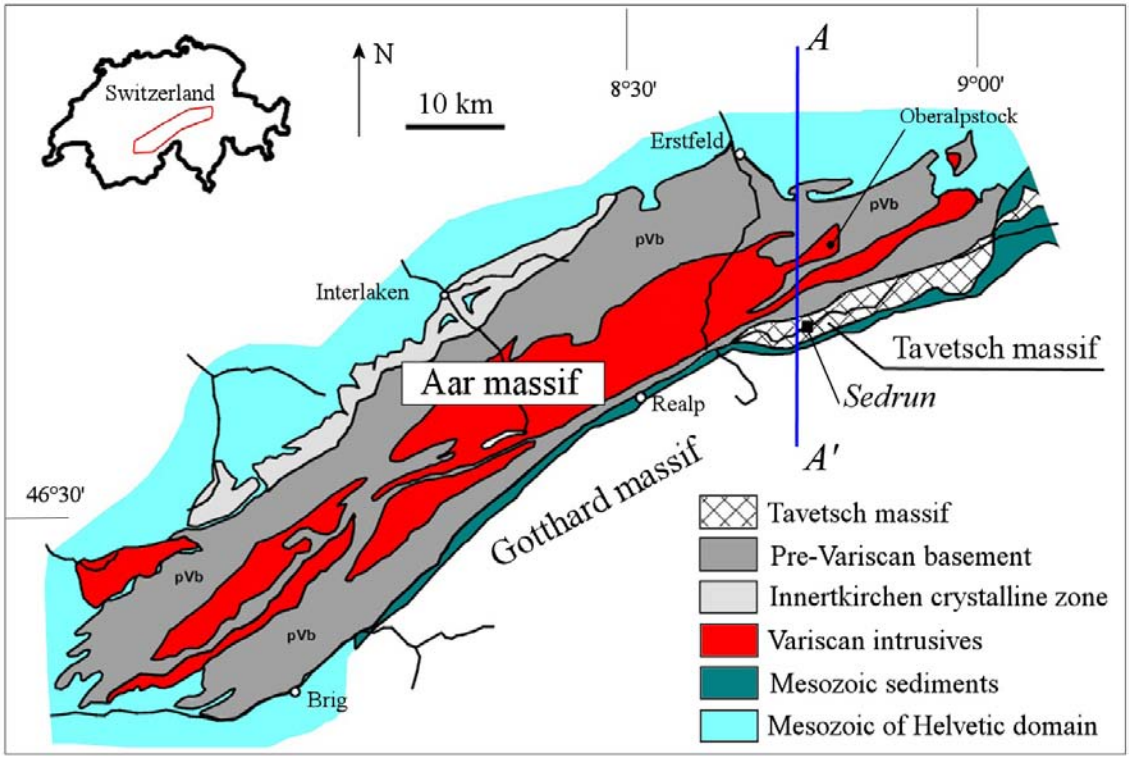


Figure IV.5 : Carte géologique du massif de l'Aar en contact avec les massifs du Gotthard et de Tavetsch.
(d'après Abrecht, 1994)

- Mise en place du massif de l'Aar (Tertiaire)

Le village de Sedrun est situé au coeur du massif de Tavetsch, lui-même coincé entre les massifs du Gotthard et de l'Aar. Ce dernier représente une large lentille de 115km de long pour 23 km de large dans la direction NE-SW. C'est dans le massif de l'Aar que le mouvement du Cuolm da Vi prend naissance. Le Drun Tobel serait situé au contact entre les massifs de l'Aar et de Tavetsch.

)

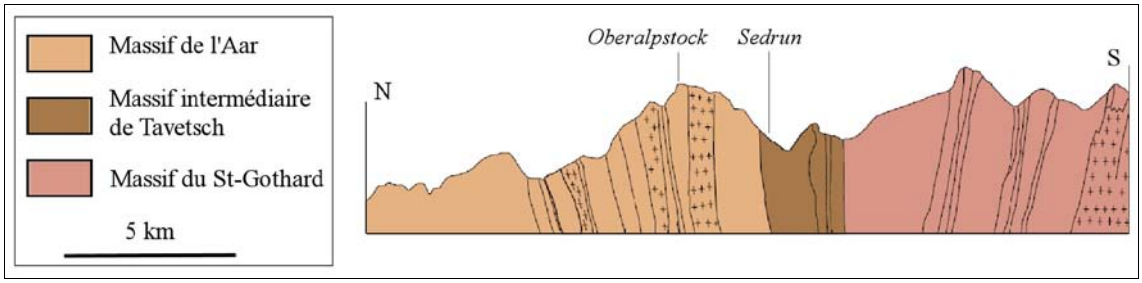


Figure IV.6 : Coupe géologique N-S dans la région de Sedrun.

(le trait de coupe est figuré en Figure IV.5, axe A-A'. D'après Sieber & Zinden, 2005)

C'est pendant l'orogénèse varisque (390-310 millions d'années) que se sont principalement structurées les roches rencontrées dans le massif de l'Aar. Les roches magmatiques post-varisques (principalement granites et diorites d'âge exact indéterminé) sont intrusives dans un socle cristallin pré-varisque, constitué pour l'essentiel de gneiss, schistes et migmatites (*Abrecht, 1994*).

Durant la phase alpine (tertiaire), les roches du massif de l'Aar ont été soumises tout d'abord à des températures et pressions élevées produisant des déformations ductiles (*Laws et al., 2003a*). Pendant les phases de surrection du massif de l'Aar, les déformations se sont produites en régime cassant suite à la décompression et au refroidissement induit par exhumation. Ce régime de déformation a généré des systèmes de joints et de fractures maintenant remplis localement de recristallisations hydrothermales. Les déformations fragiles ont repris au moins partiellement les directions des zones de cisaillement ductiles.

- Evolution topographique régionale

Un nivellement effectué par l'Office Fédéral Suisse de Topographie (*Schlatter & Marti, 2002*) fournit les mouvements verticaux observés en Suisse depuis une base mesurée en 1907. Les données (Figure IV.7) montrent une vitesse de surrection des massifs alpins de l'ordre du millimètre par an par rapport à un référentiel relatif fixé à Aarburg. Les soulèvements maximum correspondent aux hauts bassins versants du Rhône et du Rhin. Ces mesures ayant été réalisées uniquement dans les plus importantes vallées du territoire suisse, une interpolation est nécessaire afin d'obtenir des valeurs sur les zones non couvertes. A partir des mesures de soulèvement observées dans la région de Sedrun, l'interpolation fournit des valeurs comprises entre 0,9 mm/an et 1,1 mm/an pour les massifs du Gotthard et de l'Aar. Les valeurs d'élévation diminuent du Sud au Nord pour aller jusqu'à un tassement vers le Jura Suisse (de l'ordre du dixième de millimètre par an). Plusieurs auteurs (*Persaud & Pfiffner, 2004*; *Schlunegger & Hinderer, 2001*) ont mis en parallèle ces taux de surrection avec une carte de localisation des séismes de magnitudes supérieures à 2,5. Ces zones de soulèvements correspondent bien aux zones les plus actives sismiquement.

Pendant le quaternaire, les Alpes ont été recouvertes par une importante couche de glace à plusieurs reprises. Lors du dernier épisode datant du Würm, on trouve par exemple une épaisseur de glace d'un ordre de grandeur de 1500 m (*Gudmundsson, 1994*). La glace, sous l'effet de son poids, s'écoulait dans les vallées en les érodant sur son passage. Des charges importantes étant appliquées à la surface de la Terre, il en résulte une déflexion de la croûte : la croûte terrestre (rigide et légère) qui flotte sur un substratum visqueux et dense s'enfonce dans celui-ci sous l'effet de la surcharge jusqu'à ce que les poussées hydrostatiques compensent le surplus de charge (*Schaer & Jeanrichard, 1974*).

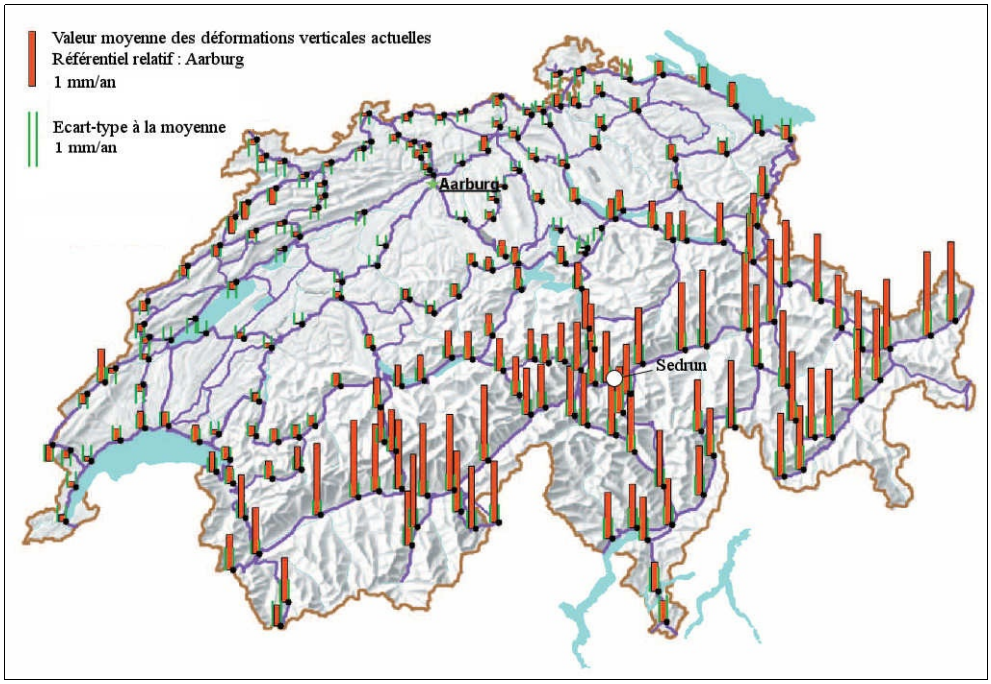


Figure IV.7 : Valeurs moyennes des déplacements verticaux actuels, référentiel relatif fixé à Aarburg.
(d'après Schlatter & Marti, 2002)

L'hypothèse d'un rebond isostasique consécutif à une fonte rapide des glaciers a fait l'objet de nombreuses discussions (*Gudmundsson, 1994*; *Persaud & Pfiffner, 2004*; *Schaer & Jeanrichard, 1974*). L'importance de ce phénomène n'a toutefois pas été quantifiée. Bien qu'un tel rebond ait été observé et quantifié en Scandinavie (*Klemann & Wolf, 1998*) suite à la fonte rapide de la calotte, les études menées en Suisse n'ont pu évaluer les paramètres rhéologiques profonds. Ces études concluent toutes à une possible réponse isostasique actuelle mais de manière qualitative : un tel rebond, s'il était encore actif, devrait induire le soulèvement des zones correspondant aux grandes masses glaciaires. Or les taux de soulèvements calculés par nivellement sur le territoire suisse (*Schaer et al., 1975*; *Schlatter & Marti, 2002*) ne montrent pas une telle corrélation, et sont plutôt liés à la topographie générale et aux épaisseurs crustales de la chaîne (*Delacou, 2004*). Il semble donc que le rebond post-glaciaire, s'il a lieu, soit intégré dans un soulèvement isostasique général d'origine tectonique. Par ailleurs, l'essentiel du rebond a sans doute déjà eu lieu.

2.2 Les escarpements à regard amont

La partie est du massif de l'Aar est caractérisée par un réseau de failles de largeur comprise entre deux à quinze mètres d'âge alpin (*Laws et al., 2003b*). Elles adoptent globalement des directions ENE-WSW subverticales (*F1*) et NW-SE subverticales (*F2*) (*Laws et al., 2000*). Le développement de ces failles dans les granites post-varisques est plus grand que dans les gneiss du socle pré-varisque du fait de leur fracturation pré-existante issue des premières phases de compression alpine. On les retrouve réparties dans la zone du Cuolm da Vi où elles prennent l'allure de "uphill facing scarps" (*Laws, 2001*; *Persaud & Pfiffner, 2004*), des manifestations de déplacements verticaux à regard amont (Figure IV.8). L'ensemble du secteur du Cuolm da Vi est affecté de telles manifestations (Cf. IV.2.4.4) ainsi que le versant de l'Alp Caschlé, situé de l'autre coté du Val Strem. Enfin, et pour bien appréhender la généralité de ce phénomène, il faut noter que le secteur du Lutersee à l'ouest de l'Oberalppass est également le siège d'un tel soulèvement apparent d'une partie aval du versant par rapport à sa partie amont (Figure IV.8c).

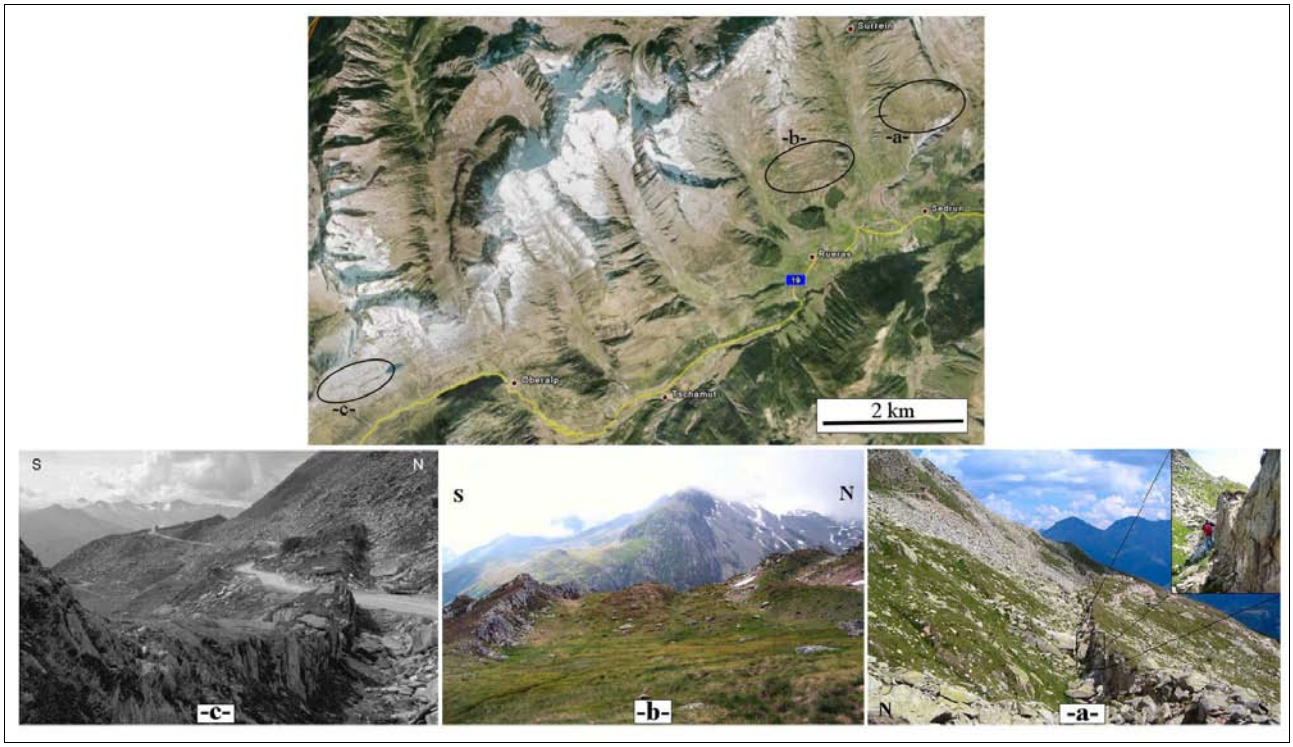


Figure IV.8 : Manifestations des "uphill facing scarps" de part et d'autre de l'Oberalppass.
(a) au Cuolm da Vi, (b) à l'Alp Caschlè, et (c) d'après Persaud & Pfiffner (2004) dans le secteur du Lutersee.

La structure générale de ces failles a été caractérisée (*Laws et al., 2003a*) à partir de l'examen de plus d'une centaine de ces zones. Il en ressort une subdivision en trois parties différenciées par leur degré de fracturation et de leur teneur en mica (Figure IV.9). En partant de la roche saine vers le coeur de la faille, ces zones se caractérisent par les éléments suivants :

- une zone fortement foliée dont l'épaisseur peut aller jusqu'à quelques mètres et caractérisée par la présence de mylonite. La foliation est parallèle à la fracture ;
- une zone fortement fracturée qui remplace progressivement la zone foliée. Cette zone présente également des mylonites mais est beaucoup plus fracturée. Cette fracturation induit une fragmentation et un comportement friable ;
- le coeur de la faille, sans cohésion, est en contact franc avec les matériaux cohésifs

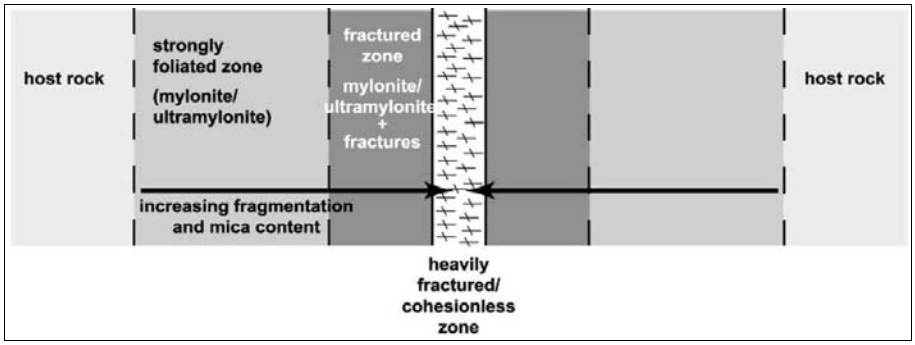


Figure IV.9 : Coupe schématique de la composition des zones de failles dans la partie est du massif de l'Aar.
(d'après Laws et al., 2003a)

l'entourant. L'épaisseur de cette zone varie de quelques centimètres à plusieurs décimètres.

Ces zones de failles (*shear zones*) se sont d'abord développées en conditions ductiles reprises par des déformations fragiles. La zone fracturée et sans cohésion est le siège d'une érosion plus importante qui laisse alors les deux flancs verticaux de la faille créer une gorge. Ces gorges sont bien visibles en rive gauche du Val Strem où le prolongement des failles a créé un réseau de gorges qui s'interconnectent (Figure IV.10).

Figure IV.10 : Manifestation au dessus de Sedrun des zones de failles typiques de la partie est du massif de l'Aar sur le flan ouest de la zone instable surplombant le Val Strem.

(localisation en Figure IV.2)

2.3 Le contexte glaciaire

L'ensemble du versant du Cuolm da Vi est recouvert d'une pellicule morainique. L'épaisseur de cette pellicule est inférieure à 50 cm sauf sur la pente raide orientée sud donnant directement accès au bas du Drun Tobel où elle est de l'ordre du mètre. Alors que dans la dépression de Parlets les matériaux morainiques sont essentiellement constitués de blocs de granite, le plateau est recouvert de matériaux fins et grossiers, propices aux alpages.

Dans le sens nord-sud, l'ensemble du versant adopte une morphologie caractéristique d'un bassin glaciaire perché (Figure IV.11). Le cirque glaciaire correspond à la zone s'étendant du sommet du Pix Pardatchas jusqu'au col. Des zones de glacis sont observables en aval du col, attestant de l'existence d'un ancien verrou glaciaire. La partie amont du col ne conserve pas de traces glaciaires : une possible surrection post-glaciaire a pu avoir lieu dans cette zone qui accentuerait le ressaut topographique que constitue le verrou glaciaire existant. Une morphologie de lac glaciaire est reconnaissable à l'amont du verrou dans la dépression de Parlets.

A une échelle plus réduite, d'anciens cordons morainiques prennent place au nord-est du Drun Tobel, rive droite du Val Segnas (Figures IV.12 & IV.24 -*p.189*-) juste à son embranchement avec

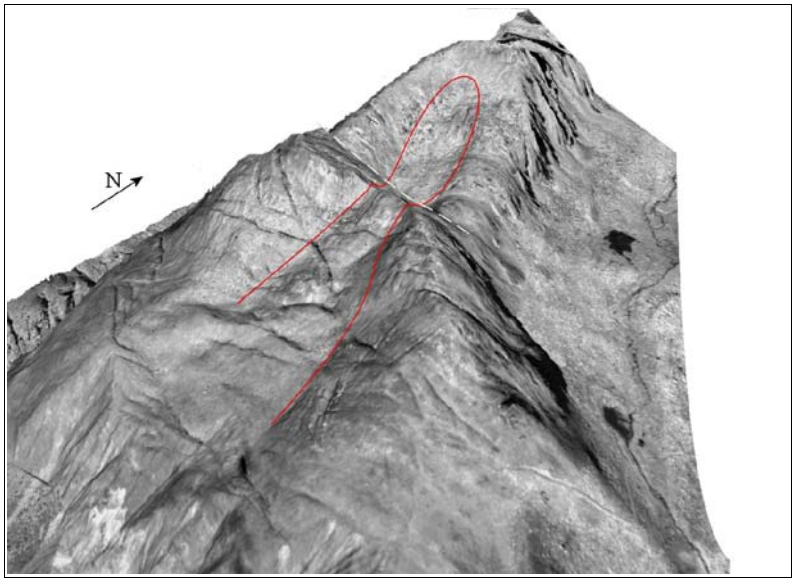


Figure IV.11 : Représentation en trois dimensions du versant du Cuolm da Vi.

(image QuickBird mappée sur MNT LiDAR)

Cette représentation met en évidence l'ancienne vallée glaciaire perchée de Pardatschas. Cette vallée possède un verrou glaciaire au niveau d'un accident N 110°.

le Val Strem. Ce sont des moraines latérales de ce dernier. L'arête descendant SE du Cuolm Parlet dado semble être un obstacle à l'écoulement du glacier de Segnas et il est difficile d'imaginer celui-ci passer au dessus de l'arête. Il a plus probablement contourné l'arête, même si sur le terrain nous n'avons pas observé de traces d'érosion glaciaire nécessairement occasionnées par un contournement. Une autre hypothèse est la réactivation récente, au Quaternaire, de l'accident N 110° (Cf. IV.2.4.1).

Le glacier de Segnas a laissé trois cordons morainiques en partie est du plateau du Cuolm da Vi. Des cordons sont plus âgés que d'autres, ils ne sont pas tous affectés par les crevasses à regard amont : cela indique qu'au moins certaines d'entre-elles ont été postérieures à la dernière glaciation ayant formé ces cordons.

L'altitude modeste de ces cordons morainiques permet d'avancer l'hypothèse qu'au moins les deux derniers épisodes glaciaires n'ont pas été aussi importants que les précédents. La morphologie en terrasse met en évidence les âges glaciaires multiples, les cordons morainiques précisent la puissance des derniers. L'existence du glacier de Pardatschas est plutôt liée aux plus grands âges glaciaires qu'aux plus petits. Lors des derniers, il est déjà possible que le glacier ne s'exprimait plus, privé de son action érosive.

Toutefois, les traces des glaciations successives visibles à l'est du Cuolm da Vi avec un enchaînement de trois cordons morainiques successifs issus de l'ancien glacier de Segnas (en vert sur la Figure IV.13) sont surprenantes de par leur position : dans l'hypothèse d'une topographie constante, elles laissent supposer que l'ancien glacier de Segnas passait par dessus (ou du moins contournait) l'extrémité est de la crête allant de Cuolm Parlet dadens au Cuolm Parlet dado (Figure IV.2). Cette croupe à l'est du Cuolm Parlet dado semble jouer un rôle dans la déviation du Val Segnas à l'est.

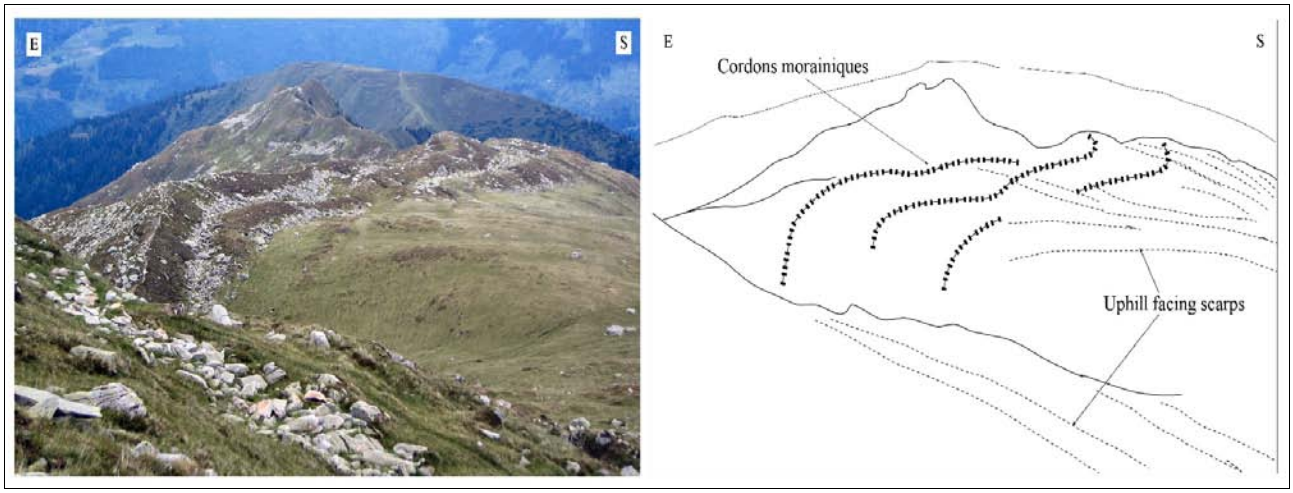


Figure IV.12 : Cordons morainiques affectés par les "*uphill facing scarps*" (failles à regard amont) au SE du Cuolm Parlet dado.

(localisation en Figure IV.2)

2.4 Étude géologique de terrain

L'étude géologique a été menée dans un premier temps à partir des images aériennes en stéréo-interprétation pour être ensuite validée par trois missions de terrain en 2005, 2006 et 2007. L'ensemble de ces investigations permet de préciser les faciès et morphologies ainsi que les manifestations d'instabilités rencontrés.

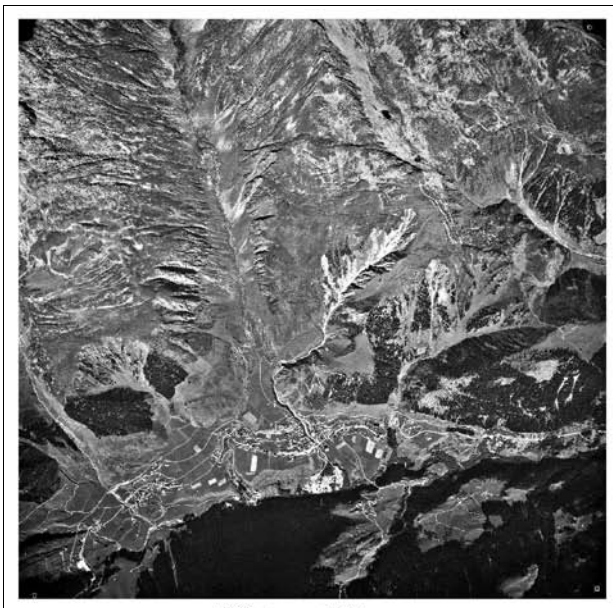
2.4.1 Stéréo-interprétation

L'examen des couples stéréoscopiques en photo-interprétation permet d'obtenir des renseignements directs sur les structures et le contexte géologique en place dans la zone du Cuolm da Vi (Figure IV.13). Par contre, les résultats issus de la photo-interprétation ne sont pas intégrables directement dans un SIG car non ortho-rectifiés.

Les importants cônes de déjection des Drun Tobel, Ondalusa et Drun da Bugnei constituent les figures morphologiques remarquables du fond des vallées. Ces trois cônes semblent issus du même mécanisme de formation avec une érosion intense. Ils sont tous de formation post-glaciaire puisque non érodés par le glacier du Rhin Antérieur : celui du Drun Tobel par exemple détourne la rivière Strem vers l'ouest. Il est ainsi probable que le Drun Tobel ait été un affluent du Val Strem : un événement important (coulée de débris lors de son surcreusement) aura alors détourne le Strem vers l'ouest et le Drun vers l'est .Les villages de Sedrun, Camischolas et Rueras sont construits sur ces cônes du Drun Tobel et de l'Ondalusa qui se rejoignent (Figure IV.13).

Les accidents majeurs qui ressortent de la stéréo-interprétation sont les suivants :

- la faille N 170° dans laquelle le Strem s'écoule. La faille semble passer en rive droite du Val Strem ;
- les accidents N 70° du Drun et du Val Bugnei qui adoptent une direction semblable ;
- l'accident N 110° qui passe dans la dépression de Parlets juste au sud du Pix Pardatschas. Ce dernier est visiblement postérieur à l'accident N 170° du Val Strem car il lui imprime un mouvement sénestre. Cet accident est raccordé à un faisceau de failles en N 70-80° qui lui



1990 image 5682

1990 image 5681

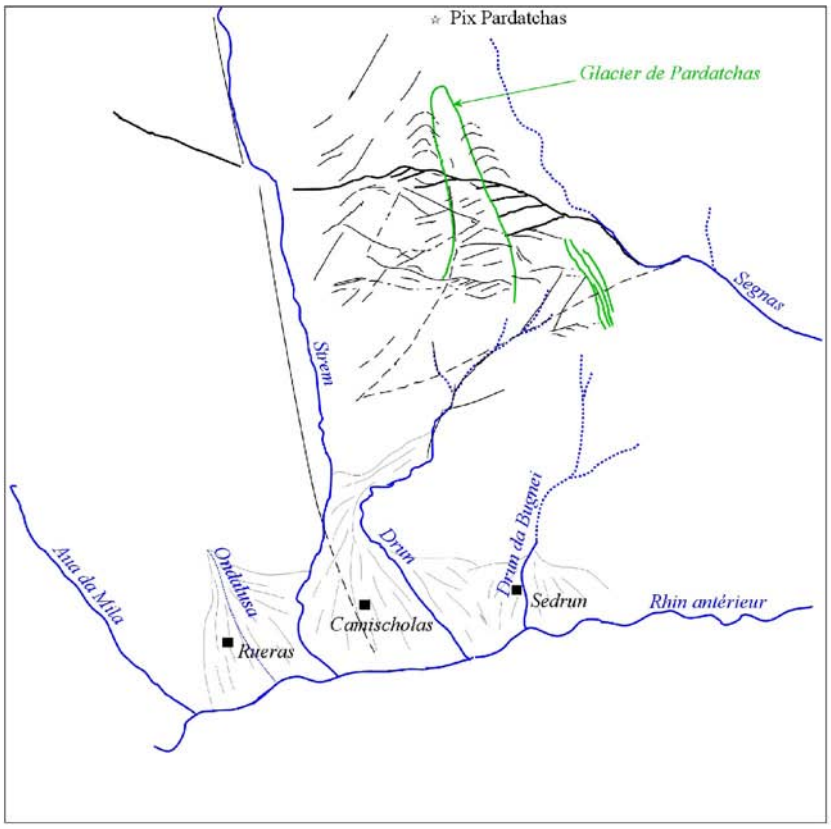


Figure IV.13 : Photo-interprétation de la zone instable du Cuolm da Vi.

(à partir des clichés stéréoscopiques de 1990, ©SwissTopo – Mandat d'exploitation n°T511-BA-063151)

donne une configuration de queue de décrochement en peigne confirmant son mécanisme sénestre.

Une série d'accidents moins importants est également visible sur toute la surface de la zone concernée. Ils adoptent principalement deux directions qui rejoignent celles du contexte général de l'est du massif de l'Aar : N 70-80° et N 110-130°. Le Cuolm da Vi semble particulièrement affecté

dans sa partie haute.

La zone dépressionnaire de Parlets est marquée par des directions globalement N70-80° qui correspondent sur le terrain à des zones effondrées sur les croupes de part et d'autre à l'est et à l'ouest de la dépression. Conjugué à l'accident N 110-130°, cette zone constitue une queue de décrochement sénestre.

La présence de cette dépression appuie la signature morphologique d'une vallée glaciaire perchée (Figure IV.11). Issu du Pix Pardatchas nous dénommons ici cet ancien glacier celui de Pardatschas. Son écoulement s'organise dans la direction N 170° vers le Drun Tobel.

2.4.2 Faciès

Les faciès rencontrés sur le site du Cuolm da Vi et qui forment la zone instable peuvent être discriminés en trois grandes familles :

- les granites de la partie nord : les roches sont peu affectées par la foliation ;
- les granito-gneiss de la partie sud : ils sont plus tectonisés et affectés par la foliation ;
- les mylonites et les kakirites[1] présentes dans le bas du Drun Tobel. Elles sont les témoins d'un accident majeur. Ces matériaux friables jouent sans aucun doute un rôle dans l'instabilité du versant.

De plus, des quartzites peuvent être observés le long de l'accident N 110° que nous détaillerons ultérieurement.

2.4.3 Morphologie de détail

Les campagnes de terrain ne laissent aucun doute sur l'activité actuelle du versant du Cuolm da Vi. Les éboulis frais sont nombreux et des ouvertures se forment laissant l'herbe pendante. Le versant possède ainsi plusieurs figures géologiques typiques (Figure IV.14) et reconnaissables sur le terrain (Figure IV.20) telles que des fissures et ouvertures de traction, 'un graben, un horst et des enfoncement en coin. Nous nous proposons de les détailler.

- Les fissures et ouvertures de traction

La grande ouverture à l'est du Cuolm da Vi est le phénomène le plus marquant de l'instabilité (**T0** sur la Figure IV.14). C'est une crevasse longue d'une centaine de mètres, profonde d'environ huit mètres et large de 10 à 15 m (Figures IV.10 et IV.23). Elle était déjà présente en 1952 (*Amann, 2006*) quoique plus modeste (*Noverraz et al., 1998*). Ses dimensions actuelles sont impressionnantes.

Elle suit une direction N 170°. Elle trouve un prolongement dans d'autres ouvertures de traction (**T1** sur la Figure IV.14) qui remontent en direction du Cuolm Parlet dado. Elles sont ouvertes d'un mètre de large et affectent les éboulis pour rejoindre le sommet en direction du nord. Ces ouvertures se font sur des fractures en baïonnette : ce n'est pas la structure de la roche qui est moteur mais bien le mouvement qui s'accommode des fractures pour s'exprimer.

1 Roche pulvérulente due à un broyage intense au coeur d'une faille sans recristallisation.

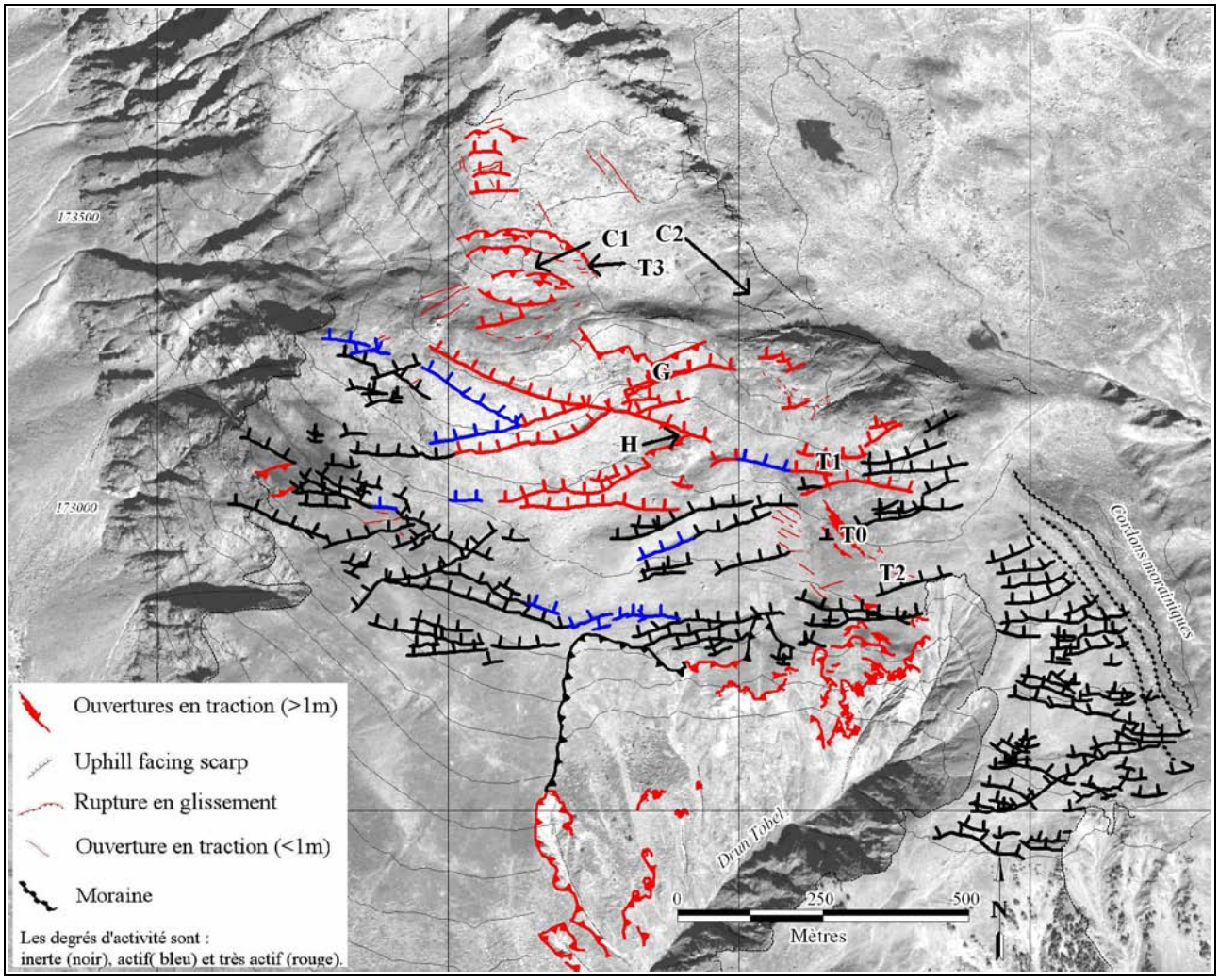


Figure IV.14 : Localisation des morphologies typiques de l'instabilité du Cuolm da Vi.

Le graben (**G**) se situe en partie supérieure du Cuolm da Vi, juste en aval au sud du col de Parlets ; il s'enchaîne avec le horst (**H**) encore plus au sud avant de rejoindre le plateau du Cuolm da Vi. La grande ouverture (**T0**) borde l'instabilité à l'est tandis que les enfoncements en coin (**C1** et **C2**) se situent au nord de l'accident N 110° qui se développe en queue de décrochement sénestre.

Figure IV.15 : Ouvertures en traction au nord de la grande ouverture (T1).

La direction N170°-180° de l'ouverture, inexistante dans cette partie du massif se fait en baïonnette sur deux autres familles de discontinuités *(localisation en Figures IV.2 & IV.14).*

Au sud de la grande ouverture (**T0**), d'autres petites ouvertures apparaissent en "pointillés" (**T2**), larges de 30 cm au plus, en direction du SE (N 140°) vers le Drun Tobel et au nord (**T1**) en direction du sommet du Cuolm Parlet dado (Figure IV.15). Dans ces deux zones **T1** et **T2**, les ouvertures empruntent des fractures préexistantes pour se manifester.

Une autre zone de traction apparaît au niveau de la dépression de Parlets (**T3** sur la Figure IV.14). La direction d'ouverture est identique à celle de la grande ouverture en N 170°. Cette ouverture se prolonge de manière discontinue sur une centaine de mètres au nord dans le bassin glaciaire de Pardatchas.

Figure IV.16 : Ouverture en traction direction N170° dans la dépression de Parlets (T3).

- Le graben

Une importante structure en forme de graben (Figure IV.17) est visible juste au dessous du col qui sépare les Cuolm Parlet dadens et dado (**G** en Figure IV.14). Cette structure fait presque 300 mètres de long pour un effondrement d'environ 35 mètres de large. La partie supérieure adopte une morphologie de "rimaye" par analogie glaciaire. L'effondrement se fait sur une fracturation N70° 80S. La partie aval adopte la même direction avec un pendage vertical voir légèrement nord.

Cette figure de graben démontre que le haut du plateau du Cuolm da Vi est régi par un mécanisme

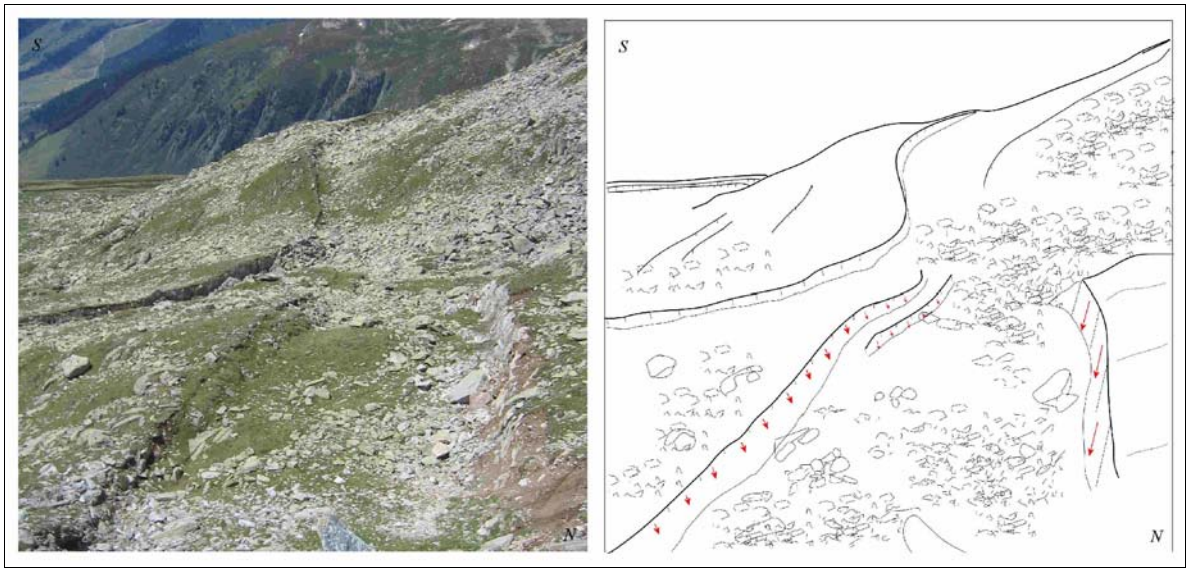


Figure IV.17 : Mécanisme de graben sur le haut de la zone instable. La première lèvre fait office de rimaye.
(localisation en Figures IV.2 & IV.14)

de distension qui permet aux mouvements de s'exprimer. Cette partie est à l'image du décrochement amont d'un glacier avec la rimaye caractéristique.

- Le horst

Plusieurs décalages à regards amont se manifestent à partir du graben en descendant vers le sud, ceci avant d'arriver au plus important. Ce dernier s'effondre 5 mètres plus loin pour former une figure de horst (**H** en Figure IV.14).

Il se forme sur la terminaison est d'un accident N 110° qui possède un rejeu amont de 3-4 mètres de haut. Ainsi, le horst borde deux fossés d'effondrement sur 50 m : un à l'amont issu de la contrepente et un autre à l'aval, ce dernier se fragmentant en plusieurs lanières N 130-140°.

En comparant les déplacements visibles sur le Cuolm da Vi à l'écoulement d'un glacier, on peut assimiler ce horst aux séracs se formant au niveau des changements de pente convexe.

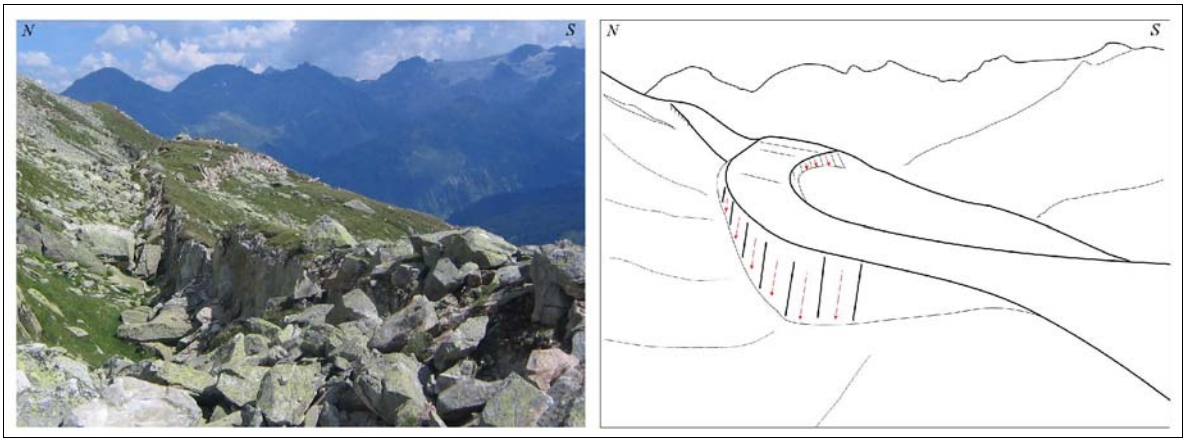


Figure IV.18 : Figure de horst en milieu de zone instable : seul un éperon semble émerger.

(localisation en Figures IV.2 & IV.14)

- Les effondrements en "coins"

Deux "coins" structuraux (Figure IV.19) prennent place de part et d'autre de la dépression de Parlets (**C1** et **C2** en Figure IV.14). Ils font la transition entre la partie nord à pendage sud et la partie sud aux pendages plutôt nord (Figure IV.22). La limite est l'accident majeur N 110°.

Ces "coins" marquent un mécanisme d'enfoncement directement détectable lors des misions de terrain. Notons que seul le coin ouest est actif alors que celui donnant sur le vallon de Segnas est fossile.

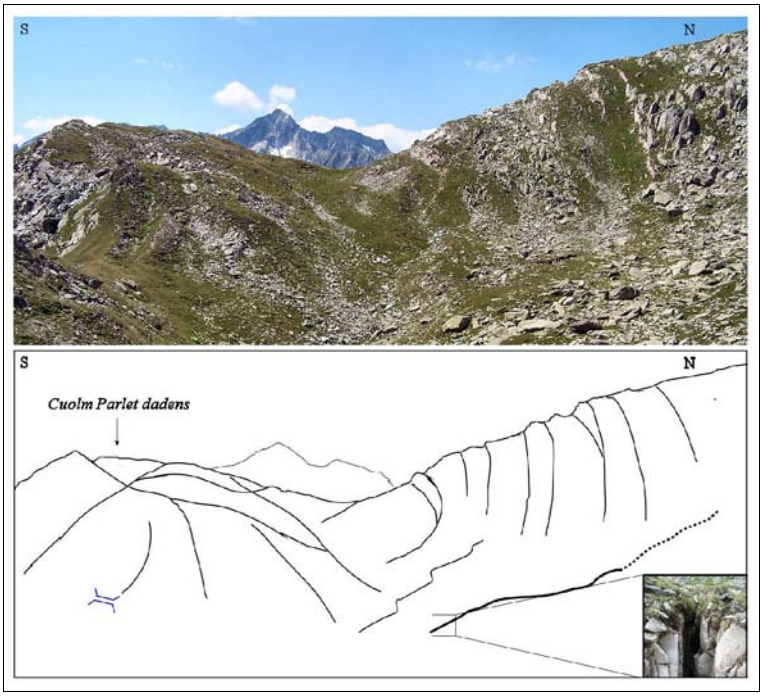


Figure IV.19 : Effondrement en coin de la zone nord du Cuolm Parlet dadens (C1) et ouverture en distension vers l'ouest de la dépression de Parlets.

(localisation en Figures IV.2 & IV.14)

L'ensemble des figure géologiques remarquables sont visibles du sommet du Cuolm Parlet dado (Figure IV.20).

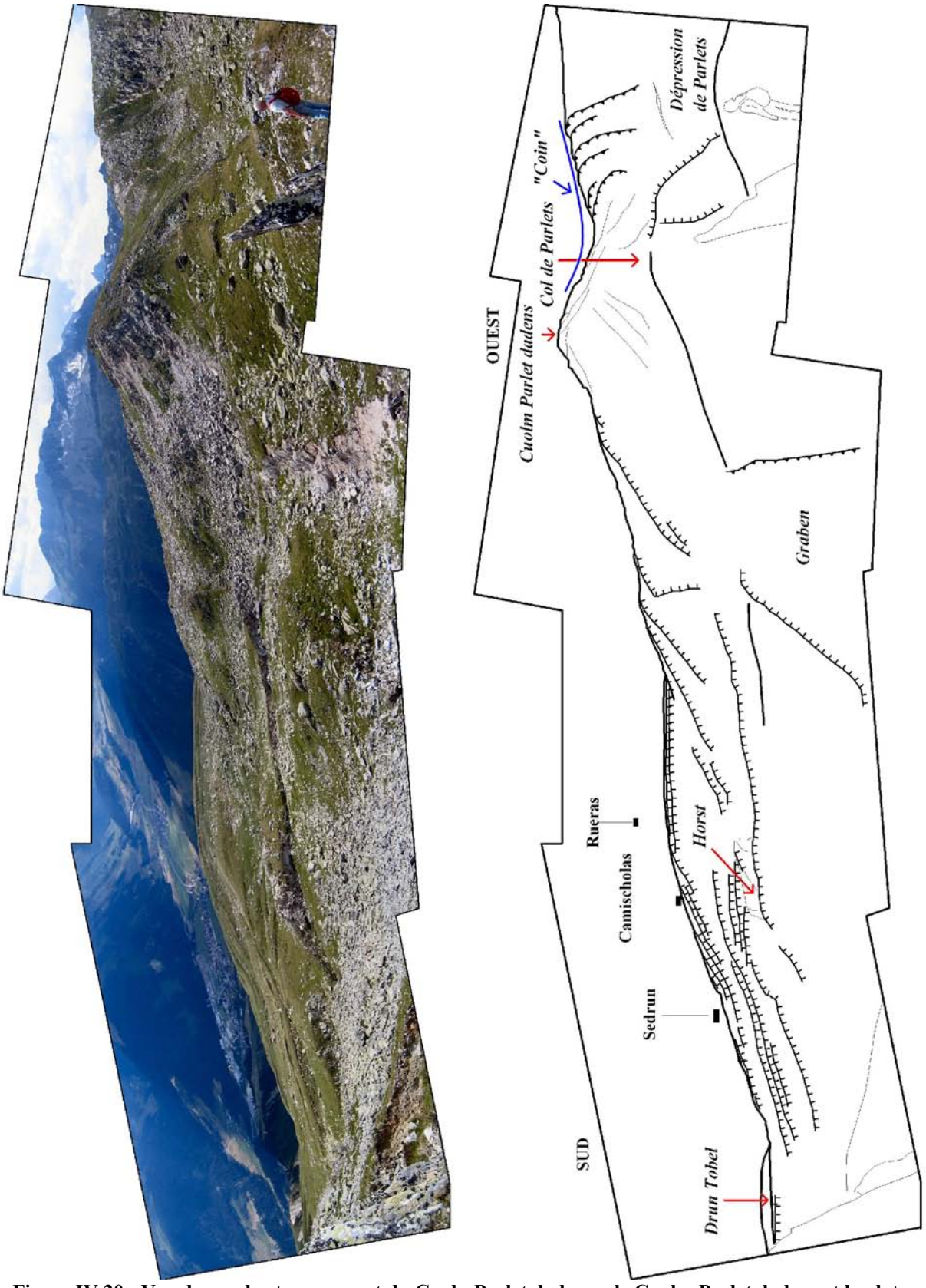


Figure IV.20 : Vue du nord-est au sommet du CuolmParlet dado sur le Cuolm Parlet dadens et le plateau du Cuolm da Vi.

2.4.4 Données structurales

- Foliation

La foliation du massif du Cuolm da Vi est globalement de direction ENE-WSW à l'échelle du massif. Elle se développe dans les zones les plus gneissiques mais présente toutefois des variations qui permettent de différencier cinq zones distinctes (Figure IV.22) :

- *le plateau du Cuolm da Vi* a une foliation constante subverticale N 70-80° ;
- *le nord du Cuolm Parlet dadens* : la partie est de la dépression de Parlets présente une foliation globalement N 70-90° à pendage 70°**S** ;
- *le sommet du Cuolm Parlet dadens* : le sommet a une foliation N 70-90° à pendage 80°**N**. Cette foliation est affectée d'un pendage superficiel vers le sud
- *l'arête entourant le Cuolm Parlet dado* a une foliation qui vient épouser l'accident N 110° ;
- *la partie haute du Drun Tobel* présente une foliation changeante entre sa partie ouest en ESE-WNW à pendage 20-50°E et sa partie est clairement affectée par un basculement vers l'aval en N 70-80° à pendage 45°NW.

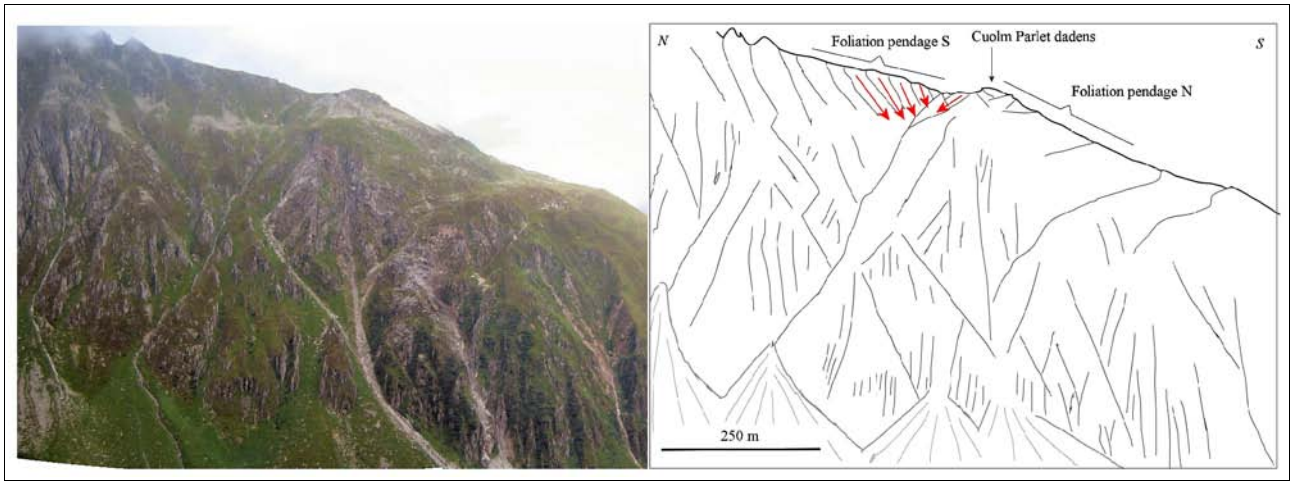


Figure IV.21 : Foliation N et S de part et d'autre de l'accident N110° au nord du Cuolm Parlet dadens.
La prise de vue de la photographie se situe en rive droite du Val Strem. Le découpage en "coin" (**C1**) apparaît *(localisation en Figures IV.2 & IV.14)* : il est indiqué sur le schéma par le fléchage rouge.

La rotation de la foliation à l'approche de l'accident N 110° donne ce dernier pour postérieur à la foliation.

La foliation s'inverse de part et d'autre de l'accident N 110° : elle est principalement sud au nord pour passer subverticale ou nord au sud de cet accident. Cela forme le découpage structural aux affaissements en "coin" observables au nord du sommet (Figures IV.19, IV.20 & IV.21).

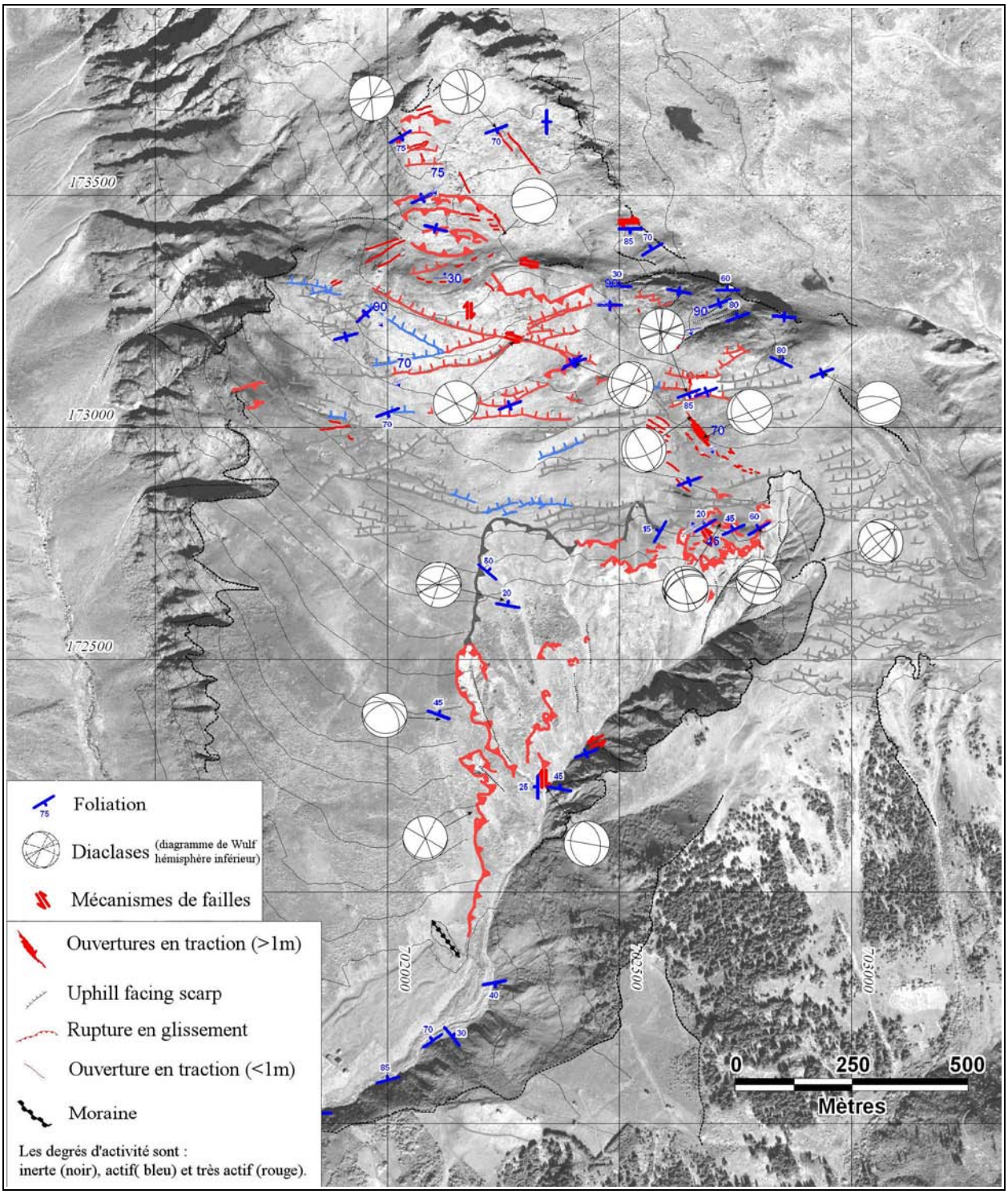


Figure IV.22 : Foliation, direction de fracturation et mécanismes de failles observés sur le site du Cuolm da Vi.

- Les fractures (diaclases)

Les massifs du Cuolm da Vi et du Cuolm Parlet dadens sont découpés par plusieurs faisceaux de fractures importantes qui peuvent être classées en quatre familles :

- *F1* : failles et diaclases subverticales de direction N 110-130° ;
- *F2* : failles et diaclases subverticales de direction N 70° ;
- *F3* : failles subverticales de direction N 150-165°;
- *F4* : diaclases subhorizontales au plongement varié entre l'est et le sud avec une distribution beaucoup moins importante que les trois autres familles.

Les deux premières familles (*F1* et *F2*) correspondent pour partie aux accidents relevés par photo-interprétation. Les systèmes *F1* et *F3* ne sont pas des évolutions locales d'une même famille car ils existent de manière concomitante : la grande ouverture se fait sur un plan N165° subvertical et montre des fracturations de l'ensemble des autres familles de fracturation sur ses épontes.

Figure IV.23 : Vue de profil vers l'est de la grande ouverture (T0).

(localisation en Figures IV.2 & IV.14)

La grande ouverture qui limite la zone instable au centre-est du Cuolm da Vi fournit une coupe franche dans le massif (Figure IV.23). Cette ouverture se fait sur un plan N 140° vertical. Plusieurs accidents majeurs du massif possèdent une zone broyée en N 70° et des pendages 70-80°. L'épaisseur des zones broyées est de l'ordre du demi-mètre, allant en diminuant en direction du bord nord de l'ouverture.

La densité de fracturation est plus intense en se rapprochant du Drun Tobel : toute la partie haute qui fait la jonction avec le plateau du Cuolm da Vi est complètement destructurée.

- Implication des failles et fractures dans les mouvements

L'ensemble des familles de fractures du site sont mobilisées par l'instabilité :

- les failles N 70° et N 110-130° ont un rejeu à regard amont ("uphill facing scarps") avec leurs zones broyées ;

- plusieurs ouvertures sont en forme de baïonnette, à l'image du prolongement de la grande ouverture vers le Drun Tobel en direction N 140° (**T2**) qui se développe sur les directions structurales N 110° et N 160°.

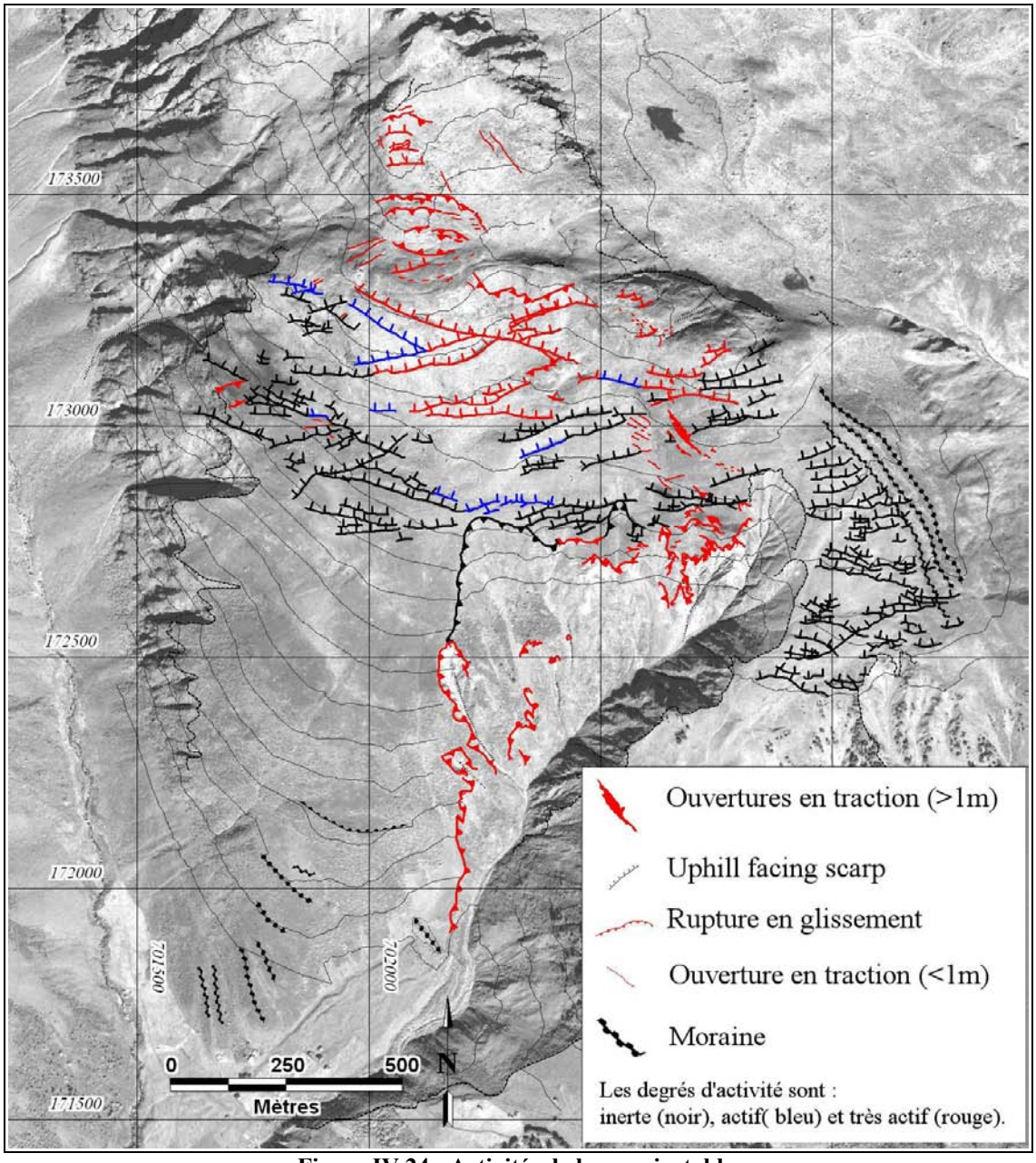


Figure IV.24 : Activités de la zone instable.

2.4.5 Descriptions des manifestations d'instabilités

Les instabilités du plateau du Cuolm da Vi sont révélées par les indices suivants (Figure IV.24) :

- **les ouvertures à regard amont** : de directions N70° et N110°, elles sont observables sur toute la terrasse du Cuolm da Vi. Le flanc aval de ces crevasses est régulièrement surélevé par rapport au flanc amont, formant ces "uphill facing scarps" caractéristiques. La partie en amont s'affaisse créant ce différentiel. Elles sont plus ou moins rectilignes et remplies de manière disparate de matériaux issus de la couverture morainique. Ce remplissage de certaines ouvertures à regard amont implique leur genèse anté-morainique. Toutefois, les moraines les plus anciennes du glacier de Segnas sont également affectées par ces ouvertures qui ont donc été à la fois actives avant et après les dernières phases glaciaires ;

- **les ouvertures en traction** : elles marquent surtout la bordure est de la zone d'instabilité et en délimitent l'extension dans la zone de la dépression de Parlets en N160° et au delà. Ces ouvertures prolongent au nord (en N170°) et au sud (en N140° cette fois-ci) la grande ouverture est ;

- **les ruptures en affaissement** : elles reflètent une subsidence de la zone en question et forment des marches d'amplitudes variées. Ces ruptures sont observables à l'ouest de la dépression de Parlets et au sud-ouest de la grande ouverture. Elles sont associées à un mécanisme de traction.

Le versant du Val Strem comporte de nombreux couloirs de roches instables comme en attestent les éboulis actifs. Le plus actif est l'éboulis issu du sommet du Cuolm Parlet dadens. Aucune trace de surface de rupture n'est décelable. Certains auteurs (*Noverraz et al., 1998*) voyaient des traces de fauchage sur une tranche de 150-200 mètres de profondeur : si la foliation des roches et les orientations des couloirs présentent des ondulations, il nous a semblé peu convaincant de parler de fauchage à partir de cette vue du Val Strem. Toutefois, deux zones de fauchages existent effectivement : elles sont concentrées sur les sommets du Cuolm Parlet dadens et du Cuolm Parlet dado mais ne concernent que les 3-5 premiers mètres de la surface ; il s'agit uniquement d'un fauchage superficiel (Figure IV.25).

Figure IV.25 : Fauchage superficiel sur le sommet du Cuolm Parlet dado.

Le fauchage n'est pas généralisé et ne concerne qu'une faible épaisseur de matériaux sur les sommets.

L'entaille réalisée par le Drun Tobel est fortement instable : l'érosion y est active et récente. En rive droite, les niches d'arrachement sont nombreuses impliquant la couverture morainique encore en place. La roche est fauchée et complètement destructurée sur le haut. A contrario, la rive gauche semble stable car on n'y décèle aucune activité dans ses pentes raides et rocheuses.

2.5 Hydrogéologie et hydrologie

Afin d'examiner l'influence de l'eau sur l'instabilité, nous analyserons les conditions hydrogéologique avant de préciser l'hydrologie du versant.

2.5.1 Hydrogéologie

L'écoulement des eaux dans le versant peut influencer la déstabilisation du versant ou jouer un rôle moteur dans le mouvement. Après avoir examiné les apports en eau, nous discuterons des transferts hydriques.

- Hydrogéologie du Cuolm da Vi

Le flanc est du Cuolm da Vi et son versant entier vers le Val Segnas sont dépourvus de sources. Il n'y a visiblement aucun affluent en rive droite (coté Cuolm da Vi) du Val Segnas à son torrent. C'est à mettre en rapport avec l'importance de l'accident sur lequel le Val Strem s'est développé qui sépare d'un point de vue morphologique ses parties est et ouest.

Le Cuolm da Vi dispose uniquement de ses flancs ouest et sud pour évacuer les eaux d'infiltration (Figure IV.26). Les différents exutoires sont les suivants :

- **Hy-1**. Ce groupement de sources fournit le débit visible le plus important en rive gauche à la rivière Strem. Elles apparaissent entre 2300 m et 2400 m pour converger à 2100 m. Le débit semble pérenne et ce torrent a toujours été vu actif lors des missions de terrain (étés 2005, 2006 et 2007) ;

- **Hy-2**. Deuxième groupement aval de sources se déversant dans le Val Strem, leur débit est plus modeste : si l'écoulement est perceptible, il n'est pas visible à proprement parler outre la formation de zones marécageuses en terrasse. L'altitude des sources est de 1800 m. De la même manière que pour **Hy-1**, leur pérennité est supposée même si elles ne possèdent pas un véritable talweg bien marqué. Leur écoulement se fait sous les cônes d'éboulis entre 1750 m et le lit du Strem.

  Notons que les habitations installées en rive droite du Drun Tobel ont à leur disposition des sources sans doute en partie alimentées par les talwegs situés juste au nord. Lors de nos campagnes, les sources n'étaient jamais taries alors que les talwegs n'étaient même pas humides : un écoulement sous les cônes d'éboulis peut permettre l'alimentation pérenne de telles sources.

  Par comparaison avec la rive droite du Val Strem, on peut conclure à l'absence de sources issues du Cuolm da Vi ;

- **Hy-3**. Cette source alimente le Drun Tobel, celui-ci a constamment au moins un filet d'eau dans son lit. La source **Hy-3** se situe au niveau du contact géologique entre les kakiriques et une zone de schistes avant les granito-gneiss supérieurs : c'est l'intersection de la surface de

contact entre la nappe avec la topographie. Le contact adopte une direction N90° et un pendage de 30° nord. Le débit était faible autant que nous ayons pu en juger ;

- **Hy-4**. Les contrepentes colmatées par des matériaux morainiques peuvent former des petits lacs. C'est le cas de cette source : une petite retenue s'est formée et déverse son trop-plein dans le Drun Tobel. Une zone de marécage en terrasse est présente en aval, preuve de l'activité pérenne de cette source.

- **Hy-5**. Des traces de résurgences temporaires se concentrent entre 2000 et 2150 m. Elles prennent la forme de "renards" (Figure IV.27) où apparaissent les sables issues de l'arénisation des granites en place dans le massif. Ce serait un phénomène de suffosion. Leur présence est nette en rive droite du Drun Tobel ainsi qu'en orientation SW vers le Val Strem. Ces sources temporaires sont probablement actives lors de la fonte des neiges au printemps lorsque l'apport hydrique est important. Cette hypothèse est également émise par F. AMMAN (*Amann, 2006*). La nappe ne peut plus s'échapper par ses sources habituelles, si grand soit leur débit. Afin d'étayer cette hypothèse, une mission de terrain durant la fonte

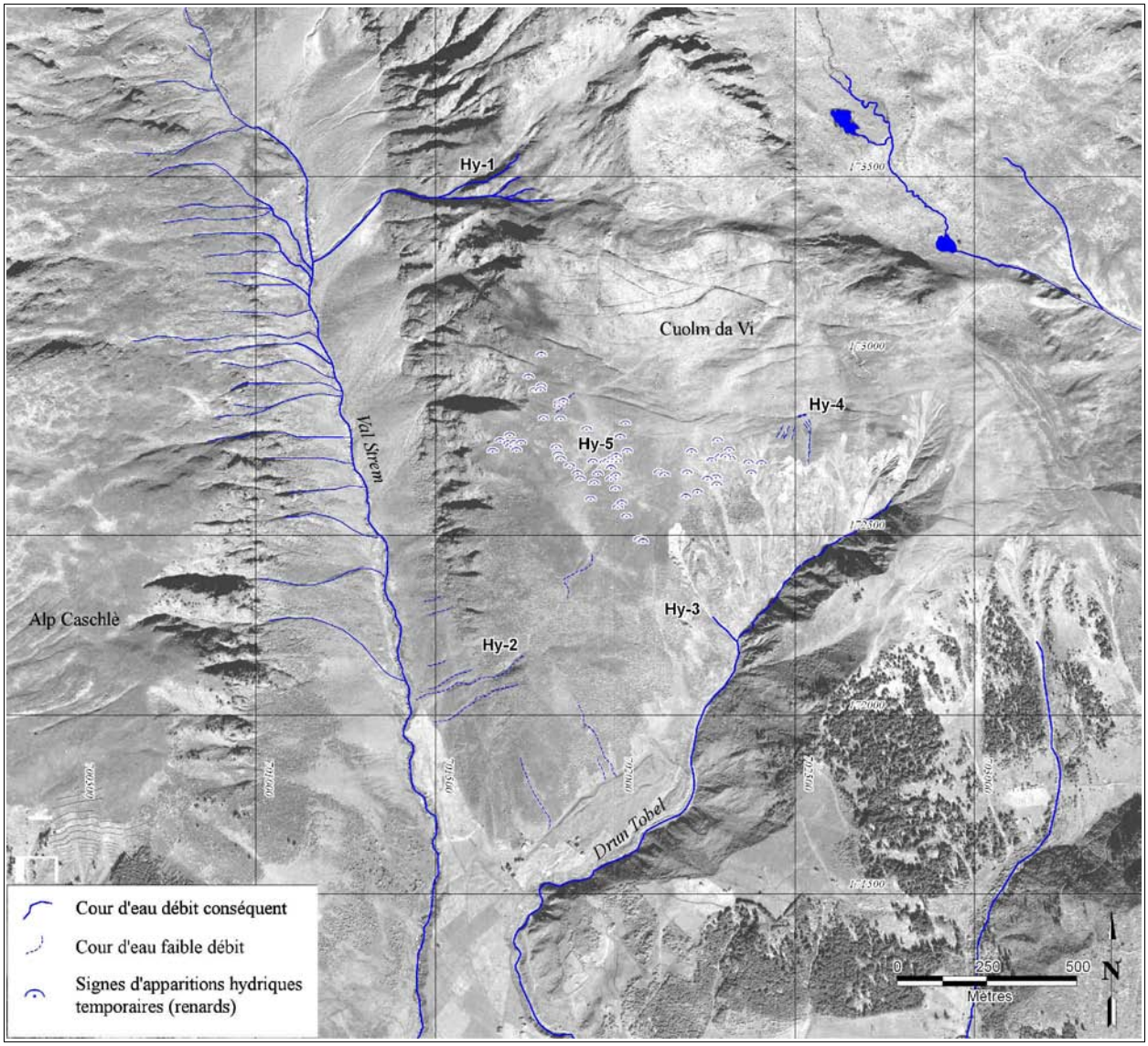


Figure IV.26 : Conditions hydrogéologiques du versant du Cuolm da Vi.

des neiges peut être appropriée afin de comparer les régimes hydriques printanier et estival dans cette zone.

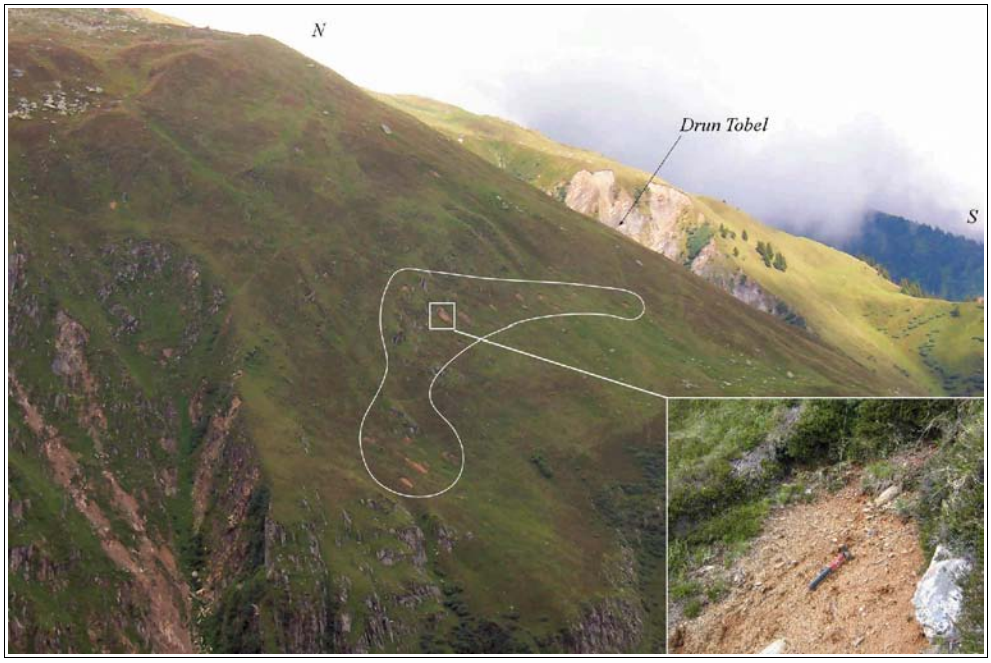


Figure IV.27 : Traces de résurgences temporaires.
(localisation en Figure IV.2)

- Impact potentiel sur le mouvement

En conclusion, peu de sources existent sur le versant du Cuolm da Vi. La fracturation du site et les ouvertures qu'il présente induisent une forte perméabilité sur une première épaisseur en surface (de l'ordre de la dizaine de mètre au moins). D'un autre coté, l'existence d'indices de résurgences démontre une mise en charge temporelle : celle-ci doit se dérouler lors de la fonte nivale. L'augmentation des pressions hydriques dans les fractures doit favoriser sa déstabilisation.

D'un point de vue morphologique, la dépression de Parlets fait office d'ancien lac glaciaire : aucun exutoire naturel n'y existe. Comme il n'existe aucune trace d'écoulement (même temporaire) vers le Val Segnas, une mise en charge doit s'effectuer à cet endroit. Même si nous ne connaissons pas le cheminement de l'eau, cette mise en charge peut être mise en parallèle avec les ouvertures de traction orientées globalement nord-sud : la pression supplémentaire exercée aurait comme conséquence de pousser le "coin" vers le Val Strem.

L'eau semble être un élément important du moteur de l'instabilité en cours sur le versant du Cuolm da Vi.

2.5.2 Conditions hydrologiques et climatiques

- Pluviométrie

Une station de l'Institut Suisse de Météorologie (ISM) est en place à Sedrun depuis 1930 (altitude 1400m) : nous disposons des données mensuelles pluviométriques de cette station de sa mise en place à 2005. Il existe une autre station à Disentis (altitude 1190m), en aval du site dans la vallée du Rhin Antérieur depuis 1961. Les données pluviométriques mensuelles et annuelles prennent en

compte les précipitations tombées sous forme de neige, les pluviomètres étant chauffés.

Le canton des Grisons constitue la partie méridionale des Alpes suisses. Ainsi la plupart des pluies exceptionnelles provient des masses d'air chaudes et humides issues de la mer Méditerranée qui se déchargent en gagnant de l'altitude lors de leur arrivée sur les Alpes. Les précipitations majeures ont lieu en été (mai-septembre) et sont relativement moindres durant l'hiver (Figure IV.28).

La moyenne annuelle des précipitations pour la période 1930-1995 est de 1227mm pour la station de Sedrun avec un écart type de 212 mm. Comme souvent dans les reliefs montagneux les effets topographiques induisent des variations importantes de pluviométrie entre les vallées et les sommets. Les valeurs de pluviométrie estimées dans la zone du Cuolm da Vi sont de l'ordre de 2000 mm annuels (*Bonnard et al., 2004*). Aucune tendance d'évolution à long terme des précipitations n'est décelable durant cette période (Figure IV.29). Les données exploitées sont des données mensuelles, nous n'avons pas accès aux cumuls horaires ainsi qu'aux périodes de retour des épisodes pluvieux.

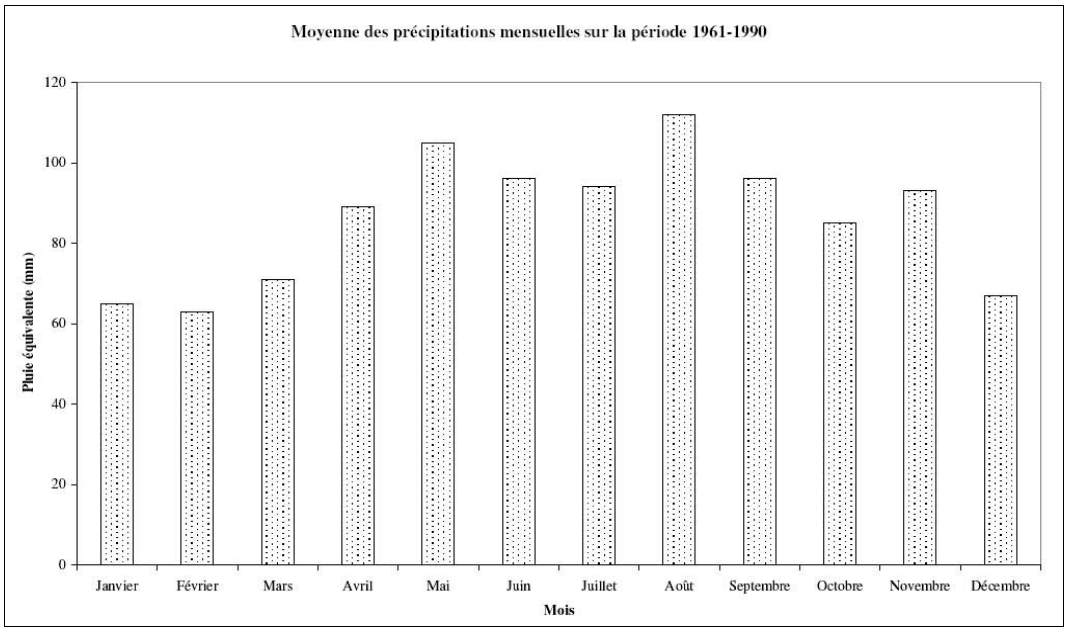


Figure IV.28 : Moyenne des précipitations mensuelles sur la période 1961-1990.

(données de la station ISM de Disentis)

Quatre années sont remarquables en raison de leur grande humidité (1935 avec 1844 mm et 1981 avec 1705 mm, 1999 avec 1809 mm et 2002 avec 1836 mm) à la station de Sedrun. Deux périodes humides ont eu lieu en 1939-1940 (respectivement 1535 mm et 1482 mm) et entre 1965-1968 (respectivement 1533 mm, 1406 mm et 1466 mm). A l'opposé, les années 1959, 1972 et 1989 sont les trois années les plus sèches avec moins de 900 mm sur l'année. Plusieurs années sèches se sont succédées entre 1930 et 1934, 1958 et 1964, 1971 et 1976.

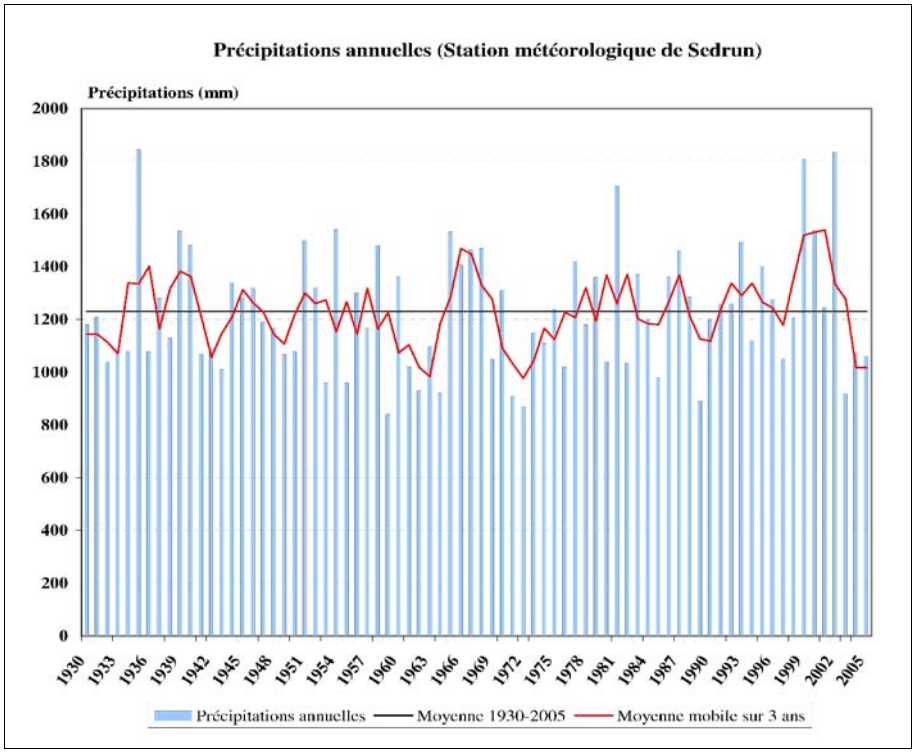


Figure IV.29 : Relevé des précipitations annuelles (1930-2005).

(données de la station ISM de Sedrun)

- Températures

Les températures moyennes mensuelles à l'altitude du Cuolm da Vi (environ à 2500m d'altitude) varient de -9°C en janvier à +6°C en août avec d'importantes variations annuelles (Figure IV.30). Ainsi, à partir du mois de novembre, la quasi-totalité des précipitations se fait sous forme neigeuse sur le plateau du Cuolm da Vi. Cette couverture neigeuse ne fond qu'à partir du printemps : cette période est caractérisée par un apport hydrique important sur le versant. Le régime des cours d'eau est un régime nival.

La durée d'enneigement s'étend de six à sept mois avec une épaisseur de neige pouvant atteindre 6 m à 2500 m d'altitude (*Bonnard et al., 2004*) pour un événement de période de retour 100 ans. L'évapotranspiration moyenne annuelle est estimée entre 200 et 300 mm (*HGNS, 1992*) sur la période 1973-1992.

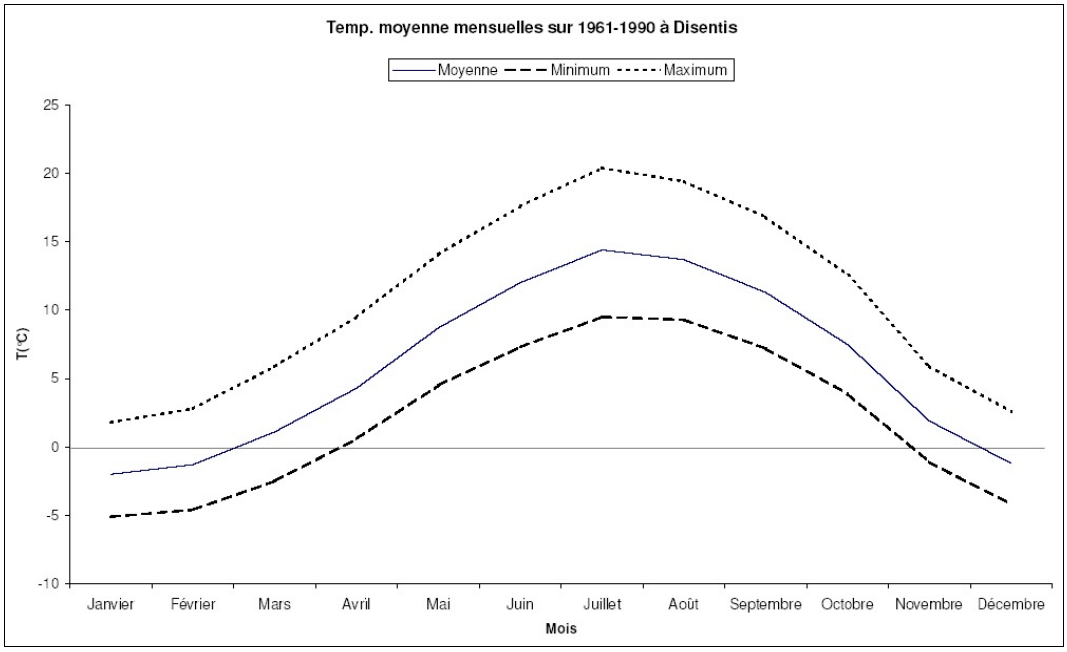


Figure IV.30 : Températures moyennes mensuelles (1961-1990).

(données de la station ISM de Disentis)

2.6 Similitudes et différences entre Caschlè et Cuolm da Vi

Morphologiquement, les deux versants de l'Alp Caschlè et du Cuolm da Vi, respectivement rive droite et rive gauche de la rivière Strem, semblent identiques :

- de même orientation, ils possèdent tous deux une terrasse, témoignage d'érosions glaciaires successives du Rhin Antérieur ;
- ils sont et ont été le siège de manifestations caractéristiques de l'est du massif de l'Aar : les "*uphill facing scarps*". Dans le cas de l'Alp Caschlè, ces manifestations ne semblent pas actives actuellement ;
- le Drun Tobel entaille le bas du versant du Cuolm da Vi. L'Alp Caschlé possède l'entaille de l'Ondalusa. Cette dernière est contemporaine du Drun Tobel puisque les deux cônes de déjection se rejoignent. Les deux versants possèdent donc une entaille déstabilisatrice en bas de versant ;
- les surfaces des bassins versants sont globalement identiques, en les comparant au premier ordre.

Les versants de l'Alp Caschlè et du Cuolm da Vi sont donc semblables en de nombreux points.

Toutefois, leurs contextes hydrogéologiques sont sensiblement distincts : la seule remontée du Val Strem à pied permet de mesurer la différence majeure entre l'Alp Caschlè et le Cuolm da Vi. Le versant est de l'Alp Caschlè possède de nombreuses sources (Figure IV.26) qui se déversent dans le Strem tandis que le Cuolm da Vi n'en possède qu'une seule pérenne (**Hy-1** sur la figure IV.26) qui rejoint le Strem. Les niveaux de nappe entre les deux massifs doivent donc être complètement distincts : la nappe d'eau pérenne de l'Alp Caschlè est nécessairement plus haute que celle du Drun

Tobel. En considérant que les deux massifs ont les mêmes apports en eau, il convient alors de se demander où ceux-ci s'évacuent et en combien de temps dans le cas du Cuolm da Vi.

L'examen du MNT ombré a montré que le Val Strem constituait une frontière structurale importante : les régimes hydriques sont ainsi affectés par ce changement.

3 État des connaissances des mouvements en 2004

C'est à partir de 1983 qu'a débuté la prise de conscience de l'activité du versant, même si celle-ci est certainement antérieure. Plusieurs études ont été réalisées en plus des mises à jour des triangulations de SwissTopo. Différentes techniques ont ainsi déjà été appliquées sur le site du Cuolm da Vi. Nous en proposons ici une revue des principales techniques utilisées ainsi que de leurs apports sur la connaissance de l'instabilité (Tableau IV.1).

Des données ponctuelles topographiques sont disponibles à partir de 1942 sur quelques points. Ces points ont d'abord été suivis par nivellement puis le nombre de points suivis par plusieurs organismes (EPFZ, EPFL) a augmenté entre 1970 et 1993, date à laquelle le suivi a commencé à être réalisé par GPS (*Amann, 2006*; *Noverraz et al., 1998*). Les missions suivantes (1994, 1997 puis annuelles jusqu'à nos jours) seront toutes réalisées par GPS. Entre temps, l'étude photogrammétrique à partir d'images aériennes de 1973 et 1990 (*Noverraz et al., 1998*) a été réalisée. Outre son apport sur la connaissance des mouvements de surface, cette mission va nous permettre de comparer les résultats de déplacements obtenus par deux méthodes différentes (photogrammétrie et corrélation) à partir des mêmes données de base. Plus récemment, en 2000, un suivi opérationnel continu a été mis en place à partir de réflecteurs fixes sur le versant, l'acquisition étant réalisée au moyen d'un tachéomètre automatique situé dans le village de Sedrun (Figure IV.31).

Année	Acquisition	Méthodologie		
1973	-) Images aériennes SwissTopo	Étude photogrammétrique manuelle (*Noverraz et al., 1998*)		
1990	-) Images aériennes SwissTopo			
1997	-) GPS		Interprétation et interpolation des données ponctuelles GPS (*Amann, 2006*)	
1998	-) GPS			
1999	-) GPS			
2000	-) Suivi automatique (cibles '*ouest*' & '*est1*') -) GPS			Interprétation des données de suivi du site par la commune de Tujetsch
2001	-) GPS			
2002	-) Suivi automatique (cible '*est2*') -) GPS			
2003	-) GPS			
2004	-) Suivi automatique (cible '*sud*') -) GPS			

Tableau IV.1 : Acquisitions et études réalisées sur le site du Cuolm da Vi.

*(**liste non exhaustive** : pour plus de précisions se référer à Amann, 2006)*

3.1 Le suivi géodésique

Nous décrivons tout d'abord le système de gestion de site mis en place par la communauté de

commune de Tujetsch pour surveiller l'instabilité pour ensuite en analyser l'apport sur la connaissance de l'instabilité.

3.1.1 Système mis en place

Une station de suivi automatique, mise en place en 2000 sur le site du Cuolm da Vi, est composée d'un tachéomètre automatique TCRM1105 de marque LEICA GEOSYSTEMS (*Amann, 2006*) basé sur l'installation d'Alp Transit (Figure IV.31) et de plusieurs tri-réflecteurs optiques disposés sur la terrasse du Cuolm da Vi.

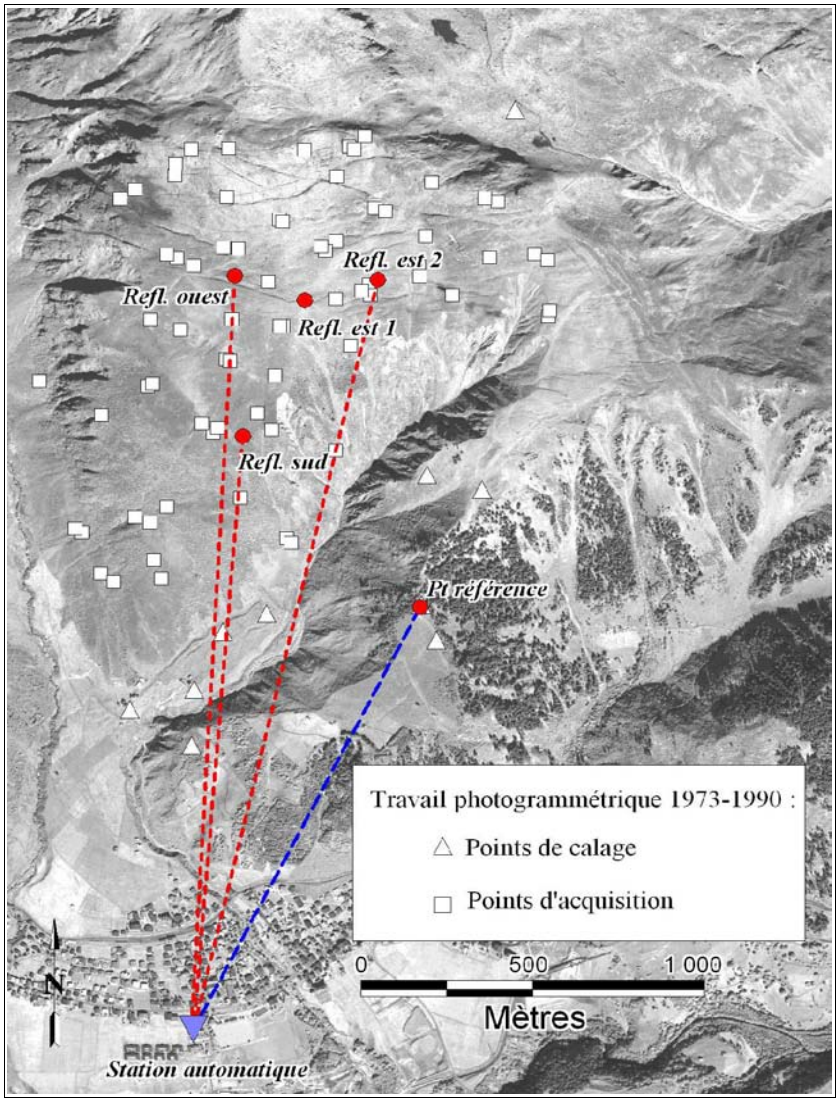


Figure IV.31 : Localisation des réflecteurs tachéométriques pour le suivi automatique (en rouge) et des points de mesure de l'étude photogrammétrique (Noverraz et al. ,1998) entre 1973 et 1990.

Un réflecteur de référence a été installé à la cote 1847 m d'altitude à Cungeri, près de l'ancienne installation de remontées mécaniques afin de diminuer les incertitudes atmosphériques. Avec cinq acquisitions successives pour un même point, la précision du système mis en place est de +/- 3 mm pour 68% des mesures, et de +/- 6mm pour 95% des mesures (*Amann, 2006*).

Deux premiers réflecteurs "ouest" et "est 1" ont ensuite été mis en place (Figure IV.31) en juillet

2000. Si le réflecteur "ouest" est toujours opérationnel, le réflecteur "est 1" a été remplacé par le "est 2" en octobre 2002. Un dernier réflecteur "sud" a été installé en août 2004.

3.1.2 Analyse des résultats et lien avec l'apport hydrique

Les données acquises par ce système de surveillance sont quotidiennes : nous en exploitons ici la somme mensuelle. L'examen des histogrammes de mouvements mensuels croisés avec la pluviométrie (Figures IV.32 et IV.33) soulève plusieurs remarques :

- **les déplacements sont plus importants à la fonte des neiges.** Les déplacements au cours de l'année sont irréguliers : ils sont maxima durant les mois de mai et de juin (période de fonte des neiges, en rouge sur les figures IV.32 et IV.33) sauf pour 2003, année de canicule et de sécheresse en Europe où la fonte a eu un mois d'avance et s'est déroulée d'avril à mai. Ces mois de fonte et de déplacements maxima ne correspondent pas à des pluviométries exceptionnelles. Il y a donc une forte corrélation entre l'apport hydrique dû à la fonte du manteau neigeux et les mouvements enregistrés. Cette réaction est valable pour les trois réflecteurs ;

- **les amplitudes des déplacements diminuent depuis 2000**. La moyenne des déplacements mensuels hors accélération nivale est en diminution : de 21 mm/mois entre juillet 2000 et avril 2001, elle n'est plus que de 8,9 mm/mois entre juillet 2004 et avril 2005. Les déplacements maxima mensuels sont également en constante diminution : ils passent de 40 mm en mai 2001 à 15 mm en mai 2000 alors que les précipitations restent du même ordre. Toutefois, une diminution de la hauteur de neige et donc de l'apport hydrique provenant de la fonte nivale pourrait expliquer ce ralentissement des mouvements. Nous n'avons pas les informations de hauteur de neige pour statuer sur cette hypothèse ;

- **contrôle des déplacements lors de forts épisodes pluvieux** : même si le rôle de la pluviométrie sur les mouvements semble difficile à évaluer, l'épisode humide de novembre 2002 (550 mm) a vraisemblablement déclenché une accélération des mouvements durant les deux mois suivants. Pourtant, cette période de l'année (novembre) correspond plutôt à une phase de ralentissement pour les années antérieures et postérieures (Figure IV.32). Les données de météorologiques de Sedrun ne comportent pas d'informations de températures. L'examen des résumés mensuels de MétéoSuisse révèle cependant que le mois de novembre 2002 a été caractérisé par "un excédent thermique d'environ 1°C en moyenne pour les zones de montagne". Il est ainsi plausible que si le mois de novembre voit en général ses précipitations tomber sous forme de neige, une part non négligeable des précipitations de novembre 2002 a été apportée sous forme liquide et a ainsi déstabilisé le versant ;

- les mois les plus calmes sont janvier et février : période de plus grand froid, l'apport liquide est alors minimum.

Les données mensuelles issues du suivi automatique permettent de mettre en évidence le rôle prépondérant de la fonte des neiges et donc de l'eau dans l'instabilité du versant. Le contrôle semble franc puisque les mouvements augmentent sensiblement au printemps. Il ne semble pas y avoir de délai d'activation, pour autant que l'on puisse en juger avec des données mensuelles. Une fois la neige fondue, les mouvements diminuent de moitié puis l'instabilité ralentit constamment jusqu'à la prochaine accélération corrélée à la fonte nivale.

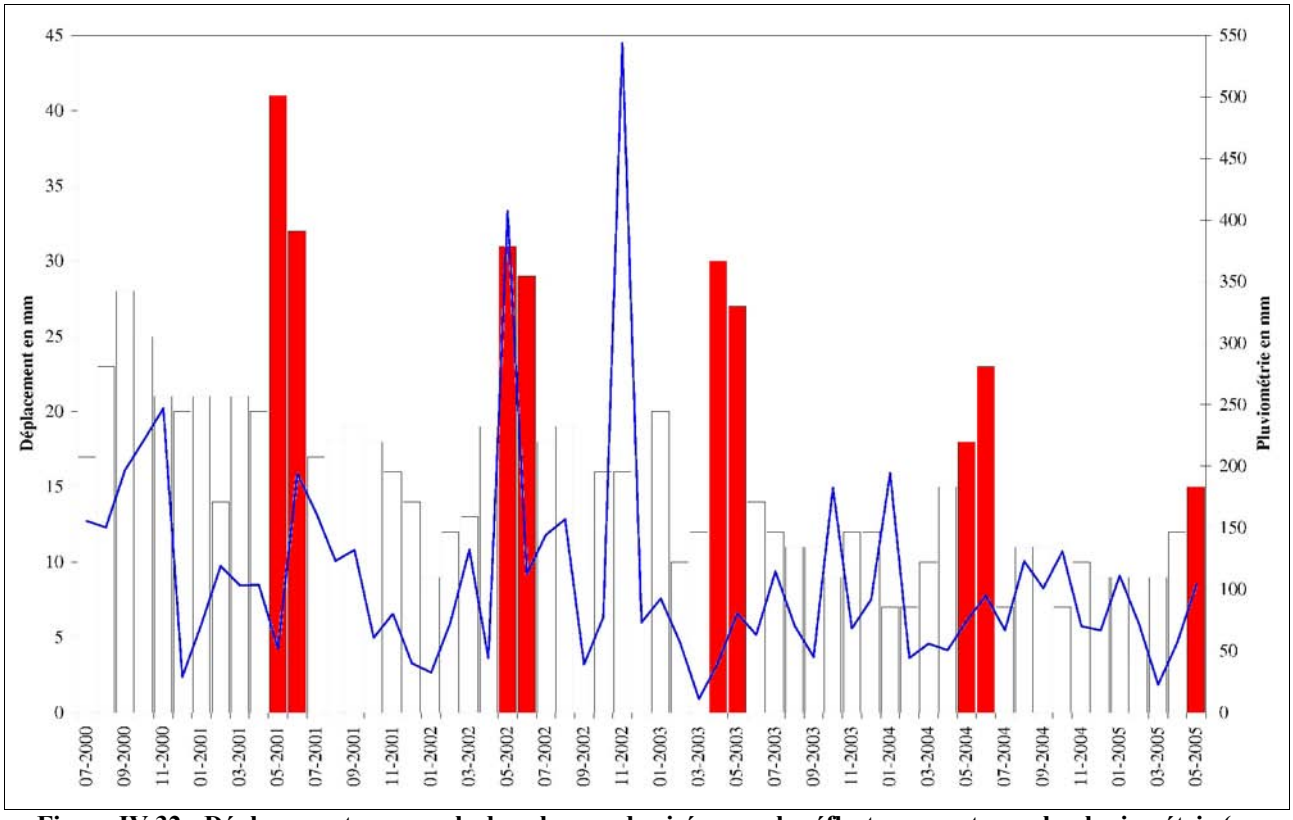


Figure IV.32 : Déplacements mensuels dans le sens de visée pour le réflecteur ouest avec la pluviométrie (en bleu) mensuelle de la station ISM de Sedrun.

L'épisode pluvieux du mois de novembre 2002 montre que les déplacements ne peuvent être corrélés à l'apport en eau direct si celui-ci est important (> 200 mm/mois). Nous ne disposons pas des données d'épaisseur de neige mais il paraît raisonnable de l'estimer à environ deux mètres au plus fort de l'hiver. La fonte de cette couche de neige sur deux mois apporte alors un équivalent hydrique supérieur à 200 mm/mois.

Nous émettons alors l'hypothèse d'un contrôle hydrique direct de l'instabilité du mouvement lorsque l'apport liquide dans le versant est supérieur à 200 mm/mois. Ce contrôle se traduirait par l'expression des résurgences (renards) dans la partie inférieure du Cuolm da Vi.

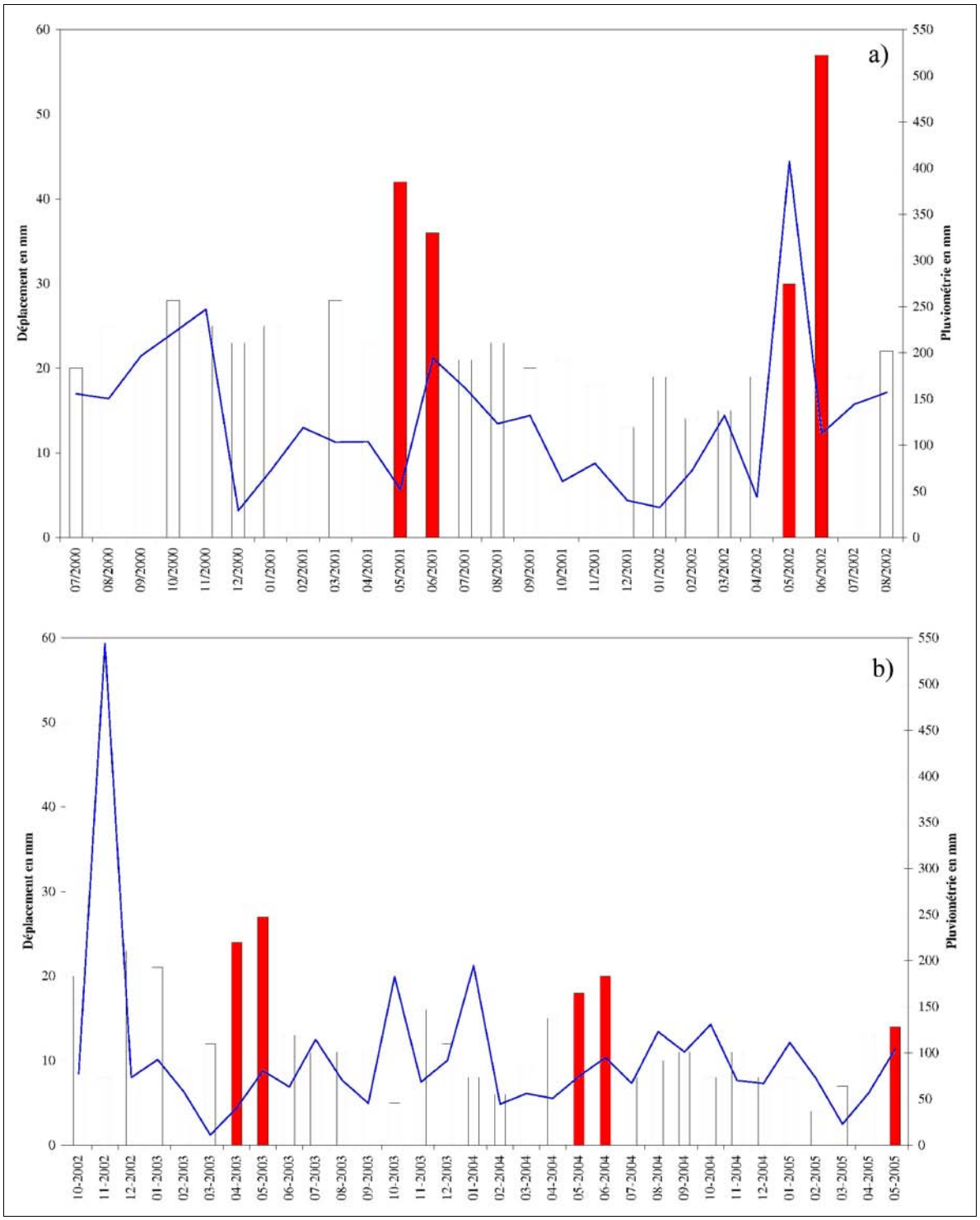


Figure IV.33 : Déplacements mensuels dans le sens de visée pour les réflecteurs a) est-1 et b) est-2.
La pluviométrie (en bleu) est celle mesurée dans la station ISM de Sedrun.

3.2 Les données de la photogrammétrie manuelle (1973-1990)

Les déplacements mesurés par photogrammétrie manuelle (Cf. I.4.1.4.3) entre 1973 et 1990 (*Noverraz et al., 1998*) à l'aide d'une station Image Station d'Intergraph fournissent 52 points de mesure répartis sur l'ensemble du versant.

Le travail, réalisé sur des blocs identifiables sur les deux couples d'images aériennes, a une précision de l'ordre de +/- 20 cm sur la mesure effectuée entre 1973 et 1990.

Les vitesses annuelles ainsi déduites s'échelonnent entre 15 et 25 cm/an sur l'ensemble de la zone instable. Elles sont de 20 à 25 cm/an au sommet du Cuolm Parlet dadens et de 15 à 20 cm/an sur le plateau du Cuolm da Vi. Elles diminuent ensuite pour s'annuler vers 1700 m d'altitude. Le versant du Val Strem ne voit aucun mouvement de même que la zone à l'est de la grande ouverture. La délimitation de la zone instable est bordée au nord par le col séparant le Cuolm Parlet dadens de la croupe rocheuse menant au Piz Pardatschas. Nous verrons par la suite que cette limite peut être affinée pour la période considérée avec les résultats des correlations d'images : des mouvements existaient déjà qui n'avaient pas encore été détectés.

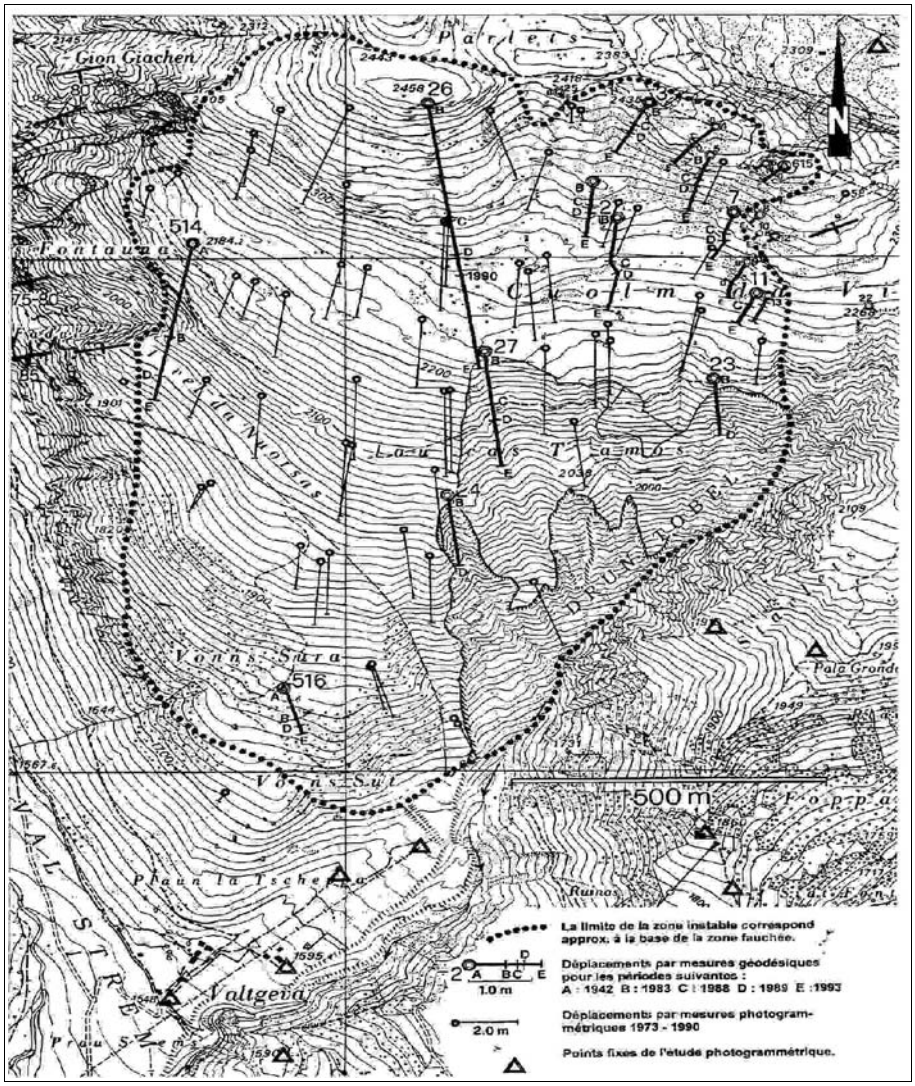


Figure IV.34 : Déplacements planimétriques obtenus par photogrammétrie (1973-1990).

(d'après Noverraz et al., 1998)

Toujours d'après l'examen de la photogrammétrie (*Noverraz et al., 1998*), l'orientation des vecteurs semble homogène avec une tendance globale vers le sud et une légère composante vers l'ouest. Seule la zone de la grande ouverture montre des orientations SSW que l'auteur qualifie de logique car sub-perpendiculaire à cette dernière (*Noverraz et al., 1998*).

3.3 Suivi terrestre du Cuolm da Vi

Amann (2006) a compilé les auscultations géodésiques menées sur le site du Cuolm da Vi (*Amann, 2006*). Des campagnes extensométriques manuelles ont de plus été menées de 2001 à 2004 autour de la grosse fracture et selon une ligne N-S traversant le versant en son centre.

A partir des mesures de points disséminés sur l'ensemble du versant, il propose des cartes de déplacements annuels faites à partir des interpolations bilinéaires des mouvements mesurés ponctuellement. Ces cartes (Figure IV.35) permettent un aperçu plus continu des mouvements pour la période 1999-2002.

Ainsi, l'interpolation des déplacements planimétriques fait apparaître que la partie du versant la plus rapide se situe au sommet du Cuolm Parlet dadens avec des déplacements supérieurs à 60 cm/an entre 1999 et 2002, avec une pointe à 90cm/an en 1999. Ce taux de déplacement est deux fois plus grand que les moyennes observées entre 1973 et 1990 par photogrammétrie. Il y a donc eu une accélération du mouvement entre les années 70-90 et les années 2000 : elle a été mise en évidence à partir de 1993 par les travaux de Noverraz et al. (1998). Le Cuolm Parlet dado subit également un mouvement en direction du SW avec une vitesse d'une trentaine de centimètres par an entre 1999 et 2002.

La carte de d'affaissement (*Amann, 2006*) montre la même répartition de l'activité du sommet par rapport au reste de la zone sans que les déplacements verticaux et horizontaux soient proportionnels. Ainsi entre les années 1999 et 2002 le sommet a perdu plus de 30 cm d'altitude par an alors que le plateau du Cuolm da Vi s'est enfoncé d'une vingtaine de centimètres par an. Le Cuolm Parlet dado s'enfonce également rapidement (12-18 cm/an). L'instabilité s'amortit en allant vers le sud et en rejoignant le Rhin Antérieur : les mouvements s'amortissent à partir de 1700 m, comme l'a montré la photogrammétrie manuelle.

L'activité du Drun Tobel ainsi que la raideur de ses pentes ont empêché son équipement et les mesures GPS : Amann (2006) n'y propose pas d'interpolation.

Point géodésique (Cf. Fig. IV.35)	Moyenne des déplacements entre 1997-2004 (cm/an)	Écart-type	Min. (cm/an)	Max (cm/an)
27	29,0	9,5	16,1 (03-04)	42,8 (98-99)
34	26,8	7,8	17,0 (03-04)	36,6 (98-99)
37	27,8	9,3	15,6 (03-04)	42,2 (98-99)
45	31,3	10,1	19,0 (03-04)	44,9 (98-99)
56	23,7	7,7	12,6 (03-04)	35,3 (98-99)
70	**67,2**	**10,9**	**40,3 (03-04)**	**94,6 (98-99)**
516	4,7	1,9	2,6 (97-98)	8,4 (98-99)

Tableau IV.2 : Déplacements totaux de points géodésiques entre 1997 et 2004.

(d'après Amann, 2006 : Les minima et les maxima sont indiqués ainsi que leur année d'occurrence)

Les mesures des points géodésiques entre 1998 et 2004 (*Amann, 2006*) permettent de définir la saison 1998-1999 comme la période annuelle la plus rapide (Tableau IV.2), les campagnes de mesures étant réalisées durant les étés. Nous n'avons cependant pas de moyen de connaître la répartition de ce maximum dans l'année puisque la fréquence temporelle des mesures est annuelle.

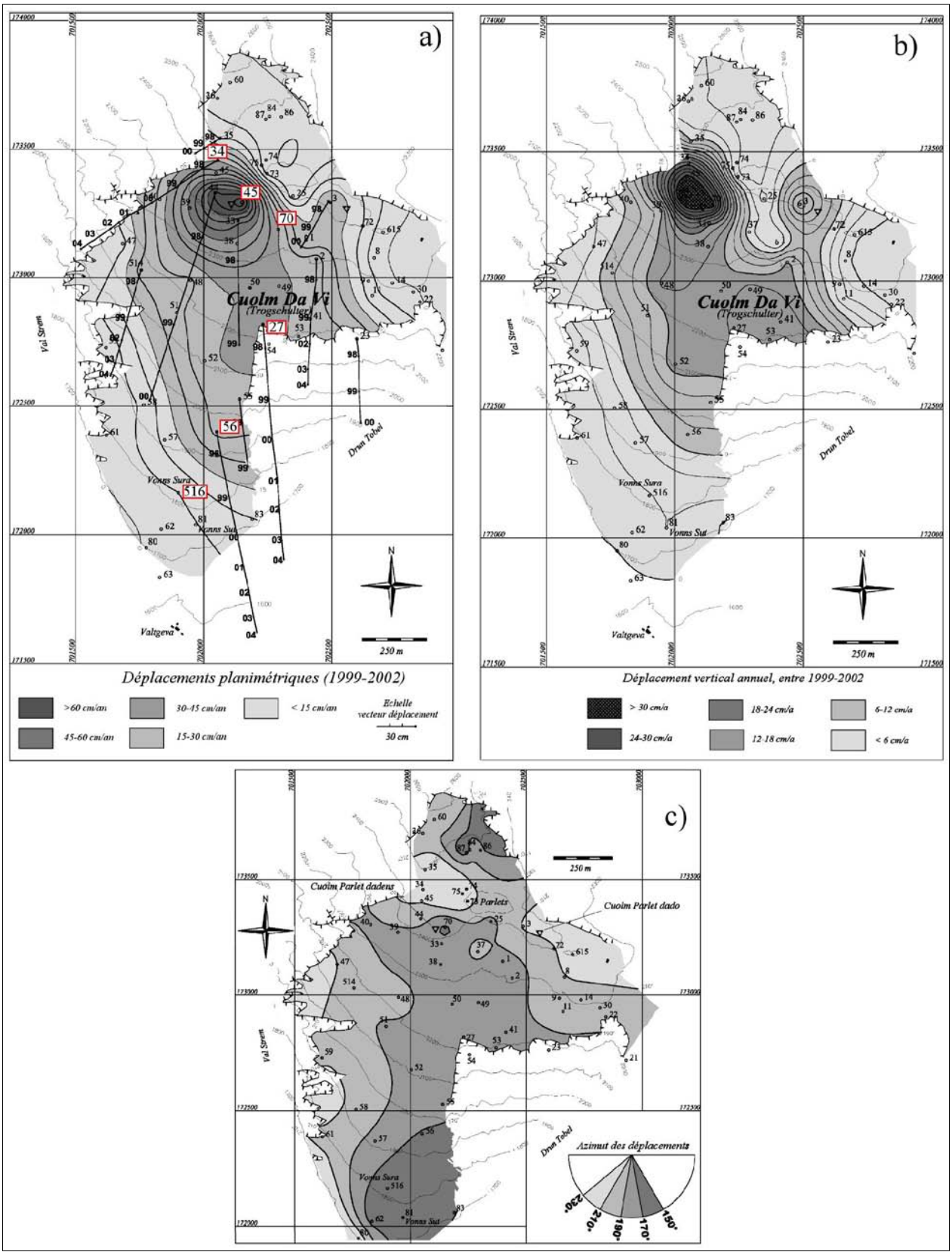


Figure IV.35 : Cartes de déplacements annuels planimétriques (a), altimétriques (b) et d'azimut (c) entre 1999-2002.

(d'après Amann, 2006)

4 Mesure des mouvements par télédétection

Nous présentons ici l'ensemble des données prises en compte pour évaluer l'apport de la télédétection sur la connaissance de l'instabilité du Cuolm da Vi. A partir de ces données sont produites des cartes d'affaissement, de déplacements et de directions de mouvement. Ces données sont comparées aux données ponctuelles afin de préciser leur validité pour enfin conclure sur l'apport de l'imagerie sur la connaissance des mécanismes.

4.1 Données utilisées

Deux types de données sont utilisées : les images aériennes et satellites, et des données issues d'une acquisition LiDAR aéroportée. Les premières permettent de générer des ortho-images multi-temporelles tandis que les secondes fournissent un MNT précis sur toute la zone instable.

4.1.1 Imagerie aérienne

Trois couples d'images aériennes produites par SwissTopo (mandat d'exploitation n°T511-BA-063151) sont utilisées pour générer trois MNT de résolution métrique ainsi que les orthophotos associées. SwissTopo fournit les certificats de calibration des chambres métriques utilisées. Ces images sont identiques à celles utilisées dans le travail de photogrammétrie manuelle (*Noverraz et al., 1998*) pour les années 1973 et 1990. Issues de campagnes argentiques, les images ont été scannées par un scanner photogrammétrique à 1814 dpi (*Dot Per Inch*). Les caractéristiques des clichés numériques sont résumées dans le Tableau IV.3.

Les images issues de la mission de 2003 sont livrées en couleur : elles ont été converties en noir et blanc à l'aide du logiciel PHOTOSHOP®. La méthode de conversion choisie (niveau de gris) a été choisie pour sa rapidité, sa simplicité et sa reproductibilité quelles que soient les images.

Date de prise de vue		**04-09-1973**	**19-09-1990**	**16-09-2003**
Type (N&B ou couleur)		N&B	N&B	Couleur
Résolution de la digitalisation (dpi)		1814	1814	1814
Résolution image (µm)		28	28	28
Résolution moyenne au sol (m)		0,25	0,27	0,44
Focale (mm)		153,05	153,37	152,51
Distorsion radiale maximum (µm)		2	2,8	2,8
Coordonnées des centres des clichés (m – système de coordonnées Suisse)	**X1**	702611	703088	703624
	Y1	171631	171750	172069
	X2	701576	702052	701324
	Y2	171536	171991	172065

Tableau IV.3 : Caractéristiques d'acquisition des images aériennes issues de SwissTopo sur Sedrun.

Les distorsions radiales ne sont pas prises en compte dans la génération des MNT et ortho-images : dans les trois cas étudiés (années 1973, 1990 et 2003) elles ne dépassent pas 3 µm (Tableau IV.3), soit de l'ordre d'un dixième de pixel sur l'image.

Couple d'image	1973	1990	2003
Nombre de points absolus (GCP) utilisés	12	12	12
Résidus image moyen sur la répartition des GCP (X_{RMS};Y_{RMS}) (m)	(2,04 ; 2,11)	(2,36 ; 1,90)	(2,44 ; 2,05)
Nombre de points relatifs (TP) utilisés	225	217	282
Résidus image moyen sur la répartition des TP (X_{RMS};Y_{RMS}) (m)	(0,00 ; 0,35)	(0,10 ; 0,46)	(0,09 ; 0,28)

Tableau IV.4 : Caractéristiques et précisions des points de calages absolus et relatifs.

Douze points absolus (GCP, *Ground Control Point*) (Figure IV.36) sont utilisés pour le référencement absolu des images, des MNT ainsi que des ortho-images. Les points choisis correspondent à des points remarquables sur les cartes à 1/25000. Du fait du changement de l'état de surface en trente ans, il a été difficile de trouver plus d'une douzaine de points absolus. Leur répartition spatiale n'est pas homogène et n'encadre pas totalement la zone instable (Figure IV.36). Ce facteur joue certainement sur la qualité du référencement sans que l'on puisse quantifier les erreurs.

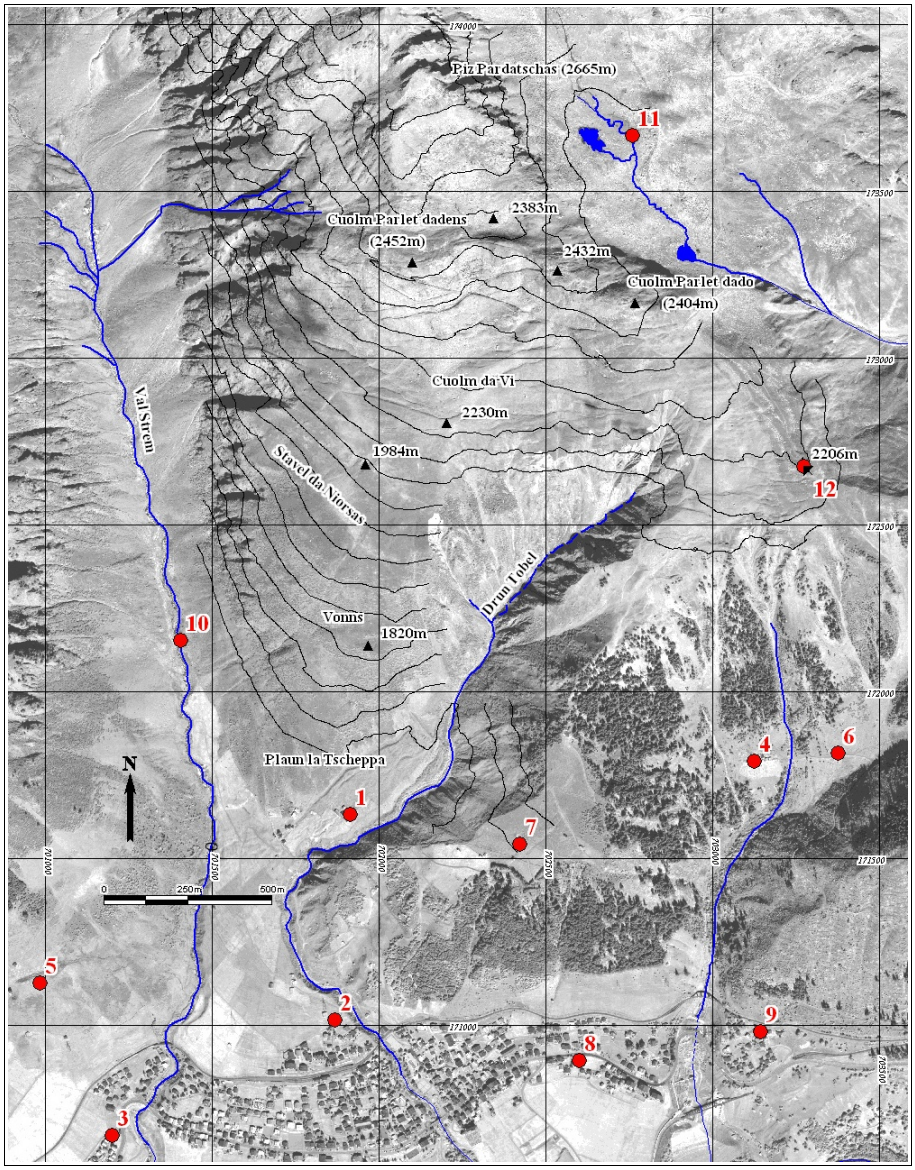


Figure IV.36 : Répartition des points de calage absolus (GCP) autour du Cuolm da Vi.

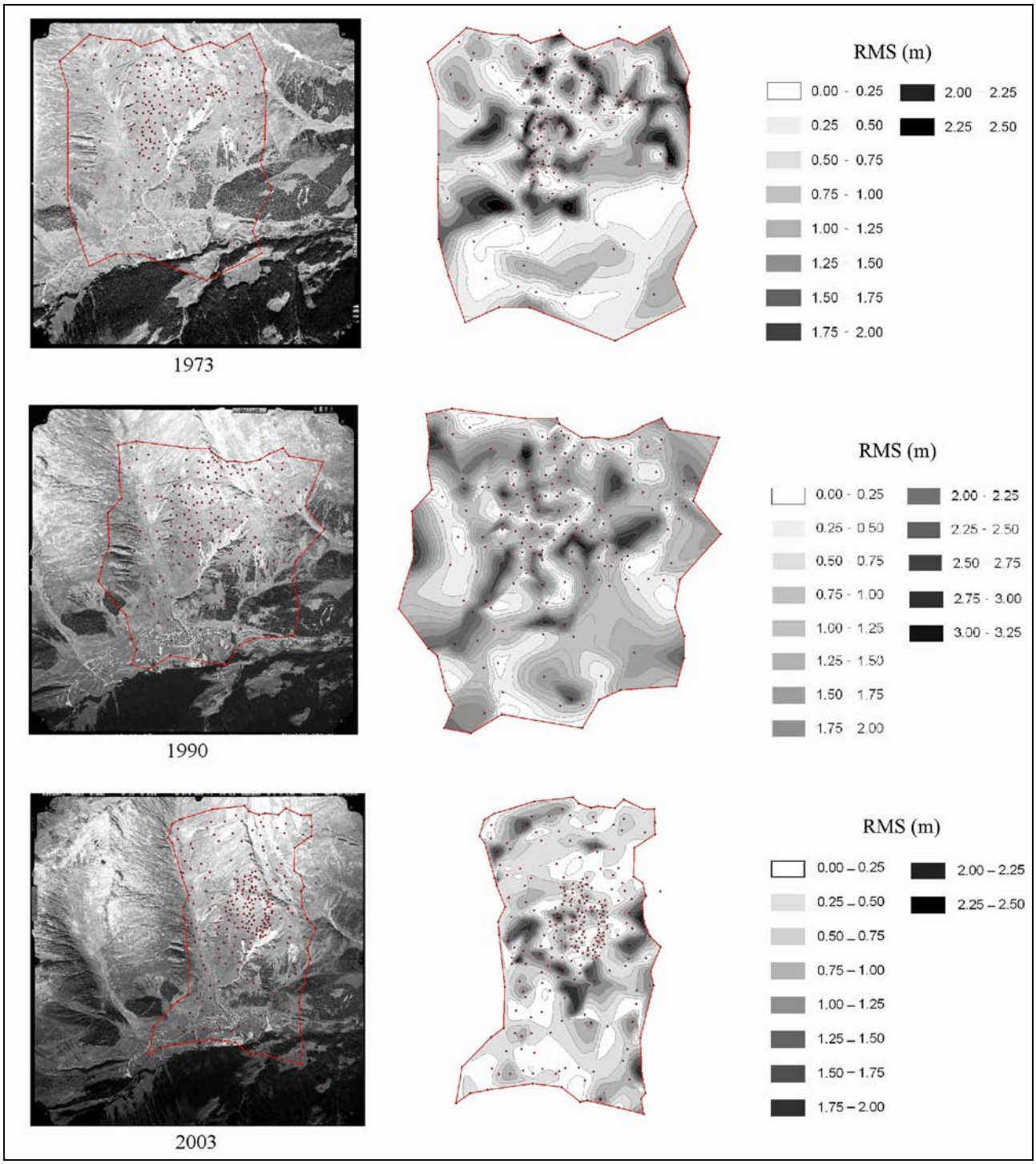


Figure IV.37 : Répartition des erreurs estimées (RMS) lors de l'implantation des points de calage relatifs (TP).

La précision absolue obtenue a un ordre de grandeur d'erreur moyenne RMS de 2 m suivant les deux axes (Tableau IV.4). Un moyen d'améliorer cette précision aurait été de lever les positions des GCP par GPS. Plusieurs essais avec des GCP levés sur carte au 1/25000 n'ont pas permis d'obtenir une meilleure précision. Nous avons conservé les mêmes GCP d'une année à l'autre pour en minimiser l'impact sur nos traitements. Travaillant ainsi en relatif, cette approche nous permet de nous affranchir du biais systématique.

L'implantation des TP (*Tie Points*) a été réalisée de manière homogène sur tous les clichés afin d'éviter tout problème de décorrélation, optimiser la corrélation réalisée ainsi que les temps de calculs. Un minimum de 200 points (Tableau IV.4) répartis sur les zones de recouvrement des images stéréoscopiques est assuré pour chaque couple (Figure IV.37). L'erreur moyenne RMS des TP suivant l'axe horizontal est minime : elle ne dépasse pas 10 cm pour les trois années (Tableau IV.4). On observe une différence pour l'erreur moyenne RMS suivant l'axe vertical oscillant entre 28 et 46 cm. L'origine de cette différence entre les deux axes n'est pas expliquée.

Une carte des erreurs suivant les TP est présentée en Figure IV.37. L'implantation des TP est la plus délicate pour l'année 1990 avec un maximum RMS de 3,14 m et un écart-type de 0,79 m. Les images des années 1973 et 2003 ont respectivement un maximum de 2,48 m et 2,32 m avec des écart-types de 0,68 m et 0,45m. Dans les trois cas la partie sud du Drun Tobel est la plus délicate et concentre les imprécisions du fait de la topographie très marquée.

4.1.2 Images satellites

Deux images panchromatiques acquises par le satellite QuickBird ont été utilisées (années 2005 et 2006). Elles couvrent chacune la même superficie de 64 km^2 (Figure IV.38) extraites de prises de vues de 290 km^2 et ont été fournies en format *Standard Ortho Ready* avec une résolution de 0,60 m. Les caractéristiques d'acquisition sont consignées dans le Tableau IV.5.

Les paramètres angulaires utilisés lors de leur acquisition permettent d'estimer le positionnement du satellite (Figure IV.38). Les angles *Intrack View Angle* et *Crosstrack View Angle* correspondent respectivement au dépointement angulaire par rapport au nadir selon la trajectoire du satellite et dans un plan orthogonal à celle-ci. Un *Intrack View Angle* positif indique que le satellite a pris l'image au devant de sa trajectoire ; un *Crosstrack View Angle* positif indique que l'objectif "regarde" à gauche (dans le sens de marche).

Date d'acquisition		**21-09-2005**	**30-10-2006**
Coordonnées des centres des clichés		(698680 ; 175990)	(702140 ; 172580)
Angles d'acquisition	Intrack View Angle	-6,1°	1,4°
	Crosstrack View Angle	-8,9°	-5,2°
	Off Nadir	10,7°	5,3°
Nombre de pixels		(13421 ; 13379)	(13421 ; 13379)

Tableau IV.5 : Caractéristiques d'acquisition des images QuickBird sur Sedrun.

Les images brutes ont été ortho-rectifiées à partir du logiciel ENVI® qui permet l'exploitation directe et intégrée du fichier contenant les paramètres RPC (*Rational Polynomial Coefficients*). La résolution des images QuickBird ortho-rectifiées est de 0,5 m pour correspondre à la résolution des images aériennes ortho-rectifiées. C'est une interpolation bilinéaire qui est mise en oeuvre pour obtenir cette résolution. Afin de tester l'impact du MNT, deux ortho-rectifications de l'image de 2006 ont été réalisées en utilisant deux MNT distincts (MNT aériens de 1990 et 2003). En effet, comme l'idéal aurait été de disposer d'un MNT correspondant à chaque année d'acquisition, cette démarche va permettre d'illustrer les décalages dues à une topographie qui a évolué dans le processus d'ortho-rectification.

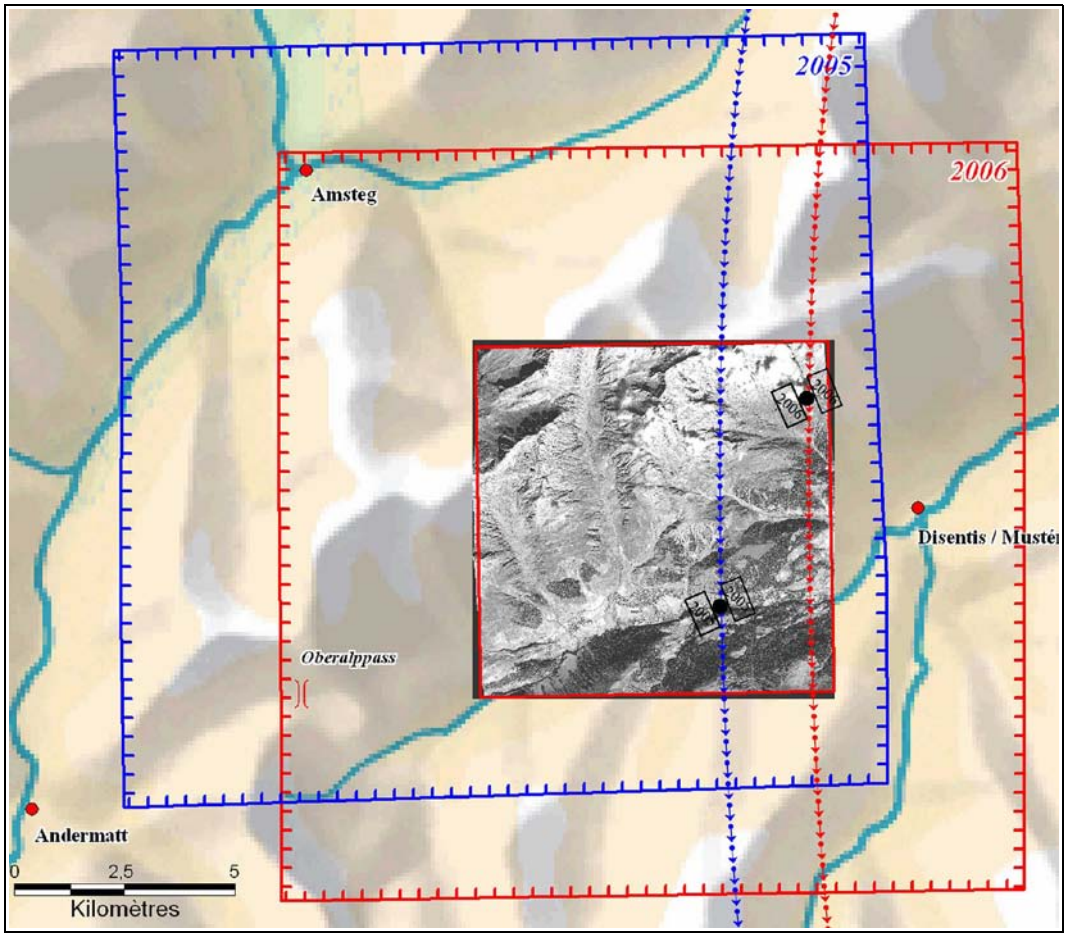


Figure IV.38 : Localisation des scènes QuickBird et des images livrées de Sedrun (2005 et 2006).

Les trajectoires et les positionnement approximatif des satellites illustrent les angles d'acquisition (fond de carte ombré : ©SwissTopo).

Dans les deux cas, les douze GCP utilisés pour le référencement global des images aériennes (Figure IV.36) ont été utilisés pour caler les images QuickBird. L'utilisation des mêmes GCP pour le calage des images aériennes ou celui des images satellites permet de diminuer au maximum son influence sur les distorsions qu'il induit dans les images : même si ce calage n'est pas parfait, nous nous ramenons à une unique configuration d'image puisque les GCP sont supposés fixes.

4.1.3 Ortho-images aériennes et satellites obtenues

Les images aériennes et QuickBird couvrent la même zone. Ces images sont mises sous deux formats différents pour proposer deux zooms différents. Un premier format englobe la totalité de la zone instable, du Piz Pardatschas au nord à l'embouchure du vallon du Drun Tobel dans celui du Val Strem. Le deuxième format zoome sur le plateau du Cuolm da Vi. Dans les deux cas la résolution choisie est de 0,5m (Tableau IV.6). L'ortho-rectification est réalisée à partir des MNT issus de la stéréoscopie sous le logiciel GEOMATICA pour les images aériennes. Elle est réalisée à partir du MNT aérien de 2003 pour les images QuickBird. Seule l'image QuickBird "2006_{z2}" est réalisée à partie du MNT de 1990 afin d'évaluer l'impact du MNT sur l'ortho-rectification.

Nom	Type	Taille (pixels)	Résolution	MNT utilisé pour l'ortho-rectification
1973	Aérien	4701 x 5601	0,5 m	MNT stéréo aérien 1973
1973$_z$	Aérien	2670 x 1970	0,5 m	MNT stéréo aérien 1973
1990	Aérien	4701 x 5601	0,5 m	MNT stéréo aérien 1990
1990$_z$	Aérien	2670 x 1970	0,5 m	MNT stéréo aérien 1990
2003	Aérien	4701 x 5601	0,5 m	MNT stéréo aérien 2003
2003$_z$	Aérien	2670 x 1970	0,5 m	MNT stéréo aérien 2003
2005$_z$	QuickBird	2670 x 1970	0,5 m	MNT stéréo aérien 2003
2006$_{z1}$	QuickBird	2670 x 1970	0,5 m	MNT stéréo aérien **2003**
2006$_{z2}$	QuickBird	2670 x 1970	0,5 m	MNT stéréo aérien **1990**

Tableau IV.6 : Caractéristiques des images ortho-rectifiées.

Les ortho-images aériennes et satellites ont la même résolution. Leur examen direct donne la même vision globale. D'un point de vue technique et de résolution d'image, ces images satellites peuvent donc être envisagées comme une alternative aux missions aériennes pour des applications visuelles. Nous verrons par la suite les différences significatives pour des utilisations photogrammétriques.

4.1.4 LiDAR aérien

Le professeur émérite Koelbl de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL, Suisse) a mis à notre disposition une acquisition topographique réalisée au moyen d'un LiDAR héliporté. Cette mission a été réalisée par la société *Ulrich, Wiesmann + Rolle AG|SA* avec le système Helimap®.

Ce système est composé d'un récepteur GPS bi-fréquence de type géodésique assurant le positionnement, d'une unité de mesure inertielle[2] (de marque iMAR) qui fournit l'orientation du système dans l'espace et d'un scanner laser LMS-Q240i-60 de marque Riegl permettant de mesurer à la surface du sol un nuage de points avec une densité de points supérieure à 1 par mètre carré (*Vallet, 2007*). Son installation sur hélicoptère (Figure IV.39) s'avère plus efficace que le même type d'équipement embarqué sur un avion : le point de vue peut être adapté à la topographie du terrain. Cela permet d'obtenir une densité de points homogène sur toute la surface d'acquisition (*Vallet, 2007*).

L'acquisition a été réalisée le 7 octobre 2005 dans des conditions atmosphériques délicates par présence de brouillard, de neige et éclaircies par intermittence. Les points ont été acquis lors de ces

Figure IV.39 : Utilisation du système Helimap® en vertical (à gauche) et en oblique (à droite),.
(d'après Vallet, 2007)

2 Ensemble d'accéléromètres et de gyroscopes capables de mesurer les accélérations et les vitesses de rotation selon les trois axes de l'espace.

éclaircies. La surface totale couverte est de 2,1 10^6 m^2 ; la densité d'acquisition maximale est de 38 pts/m^2 et la surface couverte avec une densité supérieure à 1pt/m^2 est de 1,02 10^6 m^2 (Figure IV.40). Les précisions altimétriques et de positionnement sont annoncées de 9 cm en absolu et 5 cm en relatif (*Skaloud et al., 2005*; *Vallet, 2007*).

Un problème d'ordre technique (présence d'un nuage sur la zone) a empêché l'exploitation des points acquis dans la zone du Drun Tobel. Aucune valeur n'est exploitatble sur cette zone.

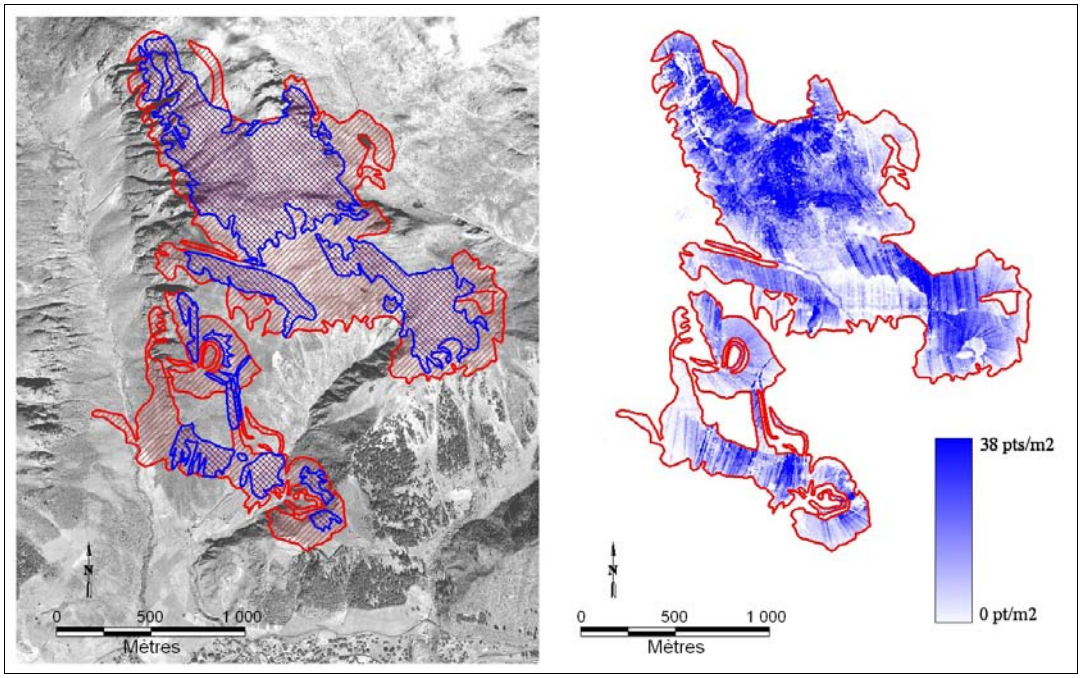


Figure IV.40 : Surface d'acquisition (en rouge à gauche) et densité de points pour l'acquisition LiDAR (à droite).

L'enveloppe de la zone pour laquelle la densité est supérieure à 1 pt/m^2 est hachurée en bleu (à gauche).

Le référencement absolu du nuage de points issu de l'acquisition LiDAR héliporté est assuré par GPS. Ce référencement a une précision de 9cm théorique, bien meilleure que les précisions obtenues par les GCP sur images aériennes (2 m). Ainsi, le semis de points acquis au LiDAR héliporté est ici considéré comme le plus précis d'un point de vue géolocalisation absolue.

Dans les zones où la densité est supérieure à 1 pt/m2 (Figure IV.40a) la moyenne de la densité est de 2,8 pt/m2. Pour prendre en compte l'ensemble des zones de densité différentes, le MNT a été restitué avec une résolution spatiale d'un mètre. Son extension non continue sur l'ensemble de la zone (Figure IV.40) ne permet toutefois pas de l'utiliser pour générer des ortho-images. Cette acquisition est utilisée dans ce travail essentiellement pour fournir des profils altimétriques précis dans la zone la plus mobile. Une évaluation complète de cette technologie pour l'évolution des mouvements de versant devrait comprendre une comparaison entre deux acquisitions à deux instants différents. Dans le cadre de ce travail nous avons utilisé cette unique acquisition.

4.2 Exploitation des résultats issus de l'imagerie : apport à la compréhension et tests de validité

Les images aériennes et satellites sont utilisées pour générer des ortho-images multi-temporelles.

Ces dernières sont comparées visuellement ou bien corrélées : elles fournissent alors des renseignements nouveaux sur les déplacements de surface. Elles permettent dans le même temps d'éprouver la technique de la corrélation sur des images multi-sources.

4.2.1 Comparaison visuelle des ortho-images

- Mise en place de la méthode

A partir de deux images ortho-rectifiées, il est possible de les comparer de manière visuelle en créant des animations. Les ortho-images multi-temporelles sont produites au même format (résolution, taille) : leur surimpression crée un effet visuel identique à celui des films d'animations. Les zones inactives restent immobiles alors que les zones actives sont immédiatement discernables. Les ortho-images ainsi animées restent géolocalisées : les comportements cinématiques obtenus (Figure IV.41) lors de l'examen des animations sont très facilement intégrés dans le SIG.

Cette méthode présente des avantages et des limites :

- **informations sur les zones fortement perturbées** : même si la corrélation automatique fournit des déplacements planimétriques de manière quantitative sur toutes les zones

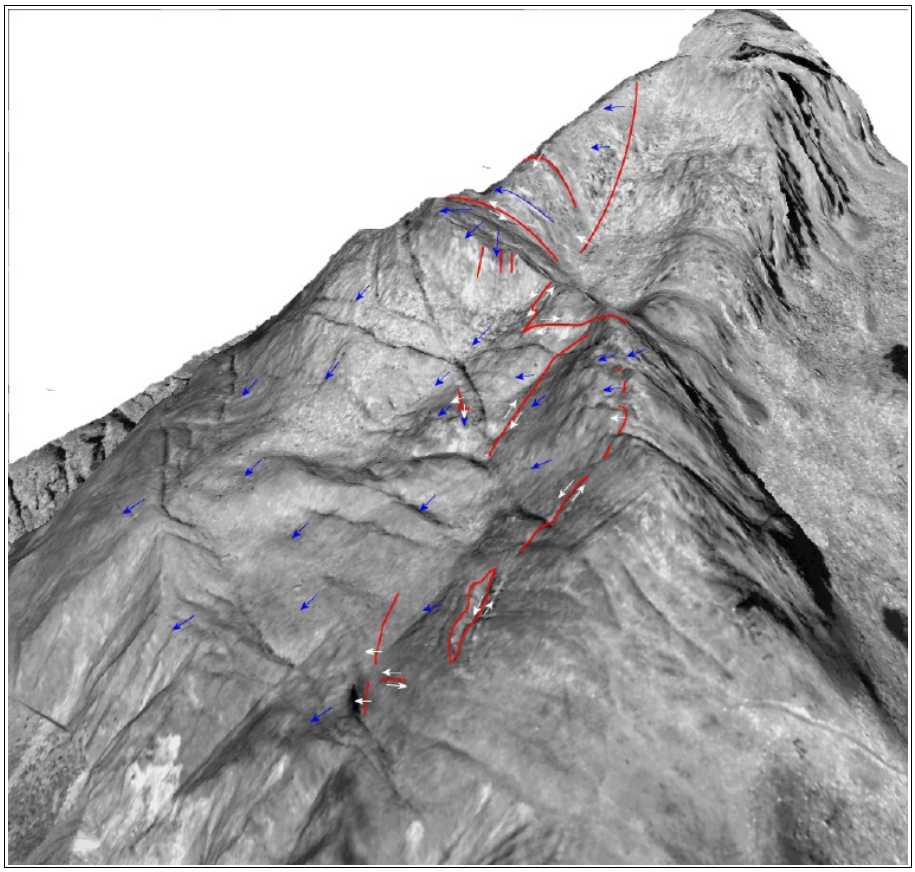


Figure IV.41 : Comportements cinématiques des zones actives obtenus par animation des ortho-images du Cuolm da Vi.

L'ensemble des mouvements et des comportements cinématiques est obtenu qualitativement par animation des ortho-images aériennes multitemporelles (1973, 1990 et 2003). La bordure est du Cuolm da Vi montre la délimitation de la zone instable, le Cuolm Parlet dado est observé en "glissement" vers le horst. Le graben (Cf. IV.2.4.3) limite les déplacements au nord tandis que l'affaissement du "coin" au nord-ouest s'accompagne de son déplacement marqué à l'ouest vers le Val Strem : on retrouve les scénarios evoqué par Bonnard et al. (2004). Le sommet du Cuolm Parlet dadens se déplace entièrement et de manière homogène vers le sud.

corrélées, les zones les plus mobiles peuvent être des zones disloquées (l'apparence sur l'ortho-image varie) où la plupart des procédés d'imagerie échoue. Des informations sur les mécanismes sont déduites ;

- **aspect qualitatif prédominant** : les résultats peuvent être quantitatifs mais sont surtout qualitatifs. L'animation permet de reconnaître les mouvements en place sur l'instabilité. La mesure quantitative des mouvements doit s'appuyer sur des points remarquables : l'information redevient dans ce cas ponctuelle.

➢ Informations obtenues à partir de ces animations

La délimitation des zones en mouvement est franche, les différents compartiments sont correctement discernables (Figure IV.41) :

- la partie est du mouvement possède une limite franche en direction N-S. Les limites de décrochement du Cuolm Parlet dado sont clairement identifiables au delà de la ligne de crête séparant le Cuolm da Vi et le Val Segnas ;

- le mouvement d'enfoncement du graben n'est pas identifiable mais son mécanisme dextre par rapport à la zone immobile de la dépression de Parlets et du col de Parlets est bien mis en valeur ;

- le sommet du Cuolm Parlet dadens semble visuellement s'étaler du sud-ouest au sud-est ;

- le "coin" formé par le col nord du Cuolm Parlet dadens et la croupe montant au Piz Pardatschas s'échappe en W-SW.

L'ensemble des données ainsi recueillies concordent avec les observations de terrain. Elles ont même constitué un apport non négligeable pour définir exactement les limites de l'instabilité au nord de la grande ouverture et du prolongement au nord du Cuolm Parlet dado. En effet, la plupart des contacts entre zones mobiles et zones stables sont destructurés de sorte que la corrélation a peu de chance de réussir.

Les informations obtenues par l'animation des images ne sont pas ici nouvelles car elles reprennent ce qui peut être obtenu dans la bibliographie. Cette approche est toutefois intéressante pour les cas de nouvelles zones instables dont aucune étude ni aucune insrumentation n'a véritablement été réalisée.

4.2.2 Différences de MNT

➢ Résolution, précision et traitements

Par comparaison, les trois MNT générés (1973, 1990 et 2003) permettent d'étudier l'évolution altimétrique du Cuolm da Vi. Les longs temps de calculs nous ont orientés vers le choix d'une résolution planimétrique de 1 m (Tableau IV.7) même si une résolution de 50 cm était préférable puisque correspondant à la résolution des ortho-images. La résolution altimétrique des MNT est métrique : c'est la résolution minimale acceptée par le logiciel.

Chaque pixel d'une image stéréoscopique a un point homologue sur la deuxième image du couple. Une altitude peut être calculée pour chaque pixel par l'intermédiaire des formules photogrammétriques (Cf. I.4.2.2.2). Comme chaque couple stéréoscopique a une résolution spatiale

différente (Tableau IV.3), un rééchantillonnage est réalisé lors de la création du MNT : l'altitude retenue pour un pixel donné est la moyenne des altitudes des points images inclus dans ce pixel. Le nombre de pixels de l'image de départ par mètre carré (Tableau IV.7) utilisés lors de l'échantillonnage dépend directement de la résolution au sol des clichés utilisés.

Les précisions absolues altimétriques moyennes des MNT sont fournies par GEOMATICA© : elles sont réalisées à partir d'un calcul de RMS sur les points de calage absolus implantés pour la géolocalisation du couple stéréoscopique. Les valeurs de RMS sont globalement homogènes autour de 7 m (Tableau IV.7), sans influence de la résolution réelle.

Pour déterminer la précision *absolue* de manière rigoureuse, il faut normalement déterminer l'écart des altitudes à partir de points de contrôles. Ces points de contrôles doivent être déterminés de manière indépendante, par GPS différentiel par exemple. Une seule campagne GPS a été effectuée sur quelques points pour cause de défaillance de batterie. Cette campagne n'est pas exploitée dans ce travail et nous ne pouvons pas fournir de précision absolue rigoureuse. De telles précisions ne sont pas acceptables pour nos déteminations de déplacements : nous ne pouvons donc pas résonner à partir des données absolues mais seulement à partir des données relatives.

	1973	**1990**	**2003**
Pas d'échantillonnage (m)	1	1	1
Nombre de pixels par m²	15,52	13,76	5,19
Précision absolue altimétrique moyenne estimée (m)	7,36	6,60	6,39

Tableau IV.7 : Résolution et précision absolues altimétriques des MNT sur Sedrun.

Les précisions altimétriques *relatives* ne sont pas accessibles avec le logiciel GEOMATICA© alors que ces dernières influent sur les précisions des différentiels. Toutefois, les zones stables peuvent aider à en déterminer une estimation. Seuls les différentiels de MNT sont importants dans cette exploitation : l'évaluation de la précision relative se fait comme celle des corrélations d'ortho-images (Cf. IV.4.2.3). La précision relative (P_r) estimée des différentiels correspond à la moyenne des différences sur les zones stables identifiées (Tableau IV.8). Cette valeur est utilisée pour caractériser les zones où les valeurs des MNT différentiels sont comprises entre $-P_r$ et P_r. Les zones stables sont situées dans le haut du Val Segnas et la partie nord de la commune de Sedrun.

	1973-1990	**1990-2003**
P_r (écart-type) **(m)**	1,63 *(0,29)*	1,42 *(0,46)*

Tableau IV.8 : Caractéristiques des MNT différentiels sur Sedrun.

Si les MNT générés ne couvrent pas la même zone, l'utilisation des techniques SIG permet d'en extraire des zones de superposition afin d'en faire les comparaisons. Nous retenons une zone (***S***) de superficie de 2,19 10^6 m² (Figure IV.42) représentant autant de pixels de résolution métrique.

Plusieurs étapes se succèdent pour l'élaboration des MNT différentiels :

- **étape n°1 : création d'un masque** sur les zones du MNT n'ayant pas été calculées sur certaines zones (ombres, manque de contraste). La première étape consiste à ne pas considérer les pixels correspondant à ces zones. Chaque MNT différentiel cumule les zones aveugles inhérentes à chaque MNT dont il est la soustraction.

Cette étape élimine seulement 7,9 % et 5 % des pixels respectivement pour les MNT différentiels 1973-1990 et 1990-2003 (Tableau IV.9) ;

- **étape n°2 : filtrage et élimination des points aberrants**. Lors de la génération automatique il peut y avoir eu une mauvaise corrélation. Ces mauvais points sont caractérisés par des altitudes importantes sans rapport avec la réalité. Dans les cas qui nous intéressent nous connaissons les zones a priori les plus mobiles : nous calquons les maxima des MNT différentiels sur ces derniers. Les critères de filtrage sont donc les maxima obtenues sur les zones les plus rapides.

  Les points aberrants représentent une infime part des valeurs obtenues lors de la création des MNT avec 0,27 % et 0,41 % des pixels pour les MNT différentiels 1973-1990 et 1990-2003 (Tableau IV.9) ;

- **étape n°3 : création d'un masque** prenant en compte la précision. A partir des incertitudes estimées, nous mettons en place une zone "blanche" pour laquelle la différence d'altitude n'est pas suffisamment significative pour être interprétée. Typiquement, nous adoptons l'intervalle +/- 2 m pour inclure l'écart maximum possible (1,63 + 0,29 = +/- **1,92 m** pour 1973-1990 et 1,42 + 0,46 = +/- **1,88 m** pour 1990-2003). L'arrondi à +/- 2 m est justifié parce que les deux MNT différentiels ont une résolution altimétrique métrique.

  Écarter les pixels aux différences d'altitudes comprises dans l'intervalle +/- 2m revient à ne conserver respectivement que 17% et 12 % des points sur les MNT différentiels 1973-1990 et 1990-2003. Toutefois, le grand nombre de points de départ donne tout de même un échantillonnage de plus de 250 000 points dans les deux cas (Tableau IV.9).

	Pixels non corrélés (étape 1)	Pixels aberrants (étape 2)	Pixels dans l'imprécision (étape 3)	Pixels significatifs
1973-1990	160 948 (*7,9%*)	5625 (*0,27%*)	1 675 677 (***83%***)	**339 732** (17%)
1990-2003	102 033 (*5,0%*)	8424 (*0,41%*)	1 776 621 (***88%***)	**250 722** (12 %)

Tableau IV.9 : Caractéristiques des filtrages effectués sur les MNT différentiels.

➢ Variations verticales de la topographie

Deux cartes de variations altimétriques sont générées (Figure IV.42) pour les deux périodes 1973-1990 et 1990-2003.

La précision relative retenue pour les deux différentiels est de +/- 2 m : cela correspond aux variations observées dans les zones stables, et interprétées comme du bruit. On remarque que si cette précision relative est similaire dans l'exploitation directe, elle ne l'est pas pour les taux annuels (+/- 11,7 cm/an pour 1973-1990 et +/- 15,4 cm/an pour 1990-2003).

➢ Interprétation des différentiels de MNT

L'exploitation des MNT différentiels 1973-1990 et 1990-2003 permet de discriminer différents comportements résumés en Figure IV.43 :

- **Affaissement du Cuolm Parlet dadens** (partie **A** sur la Figure IV.43) : il existe une zone de diminution de l'altimétrie au niveau du Cuolm Parlet dadens. Elle s'étend seulement au

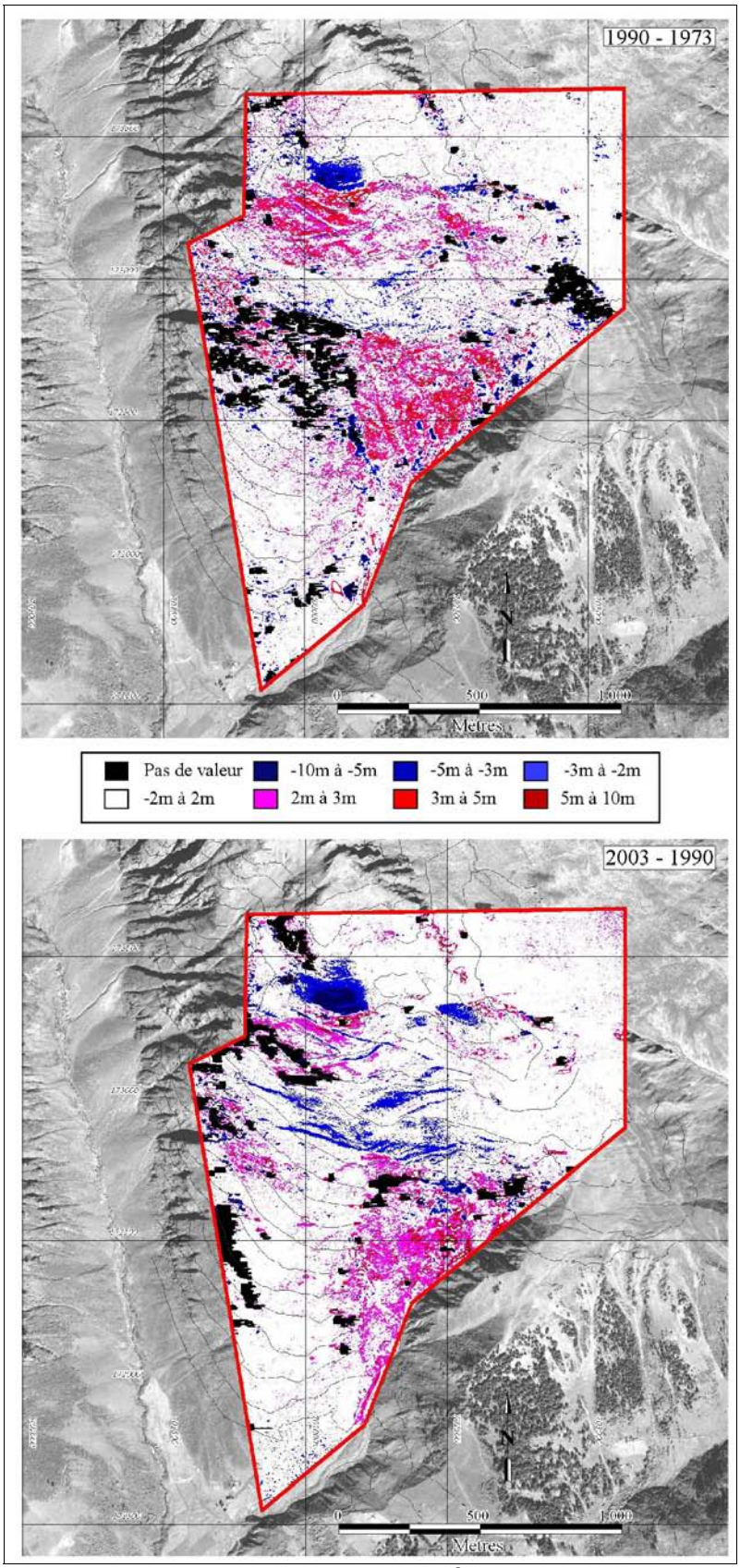


Figure IV.42 : MNT différentiels issus de GEOMATICA© (1990-1973 ; 2003-1990) sur la zone (*S*).

niveau du sommet jusqu'à rejoindre le col pour le MNT différentiel 1990-1973 avec un taux moyen de subsidence compris entre -17 cm/an et -29 cm/an avec une zone de subsidence plus rapide au sommet de l'ordre de -58 cm/an. Cette zone s'étend au nord pour passer le col et remonter vers le Piz Pardatchas entre 1990 et 2003 : l'affaissement est alors compris entre -23 cm/an et -38 cm/an pour la zone au nord du col et entre -38 cm/an et -76 cm/an pour le sommet du Cuolm Parlet dadens ;

- **Surrection fictive du versant sud du Cuolm Parlet dadens** (partie **B** sur la Figure IV.43) : la partie sud du Cuolm Parlet dadens a une augmentation de son altitude dans les deux MNT différentiels. Cela ne peut résulter que d'un déplacement planimétrique globalement vers le sud (Cf I.4.3.2.1 et Figure I.22). Entre 1973 et 1990 cette zone représente une surrection fictive de l'ordre de 17 à 29 cm/an avec un pic de 29 à 58 cm/an situé sur le sommet. Les fractures à regard amont sont décelables puisque leur mouvement planimétrique induit une "stabilité" fictive dans le différentiel alors que l'environnement est observé en "ablation". Entre 1990 et 2003, cette "stabilité" se traduit par une ablation. L'amplitude des mouvements planimétriques doit être alors supérieure à celle de la période 1973-1990 ;

- **Élévation fictive de la rive droite du Drun Tobel** (partie **C** sur la Figure IV.43) : une zone d'augmentation de la topographie prend place sur toute la rive droite du Drun Tobel, de haut en bas de son ravin d'érosion. Les taux de déplacements altimétriques fictifs sont de l'ordre de 12 à 17 cm/an entre 1973 et 1990 et de 15 à 23 cm/an entre 1990 et 2003. Les zones les plus rapides ont une vitesse verticale de 29 cm/an et 38 cm/an respectivement entre 1973-1990 et 1990-2003.

  Il ne peut pas y avoir d'ambiguïté sur le mécanisme dans cette zone : on peut estimer qu'elle doit avancer globalement vers le sud (dans la direction de la plus grande pente). Le déplacement planimétrique peut se déduire du déplacement altimétrique et de la pente moyenne. Pour une pente moyenne de 55° on obtient un déplacement de l'ordre de 8,5 cm/an à 12 cm/an et 10,5 cm/an à 16,2 cm/an respectivement entre 1973-1990 et 1990-2003. Cela constitue une première approximation du déplacement de cette zone vers le Sud ;

- **Bord ouest du plateau du Cuolm da Vi stable** : la partie située directement à l'ouest du Cuolm da Vi ne semble pas active. Le calcul du MNT 1973 a échoué dans cette zone de sorte que le MNT différentiel 1990-1973 n'apporte pas d'informations sauf celle d'une activité en bordure ouest près de la rive du Val Strem. Le MNT différentiel 2003-1990 fournit la même stabilité pour la partie ouest du Cuolm da Vi hormis la partie **D** (Figure IV.43) qui est donnée en "surrection" ;

- **Partie sud du plateau de Cuolm da Vi en affaissement** (partie **E** sur la Figure IV.43) : même si les résultats de cette zone sont inclus dans l'imprécision,certaines parties permettent de distinguer des mouvements altimétriques, notamment entre 1990 et 2003. La partie basse du plateau du Cuolm da Vi est en affaissement avec un affaissement compris entre 15 et 23 cm/an sur la partie la plus basse et 23 à 38 cm/an sur la partie haute jusqu'à la partie aval du horst qui marque la limite entre 1990-2003 ;

- **Col de Parlet faiblement actif** : la partie centrale en dessous du col de Parlet montre une activité moindre comparativement aux autres parties. Elle est dans le prolongement vers le sud de la dépression de Parlets qui est stable ;

- **Affaissement du graben** (partie **G** sur la Figure IV.43) : entre 1973-1990 les mouvements verticaux du graben est inclu dans le bruit. Par contre, il est clairement identifiable sur le MNT différentiel 1990-2003. Il s'enfonce de 23 à 38 cm/an durant cette période ;

- **Affaissement du Cuolm Parlet dado** : le sommet du Cuolm Parlet dado s'affaisse (partie **H1**) à partir d'au moins 1990 (17 à 29 cm/an entre 1973 et 1990) et l'extension de cet affaissement s'étend entre 1990 et 2003 au rythme de 23 à 38 cm/an. La partie sud de cette zone (partie **H2**) se caractérise par un accroissement de la topographie entre 1973 et 1990 (jusqu'à 29 cm/an) moins marqué entre 1990 et 2003. Entre 1973 et 1990, l'affaissement de la partie sommitale couplé à l'avancée de la base semble correspondre à un mouvement rotationnel. Il en est de même entre 1990 et 2003 (Figure IV.45).

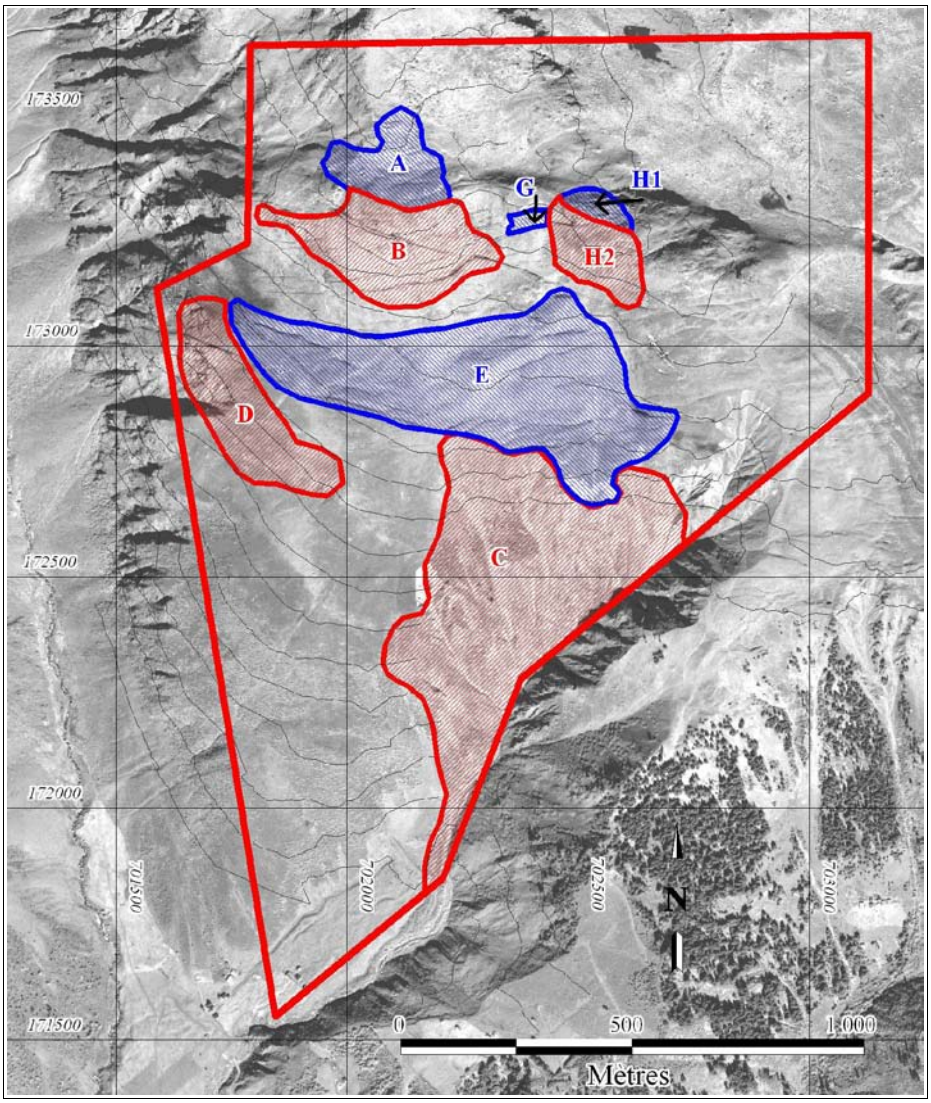


Figure IV.43 : Zonage déduit des MNT différentiels.

Les hachures rouges et bleues correspondent respectivement à une "accumulation" et une "ablation" fictives. Le versant sud du Cuolm Parlet dadens est observé en "accumulation "(**B**) tandis que le sommet lui même s'affaisse (**A**). L'ensemble du plateau du Cuolm da Vi est également en affaissement tandis que ses pentes d'accès doivent être animées d'un mouvement de translation vers le sud puisqu'elles apparaissent en "accumulation" (**C** et **D**). Enfin, la zone du Cuolm Parlet dado est en affaissement (**H1**) alors que son versant sud-ouest se translate vers le Cuolm da Vi (**H2**). Ponctuellement, le graben (**G**) apparaît en affaissement.

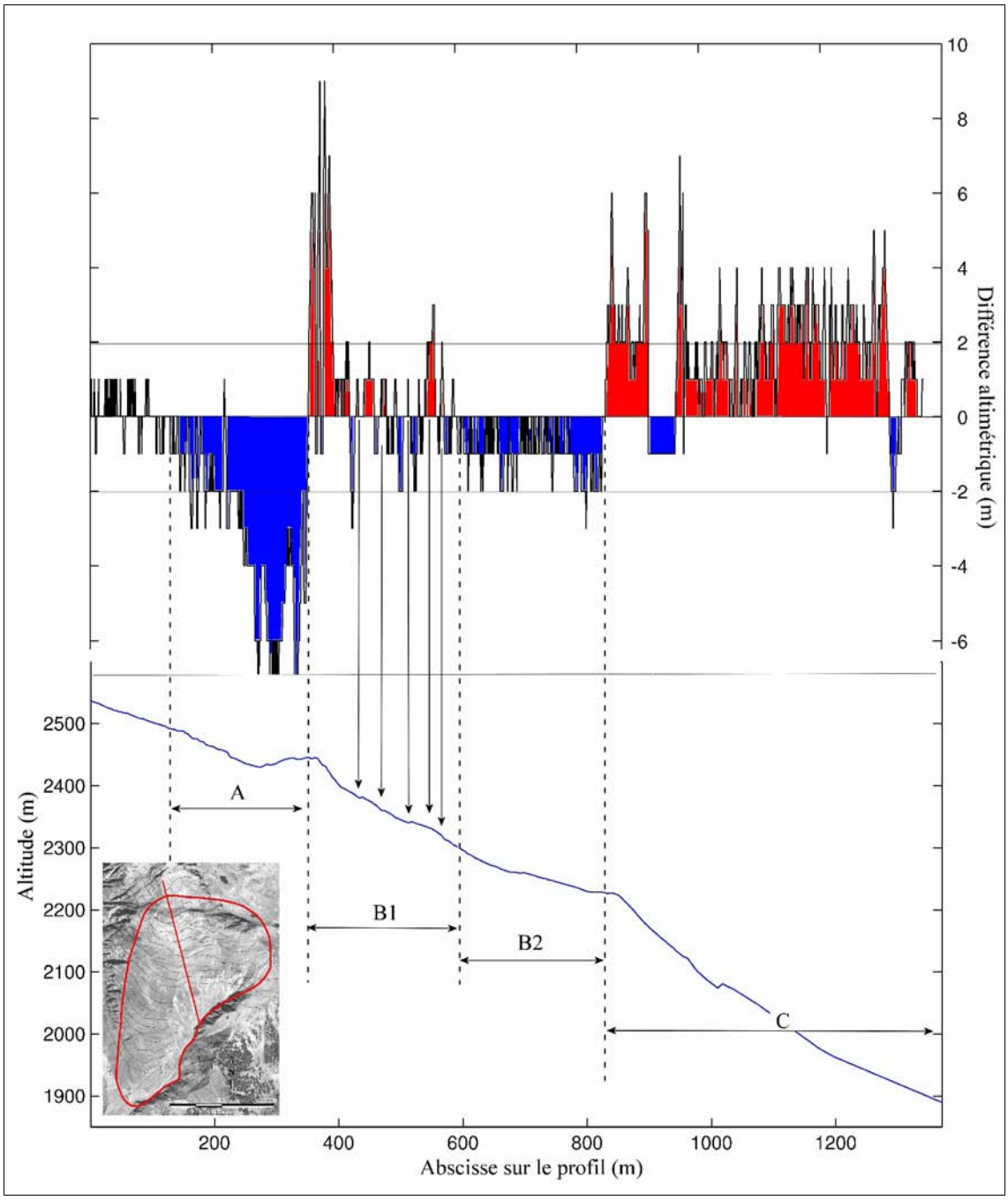


Figure IV.44 : Coupe ouest dans le MNT différentiel 2003-1990.

(La coupe topographique est réalisée à partir des données LiDAR)

Le sommet du Cuolm Parlet dadens s'affaisse de 6 mètres entre 1990 et 2003, cet affaissement affecte également les pentes situées au nord de l'accident N 110° (**A**). Le versant sud est en surrection fictive (**B1**) tandis que le plateau du Cuolm da Vi s'affaisse (**B2**). Les pentes du Drun Tobel, plus raides, sont en surrection fictive (**C**). Les surrections fictives sont dues à un mouvement planimétrique.

Deux coupes réalisées dans le MNT différentiel 1990-2003 (Figures IV.44 et IV.45) illustrent les effets topographiques sur les MNT différentiels. Les fractures à regard amont décelables sur le profil topographique correspondent dans la coupe du MNT différentiel à l'alternance diminution/augmentation d'altitude : c'est le marqueur d'un déplacement planimétrique (représenté par les flèches sur la Figure IV.44). La surrection fictive du sommet au sud du sommet (partie B,

Figure IV.43) s'explique par une pente plus importante : plus la pente est prononcée plus les effets des déplacements planimétriques sont marqués. Insensibles aux effets planimétriques, l'enfoncement du sommet ainsi que la partie amont vers le Piz Pardatchas ont une signature claire (partie *A* sur la Figure IV.44). La partie *B1* correspond à l'avancement du Cuolm Parlet dadens, la partie *B2* illustre l'enfoncement du plateau du Cuolm da Vi (non visible ici car dans la zone d'imprécision) et la partie *C* correspond à l'avancement de la rive droite du Drun Tobel.

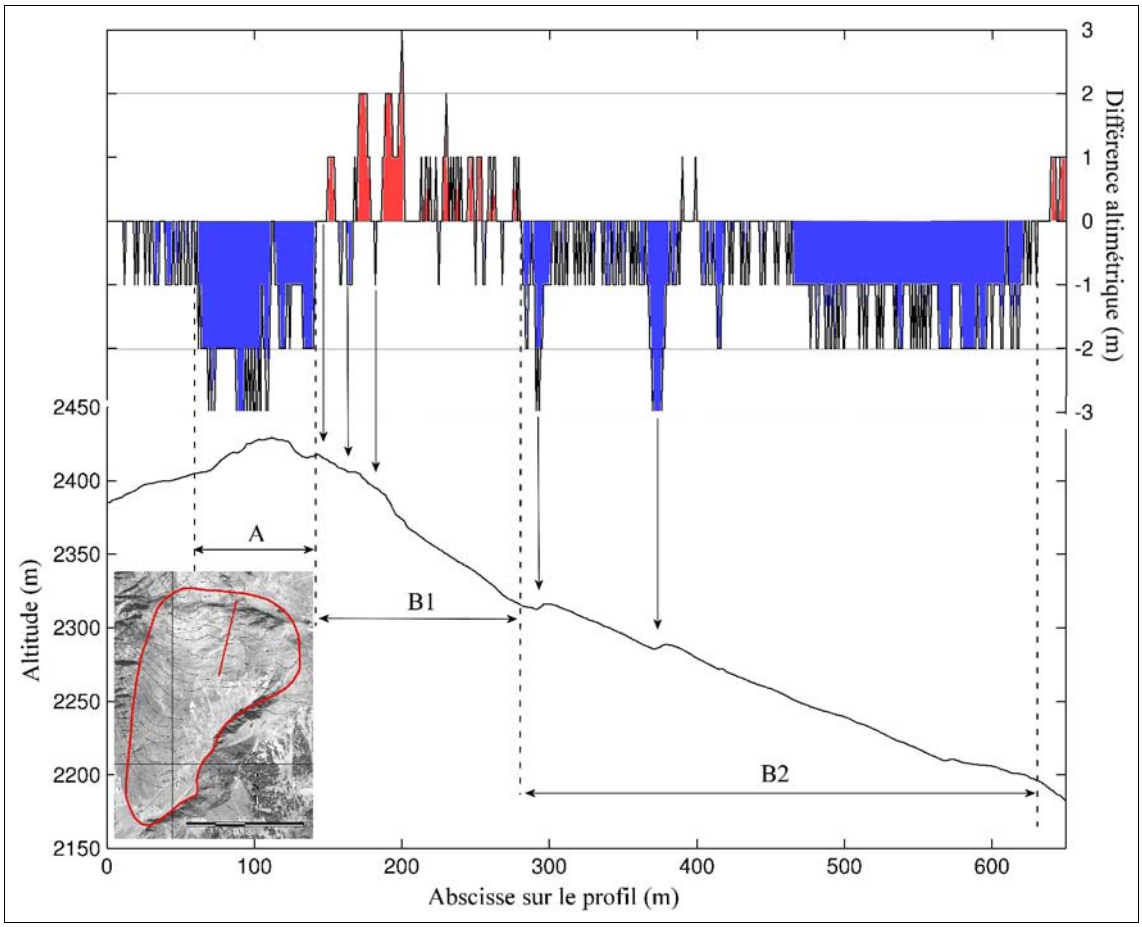


Figure IV.45 : Coupe est dans le MNT différentiel 2003-1990. La coupe topographique est réalisée à partir des données LiDAR.

(La coupe topographique est réalisée à partir des données LiDAR)

Le sommet du Cuolm Parlet dado s'affaisse de 3 mètres entre 1990 et 2003, cet affaissement affecte l'ensemble de la zone sommitale, aussi bien au nord qu'au sud de la crête (**A**). Le versant sud (**B1**) a des mouvements planimétriques qui se traduisent par une surrection fictive. Les accidents N 70° forment les contrepentes et c'est l'ensemble des pentes qui rejoignent le plateau du Cuolm da Vi qui s'affaisse (**B2**).

- Comparaison des MNT différentiels avec les données classiques

La comparaison des résultats avec la photogrammétrie manuelle n'est pas possible car seule l'exploitation des données planimétrique a été faite (*Bonnard et al., 2004*; *Noverraz et al., 1998*).

Amann (2006) propose une interpolation des points de mesures géodésiques entre 1999-2004 (Figure IV.35). Cette interpolation montre le affaissement généralisé du Cuolm Parlet dadens à un rythme supérieur à 30 cm/an à mettre en rapport avec les 38 à 76 cm/an déterminés par la différence de MNT 1990-2003 en partie **A**. Nous obtenons les valeurs d'affaissement pour le plateau du Cuolm

da Vi (zone **E**) de 15-23 cm/an jusqu'à 23-38 cm/an sur la période 1990-2003 supérieures à celle obtenue par Amann (2006) (affaissement de l'ordre de 12-18 cm/an). Bien que l'ordre de grandeur soit respecté, la différence peut être expliquée par :

- soit l'implantation des points dans les zones les moins rapides ;
- les données de comparaison ne correspondent pas parfaitement ;
- soit une diminution des vitesses de l'instabilité sur la période 1999-2004 par rapport à 1990-1999 : une telle décélération serait intégrée dans le MNT différentiel 1990-2003 ;
- et bien évidemment au rendu moins précis des MNT.

Il est difficile de comparer réellement les deux résultats : nous n'avons pas à notre disposition les données non interpolées qui nous auraient permis de réaliser des comparaisons plus exactes. Toutefois, alors qu'Amann (2006) quantifie l'affaissement du Cuolm Parlet dado à 12-18 cm/an, celui que nous déterminons est à 15-23 cm/an sur l'arête (là où sont faites les mesures) et 23 à 38 cm/an pour la partie versant Val Segnas. L'ordre de grandeur est identique. Le MNT différentiel apporte des informations supplémentaires sur cette zone, notamment sur la délimitation des zones affectées de mouvements.

Du fait de l'instabilité du Drun Tobel, aucun point de mesure géodésique n'est installé dans cette zone. Les différentiels de MNT permettent d'avoir une estimation de premier ordre des déplacements planimétriques.

Ainsi, la comparaison des résultats des MNT différentiels avec les données interpolées permet de déterminer les avantages et les inconvénients des deux méthodes :

- **précision accrue pour les points géodésiques** par rapport aux données des MNT différentiels. Pour une étude précise sur une zone donnée, l'étude à partir de points géodésiques est celle qui donne les résultats les plus fiables ;
- **échantillonnage plus important pour les MNT différentiels**. L'échantillonnage des MNT différentiels couvre une grande partie de la zone étudiée (en retranchant les zones dans l'incertitude). Les limites des mouvements sont précisées alors que l'interpolation lisse les discontinuités : sans points de mesure, pas d'information. Cela permet également d'obtenir des informations dans des zones trop difficiles d'accès ou dangereuses à moindre coût.

La réalisation des MNT est rapide et peu coûteuse. Aucune mission de terrain n'est nécessaire avec l'utilisation de GCP issus des cartes topographiques institutionnelles même s'il est largement préférable de réaliser un calages à partir d'une mission terrain pour relever les positionnements précis des GCP. En effet, en utilisant un calage à partir des cartes IGN, les précisions de +/-2m obtenues restent décevantes et à améliorer. Construits à partir de plusieurs MNT multi-temporels, les MNT différentiels apportent des informations qualitatives et dans une moindre mesure quantitative sur les évolutions historiques d'un mouvement de versant. Cette approche est intéressante dans les premières phases d'études et doit absolument être envisagée en complément des investigations de terrain.

➢ De l'importance de la qualité des images

Deux campagnes d'ortho-rectification ont été menées sur deux sources d'images différentes :

- images issues de la digitalisation par un scanner photogrammétrique des images aériennes sur émulsion (Pr. Em. KOELBL, EPFL, Suisse.) ;
- images fournies par SwissTopo.

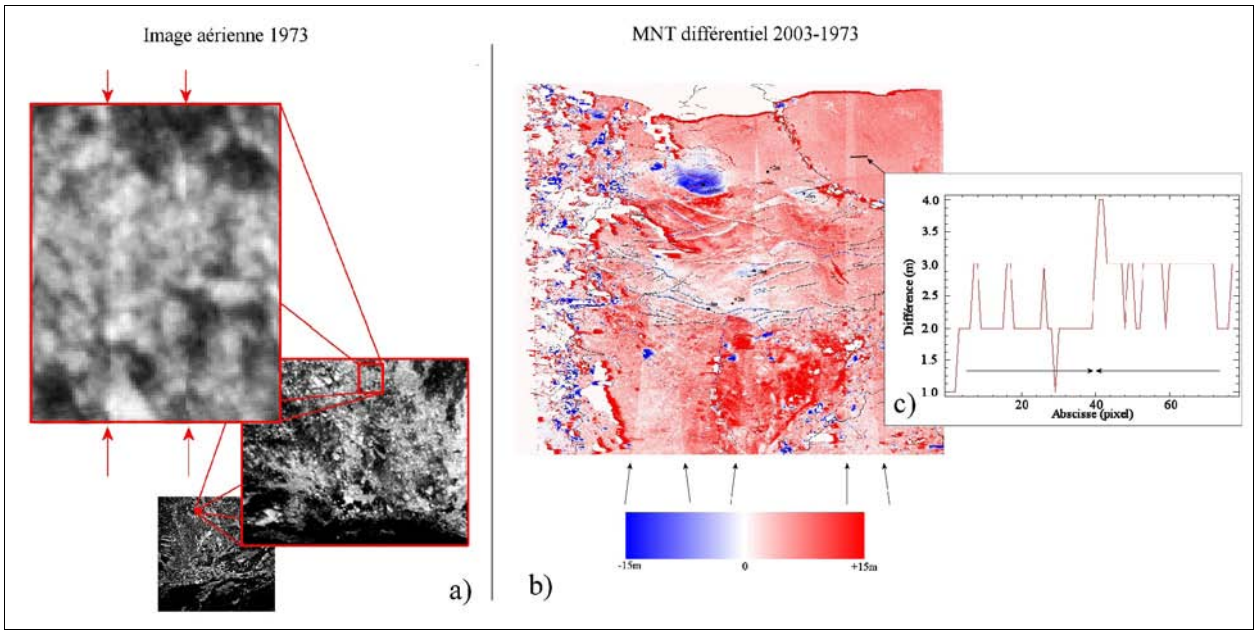


Figure IV.46 : Les décalages radiométriques (a) sur l'image aérienne de 1973 induisent des variations de topographie (b) bien visibles sur les coupes (c).

Des structures globalement d'orientation nord-sud apparaissent clairement sur les MNT issus des premières images (Figure IV.46b). Ces structures n'avaient aucune réalité sur le terrain. Il s'agissait en fait de lignes suivant lesquelles la radiométrie des pixels était différente. Le logiciel GEOMATICA© interprétait ces différences de radiométrie comme des variations de la topographie (de un à deux mètres) rectilignes le long de ces "structures".

L'origine de ces lignes de contraste trouve très certainement son origine dans la digitalisation, car perpendiculaire au coté des images brutes. Elle peut être due également à la mise sur papier photographique de l'image de départ. Dans tous les cas, ces artefacts ont quasiment disparu en utilisant les images issues de SwissTopo.

Le scanner utilisé était un scanner photogrammétrique, l'utilisation d'un scanner de bureau ne peut que donner des résultats médiocres. L'origine des images et leur digitalisation doit faire l'objet du plus grand soin.

4.2.3 Évolution des déplacements planimétriques

Deux types de corrélations automatiques sont menés sur les ortho-images sélectionnées (Tableau IV.6) :

- sur les images totales (1973, 1990 et 2003) un pas de corrélation de 2 est choisi afin de

limiter les temps de calculs. La fenêtre de corrélation est de 21 x 21 pixels (Tableau IV.10) ;

- sur les images zoomées (1973_z, 1990_z, 2003_z, 2005_z, 2006_{z1} et 2006_{z2}) un pas de corrélation de 1 est choisi puisque la taille des images est moins importante. La fenêtre de corrélation est de 13 x 13 pixels.

	Pas de corrélation	Fenêtre de corrélation	Taille de la fenêtre (pixels) d'évaluation d'offset	Décalage relatif en lignes (pixels)	Décalage relatif en colonnes (pixels)
1973 - 1990	2	21 x 21	150 x 150	+1,03 (*+/- 0,88*)	+0,41 (*+/- 0,88*)
1990 - 2003	2	21 x 21	150 x 150	+0,50 (*+/- 0,38*)	-0,67 (*+/- 0,41*)
1973_z – 1990_z	1	13 x 13	400 x 400	+0,60 (*+/- 1,21*)	+0,40 (*+/- 1,18*)
1990_z – 2003_z	1	13 x 13	400 x 400	+0,47 (*+/- 0,46*)	-0,67 (*+/- 0,47*)
2003_z – 2005_z	1	21 x 21	400 x 400	-0,03 (*+/- 1,49*)	+0,58 (*+/- 1,39*)
2005_z – 2006_z	1	21 x 21	400 x 400	-0,29 (*+/- 0,14*)	-0,63 (*+/- 0,12*)
2006_{z1} – 2006_{z2}	1	21 x 21	400 x 400	-0,04 (*+/- 0,05*)	+0,41 (*+/- 0,06*)

Tableau IV.10 : Caractéristiques des décalages relatifs dans les zones stables retenus pour les résultats des corrélations multi-temporelles.

Une fois les corrélations effectuées, les décalages relatifs sont ajustés à partir des résultats sur les zones stables. Seule la zone nord-est dans le Val Segnas est stable et possède des valeurs de corrélations permettant un calcul de décalage valable. Ne prendre qu'une seule zone stable comme zone de calcul de décalage présente l'inconvénient d'une possible dérive si la stabilité n'est pas homogène sur toute l'image.

Les décalages relatifs sont donnés en pixels (Tableau IV.10), chaque pixel correspondant à 50cm dans le calcul de corrélation. Outre la valeur des décalages pratiqués qui révèle l'erreur en positionnement absolu des ortho-images, il est intéressant de noter la corrélation entre les écarts-types des décalages calculés en colonnes et en lignes. Ils sont quasiment similaires (Tableau IV.10) pour chaque corrélation effectuée. Ces écarts-types varient de 0,05 pixels pour la corrélation des orthoimages basées sur des MNT différents de 2006 jusqu'à 1,49 pixels pour la corrélation 2003_z-2005_z. Les plus gros écarts-types sont observés pour le couple 2003_z-2005_z.

Une estimation de la précision relative est réalisée à partir des écarts-types selon la formule :

$$P_r = \sqrt{(2\sigma_0^{Colonnes})^2 + (2\sigma_0^{Lignes})^2}$$

Les précisions relatives des ortho-images aériennes sont submétriques à métriques (+/- 0,65 m et +/- 1,69 m respectivement pour 1990_z-2003_z et 1973_z-1990_z). Ainsi, la précision sur les taux de déplacement annuel sont de l'ordre de 5 et 10 cm/an : parce que nous obtenons la signature de mouvements qui ont une signification dans l'instabilité, nous retenons globalement pour les deux corrélations une précision de **5 cm/an**. La surestimation de l'erreur pour 1973_z-1990_z est causée par des distorsions dans la zone choisie pour calculer les décalages. La corrélation des images QuickBird est très bonne (18 cm de précision relative entre 2005_z-2006_z et 6 cm entre 2006_{z1}-2006_{z2}.). Sur l'ensemble des précisions obtenues, les moins performantes rassemblent celles associées aux corrélations à l'image de 1973 et la corrélation 2003_z-2005_z qui met en rapport ortho-images aériennes et satellites (Tableau IV.11).

	P_r (m)
1973 - 1990	1,25
1990 - 2003	0,56
1973_z – 1990_z	1,69
1990_z – 2003_z	0,65
2003_z – 2005_z	2,03
2005_z – 2006_z	0,18
2006_{z1} – 2006_{z2}	0,06

Tableau IV.11 : Estimation des précisions relatives des corrélations.

- Exploitation des corrélations 1973-1990 et 1990-2003

Les corrélations sont réalisées avec un sous-échantillonnage d'un facteur 2 et avec une fenêtre de corrélation de 21 x 21 pixels. La superficie (***S1***) prise en compte, limitée par le trait rouge sur la Figure IV.48 est d'environ 2 km^2. Une telle superficie en résolution 0,5 x 0,5 m représente théoriquement 7 997 584 pixels. L'utilisation du sous-échantillonnage restreint les résultats à 1 991 839 pixels de résolution 0,5 x 0,5 m. Un filtre est appliqué aux résultats bruts de la corrélation. Ainsi les points non corrélés ou assimilés (dont le coefficient de corrélation est inférieur à 0,7) sont éliminés. Les pixels aux valeurs de déplacements inférieures à la précision relative (pixels "bruités") sont également filtrés.

Ce tri effectué, il reste 23% et 42% des pixels respectivement des corrélations 1973-1990 et 1990-2003 à exploiter (Tableau IV.12). Cette faible proportion permet toutefois d'obtenir des résultats significatifs, sur un grand nombre de points de mesure tout de même (supérieur à 450 000 points).

	Pixels non corrélés (*taux*)	Pixels "bruités" (*taux*)	Pixels exploités (*taux*)
1973-1990	1 142 194 (*57%*)	399 085 (*20%*)	**450 560** (*23%*)
1990-2003	498 642 (*25%*)	657 567 (*33%*)	**835 630** (*42%*)

Tableau IV.12 : Répartition des résultats 1973-1990 et 1990-2003 entre pixels exploités, non corrélés et "bruités" sur la zone *S1*.

Les cartes d'amplitude de déplacement et de direction (Figure IV.48 & IV.49) confirment les zones d'activités décelées avec les différentiels de MNT en précisant les caractéristiques du déplacement planimétrique :

- **déplacement vers le sud du Cuolm Parlet dadens** (parties **B1** et **A3** en Figure IV.47) : la zone sommitale du Cuolm Parlet dadens évolue globalement vers le sud de manière continue entre 1973-2003. Cette zone a subi une accélération après 1990 (date de l'échantillonnage) puisque la vitesse y augmente globalement de 10 cm/an entre les deux cartes d'amplitude de déplacement. La zone **B1** évolue plutôt en N175° alors que la partie **A3** prend une direction N185° ;

- **effondrement vers le SW du Cuolm Parlet dado** (parties **Ha**, **Hb** et **Hc** en Figure IV.47) : le Cuolm Parlet dado s'effondre en direction du SW avec une vitesse horizontale entre 10 et 20 cm/an, ceci sans qu'il y ait eu accélération entre 1973 et 2003. En effet, même si d'autres zones ont été affectées d'une accélération durant cette période, (*Noverraz et al., 1998*), celle-ci apparaît à déplacements constants en moyenne d'après nos calculs. La partie nord de l'arête ne montre pas de déplacement planimétrique alors que les MNT différentiels

pointaient une activité. Cette zone sommitale est en effondrement vertical ce qui correspond à une plus grande extension au nord de **H1** (Cf. Figure IV.43) par rapport à **Ha**. A l'aval (en **Hb**), les mouvements rejoignent la grande crevasse qui borde l'instabilité à l'est ;

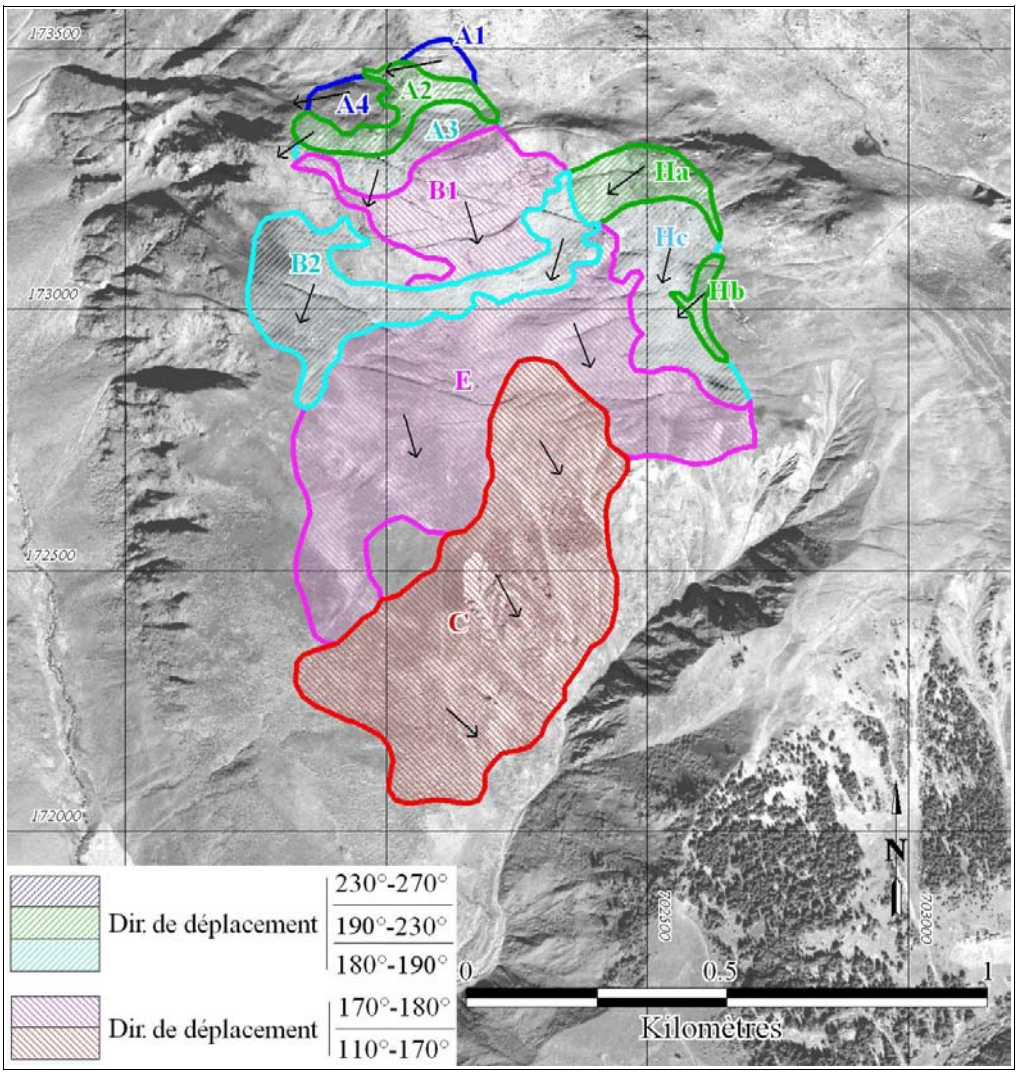


Figure IV.47 : Compartiments identifiables à partir des résultats de corrélation.

L'ensemble du versant évolue vers le sud. Les compartiments identifiés sont différenciés par leur directions. La partie supérieure du versant évolue vers l'ouest (**A1**, **A2** et **A4**) ; le sommet du Cuolm Parlet dadens se dirige vers le sud/sud-est (**B1**) de la même manière que le plateau du Cuolm da Vi (**E**). Une partie du plateau a cependant une direction sud/sud-ouest (**B2**). La partie correspondante au Cuolm Parlet dado (**Ha**, **Hb**, et **Hc**) évolue franchement vers le sud-ouest. La zone située à l'est de **E** et **Hb** sont stables, de la même façon que la zone située à l'est des zones **A1** et **A2**.

- **déplacement en mécanisme dextre dans le graben et manifestation du horst** (partie ouest de **Ha** en Figure IV.47) : la partie affaissée du graben est solidaire du mouvement du versant SW du Cuolm Parlet dado. Sa lèvre supérieure fait office de rimaye : les manifestations d'instabilités sont plus importantes à son aval qu'à son amont. A l'intersection des parties **Ha**, **Hc**, **E** et **B2** la vitesse de déplacement est moindre que pour les alentours. Cette zone correspond à l'emplacement du horst dont la partie amont est plus lente que la partie aval ;

- **déplacement du "coin" vers le SW** (parties **A1**, **A2** et **A4** en Figure IV.47) : la partie nord du Cuolm Parlet dadens qui forme un col avec le sommet a une direction SW avec un taux

de déplacement de 10-20 cm/an entre 1973-1990 puis 20-30 cm/an entre 1990-2003. Alors qu'il était légitime de limiter cette manifestation par l'ouverture métrique en N170, cette dernière est donnée distante de 20 m à l'ouest de la zone d'activité. Les déplacements créant cette ouverture seraient alors compris dans l'incertitude ;

- **déplacement du plateau du Cuolm da Vi vers le sud selon deux axes (N175° & N185°)** (parties **B2** et **E** en Figure IV.47) : la totalité du plateau du Cuolm da Vi prend globalement une direction N170°-N190°. Dans le détail, deux accidents majeurs N110° bordent une frange à dominante N185° (**B2**) alors que le reste du plateau, en amont et en aval de cette zone, adopte une direction N175° ;

- **glissement de la rive droite du Drun Tobel selon la ligne de plus grande pente** (partie **C** en Figure IV.47) : la rive droite du Drun Tobel se décompose en deux parties (amont et aval) qui se déplacent selon leur ligne de plus grande pente. La partie aval du Drun Tobel a une direction N110°-N150° tandis que la partie amont se déplace en direction N160°-180°.

La corrélation des ortho-images permet non seulement de définir précisément les zones instables mais surtout de fournir les taux de déplacements ainsi que leur direction sur un grand nombre de points (450 560 et 835 630 points respectivement pour les périodes 1973-1990 et 1990-2003). Par rapport aux données géodésiques, la corrélation permet de déceler des mouvements aux endroits où aucune instrumentation n'a été installée au préalable.

L'utilisation de la 3D permet de coupler les informations d'amplitude, de direction et de topographie (Figure IV.50). L'interprétation morphologique est facilitée par cette vision synoptique : les interactions entre topographies et déplacements sont mis en évidence.

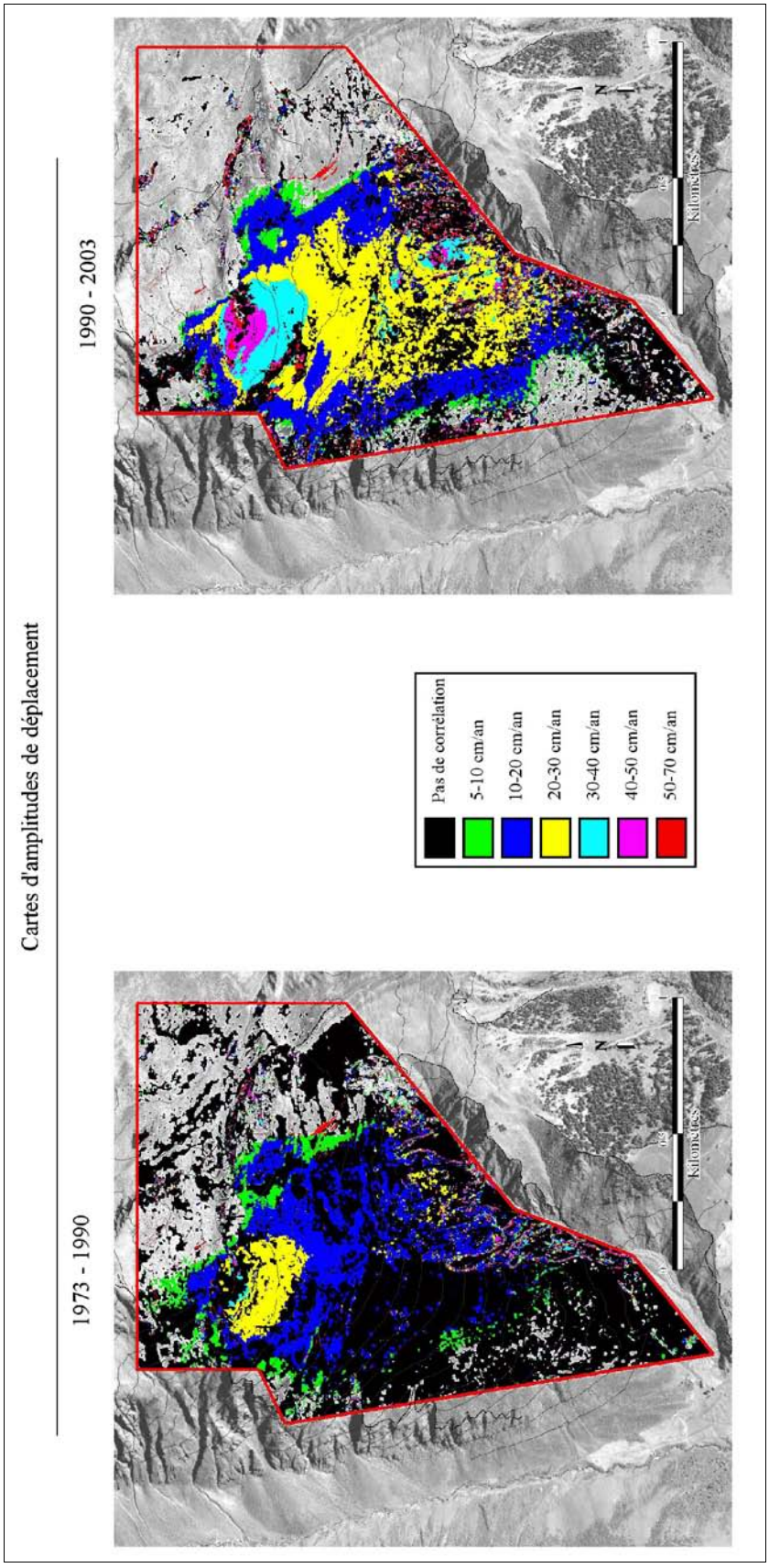


Figure IV.48 : Cartes d'amplitudes de déplacements obtenues par corrélation (fenêtre de corrélation 21*21 pixels) entre 1973-1990 et 1990-2003 sur la zone *SI*.

La comparaison des deux cartes d'amplitudes de déplacement entre les périodes 1973-1990 et 1990-2003 montre que le versant a eu une vitesse supérieure de 10 cm/an sur la deuxième période en moyenne. Les compartiments du Cuolm Parlet dado conservent les même vitesses.

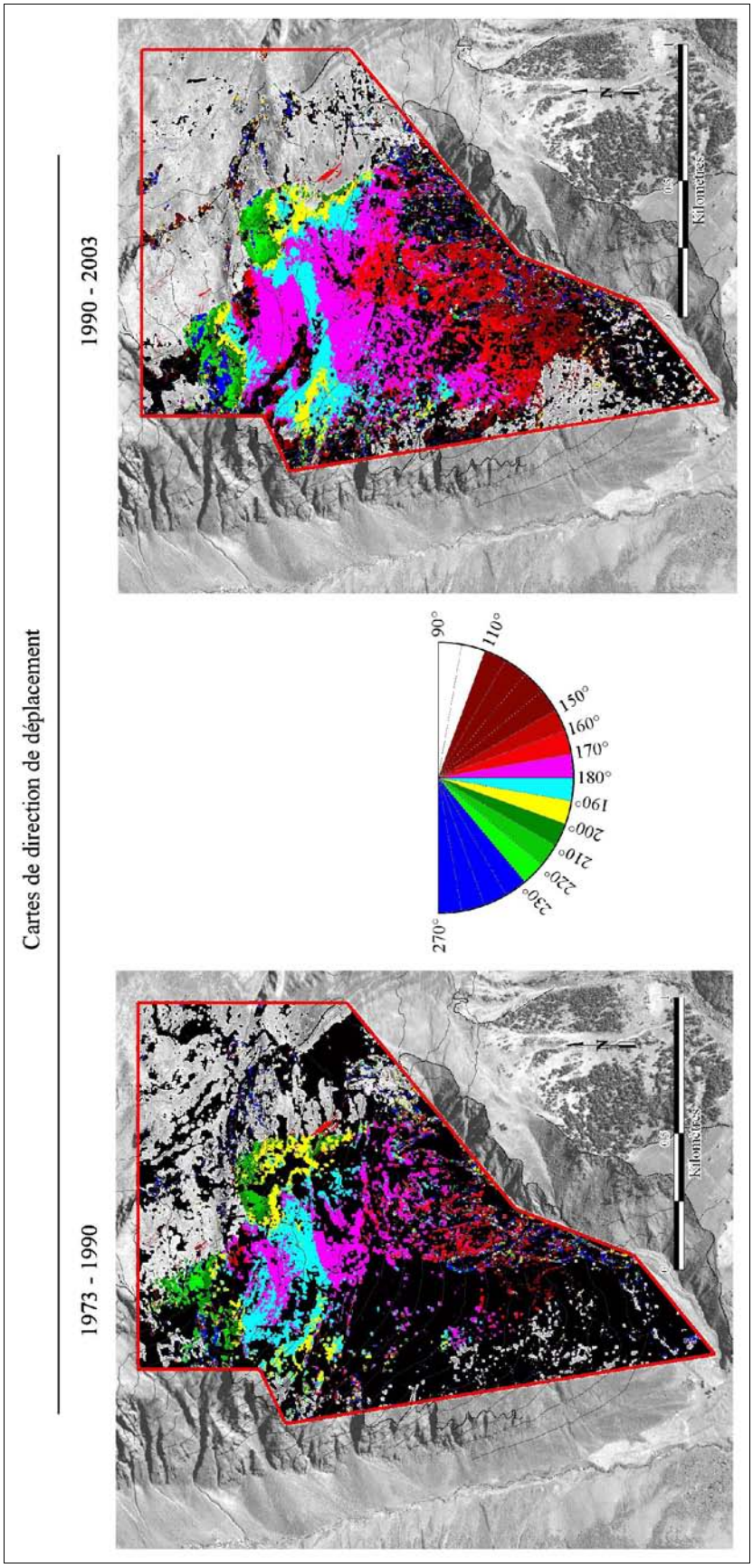


Figure IV.49 : Cartes d'azimuts de déplacements obtenues par corrélation (fenêtre de corrélation 21*21 pixels) entre 1973-1990 et 1990-2003 sur la zone *SI*.

L'ensemble du versant évolue vers le sud. La corrélation met en valeur les différences d'évolution entre les compartiments : le plateau du Cuolm da Vi, s'il se déplace vers le sud, a une direction sud/sud-est pour ses parties supérieures et inférieures et une direction sud/sud-ouest pour une tranche médiane.
Le Cuolm Parlet dado ainsi que les parties nord du Cuolm Parlet dadens se dirige vers le sud-ouest.

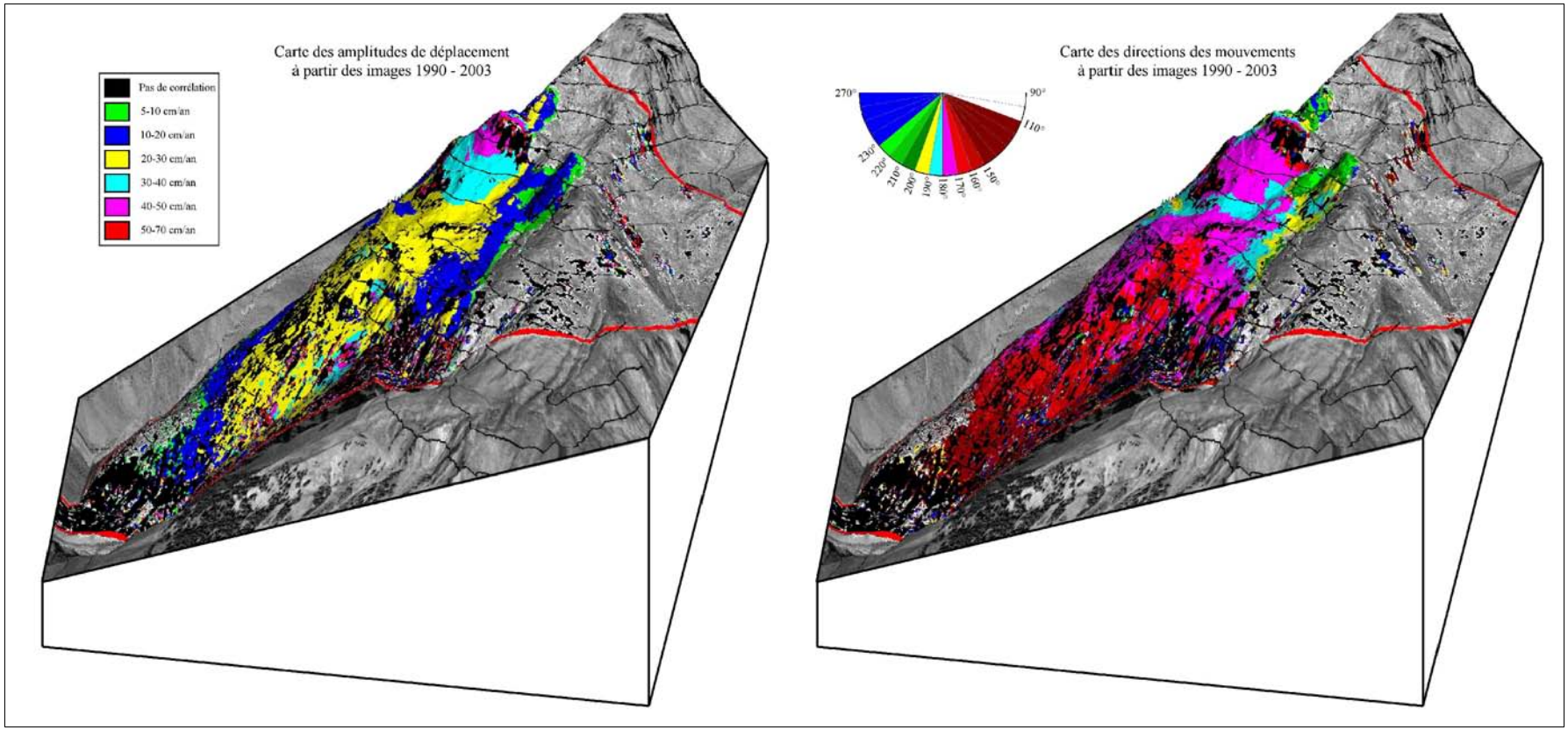


Figure IV.50 : Cartes d'amplitudes et d'azimuts des déplacements entre 1990-2003, drappées sur MNT LiDAR et ortho-image QuickBird de 2005.

La représentation en trois dimensions des cartes de déplacements met en valeur les relations entre la morphologie du versant et ses perturbations. Le sommet du Cuolm Parlet dadens est entièrement affecté par l'instabilité. Les directions de déplacements indiquent un étalement de ce sommet selon des directions entourant le sud. Le sommet du Cuolm Parlet dado se dirige ver le sud-ouest alors que les pentes du Drun Tobel évoluent vers le sud-est. Au milieu du plateau du Cuolm da Vi, une section évolue en direction N 185° tandis que le reste du plateau se dirige en N 175°.

➢ Exploitation des corrélations 1973_z-1990_z et 1990_z-2003_z

Afin d'obtenir plus de précision sur la zone la plus active, la partie nord de la zone instable est corrélée sans facteur de rééchantillonnage : on obtient des valeurs tous les 50 cm.

La superficie (***S2***) prise en compte (trait noir sur les Figures IV.51 & IV.52) est d'environ 1,3 km^2, soit 5 259 900 points de résolution 0,5 x 0,5 m. Les pourcentages d'exploitations des pixels sont consignés en Tableau IV.13. Sans sous-échantillonnage, le nombre de points exploitables a triplé par rapport aux corrélations 1973-1990 et 1990-2003 (Tableaux IV.12 et IV.13) alors que le pourcentage de pixels non corrélés ou assimilés est resté quasiment inchangé (57 % et 55 % respectivement pour ***S1*** [sur 1973-1990] et S2 [sur 1973_z-1990_z] ; 25 % et 24 % respectivement pour S1 [sur1990-2003] et ***S2*** [sur 1990_z-2003_z]).

	Pixels non corrélés (%)	**Pixels "bruités" (%)**	**Pixels exploités (%)**
1973_z-1990_z	2 912 653 (*55%*)	844 952 (*16%*)	**1 502 295** (*29%*)
1990_z-2003_z	1 253 236 (*24%*)	1 452 744 (*27%*)	**2 553 920** (*49%*)

Tableau IV.13 : Répartition des résultats 1973_z-1990_z et 1990_z-2003_z entre pixels exploités, non corrélés et "bruités" sur la zone *S2*.

La détermination des zones d'activités, de leur taux de déformation ainsi que de leur direction est quasiment inchangée. Seule l'extension au nord du Cuolm Parlet dadens est plus marquée (Figure IV.51).

La taille réduite à 13 x 13 pixels de la fenêtre de corrélation n'a pas eu pour conséquence de perdre des zones en corrélation alors que celle-ci est théoriquement plus difficile à réaliser que pour une fenêtre de 21 x 21 pixels. Pour autant, la détermination des déplacements se fait sur une zone (fenêtre de corrélation) restreinte donc l'acuité des résultats doit être meilleure.

Afin de comparer les effets des variations de taille de la fenêtre de corrélation, nous avons considéré la surface ***S2*** sur les corrélations 1973-1990 et 1990-2003 qui sont sous-echantillonnées d'un facteur 2 (Tableau IV.14). Tout en restant de 1,3 km^2, la superficie de la zone ***S2*** est représentée sur les corrélations 1973-1990 et 1990-2003 par seulement 1 309 845 pixels (résolution 0,5 x 0,5 m) du fait du sous-échantillonnage d'un facteur 2.

	Pixels non corrélés (%)	**Pixels "bruités" (%)**	**Pixels exploités (%)**
1973-1990	639 848 (*49%*)	304 036 (*23%*)	365 961 (*28%*)
1990-2003	271 071 (*21%*)	460 568 (*35%*)	578 206 (*44%*)

Tableau IV.14 : Répartition des résultats 1973-1990 et 1990-2003 entre pixels exploités, non corrélés et "bruités" sur la zone zoomée *S2*.

La comparaison des taux de pixels exploités, "bruités" et non corrélés entre les corrélations 1973-1990, 1990-2003 (fenêtre 21 x 21 pixels) et 1973_z-1990_z, 1990_z-2003_z (fenêtre 13 x 13 pixels) amène deux remarques :

- **diminution du taux de pixels corrélés** : la diminution de la fenêtre de corrélation restreint la zone de ressemblance à vérifier pour déclarer un pixel corrélé avec son homologue. Les

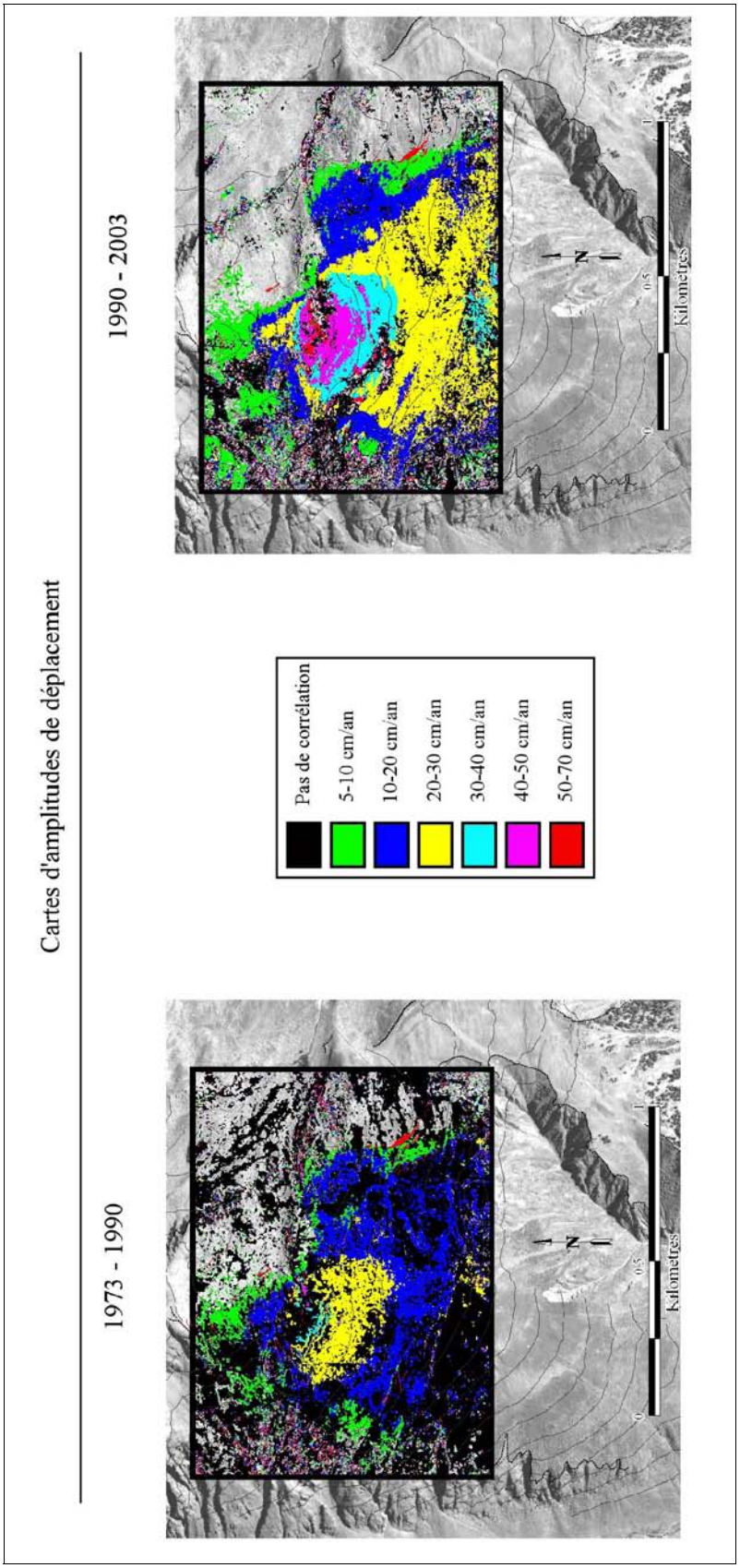


Figure IV.51 : Cartes d'amplitudes de déplacement obtenus par corrélation (fenêtre de corrélation 13*13 pixels) entre 1973_z-1990_z et 1990_z-2003_z sur la zone *S2*.

Les amplitudes de déplacements sont identiques à celles obtenues avec des fenêtres de corrélation plus grandes (Figure IV.48).

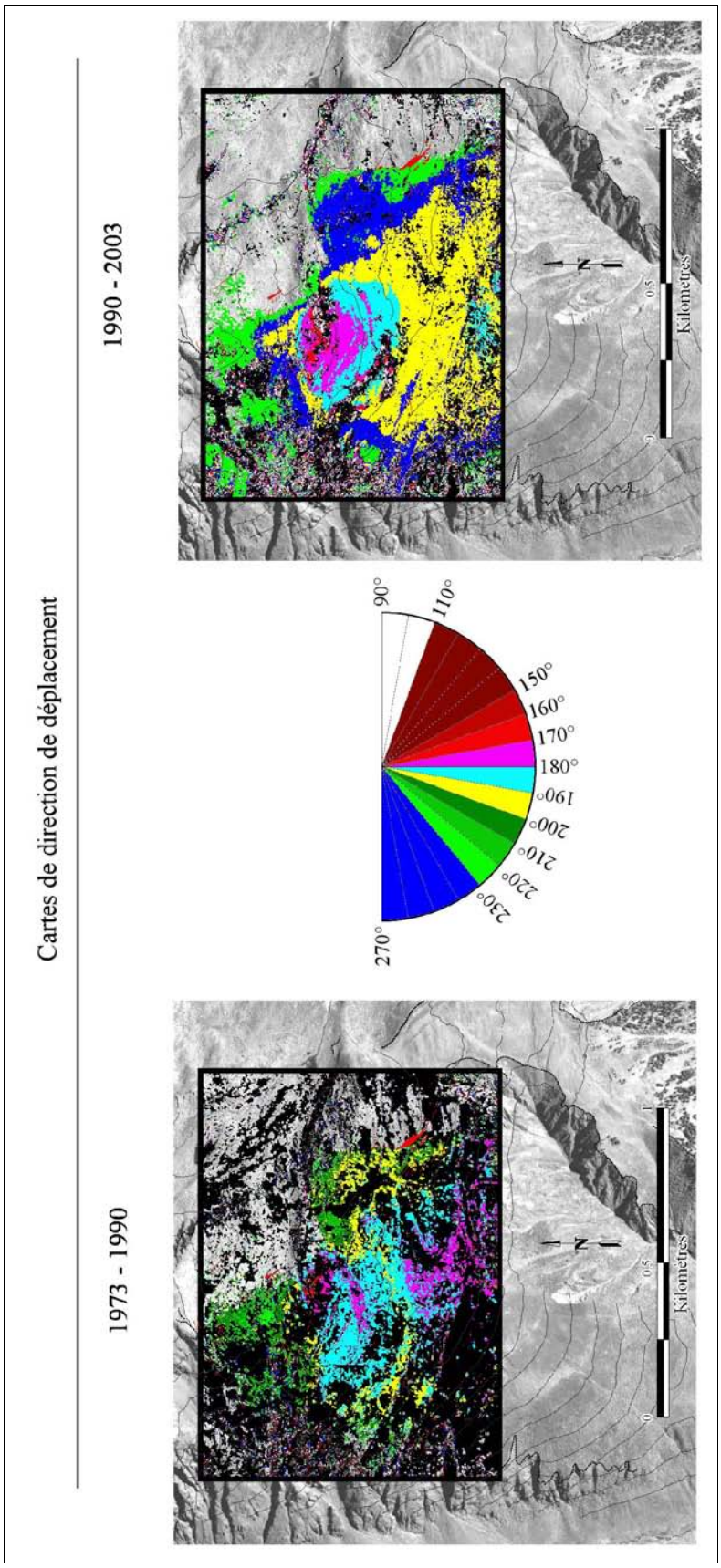


Figure IV.52 : Cartes d'azimuts de déplacement obtenus par corrélation (fenêtre de corrélation 13*13 pixels) entre 1973_z-1990_z et 1990_z-2003_z sur la zone *S2*.
Les directions de déplacements sont globalement similaires à celles obtenues avec des fenêtres de corrélation plus grandes (Figure IV.49). Le nombre de pixels où la corrélation n'a pas abouti semble plus important pour la corrélation entre 1973 et 1990. De plus, les variations de directions peuvent être imputées aux calages sur les zones stables.

résultats sont moins lissés avec une fenêtre de corrélation réduite. Cependant, il y a moins de pixels pour vérifier la ressemblance puisque la recherche se fait sur une surface moindre.

Ainsi les résultats issus d'une fenêtre de corrélation de 13 x 13 pixels montrent une diminution de 6 % et 3 % des pixels corrélés respectivement entre 1973-1990 et 1990-2003 par rapport aux résultats issus d'une fenêtre de corrélation de 21 x 21 pixels ;

- **diminution du taux de pixels "bruités"** : les pixels "bruités" correspondent aux pixels dont les déplacements ne dépassent pas la précision relative estimée. Plus la fenêtre de corrélation est grande, plus le lissage des résultats est important. Les valeurs au voisinage inférieur de la précision relative qui étaient lissées avec une fenêtre de corrélation de 21 x 21 pixels peuvent être plus importantes (car la distance calculée par corrélation est plus précise) avec une fenêtre de corrélation de 13 x 13 pixels. C'est l'interprétation que nous donnons à la diminution de 7 % du taux de pixels bruités entre 1973-1990 et 1990-2003 en rapport avec la diminution de la fenêtre de corrélation de 21 x 21 pixels à 13 x 13 pixels.

➢ Exploitation des corrélations 2003_z-2005_z

L'ortho-image de 2003 est d'origine aérienne, celle de 2005 est issue du satellite QuickBird. Leur corrélation est réalisée avec une fenêtre de corrélation de 21 x 21 pixels (Tableau IV.10) et sans sous-échantillonnage. La carte d'amplitude des déplacements planimétriques (Figure IV.53) montre l'échec de cette approche sur ces deux supports distincts. L'ensemble de la zone est annoncée avec des vitesses de 50-70 cm/an qui ne semblent pas réalistes au vu des vitesses déterminées par les mesures géodésiques. Ainsi rien ne peut être conclu sur le mouvement du Cuolm da Vi à partir de la corrélation 2003-2005 des ortho-images aériennes et satellites.

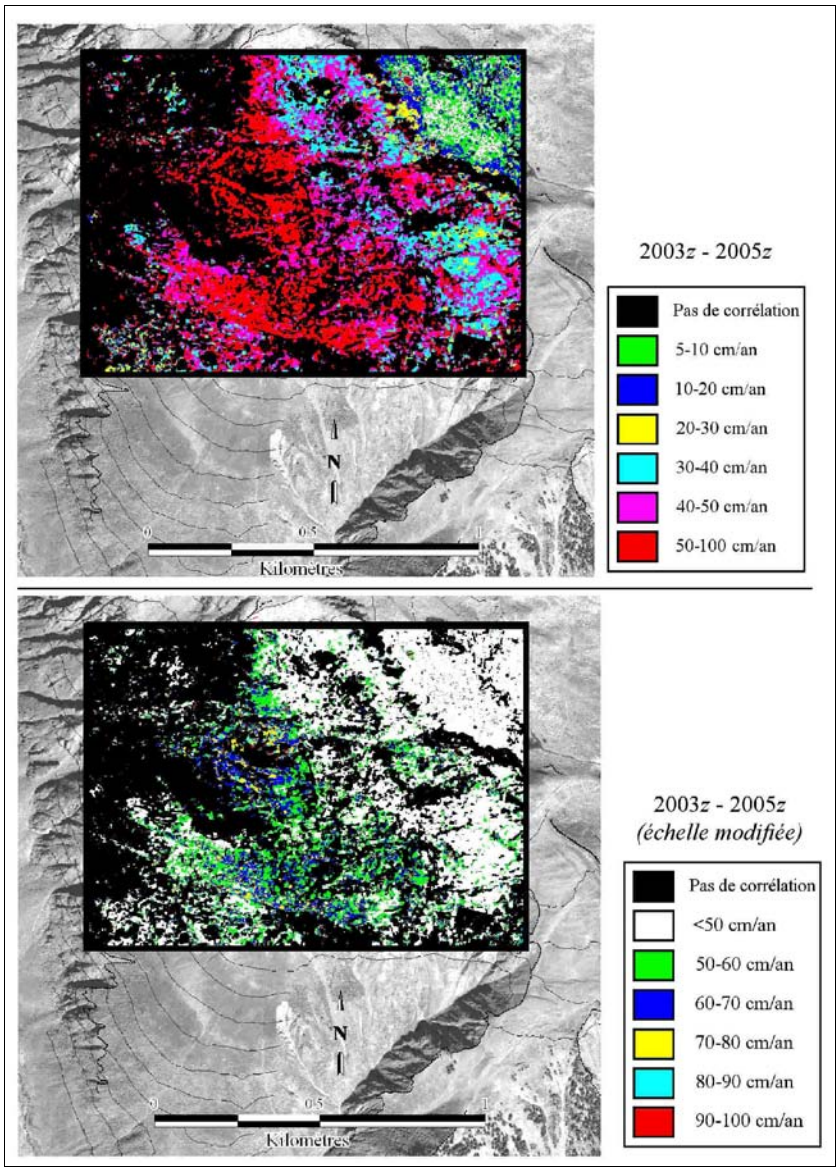


Figure IV.53 : Cartes d'amplitude de déplacements mesurés par corrélation automatique entre les images aériennes (2003_z) et QuickBird (2005_z) sur la zone *S2* : mise en échec de la méthode.

La corrélation entre les images aériennes de 2003 et les images satellitaires QuickBird de 2005 ne permettent pas d'obtenir la moindre information de déplacement. Les incertitudes de la méthode sont trop importantes pour mesurer les déplacements entre ces deux acquisitions.

Les écarts-types des décalages pour le couple 2003_z-2005_z sont les plus importantes des corrélations réalisées (Tableau IV.10). Ceci s'explique par le fait qu'à la fois l'origine des deux images sources (aérien et QuickBird), leur géométrie d'acquisition, et leurs procédés d'ortho-rectification sont différents. Ainsi, la comparaison des images de 2003 (aérien) et 2005 (QuickBird) se heurte à trois problèmes principaux :

- **un problème de précision** : l'amplitude des mouvements est moindre que dans les cas de comparaisons d'images aériennes réalisées sur des périodes de 17 et 13 ans. Entre 2003 et 2005, les vitesses ont diminué de moitié sur la grande partie du mouvement (*Amann, 2006*) par rapport aux vitesses observées entre 1990-2003. Sur la partie basse du Cuolm da Vi les vitesses passent de plus de 30 cm entre 1998-1999 à une dizaine de centimètres entre 2003-2004. Ainsi, pour pouvoir détecter les mouvements entre 2003 et 2005, une meilleure

précision que celle obtenue sur la corrélation des images aériennes est requise. Malheureusement, l'ordre de grandeur de détection des mouvements entre de 2003 et 2005 par corrélation est de l'ordre de 20-30 cm, voire 40 cm au plus dans la zone sommitale du Cuolm Parlet dadens : par conséquent les résultats se confondent dans le bruit ;

- **des capteurs différents** : les images ne sont pas issues des mêmes capteurs. Les imprécisions s'en trouvent augmentées (Tableau IV.11) de sorte que la quasi-totalité de la zone est dans l'intervalle d'imprécision. Plusieurs paramètres sont à l'origine de cette augmentation d'imprécision :

  - ✗ **la radiométrie** des pixels varie en fonction de la hauteur des capteurs, et des heures et des saisons de prises de vue ;

  - ✗ **la taille des pixels** des images sources est distincte : les images QuickBird ont une résolution de 60 cm. Des interpolations ont été faites pour obtenir une ortho-image de 50 cm de résolution ;

  - ✗ **l'ortho-rectification** n'est pas réalisée selon le même procédé : les ortho-images aériennes sont générées à partir de MNT issus des même images sources tandis que les images QuickBird s'appuient sur des MNT extérieurs non contemporains aux prises de vues ;

- **l'unicité de la zone dite stable** pour la détermination des décalages : cette zone au nord-est peut être affectée de distorsions que ne connaissent pas les autres régions des images QuikBird. Si la configuration du terrain le permettait, l'utilisation de plusieurs zones permettrait de s'affranchir de ce biais.

➢ Exploitation des corrélations 2005_z-2006_z

La corrélation des deux images QuickBird de 2005_z et 2006_z est réalisée avec une fenêtre de corrélation de 21 x 21 pixels (Tableau IV.10) et sans sous-échantillonnage. Elle se heurte au même problème de l'amplitude restreinte des mouvements à détecter. De plus, même issues du même capteur, les conditions d'acquisition des images ne sont pas identiques (Figure IV.38). Les angles de prise de vue, les ombres projetées variant selon les horaires des acquisitions sont autant de paramètres qui peuvent influer sur la géométrie finale des ortho-images.

Les amplitudes de déplacement issues du calcul de corrélation ne sont pas représentatives. Elles ont des valeurs importantes (>50 cm en un an) homogènes sur tout le versant. La zone stable où le décalage est réalisé (dans le coin nord-est) correspond à la seule partie de l'image où les mouvements sont restreints (5-20 cm/an). Ainsi, c'est l'ensemble de l'image qui a subi une distorsion. On observe sans doute ici l'effet de la topographie dans l'ortho-rectification.

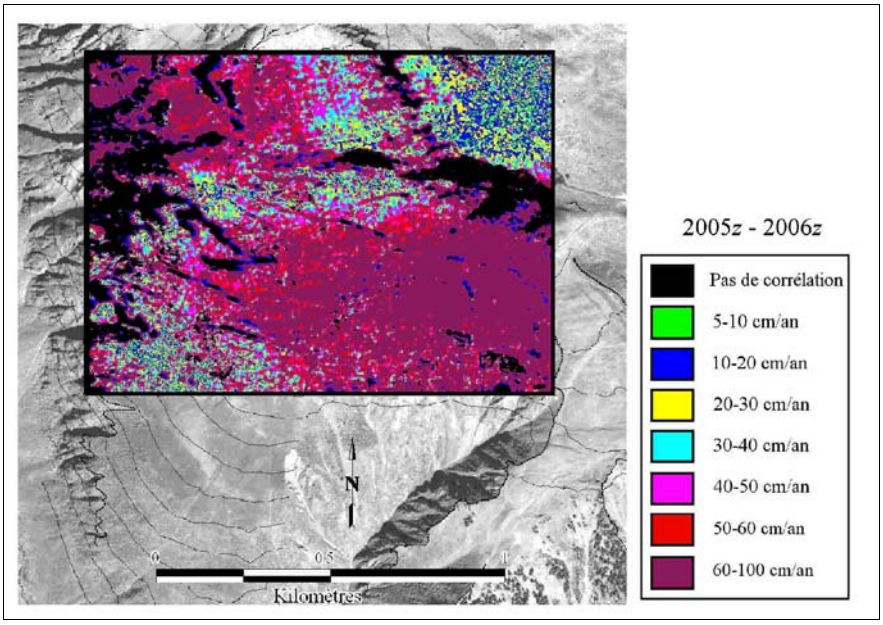


Figure IV.54 : Carte d'amplitude des déplacements mesurés par corrélation automatique entre 2005_z et 2006_z sur la zone *S2* : mise en échec de la méthode.

La corrélation de deux images QuickBird acquises deux années successives n'apporte aucune information.

- Exploitation des corrélations 2006_{z1}-2006_{z2}

La corrélation des deux images identiques QuickBird de 2006_{z1} et 2006_{z2} est réalisée avec une fenêtre de corrélation de 21 x 21 pixels (Tableau IV.10) et sans sous-échantillonnage. Le but de cette corrélation est de mettre en évidence le rôle du MNT dans les calculs d'ortho-images. Les deux ortho-images ont la même image QuickBird pour base mais elles sont ortho-rectifiées à partir de deux MNT différents, antérieurs à la prise de vue. Il s'agit des MNT aérien de 1990 et 2003 issus de la photogrammétrie automatique (GEOMATICA). Leur résolution est métrique.

La carte d'amplitudes de déplacement (Figure IV.55) obtenue à partir de leur corrélation donne des valeurs importantes (jusqu'à 80 cm de déplacement planimétrique au sommet du Cuolm Parlet dadens). L'ensemble de la morphologie est alors discernable à des valeurs plus ou moins marquées. C'est bien la seule variation des ortho-images en fonction d'un MNT ne correspondant pas à la réalité topographique qui est responsable de ces déplacements fictifs puisque c'est le seul paramètre changeant entre les deux ortho-images. Les déplacements planimétriques et altimétriques depuis 1990 ne sont pas sans conséquences sur la génération d'une ortho-image : les zones les plus actives (Cuolm Parlet dadens & dado, partie basse du Cuolm da Vi) ont ainsi des déplacements fictifs de plus de 20 cm.

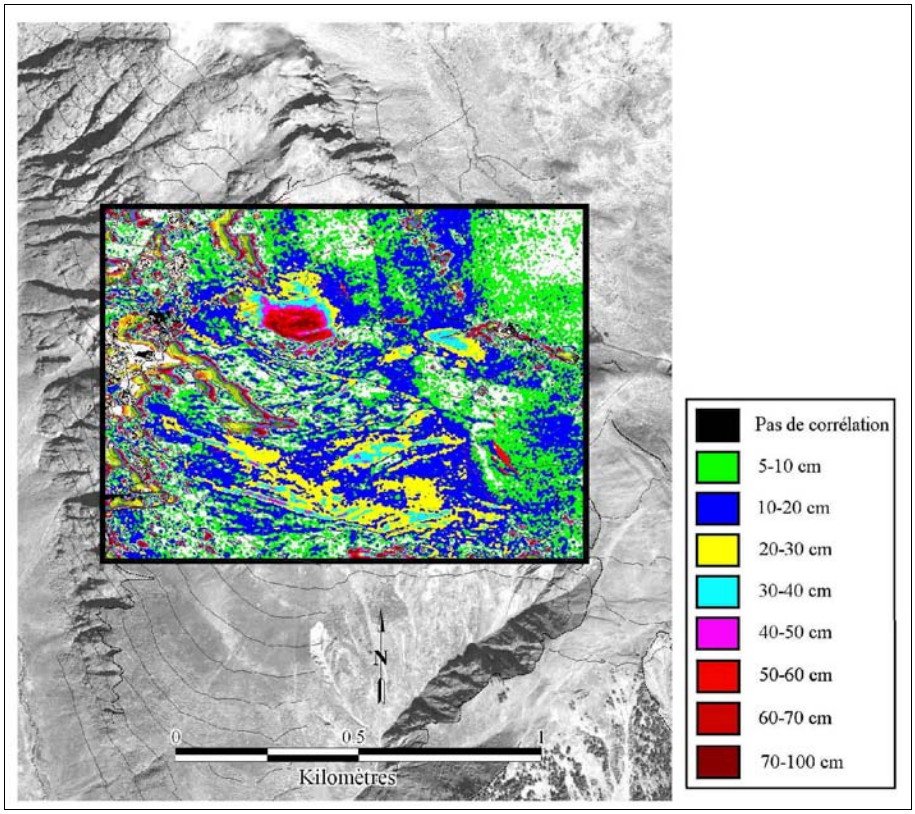


Figure IV.55 : Carte d'amplitude des déplacements planimétriques mesurés par corrélation automatique entre 2006_{z1} (ortho-rectifiée sur MNT 1990) et 2006_{z2} (ortho-rectifiée sur MNT 2003) sur la zone *S2*.

La corrélation de deux ortho-images satellites issues de la même image source ortho-rectifiée à partir de deux MNT différents (MNT aériens de 1990 et 2003) montre des déplacements 'importants. Les zones les plus "actives" correspondent aux sommets des Cuolm Parlet dadens et dado où les déplacements ont effectivement été les plus importants. Le rôle des MNT dans le processus d'ortho-rectification est ici mis en évidence.

Cette approche souligne l'importance de l'utilisation d'un MNT contemporain à la prise de vue pour générer une ortho-image, ceci d'autant plus que la zone est mobile comme c'est le cas sur le mouvement de versant du Cuolm da Vi. On peut conclure que les ortho-images QuickBird générées à partir du MNT aérien de 2003 sont toutes entachées d'erreurs à l'inverse des images aériennes ortho-rectifiées sur leurs propres MNT.

Puisque nous l'avions à disposition, l'utilisation du MNT LiDAR aurait pu être préférable. Cependant, la surface couverte ainsi que les zones sans données importantes du Drun Tobel n'ont pas permis d'obtenir des résultats aussi satisfaisants que le MNT aérien 2003 dans la génération d'ortho-images. Afin de disposer de MNT contemporains aux prises de vue QuickBird, une solution consisterait à acheter un couple d'images stéréoscopiques QuickBird. Toutefois, le prix d'une telle prestation[3], l'incertitude quant à la précision du MNT obtenu et le faible recul temporel sont autant de freins à une telle démarche.

- Comparaison des résultats issus de la corrélation automatique avec ceux issus de la photogrammétrie manuelle

La comparaison des résultats issus des corrélations automatiques se heurte à la disponibilité de mesures classiques aux mêmes instants. Quand de telles mesures ne sont pas disponibles, on

3 il est nécessaire d'un point de vue commercial d'acheter la totalité des scènes QuickBird et non plus une petite partie pour disposer d'images stéréoscopiques.

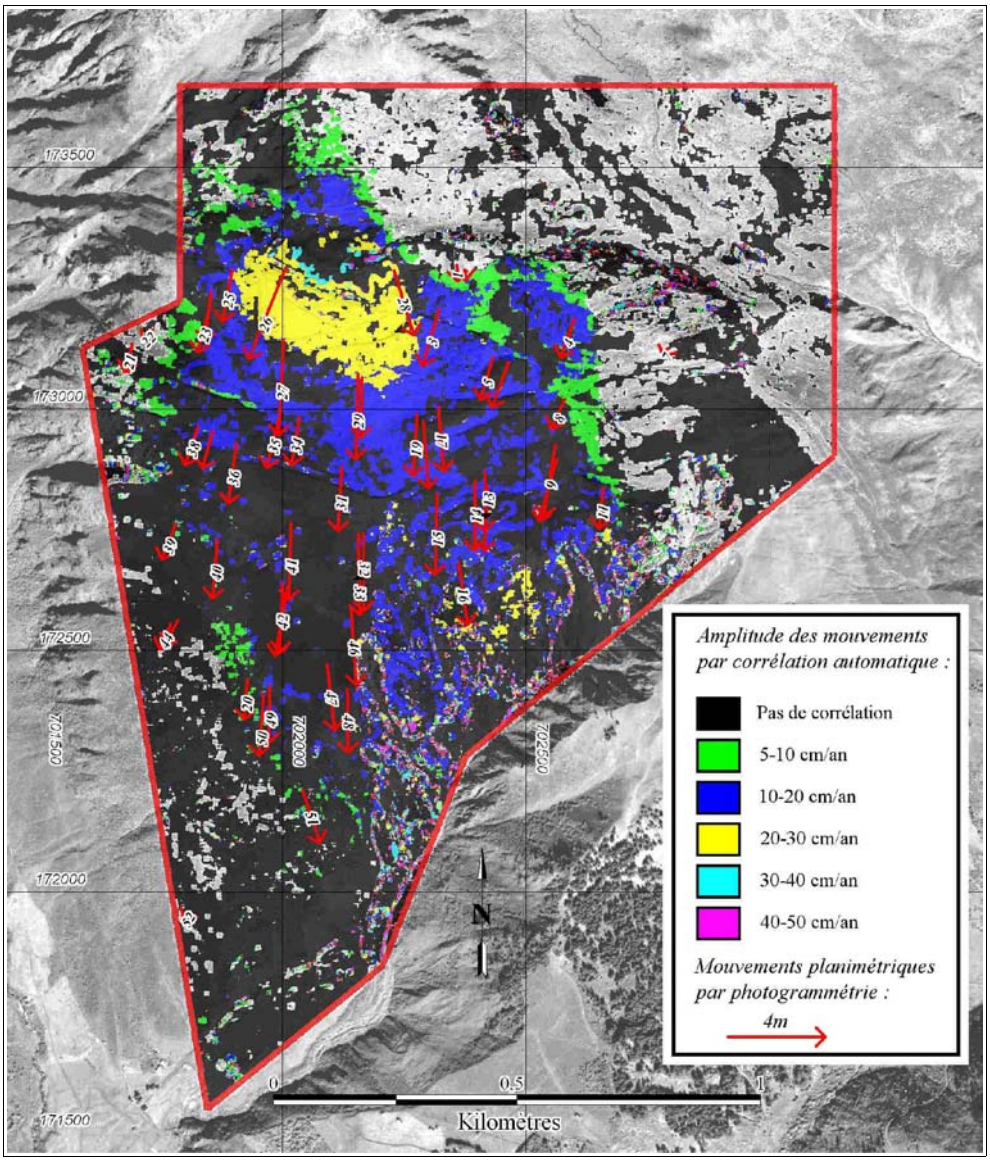


Figure IV.56 : Cartes d'amplitudes des déplacements par photogrammétrie manuelle (Bonnard et al., 2004) et par corrélation entre 1973 et 1990.

La carte d'amplitudes des déplacements permet de caractériser précisément les différents compartiments cinématiques, ce qui est plus difficile à réaliser avec les seules données de photogrammétrie conventionnelle. Cependant, toute la partie sud-ouest du versant n'a pas été corrélée avec succès : les informations photogrammétriques sont alors plus pertinentes que celles issues de la corrélation.

compare alors les taux de déplacements planimétriques annuels.

Dans le cas qui nous intéresse, les images de 1973 et de 1990 ont été exploitées de manière photogrammétrique classique manuelle (*Bonnard et al., 2004*; *Noverraz et al., 1998*). L'obtention de ces données a été réalisée à partir de la digitalisation des résultats publiés (Tableau IV.17 et Figure IV.56). Cinquante-deux points sont repérés, leur amplitude et leur direction déterminées. Le report dans le SIG de ces points permet de déterminer que 19 de ces points sont situés dans des zones où il n'y a pas eu de corrélation pour l'image entière (zone ***S1***) et 27 pour l'image zoomée (zone ***S2***).

Les amplitudes et les azimuts sont comparés en Tableau IV.15. Ils sont réalisés sur les 52 points (Tableau IV.17) dont les déplacements ont été déterminés par photogrammétrie classique entre

1973-1990. Les différences d'amplitudes produites par photogrammétrie et corrélations (fenêtre de 21 x 21 pixels et fenêtre de 13 x 13 pixels) montrent des écarts en moyenne de 0,03 m et -0,04 m. Les écart-types sont de 0,43 m et 0,68 m sur les 33 et 25 points de comparaison. Ces résultats sont à comparer à la précision de +/- 20 cm annoncée pour les déterminations par photogrammétrie. Au vu des approximations opérées dans le cadre des calculs de corrélations (calage absolu, résolution dégradée à 50 cm), ces résultats semblent donc très satisfaisants sur les déterminations d'amplitudes de déplacement.

	Différences d'amplitude photogrammétrie - corrélation		**Différences d'azimuts photogrammétrie - corrélation**	
	Fenêtre de 21x21 pixels	**Fenêtre de 13x13 pixels**	**Fenêtre de 21x21 pixels**	**Fenêtre de 13x13 pixels**
Moyenne	0,03 m	-0,04 m	3,73°	-2,60°
Écart-type	0,43 m	0,68 m	5,89°	16,06°
Médiane	-0,07 m	-0,28 m	4,00°	0,00°
Nombre de valeurs comparées	33	25	33	25

Tableau IV.15 : Statistiques des écarts entre les mesures d'amplitudes et d'azimut des déplacements obtenus par photogrammétrie manuelle et par corrélation sur les deux zones *S1* et *S2* entre 1973-1990.

Les différences d'azimut des déplacements sont plus délicates à interpréter (Tableau IV.16) : puisque les valeurs moyennes et médianes sont non-nulles, cela laisse supposer un calcul erroné de décalage à partir des zones stables. Si une erreur minime de calcul de décalage selon un axe a peu de conséquences sur les calculs d'amplitudes, elle a d'autant plus d'influence sur la direction du vecteur déplacement pour un déplacement important (Figure IV.57).

	Différence d'amplitude de déplacements par corrélation 21x21 pixels - 13x13 pixels	**Différence d'azimut de déplacements par corrélation 21x21 pixels - 13x13 pixels**
Moyenne	-0,08 m	-3,69°
Ecart-type	0,42 m	4,86°
Médiane	-0,22 m	-2,00°
Nombre de valeurs comparées	23	23

Tableau IV.16 : Comparaison sur 23 des 52 points photogrammétriques des résultats issus des corrélations aux fenêtres de corrélation de 21 x 21 et 13 x 13 pixels.

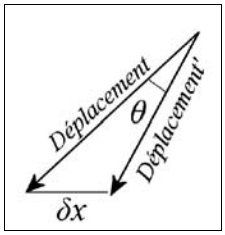


Figure IV.57 : Effet d'une erreur *δx* de décalage sur la détermination de l'azimut.

La comparaison des deux corrélations (fenêtres 21 x 21 et 13 x 13 pixels) sur ces mêmes points

permet de prendre en considération les aspects de sous-échantillonnage, de taille de fenêtre de corrélation et de calcul de décalages relatifs. Les différences d'amplitudes entre les deux mesures sont en moyenne de 8 cm mais avec un écart-type de 42 cm. Cet écart-type est de l'ordre de grandeur de la taille du pixel (50 cm). Les différences observées dans les valeurs d'azimuts sont sans doute imputables majoritairement aux déterminations des décalages relatifs tant leurs effets sont importants.

N° de point	X	Y	Amplitudes des déplacements			Azimuts des déplacements		
			Photogrammétrie	Corrélation 21x21	Corrélation 13x13	Photogrammétrie	Corrélation 21x21	Corrélation 13x13
1	702359,0	173297,6	0,7 m	0,71 m	0,8 m	179°	174°	188°
2	702374,1	173288,4	0,4 m	0,68 m	0,9 m	175°	180°	192°
3	702322,9	173205,9	2,4 m	2,77 m	3,0 m	198°	197°	197°
4	702599,6	173186,2	1,7 m	1,84 m	2,1 m	200°	193°	195°
5	702433,4	173107,2	1,8 m	2,01 m	0,6 m	198°	181°	185°
6	702464,8	173096,8	2,0 m	-	0,7 m	201°	-	201°
7	702792,5	173125,8	0,4 m	0,15 m	-	207°	215°	-
8	702581,0	173020,1	1,4 m	1,45 m	1,8 m	206°	203°	205°
9	702561,2	172927,2	3,0 m	-	-	190°	-	-
10	702564,7	172895,9	2,7 m	-	-	197°	-	-
11	702660,0	172836,7	1,7 m	1,79 m	2,0 m	187°	193°	192°
12	702417,1	172870,3	2,5 m	2,64 m	2,9 m	181°	180°	184°
13	702420,6	172837,8	2,6 m	2,53 m	2,7 m	183°	177°	179°
14	702396,2	172850,6	2,9 m	-	-	181°	-	-
15	702318,3	172823,9	3,3 m	2,87 m	3,1 m	183°	177°	180°
16	702362,5	172681,0	2,6 m	2,28 m		173°	176°	
17	702320,6	173003,8	2,7 m	2,71 m	3,0 m	176°	179°	184°
18	702289,2	172973,6	2,8 m	-	-	176°	-	-
19	702276,5	172988,7	2,5 m	2,78 m	3,0 m	185°	175°	176°
28	702228,8	173287,2	2,8 m	3,56 m	2,3 m	164°	164°	166°
36	701905,7	172928,4	2,5 m	2,21 m	2,5 m	189°	187°	191°
20	701928,9	172439,5	1,7 m	-	-	186°	-	-
21	701690,6	173135,1	1,2 m	0,65 m	1,0 m	194°	185°	203°
22	701734,8	173164,1	0,7 m	0,76 m	1,0 m	223°	204°	203°
23	701851,0	173208,2	1,9 m	-	-	197°	-	-
24	701853,4	173243,1	2,1 m	2,16 m	2,4 m	189°	179°	181°
25	701897,5	173288,4	2,2 m	2,68 m	-	192°	190°	-
26	702006,8	173293,0	4,1 m	-	2,1 m	203°	-	273°
27	702002,1	173142,0	3,9 m	-	-	184°	-	-
29	702155,6	173072,4	3,5 m	3,62 m	-	183°	183°	-
30	702163,7	173064,3	2,5 m	3,40 m	3,6 m	182°	187°	189°
31	702121,9	172879,6	2,7 m	2,71 m	2,9 m	185°	177°	181°
32	702166,0	172741,4	3,2 m	-	-	181°	-	-
33	702156,7	172740,3	3,3 m	-	-	180°	-	-
34	702034,7	172981,8	2,0 m	2,27 m	2,5 m	190°	187°	190°
35	701994,0	172985,3	2,2 m	2,3 m	2,5 m	195°	190°	191°
37	701856,8	172952,7	1,6 m	1,91 m	2,2 m	196°	193°	194°
38	701826,6	172963,2	1,7 m	1,80 m	-	199°	193°	-
39	701780,1	172761,2	1,6 m	-	-	202°	-	-
40	701867,3	172729,8	2,5 m	1,89 m	2,3 m	186°	181°	193°
41	702017,2	172762,3	3,2 m	-	-	182°	-	-
42	701999,8	172639,2	2,8 m	2,32 m	-	183°	180°	-
43	702011,4	172632,3	2,9 m	-	-	205°	-	-
44	701770,8	172554,5	1,1 m	-	-	192°	-	-
45	701785,9	172561,4	1,2 m	-	-	211°	-	-
46	702141,6	172587,0	3,2 m	2,35 m	-	177°	172°	-
47	702091,6	172470,8	2,6 m	-	-	174°	-	-
48	702133,5	172419,7	2,7 m	-	-	181°	-	-
49	701974,2	172425,6	2,4 m	2,36 m	-	182°	175°	-
50	701961,4	172409,3	2,6 m	1,73 m	-	186°	180°	-
51	702041,7	172209,6	2,3 m	1,26 m	-	163°	159°	-
52	701810,3	171959,9	0,5 m	-	-	212°	-	-

Tableau IV.17 : Résultats comparatifs des calculs de déplacements.

52 points ont été utilisés pour comparer les déplacements obtenus par 1) photogrammétrie manuelle, 2) corrélation avec une fenêtre de corrélation de 21 x 21 pixels et 3) corrélation avec une fenêtre de corrélation de 13 x 13 pixels entre 1973 – 1990.

4.3 Synthèse des déplacements de surface au regard des structures observées

A partir des résultats obtenus sur les images aériennes (différentiels de MNT et corrélations

d'images), nous établissons un zonage précis des compartiments suivant leurs comportements dans le massif. Ce zonage permet de détailler et de comparer les mouvements aux structures levées sur le terrain pour en analyser les compatibilités.

4.3.1 Les compartiments en place dans le versant

Le croisement des différentiels de MNT et des déplacements planimétriques (Figure IV.58) synthétise les comportements identifiés (Figure IV.43 & IV.47). Le versant peut être découpé en quatre grandes zones :

- **la zone "*Dadens*"** : elle correspond à l'ensemble des compartiments entourant le sommet du Cuolm Parlet dadens (**A1**, **A4'**, **A4**, **A2-3**, **A2-3'**, **B1** et **B1'**). Le sommet et ses pentes sud (**B1'**, **A2-3**, **A2-3'** et **B1**) adoptent les vitesses planimétriques les plus importantes du versant. Seule la partie supérieure apparaît en affaissement (**B1'** et **A2-3'**). Cette stricte zone sommitale entraîne dans son mouvement les pentes rejoignant le Pix Pardatschas (**A1**) et provoque les mouvements d'affaissement de ses bordures ouest vers le Val Strem (**A4'** et **A4**) ;

- **la zone "*Dado*"** : elle correspond au sommet du Cuolm Parlet dado et de ses pentes sud-ouest (**Ht**, **Hs**, **H**, **Hg** et **H'**). Le graben (**Hg**) fait partie intégrante de cette entité par son mouvement sud-ouest prononcé. La partie sommitale (**Ht**) ne présente pas de déplacements planimétriques mais seulement un affaissement (50 cm/an). Ses pentes directement sud-ouest (**Hs** et **H**) se déplacent selon la plus grande pente avec un affaissement prononcé pour **Hs**. La partie inférieure qui rejoint le plateau du Cuolm da Vi (**H'**) adopte un déplacement SSW plus marqué que celui du reste de la zone et est affectée d'un affaissement de l'ordre de 15-25 cm/an.

  Les déplacements des zones **B1** et **Hg** convergent : la partie est de **B1** et nord-est de **B2** illustrent une rencontre des effondrements issus des deux sommets ;

- **la zone "*Cuolm*"** : elle correspond à l'ensemble du plateau du Cuolm da Vi (**B2**, **B2'**, **E'**, **C'**, et **H'**). Les compartiments **B2+B2'** aux directions SSW s'intercalent entre **B1** et **E'** aux directions SSE. Le compartiment **C'** a une direction SE plus prononcée. La partie inférieure de cette zone s'affaisse (15-25 cm/an) contrairement à la partie supérieure : cela est dû à l'influence de l'érosion dans le Drun Tobel ;

- **la zone "*Cuolm-sud & Tobel*"** : elle correspond à la rive droite du Drun Tobel (**C** et **D**) et aux pentes raides orientées sud en dessous du plateau du Cuolm da Vi (**E**). Cette partie a globalement un mouvement SSE prononcé. Le compartiment **D** s'individualise par son activité : plus rapide que le reste de la zone, on peut supposer que le processus en cause est superficiel.

Les zones "*Dadens*", "*Cuolm*" et "*Cuolm sud & Tobel*" se situent dans un axe nord-sud où la vitesse de déplacement planimétrique est la plus importante (> 30 cm/an). Elle décroît du sommet du Cuolm Parlet dadens (60 cm/an) jusqu'au bas du Drun Tobel (20 cm/an). La zone "*Dadens*" adopte des vitesses et des directions hétérogènes dans leurs valeurs et leurs répartitions : le mécanisme affectant cette zone est complexe et s'appuie sur un contexte marqué selon les trois dimensions. Par contre, on peut avoir une analyse plus simple de la zone "*Dado*". Cette zone a une direction SW globalement homogène, avec un affaissement sommital. Les mouvements de la partie centrale (**B1**, **E'**) vers le sud semblent en causer la déstabilisation : la zone "*Dado*" apparaît comme une

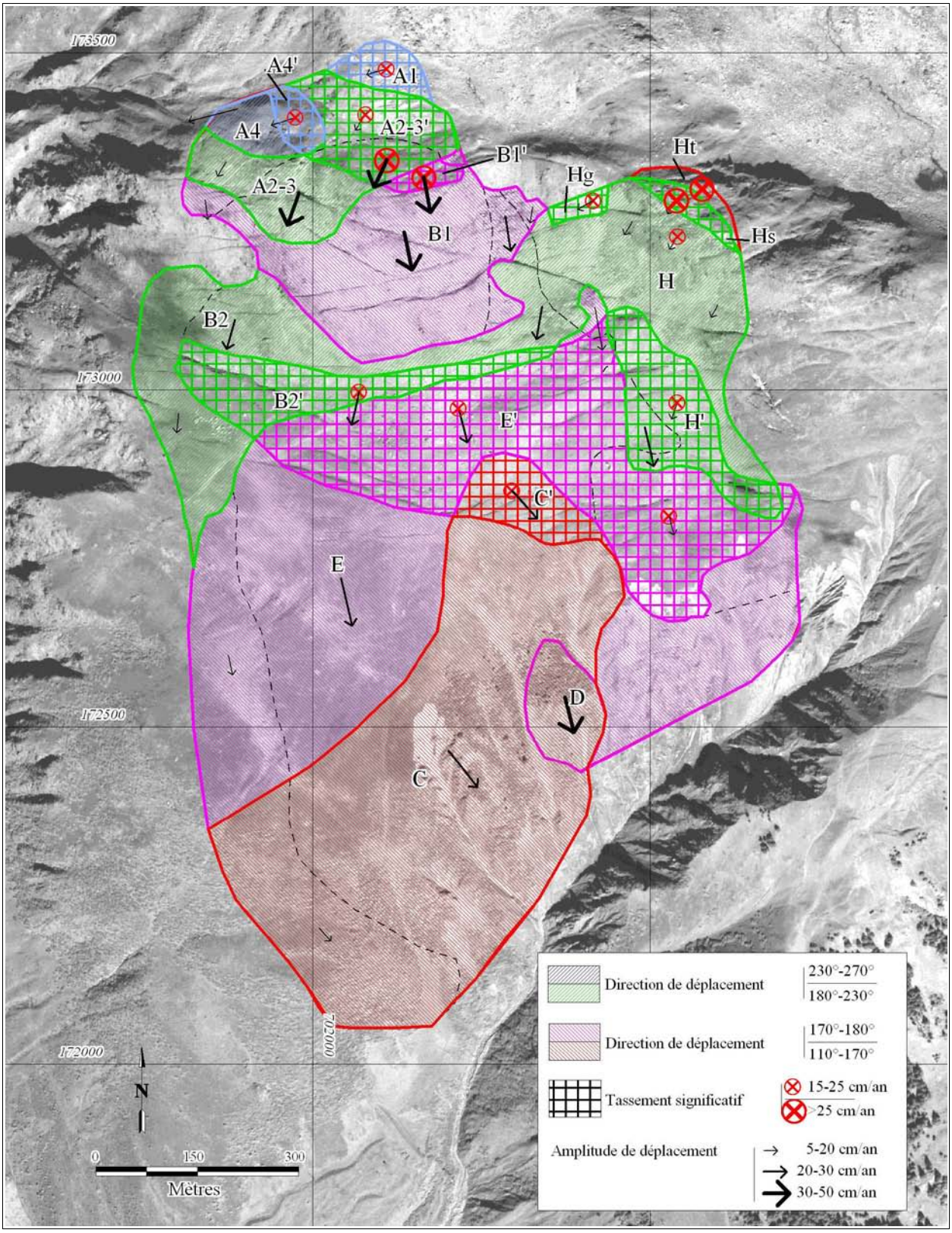


Figure IV.58 : Synthèse des compartiments du versant sur base des déplacements altimétriques et planimétriques obtenus par corrélation des images aériennes 1990-2003.

conséquence du "moteur" de l'instabilité qui se situerait plutôt en partie centrale ou sommitale.

Les causes de l'instabilité semblent ainsi situées sous les compartiments **B1** et **B1'** dans la mesure où les mouvements qui y sont observés ne sont pas induits par d'autres comportements. C'est le contraire pour le "coin" (**A1**, **A2-3'**, **A4'**, et **A4**), conséquence des mouvements du sommet et pour la zone "*Dado*", déstabilisée par les mouvements en son pied. Dans une telle logique, les parties du plateau (**B2**, **B2'**, **E'**) sont vues comme des "zones de transit" de l'instabilité. Les mouvements s'arrêtent sur la partie coïncidant avec l'apparition des kakirites dans le Drun Tobel.

4.3.2 Compatibilité/complémentarité des mouvements avec les structures

La comparaison des mouvements calculés avec les structures observées permet d'en vérifier la compatibilité (Figure IV.59) :

- les zones les plus actives correspondent bien aux zones les plus rapides :
  - ✗ les vitesses et les directions des déplacements du sommet du Cuolm Parlet dadens et du "coin" (**A1**) concordent avec les ouvertures et fissures même si l'activité observée délimite la zone de désordres 50 mètres plus à l'ouest dans cette partie (Figure IV.59). Cette zone de 50m correspond à la limite de détection de la corrélation (5cm/an entre 1990-2003 sur la Figure IV.58) ;
  - ✗ le compartiment rapide **C'** a des déplacements perpendiculaires aux structures N70° sur lesquelles il imprime un rejet à regard amont ;
- les zones centrales (**B1**, **E'**, **B2**) sont très actives : cela se vérifie par leurs vitesses qui même si elles décroissent en allant vers le sud restent importantes. Le fait que le mouvement soit globalement homogène sur toute la zone ne génère pas d'ouvertures spectaculaires sur le terrain ;
- alors qu'elle est vue comme active sur le terrain, la "grande ouverture" se situe hors des affaissements et déplacements détectés du plateau du Cuolm da Vi pendant la période 1990-2003 : ses vitesses de déplacements sont inférieures au seuil de détection (5cm/an), vérifié par Amann (2006) qui mesure sa vitesse d'ouverture à 3,8cm/an entre 2001 et 2004. On peut imaginer que son mouvement a été antérieur à cette période et qu'elle ne joue plus aujourd'hui un rôle important dans le mécanisme. Elle est toutefois un des marqueurs du détachement de versant à l'est. Actuellement, cette zone est plus affectée par un affaissement du plateau du Cuolm da Vi que par une translation horizontale.

La zone sud (**E**, **C**, **C'**, **D**) mobilise les accidents N70° et N110° avec des rejets verticaux. Entre cette zone et la zone du sommet, il existe une "zone de transit" en reprenant l'analogie glaciaire : deux directions conjuguées se manifestent (SSW pour **B2**/**B2'** et SSE pour **B1** et **E'**) sur les plans des accidents N70° et N110°.

Hormis la zone "*Dado*", les manifestations d'instabilité et de tractions se font la plupart du temps sur des morpho-structures à direction N160° (grande ouverture, ouverture dans la dépression de Parlets). Cette direction correspond également à la direction d'écoulement de l'ancien glacier de Pardatschas. Toutefois, elle ne correspond pas directement à une direction structurale : les mouvements se forment dans cette direction en utilisant principalement les failles N 70° et N 110° présentes. Le contrôle structural en tant que tel n'est pas avéré en ce qui concerne les bordures de la

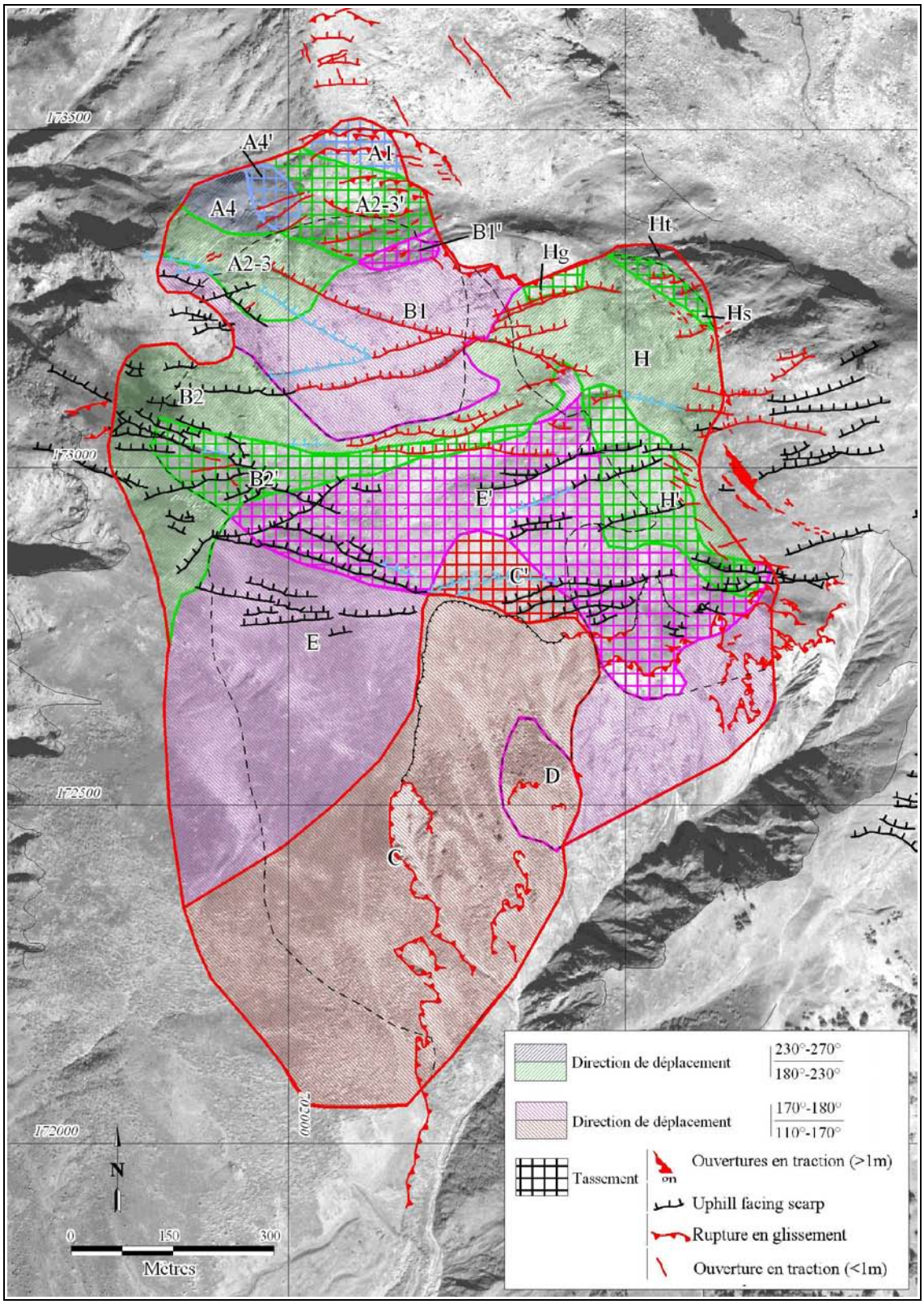


Figure IV.59 : Compatibilité des compartiments issus de l'imagerie avec les données de terrain.

Les compartiments cinématiques déterminés par l'interprétation des corrélations d'images et des MNT différentiels confirment les activités des contrepentes (rouge pour très actives, bleu moyennement et noir inertes), des ouvertures en distension et des affaissements. La zone de la grande ouverture semble a l'écart de l'activité car ses déplacements planimétriques sont inférieurs à 5cm/an. En effet, des indices d'instabilité ont été décelés dans ses zones est.

zone instable : ce doit être autre chose que la structure qui entraîne et induit l'instabilité.

4.3.3 Influence de l'eau

Les conditions hydrogéologiques (Cf. IV.2.5.1) ainsi que le phasage des mouvements lors de forts apports hydriques amènent à en chercher des manifestations sur la répartition des mouvements. La localisation des résurgences doit correspondre à une singularité lithologique ou à une discontinuité dans les trajets d'eau en souterrain. Le verrou glaciaire de l'ancien glacier de Pardatschas permet effectivement la formation d'un "lac" lors de la fonte des neiges ou lors de fortes précipitations. Le lac peut avoir une profondeur maximale de 17 m d'après la topographie. Toutefois, imaginer que la mise en eau d'un tel "lac" puisse créer une surpression suffisante capable de pousser le Cuolm Parlet dadens n'est pas vérifiée, même si une telle hypothèse peut être avancée. La présence de l'eau va cependant favoriser l'utilisation des failles par l'instabilité.

4.4 Limites en profondeur de l'instabilité

A partir de coupes nord-sud et en deux dimensions, plusieurs auteurs ont mené des modélisations numériques par éléments distincts (*Amann, 2006*) et éléments finis (*Rinke, 2004*; *Spickermann et al., 2003*). Les coupes adoptent les mêmes structures que celles que nous avons levées (Figure IV.60). Les failles sont assimilées à des zones fragiles et au comportement mécanique peu résistant. Ces auteurs évaluent la profondeur de l'instabilité en trouvant des maxima de contraintes (Figure IV.60). La profondeur est estimée à 200-250 m (*Amann, 2006*), ou 100-150m (*Bonnard et al., 2004*; *Noverraz et al., 1998*), ou encore 100-150 m mais avec une zone instable n'affectant que les pentes sud (*Rinke, 2004*; *Spickermann et al., 2003*) du plateau du Cuolm da Vi. Bonnard et al. (2004)

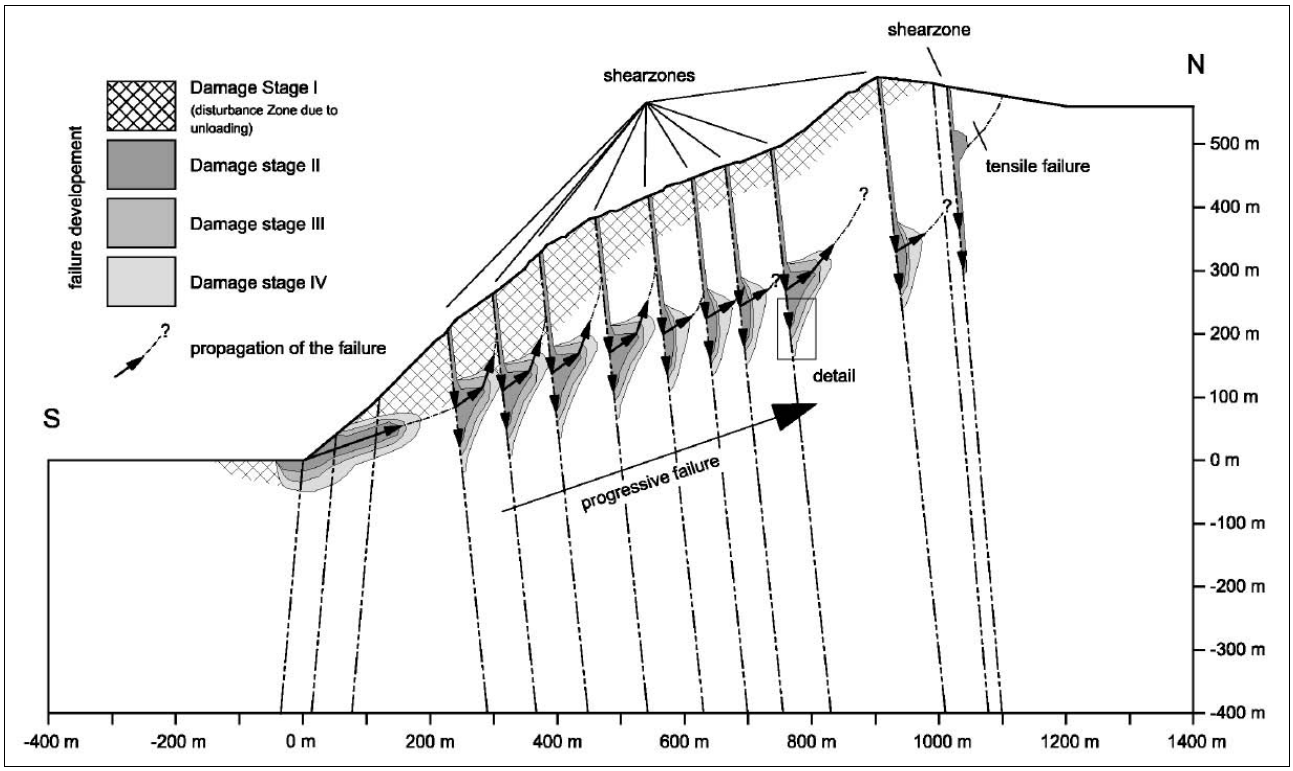


Figure IV.60 : Limite de l'instabilité par modélisation numérique en éléments distincts, d'après Amann (2006).

inclut la zone du sommet tout en conservant une profondeur de l'ordre de 100-150m. A partir de nos seules campagnes de terrain et non pas de modélisation, nous traçons ici la même limite que Amann

(2006) à savoir avec une profondeur de 200-250m : l'hypothèse d'un fauchage généralisé du versant ne nous semble pas vérifié et la profondeur de 100m pas assez importante pour expliquer la mise en mouvement de l'ensemble du versant.

En couplant les informations d'extension de zone avec les profondeurs estimées à partir de la coupe, nous proposons une quantification du volume instable (Tableau IV.18). Le volume total estimé est de l'ordre de $150.10^6.m^3$ pour une surface de 0,96 km2. Cette surface est moindre que la surface totale de l'instabilité (estimée à 1,3 km2) : elle correspond aux zones dont les mouvements sont marqués.

Zone	Surface (m^2)	Profondeur estimée (m)	Volume ($10^3.m^3$)
A1	7 742	80	619
A2-3	24 054	250	6 013
A2-3'	24 854	250	6 213
A4	7 788	80	623
A4'	5 315	80	425
B1	78 715	200	15 743
B1'	3 122	250	780
B2'+H'	59 277	200	11 855
B2+H	130 209	200	26 042
C	254 573	100	25 457
C'	16 915	200	3 383
D	16 255	50	813
E	199 169	150	29 875
E'	121 834	200	24 367
Hg	2 646	150	397
Hs	4 613	250	1 153
Ht	3 680	250	920
Total	***960 760***		***154 680***

Tableau IV.18 : Surfaces et volumes correspondants aux instabilités marquées.

5 Conclusions

L'étude du mouvement de versant du Cuolm da Vi est originellement double : tout d'abord étudier, préciser ses cinématiques ; ceci en mettant en oeuvre des techniques d'imagerie et en les testant.

5.1 L'apport de l'imagerie

Sur l'ensemble des images de départ nous avons testé plusieurs techniques (Tableau IV.19) à base de corrélations d'images et de différentiels de MNT :

- les différentiels de MNT ont été réalisés à partir de MNT générés avec le logiciel GEOMATICA. Aucune connaissance approfondie de la photogrammétrie n'est nécessaire puisqu'il n'y a pas de pointés à réaliser ni d'autres calages. Il convient cependant d'être initié aux méthodes. La précision des MNT générés dépend pour beaucoup du calage absolu. Ce dernier est réalisé à partir de levés sur carte au 1/25000 sur des points fixes hors de la zone en mouvement. Malgré un RMS_{GCP} de 2 m, cela permet d'obtenir des précisions de +/- 15 cm/an sur les différentiels altimétriques (+/- 2m sur les MNT). Même s'ils présentent des "accumulations" et des "ablations" fictives importantes du fait de la composante horizontale des mouvements dans des zones au relief marqué, les différentiels de MNT ont permis de distinguer différentes zones aux comportements distincts. Bien entendu, les déplacements mesurés ne sont quasiment jamais réels car ils ont une composante verticale et horizontale. Cette démarche permet la détection de zones mobiles entre les dates de prises de vues des images ;

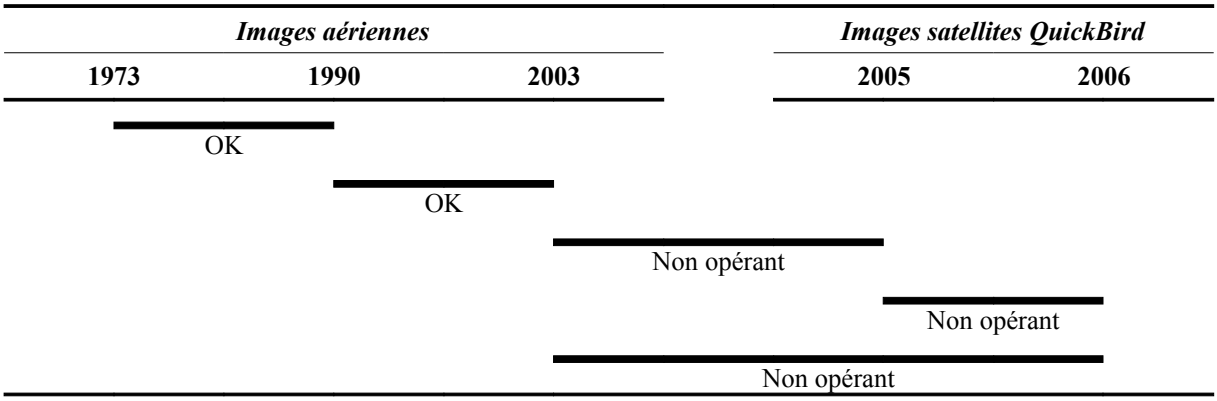


Tableau IV.19: Récapitulatif des succès des corrélations en fonction de l'origine des images.

- les corrélations d'images ont été opérantes pour les seules images aériennes. Les mouvements ont pu être qualifiés et quantifiés dans leurs amplitudes et leurs directions ce qui nous a permis de zoner l'ensemble du versant avec un seuil de détection de vitesse de 5cm/an en moyenne. L'utilisation des images QuickBird s'est heurtée aux problèmes de résolution des images et des imprécisions de la méthode, ceci face aux amplitudes des mouvements à mesurer entre les acquisitions qui ne dépasse pas le seuil de détection. Images QuickBird ou aériennes : les traitements et résultats intrinsèques sont quasiment identiques à la différence que les images aériennes ont une résolution temporelle plus importante. La disposition d'images d'archives permet d'avoir des signaux de mouvements importants entre les acquisitions, ce que ne peut encore proposer l'imagerie satellitaire.

La méthodologie de corrélation des images a été testée par le biais de plusieurs tailles de fenêtres de corrélation. Plus la fenêtre est grande plus la corrélation a de chance de réussir mais les signaux obtenus sont alors plus lissés. A contrario, une faible fenêtre de corrélation fournit des résultats plus précis en diminuant les chances de corrélation.

A coté de ces exploitations pour quantifier les mouvements, l'acquisition LiDAR a montré sa rapidité et sa bonne résolution pour établir un MNT du versant. Ces données nous ont surtout permis d'obtenir des coupes précises.

Enfin, nous avons tiré parti des avantages des techniques de l'imagerie, à savoir le grand nombre de points de mesure et une résolution temporelle d'une trentaine d'année des données pour établir et déterminer précisément des cinématiques de surface sur l'ensemble de la zone en mouvement.

5.2 La connaissance et la compréhension du mouvement de versant

Les manifestations spectaculaires de l'instabilité sur le terrain sont la grande ouverture, le graben ainsi que toutes les failles aux morphologies de "uphill facing scarps". L'animation des ortho-images montre visuellement la diffusion des mouvements sur l'ensemble du versant.

L'instabilité se manifeste sur l'ensemble du versant. L'hypothèse de fauchage généralisé ne peut être retenu après travail géologique de terrain où les seules parties fauchées se situent sur la ligne de crête entre le Cuolm Parlet dadens et dado sur une épaisseur de quelques mètre. Le compartimentage à partir des accidents N70° et N110° tend à montrer que ces derniers sont utilisés par l'instabilité pour relayer un déplacement global vers le sud.

Qualitativement, la profondeur des mouvements ne peut pas être trop superficielle (<50m) et serait plutôt estimée à 200-250m : cette estimations issue du travail de terrain rejoint l'estimation des travaux d'Amann basée sur une modélisation en deux dimensions du versant par éléments distincts. Le rôle des kakirites dans l'instabilité n'est pas encore clairement éclairci : leur limite avec les gneiss concorde avec la seule source du versant au sud ainsi que l'arrêt des mouvements. L'entaille du Drun Tobel a été mise en avant comme possible moteur de l'instabilité. Les éléments à notre disposition tendent à placer la zone des kakirites comme amortisseur du mouvement dans la partie sud sans en être le principal moteur.

Le rôle de l'eau dans l'accélération saisonnière du mouvement est sans ambiguïté. L'apport doit être important pour que la réponse du versant se fasse dans le mois..

Il reste à prendre en compte le rôle de la tectonique et de la surrection actuelle de l'ensemble des Alpes suisses centrales (jusqu'à 1,1 mm/an selon les régions, Cf. IV.2.1). Ce mouvement vertical peut être à l'origine de l'activation/réactivation du mouvement. Une fois l'amorce effectuée, l'instabilité se développe en s'aidant des structures en place. L'hypothèse d'une réactivation contemporaine d'un phénomène Quaternaire étendu à l'ensemble de la vallée (lié au creusement de la vallée du Rhin) et localement amplifié par l'apparition du Drun Tobel par érosion est ici privilégiée.

Enfin, si l'ensemble de nos investigations nous a permis de décrire la cinématique du versant, nous n'en apportons pas d'explications mécaniques. Nous concluons seulement à l'analogie du Cuolm da Vi avec les cas de "deap seated creeping" ("Sackungs", Figure I.3) qui se rapprochent le plus du comportement du massif : extension amont, transfert puis compression aval.

6 Bibliographie

Bibliographie

Abrecht, J., **1994**. Geologic units of the Aar massif and their pre-Alpine rock associations: a critical review. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, 74: 5-27.

Amann, F., **2006**. Grosshangbewegung Cuolm Da Vii (Graubünden, Schweiz) Geologisch-geotechnische Befunde und numerische Untersuchungen zur Klärung des Phänomens, Friedrich-Alexander-Universität, Erlangen-Nürnberg, 207 pp.

Amann, F., Donatsch G., Bonanomi, Y. & Moser, M., **2006**. Kinematik und Bewegungsmechanismus der tiefgründigen Instabilität Cuolm Da Vi (Graubünden, Schweiz). Bull. angew. Geol., 11/2: 117-131.

Bonnard, C., Dewarrat, X. & Noverraz, F., **2004**. The Sedrun landslide. In: Identification and mitigation of large landslide risks in Europe. Advances in risk assessment , IMIRILAND project : European Commission - Fifth Framework Program, pp227-252.

Delacou, B., **2004**. Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin, Université de Neuchâtel, Université de Nice Sophia-Antipolis, 249 pp.

Gudmundsson, G., **1994**. An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland by the Würm Alpine degliaciation. Eclogae Geol. Helv., 87(2): 545-557.

HGNS, **1992**. Hydrological Atlas of Switzerland, Hydrological and geological national service, Bern.

Klemann, V. & Wolf, D., **1998**. Modelling of stresses in the Fennoscandian lithosphere induced by Pleistocene glaciations. Tectonophysics, 294: 291-303.

Laws, S., **2001**. Structural, Geomechanical and Petrophysical Properties of Shear Zones in the Eastern Aar Massif, Switzerland, Swiss Federal Institute of Technology (ETH), Zürich, 168 pp.

Laws, S., Eberhardt, E., Loew, S. & Descoeudres, F., **2003a**. Geomechanical properties of shear zones in the Eastern Aar massif, Switzerland and their implication on tunnelling. Rock. Mech. Rock. Engng, 36(4): 271-303.

Laws, S., Loew, S. & Eberhardt, E., **2000**. Structural make-up and geophysical properties of brittle fault zones in the eastern Aar massif, Switzerland. Proceedings, International Conference on Geotechnical & Geological Engineering, GeoEng2000, Melbourne. Technomic Publishing, Lancaster, Paper #UW0246, 6pp.

Laws, S., Loew, S.& Burg, J.-P., **2003b**. Structural Characterization of Shear Zones in the Eastern Aar Massif, Switzerland. Eclogae Geologicae Helvetiae, Submitted: 46pp.

Noverraz, F., Bonnard, C., Dupraz, H. & Huguenin, L., **1998**. Grands glissements de versants et climat. VERSINCLIM - Comportement passé, présent et futur des grands versants instables subactifs en fonction de l'évolution climatique, et évolution en continu des mouvements en profondeur. p. 132-154, ed. v/d/f.

Persaud, M. & Pfiffner, O., **2004**. Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. Tectonophysics, 385: 59-84.

Rinke, M., **2004**. Documentation about the research into the slope stabiliy of Cuolm da Vi using

the Kinematical Elements Method, Bauhaus-Universität Weimar, Laboratory of Soil Mechanics, Student Research Project, 20 pp.

Schaer, J.-P. & Jeanrichard, F., **1974**. Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. Eclogae Geol. Helv, 67(1): 101-119.

Schaer, J.-P., Reimer, G. & Wagner, G., **1975**. Actual and ancient uplift rate in the Gotthard region, Swiss Alps: a comparison between precise levelling and fission-track apatite age. Tectonophysics, 29(1-4): 293-300.

Schlatter, A. & Marti, U., **2002**. Neues Landeshöhennetz der Schweiz LHN95. Mensurat. Photogramm. Genie Rural, 1: 13-17.

Schlunegger, F. & Hinderer, M., **2001**. Crustal uplift in the Alps. Terra Nova, 13(6): 425-432.

Sieber, A. & Zbinden, P., **2005**. Challenges and solutions at the construction of the longest railway tunnel in the world. AlpTransit documentation, AlpTransit (www.alptransit.ch).

Skaloud, J., Vallet, J., Keller, K., Veyssiere, G. & Koelbl, O., **2005**. HELIMAP: Rapid large scale mapping using handheld LiDAR/CCD/GPS/INS sensors on helicopters. ION GNSS Congress, Long Beach.

Spickermann, A., Schanz, T. & Datcheva, M., **2003**. Analysis of a deep seated slope failure in the Alps. Proceedings of workshop: "Nachweise für Böschungen und Baugruben mit numerischen Methoden", (11) pp. 47-58, Bauhaus-Universität Weimar.

Vallet, J., **2007**. GPS-IMU and LiDAR integration to aerial photogrammetry: Development and practical experiences with Helimap System. Vorträge Dreiländertagung 27. Wissenschaftlich-Technische Jahrestagung des DGPF, Muttenz.

Chapitre V

Conclusions

- **Auscultation d'un site : techniques d'imagerie *vs* techniques conventionnelles**
- **Les paramètres géométriques : MNT et ortho-images**
- **Les paramètres cinématiques : la corrélation d'images et les MNT différentiels**
- **Les plateformes et capteurs : avantages et limitations**
- **Vers des systèmes opérationnels...**

Les objectifs de travail étaient doubles : à la fois éprouver différentes techniques d'imagerie pour la quantification des mouvements de surface des instabilités de versant de grande ampleur et dans le même temps apporter des informations quant aux processus qui animent ces versants. Cela nous a conduits à explorer quelques-unes des techniques d'imagerie optique pour quantifier les déplacements affectant trois mouvements de versants, différents par leurs tailles, leurs vitesses de déplacements et les enjeux qui s'y rattachent. En effet, les mesures cinématiques sont complémentaires des informations géométriques et géologiques pour remonter aux mécanismes de fonctionnement des instabilités.

Parce que la télédétection optique n'est pas encore utilisée de manière routinière pour l'auscultation des mouvements de versants, ce chapitre en synthétise les apports et les limitations au regard des expériences menées au cours de cette thèse.

Après avoir récapitulé de manière générale les apports des techniques issues de l'imagerie par rapport aux techniques de suivi de versants conventionnelles, nous synthétisons les paramètres géométriques et cinématiques des techniques optiques de la télédétection. Les plateformes et les capteurs mis en oeuvre sont rappelés avec les avantages et les limites de chacun. Enfin, nous voyons comment ces systèmes peuvent être envisagés comme systèmes opérationnels de suivi de mouvements de versants.

- **Auscultation d'un site : techniques d'imagerie *vs* techniques conventionnelles**

Actuellement, l'auscultation des mouvements de versants repose principalement sur des techniques conventionnelles pour connaître les évolutions de surface : géodésie (avec tachéométres, GPS, etc.), extensométrie, voire distancemètre à micro-ondes radar. Ce suivi "classique" renseigne sur l'évolution de l'instabilité dans le temps et, couplé aux données géologiques, permet d'en analyser les causes, et d'en proposer les éventuels traitements curatifs.

Les deux paramètres clés des données de télédétection sont la fréquence temporelle d'acquisition et la résolution spatiale (distance entre deux points de mesures). Ces deux paramètres sont à adapter à la vitesse du mouvement de versant ainsi qu'à son homogénéité spatiale avec les données utilisées.

Selon l'importance du mouvement de versant, les dispositifs conventionnels peuvent avoir une fréquence d'échantillonnage temporelle variant de la seconde à l'année ; l'échantillonnage spatial pour l'auscultation classique reste cependant limité à quelques dizaines de points au maximum. Pour des mouvements de versants complexes, de grande ampleur et aux cinématiques diverses, une faible densité d'échantillonnage spatial peut s'avérer limitative dans la compréhension des causes de l'instabilité et/ou de ses échéances en termes d'éboulements.

Les données d'imagerie ont cet atout d'avoir une résolution spatiale très élevée (allant parfois jusqu'aux centimètres). Toutefois, résolution, fréquence d'acquisition et précision ne sont pas toujours conciliables : les images satellitaires ont par exemple des fréquences d'acquisition contraintes par le cycle orbital de leur satellite tandis que la réalisation d'images aériennes dédiées (tous vecteurs confondus) est plus flexible ; les prises de vues fixes peuvent même être réalisées en continu. Certaines données comme les images aériennes institutionnelles bénéficient d'images d'archives : c'est alors le seul moyen de connaître l'historique des mouvements avant l'instrumentation sur site. Les images issues de satellites à très haute résolution comme QuickBird sont trop jeunes pour pouvoir proposer le même recul puisque les premiers satellites ont été lancés à l'aube de ce millénaire (1999).

Dans les deux cas, techniques conventionnelles ou d'imagerie, un travail de géologie de terrain est absolument nécessaire à la validation des résultats cinématiques obtenus pour les inscrire dans un schéma cinématique compatible avec le schéma structural. Des zones dont l'activité sur le terrain est avérée peuvent être exclues de la zone des mouvements délimités par imagerie (cas de la grande ouverture de Sedrun). C'est pourquoi les trois sites étudiés ont fait l'objet d'une étude géologique locale.

- **Les paramètres géométriques : MNT et ortho-images**

Basée sur l'utilisation d'images stéréoscopiques, la photo-interprétation permet de proposer une analyse structurale d'un site instable. L'interprétation renseigne ainsi sur les ensembles lithologiques, les épisodes tectoniques et permet également d'étudier l'évolution du paysage : toutes ces informations étant d'ordre qualitatif.

Les techniques quantitatives de la télédétection optique permettent des apports complémentaires à cette analyse morphologique. L'utilisation de la photogrammétrie (manuelle) permet de déterminer

précisément (de l'ordre du centimètre) les mouvements de points choisi au sol. L'automatisation de cette démarche a été testée dans ce travail : le nombre de points de mesure ainsi que la résolution spatiale sont importants. L'utilisation de ce grand nombre d'informations permet de préciser le contexte géomorphologique à travers les MNT et les ortho-images.

Ainsi, à partir d'un MNT, il est possible d'obtenir des informations qualitatives sur la morphologie du mouvement de versant considéré. Le MNT ombré suivant une illumination adéquate peut faire ressortir la morphologie du terrain. Il permet ainsi de compléter l'analyse faite par stéréo-interprétation sans pour autant donner des valeurs de déplacements réels.

Les ortho-images pâtissent d'une représentation en deux dimensions : on ne peut que difficilement y explorer la morphologie du site. Par contre, le drappage d'une ortho-image sur un MNT permet d'obtenir des représentations du versant considéré en trois dimensions. Si cela ne permet pas de connaître l'évolution de l'instabilité au cours du temps, du fait d'un angle de vue modulable, des informations morphologiques peuvent être extraites.

- **<u>Les paramètres cinématiques : la corrélation d'images et les MNT différentiels</u>**

L'utilisation de MNT et d'ortho-images mutiltemporels permet de déterminer la cinématique du mouvement de versant. Cela se fait de manière quantitative et qualitative avec la corrélation d'images et seulement qualitative avec les MNT différentiels :

- **la corrélation d'images** apporte une information de déplacements dans le plan des images. Si les images ne sont pas ortho-rectifiées, la corrélation ne fournit qu'une détection des mouvements. Un éboulement de la zone frontale des Ruines de Séchilienne a ainsi permis de tester le potentiel de la corrélation d'images de face comme système d'alerte dans les zones frontales trop instables pour être instrumentées. Si la corrélation est réalisée sur des ortho-images, ses résultats sont traduits en termes de déplacements dans un repère cartographique. Ainsi, le site du mouvement de versant de Sedrun, dépourvu de toute végétation et animé de mouvements conséquents (de l'ordre de 90 cm/an max), a constitué le laboratoire idéal pour tester les techniques d'imagerie. Nous y avons démontré le potentiel de la corrélation d'images à partir d'ortho-images aériennes : pas moins de 400 000 points de mesures sur l'ensemble du versant ont permis d'en décrire de manière globale les comportements cinématiques. Ainsi, nous avons vérifié par imagerie que le versant a subi une augmentation de ses vitesses de déplacement de l'ordre de 150% entre 1990 et 2003 par rapport à sa vitesse d'évolution moyenne entre 1973 et 1990. De la même manière, alors que les conditions semblaient réunies sur le site de Séchilienne (déplacements importants sur de grandes superficies), les tentatives d'exploitation des images satellites (QuickBird), aériennes institutionnelles (IGN) et spécifiques (missions topographiques) par des traitements automatisés ont toutes été vaines, principalement à cause de la végétation arborée trop dense. Nous concluons de ces deux applications sur Sedrun et de Séchilienne que la végétation dense doit être considérée comme rédhibitoire aux techniques d'imagerie autres que la photogrammétrie conventionnelle. Dans certains cas où la végétation est trop dense, aucune technique d'imagerie ne peut être envisagée ;

- **la comparaison de MNT** multitemporels permet d'obtenir une première détection des déplacements. Sur le site de Séchilienne, les MNT issus des missions dédiées et obtenus par

photogrammétrie conventionnelle ont permis de visualiser l'extension ouest de la zone frontale. Les MNT pourraient donc permettre d'optimiser l'implantation d'extensomètres ou de repères géodésiques dans des zones dont l'activité est suspectée si leurs précisions étaient meilleures. Ainsi dans le but de connaître l'activité d'une zone, il reste judicieux d'analyser les informations de terrains puis de suivre un point ou deux de manière classique. Calculés sur le site de Sedrun, les cartes de déplacements issus des MNT différentiels ont quand même permis de distinguer les zones instables des zones stables mais sans en préciser le comportement cinématique total. Au final, ces cartes permettent seulement de connaître qualitativement les comportements cinématiques globaux d'un site instable ;

- **l'animation des ortho-images multi-temporelles** met en valeur de manière qualitative les zones mobiles dans la mesure où les déplacements sont conséquents (supérieurs à la résolution de l'image dans le plan horizontal). L'animation permet de caractériser rapidement les différents comportements cinématiques, et le cas échéant, de renseigner sur les directions des mouvements dans les zones très rapides où aucune mesure ponctuelle ni même de corrélation n'aboutit, hormis les données issues du scanner-laser.

Pour conclure sur ces techniques, elles offrent donc la possibilité d'obtenir les mesures des champs de déplacements altimétriques et planimétriques et de délimiter sans interpolation les zones aux comportements cinématiques distincts.

➢ **<u>Les plateformes et capteurs : avantages et limitations</u>**

Les plateformes et les capteurs utilisés dans ce travail étaient multiples, nous proposons d'en synthétiser les avantages et limitations :

- *les images satellites*. Elles ont été testées avec les images SPOT 5 sur Séchilienne et QuickBird sur Sedrun et Séchilienne. Les images QuickBird permettent d'obtenir une résolution spatiale quasi-équivalente (60 cm) aux missions aériennes institutionnelles. Cependant, ces satellites, mis en orbite récemment, ne peuvent pas offrir d'images avec un recul temporel suffisant par rapport aux mouvements à observer : deux images prises à un an d'intervalle sur le site de Sedrun n'ont pas permis d'extraire le moindre signal. L'échantillonnage temporel (1 an) s'est révélé en inadéquation avec la vitesse du mouvement (<40 cm/an) : il faut attendre que le signal puisse être détecté avant d'échantillonner. Dans la cas d'un mouvement de versant très rapide, l'échantillonnage dépendant du cycle orbital et des priorités de programmation constituera alors la limite de cette plateforme. La solution consisterait en une constellation de satellites HR. Plus difficile de mise en oeuvre, la corrélation entre images issues de différents satellites (IKONOS, ORBVIEW) est possible mais génère d'importantes distorsions géométriques : les précisions ne permettent pas une détection fiable des mouvements. Nous ne montrons pas ici que l'utilisation de ces données soit probante dans le cas des mouvements rocheux "lents" ;

- *les images aériennes institutionnelles*. Leur principal atout de ces données est la qualité des archives (jusque les années 1930). On possède alors une antériorité sur l'instabilité qu'on ne peut pas obtenir autrement qu'en récupérant les informations cadastrales d'archives. L'échantillonnage temporel est réalisé tous les cinq à dix ans selon les endroits. On ne peut les envisager que dans une logique d'étude cinématique. Si nous avons obtenu des précisions

relatives de l'ordre du mètre lors de leur utilisation sur le site de Sedrun, les précisions peuvent être améliorées avec un référencement absolu par GPS. Dans tous les cas, elles seront tout de même inférieures aux précisions obtenues par photogrammétrie conventionnelle (+/- 20 cm) ;

- *les images aériennes dédiées*. Utilisées sur le site de Séchilienne, elles sont plus faciles à mettre en oeuvre mais également plus onéreuses. D'un point de vue opérationnel, dans le cas d'une accélération des mouvements, l'acquisition peut être immédiatement lancée, dépendany des conditions météorologiques et du temps de mobilisation. Elles nécessitent la mise en place de points d'appuis pour être correctement exploitées. Nous l'avons vu dans le cas de Séchilienne, plusieurs paramètres en ont empêché la bonne exploitation de manière semi-automatisée mais également manuelle: la présence d'une végétation dense, et l'incidence des acquisitions crée des déformations. Les projections des arbres et de leurs ombres dans le plan image ne sont pas constantes suivant les acquisitions : les heures et les saisons des prises de vues importent. Enfin, la digitalisation des images doit être réalisée de la meilleure qualité qu'il soit avec un scanner photogrammétrique.

  Ainsi, pour qu'elles soient bien exploitables, des acquisitions-types aériennes dédiées devraient être réalisées avec un éclairage similaire ou presque, à la même saison hivernale sans neige (la fréquence d'échantillonnage sera alors annuelle) et avec une prise de vue verticale supplémentaires aux prises de vue stéréoscopiques. Ces contraintes doivent être fixées à l'avance au risque de ne pouvoir utiliser les images pour les corréler ;

- *les images DRONE*. Idéal en théorie (puisque mobilisable très rapidement) et éprouvé pour des utilisations en plaine, le DRONE Pixy a montré ses limites dans les régions montagneuses (notamment sur le site des gorges de l'Arly). Toutefois, la flexibilité de ce type de plateforme est intéressante et théotiquement les limites de ce vecteur pourraient être dépassées par exemple par un hélicoptère auto-piloté s'il est suffisamment stable en vol. Ainsi, les contraintes de vent et de décollage n'en seraient plus, les fortes pentes pourraient être acquises en prises de vues obliques, les soucis d'ensoleillement pourraient être dépassés par la mise au point d'un plan de vol rigoureux et une simulation d'ensoleillement en fonction d'un MNT. De manière pratique, il convient d'attendre ces développements avant d'entreprendre des missions qui auraient pour but la quantification des mouvements de versants rocheux ;

- *le scanner-laser héliporté*. Nous n'avons eu qu'un seul jeu de données sur le mouvement de versant de Sedrun : il apparaît efficace pour produire un MNT rapidement avec une résolution submétrique et de bonnes précisions (5cm en positionnement relatif). Des ortho-images peuvent être générées à partir de prises de vues obliques prises lors de l'acquisition. Nous n'avons pas utilisé de telles données bien que le site de Sedrun, sur une durée de deux ans s'y serait sans doute prêté. Cette technique semble adaptée à la quantification des mouvements et surtout le calcul de volume de zones éboulées ;

- *le scanner-laser terrestre*. Dans les gorges de l'Arly, l'utilisation du scanner-laser terrestre n'a pas sété probante : la grande distance d'acquisition (> 400 m), la faible amplitude des mouvements (< 3 cm entre les acquisitions) conjugués aux limites de précision de l'appareil (diffraction, réflectance) n'ont pas permis à cette méthode de fournir des résultats probants. Son application pour le suivi de sites instables à partir d'un point de vue opposé doit ainsi être envisagée avec précaution, avec si possible un rapport d'un pour cinq mille entre

l'amplitude des mouvements à mesurer et la distance d'acquisition. Mis en oeuvre sur les Ruines de Séchilienne avec une résolution spatiale de l'ordre de 10 cm et une précision testée de l'ordre de +/- 15 mm, le scanner-laser terrestre a montré la rotation vers l'aval des compartiments structuraux qui forment la zone frontale. De plus, le volume d'un éboulement important a également pu être estimé à partir de ces acquisitions. Si le budget alloué à l'auscultation est conséquent, une acquisition de face en continue (quand elle est réalisable) peut être mis en oeuvre : cela pourrait par exemple s'appliquer dans le cas de suivi de chantier sensibles ;

- *les prises de vues fixes*. Testées sur le site de Séchilienne, l'utilisation des images prises de face, à l'aide d'un appareil photogrammétrique sur un emplacement dédié permet la détection des masses en mouvements sans pour autant en quantifier les déplacements avec précision, sauf à en réaliser le positionnement et disposer d'un MNT précis sur la zone d'acquisition. Elles ont montré leur potentialité comme système de prévision d'éboulements. Seul l'aspect détection a été testé. Afin de réaliser véritablement une auscultation à partir de points de vue de face, il serait nécessaire d'y calibrer un appareil photogrammétrique et de disposer d'un MNT précis de la zone photographiées. Les images pourraient alors être rectifiées.

➢ **Vers des systèmes opérationnels...**

A travers l'ensemble des approches menées, nous avons détecté les configurations défavorables des terrains instables à une utilisation de l'imagerie. Les principaux paramètres sont la présence de végétation, l'inaccessibilité et/ou la dangerosité, la raideur des pentes et la facilité à contraindre le positionnement du capteur d'acquisition de la technique considérée. L'ensemble de ces données sont groupées dans le Tableau V.1. Les paramètres de résolution spatiale et fréquence d'échantillonnage temporelle sont indiqués, ainsi que les précisions et les surfaces envisagées. Les résolutions au sol, les précisions et les surfaces couvertes sont données selon leurs ordres de grandeur observés. Le tableau doit permettre d'aider au choix de la technique d'imagerie optique à appliquer selon les contraintes du site à ausculter (pente, végétation etc.).

Enfin, nous proposons un diagramme synthétique à la conduite d'une auscultation sur un mouvement de versant (Figure V.1) : à partir de sa prise en compte, une première campagne de terrain est nécessaire ; elle s'accompagne d'une étude stéréo-interprétative pour connaître le contexte structural local et repérer les zones en mouvement dans leur contexte topographique. Alors que la gestion opérationnelle du site s'organise de manière classique, l'étude issue de la stéréo-interprétation permet de construire une première esquisse structurale, mise en parallèle avec les désordres observés. Si une technique d'imagerie est adaptée, un MNT peut être construit ainsi que des ortho-images, le cas échéant si la pente et la végétation le permettent. L'utilisation du MNT ombré permet de confirmer l'esquisse structurale tandis que les ortho-images, comparées en archives (si elles existent) apportent la connaissance du site à plus long terme. Les corrélations d'images et MNT différentiels permettent ensuite un zonage plus ou moins précis des zones perturbées. Ce zonage voit des applications directes dans le positionnement du système de gestion du site ainsi que pour la compréhension des mouvements.

L'utilisation des techniques d'imagerie comme suivi de site instable nécessite dans tous les cas des acquisitions et des traitements en continu. Or, les temps de traitement des données ne sont pas compatibles pour l'instant avec une utilisation complètement opérationnelle, sauf peut-être une

Technique			Caractéristiques des acquisitions					Sensibilités			
			Résolution	Précision	Surface	Répétitivité	Coût/m2	Impact de la végétation	Inaccessibilité / dangerosité	Impact de la raideur des pentes	Facilité de positionnement du capteur
Photogrammétrie	Conventionnelle institutionnelle		< 50 cm	+/- 15 cm (XY) +/- 20 cm (Z)	50 – 5 000 ha	Dizaine d'années	++	- -	+	- - -	++
	Conventionnelle spécifique		< 25 cm	+/- 10 cm (XY) +/- 20 cm (Z)	5 – 50 ha	Sur commande	+	-	++	- -	+++
	Corrélation d'images, MNT différentiels	Aérien	< 50 cm	+/- taille pixel (XY) +/- 2 m (Z)	50 – 5 000 ha	Dizaine d'années	+++	- - -	+	- - -	+
		Satellite (QuickBird)	60 cm	+/- taille pixel cm	50 – 5 000 ha	> 3 jours	++	- - -	+	- - -	-
		Terrestre	< 25 cm	+/- taille pixel cm	< 1 ha	Jusque continue	++	- - -	++	++	++
Scanner-laser terrestre			Jusqu'à 5 cm	1,5 cm (XYZ) à 80 m	< 10 ha	Sur commande	+++	- -	++	++	+++
Scanner-laser aérien	Avion		< 1 m	+/- 20 cm (XYZ)	> 5 000 ha	Sur commande	+	- -	+	- - -	+++
	Héliporté		< 1 m	+/- 5 cm (XYZ)	5 < surf < 100 ha	Sur commande	++	- -	+++	++	+++

Tableau V.1 : Caractéristiques synthétiques des techniques d'imagerie pour l'auscultation des mouvements de versants.

L'ensemble des techniques considérées a une grande fréquence d'échantillonnage spatial, cependant ils sont plus ou moins affectés par les caractéristiques contraignantes des sites à ausculter. Les signes + et - indiquent leur adéquation face à ces caractéristiques sensibles. Un total de trois – pour une technique donnée doit amener à l'écarter pour l'auscultation du site considéré, sauf exceptions.

corrélation d'images fixes prises de face dont la rapidité de traitement sur le terrain reste à tester. De plus, la précision des techniques utilisées dans ce travail n'est pas suffisante dans le cas d'échantillonnages temporels rapprochés voire continus. Ainsi, la télédétection optique est complémentaire aux investigations et suivis conventionnels en proposant une visualisation des différents compartiments cinématiques.

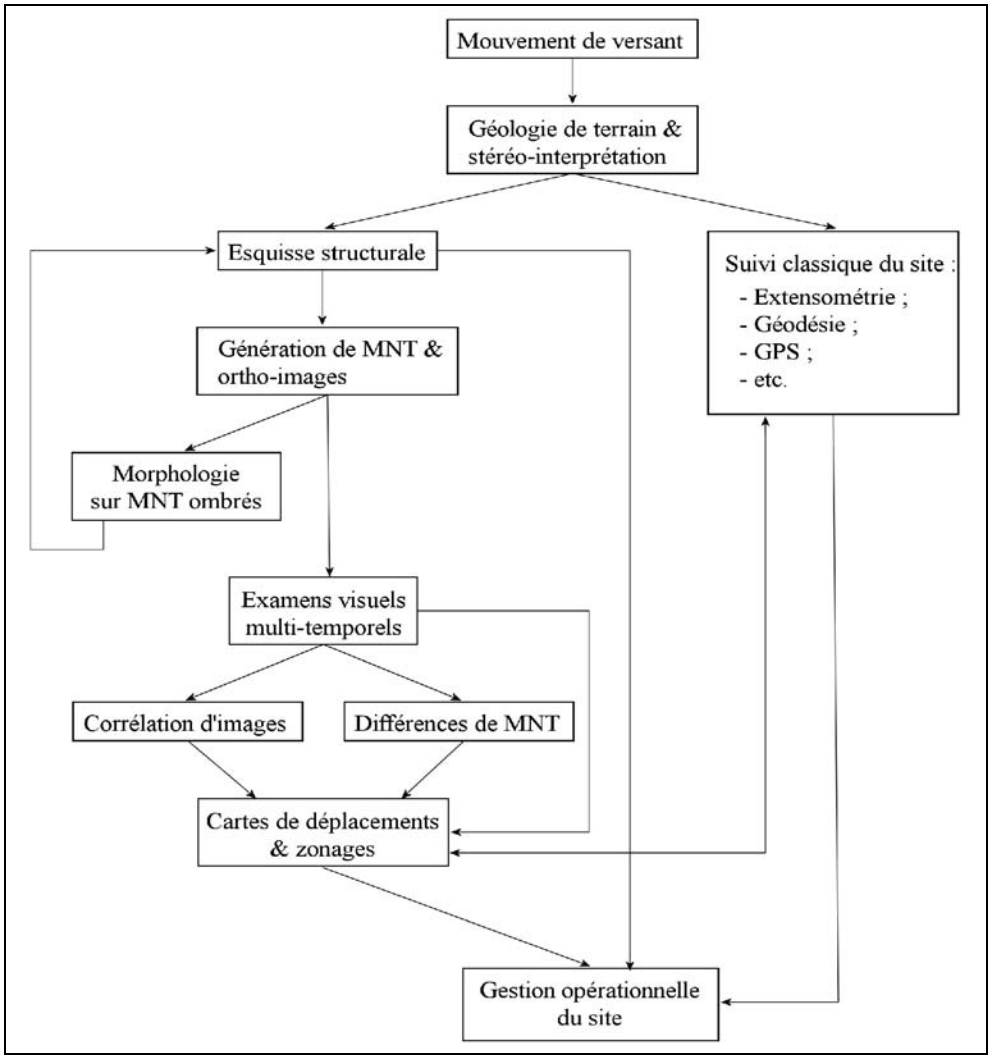


Figure V.1 : Diagramme de mise en oeuvre des techniques d'imagerie complémentaires aux dispositifs de gestion du site.

Liste des figures

Chapitre I

Figure I.1 : Exemples de coupes géologiques sur des mouvements rocheux..... 18
Figure I.2 : Expression du fauchage selon (a) la plasticité ou (b) la fragilité de la roche..... 18
Figure I.3 : Exemple de modélisation de "Sackung"..... 19
Figure I.4 : Conceptualisation des risques naturels..... 21
Figure I.5 : Capteurs passifs et actifs en télédétection..... 25
Figure I.6 : Photo-interprétation à l'aide d'un stéréoscope à miroir..... 26
Figure I.7 : Configuration du plan d'un vol pour acquisitions aériennes stéréoscopiques..... 28
Figure I.8 : DRONE Pixy, paramoteur télécommandé..... 29
Figure I.9 : Caractéristiques des données d'acquisition d'un satellite..... 30
Figure I.10 : Distorsions des images satellites non équipés de capteurs TDI..... 31
Figure I.11 : Principe de la technologie TDI (Time Delay and Integration) des capteurs satellites HR..... 32
Figure I.12 : Distorsions d'une image instantanée dues à l'effet de perspective..... 33
Figure I.13 : Effets de la surface sur l'onde réfléchie pour un signal laser..... 34
Figure I.14 : Scanner-laser Riegl LMS-Z420i utilisé par la société ATM3D..... 36
Figure I.15 : Distinction entre "precision" (dispersion) et "accuracy" (erreur systématique)..... 38
Figure I.16 :Représentation en perspective d'un MNT raster..... 40
Figure I.17 : Les différents formats de MNT..... 41
Figure I.18 :Principe de la stéréoscopie optique..... 43
Figure I.19 : Matériel d'acquisition au scanner-laser terrestre..... 45
Figure I.20 : Exemple des référentiels PRCS et GLCS avec plusieurs SOCS lors d'une acquisition au scanner laser terrestre..... 46
Figure I.21 : Principe général de l'orthorectification des images..... 48
Figure I.22 : Différentiels de MNT, représentation des "accumulation" et "ablation" fictives selon les déplacements planimétriques..... 52
Figure I.23 : Exemple théorique de corrélation entre deux images. 55

Chapitre II

Figure II.1 : Carte de situation du val d'Arly..... 67
Figure II.2 : Localisation des cibles de suivi mensuel (à partir de sept. 2004) et de calage scanner-laser..... 68
Figure II.3 : Extrait de la carte géologique à 1/80 000 "Albertville"..... 70
Figure II.4 : Image aérienne de 1990 de la vallée de l'Arly et schéma structural issu de la photo-interprétation..... 71
Figure II.5 : Prise de vue d'hélicoptère avec le schéma structural issu de la photo-interprétation..... 72
Figure II.6 : Localisation en plan des éboulements de 1996 et 2003..... 73
Figure II.7 : Schéma de localisation du site des Cliets..... 74
Figure II.8 : Découpage structural des couloirs N 50° avec des surfaces de glissement au niveau des cibles 6 et 7..... 75

Figure II.9 : Faille N 20-30° affectant la foliation et sur laquelle se développe l'Arly..... 76
Figure II.10 : Localisation des profils sismiques et des cibles géodésiques installées à partir de septembre 2004..... 77
Figure II.11 : Déplacements altimétriques et planimétriques entre 2000 et 2003 à partir du suivi annuel des repères géodésiques..... 78
Figure II.12 : Suivi extensométrique, variations des bases de mesures..... 79
Figure II.13 : Déplacements planimétriques du versant du tunnel des Cliets entre septembre 2004 et mai 2007, données issues du suivi géodésique mensuel..... 80
Figure II.14 : Carte d'iso-subsidence sur le secteur des Cliets entre septembre 2004 et mai 2007..... 81
Figure II.15 : Graphe des déplacements planimétriques cumulés entre novembre 2004 et avril 2007..... 82
Figure II.16 : Déplacements planimétriques (09/2004 – 05/2007) avec les phases de mouvement et d'arrêt.. 83
Figure II.17 : Localisation du site de décollage et du versant instable sur orthophoto IGN©..... 85
Figure II.18 : Coupe altimétrique SW-NE du val d'Arly au niveau de la zone instable..... 86
Figure II.19 : Image DRONE issue de la campagne d'avril 2006..... 87
Figure II.20 : Localisation de la station d'acquisition du scanner-laser terrestre..... 89
Figure II.21 : Partie supérieure du mouvement des Cliets au dessus de la falaise sommitale..... 90
Figure II.22 : Configuration de la cible lors du test de précision du scanner-laser terrestre..... 91
Figure II.23 : Coupes représentatives (n°1 et n°3) des dispersions du signal du scanner-laser..... 92
Figure II.24 : Cartes de densité des acquisitions scanner-laser sur le mouvement de versant des Cliets, a) en juin 2006 et b) en novembre 2006..... 93
Figure II.25 : MNT différentiels (entre juin et novembre 2006) à partir des acquisitions au scanner-laser terrestre..... 94
Figure II.26 : Coupe WSW-ENE dans les nuages de points d'acquisition scanner-laser de juin et novembre 2006..... 95
Figure II.27 : Exemple d'un nuage de points issu d'une acquisition scanner-laser..... 96

Chapitre III

Figure III.1 : Localisation du mouvement de versant de Séchilienne en rive droite de la Romanche..... 103
Figure III.2 : Dispositions des différentes actions de conservations mises en oeuvre (déviation, galerie de reconnaissance, local de mesures),..... 104
Figure III.3 : Schéma structural du massif de Belledonne..... 106
Figure III.4 : Coupe du massif de Belledonne par la vallée de la Romanche entre Vizille et Rochetaillée... 107
Figure III.5 : Carte géologique du Mont-Sec..... 108
Figure III.6 : Localisation des filons et genèse de la falaise du Mont-Sec par découpage en "cone sheet"... 109
Figure III.7 : Schéma structural du versant sud du Mont-Sec..... 110
Figure III.8 : Vue oblique plongeante de la partie supérieure de la zone frontale des Ruines (D2)..... 111
Figure III.9 : Localisation et prolongement des galeries de mine et de reconnaissance..... 112
Figure III.10 : Vue en plan de la fracturation dans la galerie de mine de la cote 670 m avec les stéréogrammes d'isodensité des diaclases fermées..... 113
Figure III.11 : Coupe de la vallée de la Romanche au droit des Ruines de Séchilienne : estimations des cotes maximales des glaciers..... 115
Figure III.12 : Moyenne mensuelle des précipitations de 1993 à 2006 sur la station du Mont-Sec..... 116
Figure III.13 : Pluviométrie mensuelle 1992-2006 à la station de Mont Falcon..... 117
Figure III.14 : Localisation des dispositifs de gestion du site de Séchilienne..... 119
Figure III.15 : Les dispositifs conventionnels de suivi de site..... 119

Figure III.16 : Amplitudes planimétriques (>10mm), directions et rapports dZ/dXY pour les repères géodésiques entre 2005 et 2006..... 120
Figure III.17 : Modèle cinématique du versant sud du Mont-Sec à partir des données annuelles de suivi géodésique (données 2005-2006)..... 123
Figure III.18 : Affaissements et translations du versant du Mont Sec de 1997 à 1998..... 124
Figure III.19 : Affaissements et translations du versant du Mont Sec de 2001 à 2002..... 125
Figure III.20 : Affaissements et translations du versant du Mont Sec de 2004 à 2005..... 126
Figure III.21 : Versant du Mont-Sec vu par Spot 5 (image du 04-09-2003)..... 128
Figure III.22 : Scène et image QuickBird du 15-01-2007 à Séchilienne. 130
Figure III.23 : Image QuickBird ortho-rectifiée sur le site de Séchilienne. La résolution est de 60 cm..... 131
Figure III.24 : Ortho-image de Séchilienne à partir des images IGN de 1981..... 132
Figure III.25 : Ortho-images des années 1995 et 2003 à partir de MNT construits manuellement..... 134
Figure III.26 : Influences des ombres des arbres ainsi que de leurs projections pour de faibles hauteurs de vol..... 134
Figure III.27 : Illustration des différentes projections des arbres et de leurs ombres sur les deux ortho-images de 1995 et 2003..... 135
Figure III.28 : Localisation des MNT et profils sériés manuels dans les zones ouest des Ruines et des "Entonnoirs"..... 136
Figure III.29 : Variations altimétriques de la zone ouest des Ruines par photogrammétrie manuelle, 1985-2003..... 138
Figure III.30 : Évolution temporelle (1985-2000-2003) des "accumulations" et "ablations fictives sur la zone ouest des Ruines de Séchilienne..... 139
Figure III.31 : Profils n°6 & 10 dans la partie ouest de la zone active des Ruines..... 140
Figure III.32 : Profils n°16 & 22 dans la partie ouest de la zone active des Ruines. .141
Figure III.33 : Variations altimétriques de la zone d'affaissement des Entonnoirs par photogrammétrie manuelle, 1985-2003. 142
Figure III.34 : Profils nos 26, 35 et 39 dans la zone d'affaissement sommitale dite des "Entonnoirs"..... 144
Figure III.35 : Zone d'éboulement de novembre 2006..... 145
Figure III.36 : Approximation du volume mis en jeu dans l'éboulement du 23 novembre 2006..... 147
Figure III.37 : Corrélation des images des 22 et 23 novembre 2006 montrant les déformations de la future zone éboulée..... 148
Figure III.38 : Localisation des stations du scanner-laser terrestre et de la surface couverte par les acquisitions..... 150
Figure III.39 : Localisation de l'acquisition au scanner-laser en regard des superficies couvertes avec les MNT manuels et profils sériés manuels (Cf. III.4.4.2.2)..... 151
Figure III.40 : Cartes de densités de points issus des acquisitions au scanner-laser sur les Ruines de Séchilienne..... 153
Figure III.41 : Terminaison est des lanières N 70° sur le couloir des Ruines, photographie de L4e, en mai 2005..... 153
Figure III.42 : Carte de variations altimétriques entre sept. 2005 et juin 2007..... 153
Figure 43 : MNT différentiels calculés à partir des acquisitions scanner-laser sur le site des Ruines de Séchilienne..... 154
Figure III.44 : Localisation des coupes dans les acquisitions scanner-laser sur les Ruines de Séchilienne... 155
Figure III.45 : Coupes N 160° dans les nuages de points scanner-laser (nos 7, 10 & 11)..... 157

Chapitre IV

Figure IV.1 : Localisation de Sedrun, canton des Grisons, Suisse..... 167
Figure IV.2 : Zone de mouvement(en rouge) du Cuolm da Vi au nord de Sedrun..... 168
Figure IV.3 : Grande ouverture en bordure est de la zone instable sur le plateau du Cuolm da Vi..... 170
Figure IV.4 : Contexte topographique régional..... 171
Figure IV.5 : Carte géologique du massif de l'Aar en contact avec les massifs du Gotthard et de Tavetsch. 172
Figure IV.6 : Coupe géologique N-S dans la région de Sedrun..... 173
Figure IV.7 : Valeurs moyennes des déplacements verticaux actuels, référentiel relatif fixé à Aarburg..... 174
Figure IV.8 : Manifestations des "uphill facing scarps" de part et d'autre de l'Oberalppass..... 175
Figure IV.9 : Coupe schématique de la composition des zones de failles dans la partie est du massif de l'Aar. 175
Figure IV.10 : Manifestation au dessus de Sedrun des zones de failles typiques de la partie est du massif de l'Aar sur le flan ouest de la zone instable surplombant le Val Strem..... 176
Figure IV.11 : Représentation en trois dimensions du versant du Cuolm da Vi..... 177
Figure IV.12 : Cordons morainiques affectés par les "uphill facing scarps" (failles à regard amont) au SE du Cuolm Parlet dado..... 178
Figure IV.13 : Photo-interprétation de la zone instable du Cuolm da Vi..... 179
Figure IV.14 : Localisation des morphologies typiques de l'instabilité du Cuolm da Vi..... 181
Figure IV.15 : Ouvertures en traction au nord de la grande ouverture (T1)..... 182
Figure IV.16 : Ouverture en traction direction N170° dans la dépression de Parlets (T3)..... 182
Figure IV.17 : Mécanisme de graben sur le haut de la zone instable. La première lèvre fait office de rimaye. (localisation en Figures IV.2 & IV.14)..... 183
Figure IV.18 : Figure de horst en milieu de zone instable : seul un éperon semble émerger..... 184
Figure IV.19 : Effondrement en coin de la zone nord du Cuolm Parlet dadens (C1) et ouverture en distension vers l'ouest de la dépression de Parlets..... 184
Figure IV.20 : Vue du nord-est au sommet du CuolmParlet dado sur le Cuolm Parlet dadens et le plateau du Cuolm da Vi. 185
Figure IV.21 : Foliation N et S de part et d'autre de l'accident N110° au nord du Cuolm Parlet dadens..... 186
Figure IV.22 : Foliation, direction de fracturation et mécanismes de failles observés sur le site du Cuolm da Vi..... 187
Figure IV.23 : Vue de profil vers l'est de la grande ouverture (T0)..... 188
Figure IV.24 : Activités de la zone instable..... 189
Figure IV.25 : Fauchage superficiel sur le sommet du Cuolm Parlet dado..... 190
Figure IV.26 : Conditions hydrogéologiques du versant du Cuolm da Vi..... 192
Figure IV.27 : Traces de résurgences temporaires..... 193
Figure IV.28 : Moyenne des précipitations mensuelles sur la période 1961-1990..... 194
Figure IV.29 : Relevé des précipitations annuelles (1930-2005)..... 195
Figure IV.30 : Températures moyennes mensuelles (1961-1990)..... 196
Figure IV.31 : Localisation des réflecteurs tachéométriques pour le suivi automatique (en rouge) et des points de mesure de l'étude photogrammétrique (Noverraz et al. ,1998) entre 1973 et 1990..... 199
Figure IV.32 : Déplacements mensuels dans le sens de visée pour le réflecteur ouest avec la pluviométrie (en bleu) mensuelle de la station ISM de Sedrun..... 201
Figure IV.33 : Déplacements mensuels dans le sens de visée pour les réflecteurs a) est-1 et b) est-2. 202
Figure IV.34 : Déplacements planimétriques obtenus par photogrammétrie (1973-1990)..... 203
Figure IV.35 : Cartes de déplacements annuels planimétriques (a), altimétriques (b) et d'azimut (c) entre

1999-2002..... 205
Figure IV.36 : Répartition des points de calage absolus (GCP) autour du Cuolm da Vi..... 207
Figure IV.37 : Répartition des erreurs estimées (RMS) lors de l'implantation des points de calage relatifs (TP)..... 208
Figure IV.38 : Localisation des scènes QuickBird et des images livrées de Sedrun (2005 et 2006)..... 210
Figure IV.39 : Utilisation du système Helimap® en vertical (à gauche) et en oblique (à droite),..... 211
Figure IV.40 : Surface d'acquisition (en rouge à gauche) et densité de points pour l'acquisition LiDAR (à droite). 212
Figure IV.41 : Comportements cinématiques des zones actives obtenus par animation des ortho-images du Cuolm da Vi..... 213
Figure IV.42 : MNT différentiels issus de GEOMATICA© (1990-1973 ; 2003-1990) sur la zone (S)..... 217
Figure IV.43 : Zonage déduit des MNT différentiels. 219
Figure IV.44 : Coupe ouest dans le MNT différentiel 2003-1990. 220
Figure IV.45 : Coupe est dans le MNT différentiel 2003-1990. La coupe topographique est réalisée à partir des données LiDAR..... 221
Figure IV.46 : Les décalages radiométriques (a) sur l'image aérienne de 1973 induisent des variations de topographie (b) bien visibles sur les coupes (c)..... 223
Figure IV.47 : Compartiments identifiables à partir des résultats de corrélation..... 226
Figure IV.48 : Cartes d'amplitudes de déplacements obtenues par corrélation (fenêtre de corrélation 21*21 pixels) entre 1973-1990 et 1990-2003 sur la zone S1..... 228
Figure IV.49 : Cartes d'azimuts de déplacements obtenues par corrélation (fenêtre de corrélation 21*21 pixels) entre 1973-1990 et 1990-2003 sur la zone S1. 229
Figure IV.50 : Cartes d'amplitudes et d'azimuts des déplacements entre 1990-2003, drappées sur MNT LiDAR et ortho-image QuickBird de 2005..... 230
Figure IV.51 : Cartes d'amplitudes de déplacement obtenus par corrélation (fenêtre de corrélation 13*13 pixels) entre 1973z-1990z et 1990z-2003z sur la zone S2..... 232
Figure IV.52 : Cartes d'azimuts de déplacement obtenus par corrélation (fenêtre de corrélation 13*13 pixels) entre 1973z-1990z et 1990z-2003z sur la zone S2..... 233
Figure IV.53 : Cartes d'amplitude de déplacements mesurés par corrélation automatique entre les images aériennes (2003z) et QuickBird (2005z) sur la zone S2 : mise en échec de la méthode..... 235
Figure IV.54 : Carte d'amplitude des déplacements mesurés par corrélation automatique entre 2005z et 2006z sur la zone S2 : mise en échec de la méthode..... 237
Figure IV.55 : Carte d'amplitude des déplacements planimétriques mesurés par corrélation automatique entre 2006z1 (ortho-rectifiée sur MNT 1990) et 2006z2 (ortho-rectifiée sur MNT 2003) sur la zone S2..... 238
Figure IV.56 : Cartes d'amplitudes des déplacements par photogrammétrie manuelle (Bonnard et al., 2004) et par corrélation entre 1973 et 1990..... 239
Figure IV.57 : Effet d'une erreur δx de décalage sur la détermination de l'azimut..... 240
Figure IV.58 : Synthèse des compartiments du versant sur base des déplacements altimétriques et planimétriques obtenus par corrélation des images aériennes 1990-2003..... 244
Figure IV.59 : Compatibilité des compartiments issus de l'imagerie avec les données de terrain..... 246
Figure IV.60 : Limite de l'instabilité par modélisation numérique en éléments distincts, d'après Amann (2006)..... 247

Chapitre V

Figure V.1 : Diagramme de mise en oeuvre des techniques d'imagerie complémentaires aux dispositifs de gestion de site 260

Liste des tableaux

Chapitre I

Tableau I.1 : Données ponctuelles opérationnelles non exhaustives pour le suivi de mouvement de versants (d'après INTERREG IIA, 2006)..... 24

Tableau I.2. : Spécifications et performances constructeur du scanner-laser Riegl LMS-Z420i utilisé par ATM3D..... 36

Tableau I.3. : Catégories des sources d'erreurs pour les acquisitions photographiques..... 39

Tableau I.4 : Récapitulatif des techniques et sources du nuage de points pour la construction d'un MNT.....42

Tableau I.5: Comparaison des précisions obtenues pour l'ortho-rectification d'images QuickBird au format Standard Ortho Ready selon l'utilisation de modèles rigoureux ou des RPC..... 50

Tableau I.6 : Données et techniques d'investigations pour l'étude d'un mouvement de versant..... 60

Chapitre II

Tableau II.1 : Caractéristiques du couple stéréoscopique utilisé pour l'étude géomorphologique du val d'Arly. 70

Tableau II.2 : Caractéristiques de l'acquisition DRONE..... 86

Tableau II.3 : Caractéristiques des stations d'acquisition lors du test de précision..... 91

Chapitre III

Tableau III.1 : Nombre de repères géodésiques utilisés pour le zonage des déplacements de 1994 à 2006.. 121

Tableau III.2 : Caractéristiques d'acquisition de l'image QuickBird sur Séchilienne..... 129

Tableau III.3 : Caractéristiques des images IGN disponibles sur le site de Séchilienne..... 132

Tableau III.4 : Caractéristiques des images issues de missions spécifiques disponibles sur le site de Séchilienne..... 133

Tableau III.5 : Précisions absolues et relatives pour les MNT et profils manuels sur Séchilienne, zones des "Ruines" et des "Entonnoirs" confondus..... 137

Tableau III.6 : Caractéristiques des images de face pour l'évaluation de l'éboulement du 23-11-2006..... 145

Tableau III.7 : Caractéristiques des acquisitions scanner-laser : nombre de points d'acquisition et surface réelle en plan acquise..... 150

Tableau III.8 : Évolution des deux parties (P11_A & P11_B) de la lanière N 70° sur la coupe n°11 (Figure III.44)..... 158

Tableau III.9 : Évolution des cibles géodésiques de novembre 2004 à novembre 2006..... 158

Chapitre IV

Tableau IV.1 : Acquisitions et études réalisées sur le site du Cuolm da Vi..... 198

Tableau IV.2 : Déplacements totaux de points géodésiques entre 1997 et 2004..... 204

Tableau IV.3 : Caractéristiques d'acquisition des images aériennes issues de SwissTopo sur Sedrun..... 206

Tableau IV.4 : Caractéristiques et précisions des points de calages absolus et relatifs..... 207

Tableau IV.5 : Caractéristiques d'acquisition des images QuickBird sur Sedrun..... 209

Tableau IV.6 : Caractéristiques des images ortho-rectifiées..... 211

Tableau IV.7 : Résolution et précision absolues altimétriques des MNT sur Sedrun..... 215
Tableau IV.8 : Caractéristiques des MNT différentiels sur Sedrun..... 215
Tableau IV.9 : Caractéristiques des filtrages effectués sur les MNT différentiels..... 216
Tableau IV.10 : Caractéristiques des décalages relatifs dans les zones stables retenus pour les résultats des corrélations multi-temporelles..... 224
Tableau IV.11 : Estimation des précisions relatives des corrélations..... 225
Tableau IV.12 : Répartition des résultats 1973-1990 et 1990-2003 entre pixels exploités, non corrélés et "bruités" sur la zone S1..... 225
Tableau IV.13 : Répartition des résultats 1973z-1990z et 1990z-2003z entre pixels exploités, non corrélés et "bruités" sur la zone S2..... 231
Tableau IV.14 : Répartition des résultats 1973-1990 et 1990-2003 entre pixels exploités, non corrélés et "bruités" sur la zone zoomée S2..... 231
Tableau IV.15 : Statistiques des écarts entre les mesures d'amplitudes et d'azimut des déplacements obtenus par photogrammétrie manuelle et par corrélation sur les deux zones S1 et S2 entre 1973-1990..... 240
Tableau IV.16 : Comparaison sur 23 des 52 points photogrammétriques des résultats issus des corrélations aux fenêtres de corrélation de 21 x 21 et 13 x 13 pixels..... 240
Tableau IV.17 : Résultats comparatifs des calculs de déplacements..... 242
Tableau IV.18 : Surfaces et volumes correspondants aux instabilités marquées..... 248
Tableau IV.19: Récapitulatif des succès des corrélations en fonction de l'origine des images..... 249

Chapitre V

Tableau V.1 : Caractéristiques synthétiques des techniques d'imagerie pour l'auscultation des mouvements de versants 259

RESUME en français :

Face aux menaces des grands mouvements de versants rocheux, les techniques conventionnelles de suivi ne fournissent pas une vision globale, contrairement aux techniques d'imagerie. En considérant leurs apports à la description cinématique de trois sites instables, nous montrons que (1) la corrélation d'images aériennes est une solution rapide pour une connaissance globale et multi-temporelle ; que (2) le scanner-laser terrestre apporte des informations sur les zones tourmentées et difficiles d'observation mais de manière limitée spatialement ; que (3) l'utilisation des images satellitaires haute résolution est encore inadaptée, et enfin (4) que les images terrestres de face constituent un moyen rapide, efficace et peu onéreux de suivi de sites.
Concernant les sites choisis, nous montrons que le mouvement de versant de Sedrun (Suisse) subit un ralentissement constant depuis 2002 qui fait suite à une augmentation des vitesses de 150% à partir de 1990. La description précise de la cinématique, alliée à la géologie de terrain, renseigne quant à ses évolutions possibles. La zone frontale du site de Séchilienne (Isère) se translate plus qu'elle ne s'affaisse ; par les acquisitions du scanner-laser, nous démontrons la rotation vers l'aval de ses compartiments structuraux. Enfin, le site du tunnel des Cliets (gorges de l'Arly) subit une décompression difficilement visible par imagerie.
Finalement, nous proposons un "guide" aux techniques d'imagerie applicables à l'auscultation de versant instable, en fonction des configurations de terrain. Enfin, l'imagerie a montré tout son potentiel et sa complémentarité avec les techniques conventionnelles de suivi des mouvements de versants.

TITRE en anglais :

Complementarity of field-works and imagery data to understand dynamics of large rockslides

RESUME en anglais :

Imagery techniques allow to follow the global evolution of large scale landslides and cliffs, contrary to traditional techniques. Using such techniques to study the kinematics of three instable zones, we show (1) that correlating aerial images is a fast way to get global and multi-temporal data; (2) that terrestrial laser-scanner allows to acquire data in small areas undergoing higher movement rates, often not accessible to conventionnal survey; (3) that there is no satisfying method using high resolution satellite images in such studies yet; and (4) that the regular acquisition of transveral images acquired on site provide a fast, efficient and low-cost way to follow the evolution of a landslide.

Regarding the sites this study focusses on, we show that the mountainside motion of the Sedrun landslide (Switzerland) has been regularly slowing down since 2002, following a 150% increase in speed since 1990. The detailed description of its kinematics combined to field geology allows to figure out the future evolution of the site. As for the frontal zone of the Séchilienne landslide (Isère, France), it translates more than it subsides; using our scanner-laser data set, we show that the structural blocks the zone is composed of are rotating downhill. Lastly, the Cliets tunnel (Arly Gorges, France) undergoes a decompression difficult to track using imaging methods.

We finally suggest a guide describing which imaging techniques are best adapted to study unstable moutainsides, depending on field configuration. At last, imagery methods are shown to be a very powerful tool, complementary of traditional techniques to follow the evolution of the motion of mountainsides.

DISCIPLINE :

Sciences de la Terre

MOTS-CLES :

Instabilité gravitaire, versants, analyse structurale, corrélation d'images, scanner-laser terrestre, LiDAR, image aérienne, image satellite, QuickBird, Séchilienne, Sedrun

INTITULE ET ADRESSE DU LABORATOIRE :

Laboratoire des Sciences de la Terre – Université Lyon 1
2, rue Raphaël DUBOIS 69622 VILLEURBANNE