THESE

présentée devant

l'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON 1
et
l'UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

pour l'obtention

du **DIPLOME DE DOCTORAT**

(arrêté du 25 avril 2002)

présentée par

Cristina SQUARZONI

TITRE :

Mesure des champs de déplacement de surface et modélisation numérique des glissements de terrain

Directeurs de thèse :

Pascal ALLEMAND / Rinaldo GENEVOIS

soutenue le 19 décembre 2003 devant la commission formée de Messieurs :

Paolo CANUTI	Rapporteur
Roger COJEAN	Rapporteur
Giovanni Battista CROSTA	Examinateur
Theo W.J. VAN ASCH	Examinateur
Pascal ALLEMAND	Directeur de thèse
Rinaldo GENEVOIS	Directeur de thèse
Christophe DELACOURT	Co-directeur de thèse

Remerciements

Je remercie tout d'abord M. Paolo Canuti, M. Roger Cojean, M. Giovanni Battista Crosta et M. Theo W.J. Van Asch pour avoir accepté de participer au jury de cette thèse.

Je tiens ensuite à remercier mes directeurs de thèse pour les moyens accordés pour ce travail. Un merci particulier à Pascal Allemand pour le temps consacré aux corrections et à Rinaldo Genevois, « il Prof », pour sa patience sans limite.

J'aimerais exprimer ma reconnaissance à Bénédicte Fruneau, qui a contribué au développement de mes connaissances sur les images radar.

Un grand merci au personnel du Service "Difesa del Suolo" de la Région Veneto pour m'avoir permis l'accès aux données relatives au glissement de S. Andrea, et particulièrement à Alberto Baglioni, pour avoir enclenché les collaborations avec le Département de Géologie de Padoue.

Je souhaite remercier les « habitants » des deux labos qui m'ont accueillie. Pour le labo de Lyon, une pensée pour les « anciens » David, Lenka, Silvia, Jo, Schwarzy, Gwelt … et pour les « jeunes » Cécile, Cathy, J.P.P., Pierre, Nico-gros, Mathieu, Nico-petit, Anne, Hervé … et pour les « incontournables » Guigui, Vero, Isabelle … et bien sûr Philou et Marie Paule. Pour le labo de Padova … les « Genevois's girls » pour leur vitalité et, bien sûr, « i maschietti » Antony (ou Antoine …) et Michael, pour leur patience.

Un très grand merci à celle qui, dans les derniers jours, a révélé sa future carrière de secrétaire personnelle … si la recherche ne te tente plus, tu as toujours d'autres possibilités, Bérangère ! Et, bien sûr, j'attends l'ouverture de ton resto réunionnais !

Une pensée particulière pour Manue, pour avoir contribué à la bonne ambiance du bureau et pour nous avoir donné une jolie petite fille.

Un Gigabyte de mercis pour toutes les personnes qui m'ont soutenue par leurs mails pendant mes séjours de l'autre coté des Alpes … les citer toutes ce serait trop long … et il y aurait certainement quelqu'un qui, oublié, le ferait remarquer, d'une manière ou d'une autre.

Je voudrais aussi remercier les propriétaires de « L'albergo Fantini », Mme Giuliana et M. Orazio, pour leur amitié, leur gentillesse et leur hospitalité. Maintenant c'est mon tour, depuis le 8ième étage !

Je remercie mes parents, « il mio fratellone » et « la mia nonnina » pour leur soutien sans faille, et Alberto, pour son aide morale permanente et sa patience infinie …

Enfin, voilà, vous allez me voir plus souvent maintenant !!!!

SOMMAIRE

Résumé …… 7
Riassunto …….. 8
Abstract …… 9

Introduction …….. 11

Première Partie. Les sites d'étude

Chapitre 1. Le glissement de terrain de La Valette (France) ……... 13
1. Introduction…….……..... 13
2. Cadre géologique ...……... 14
3. Histoire et évolution du glissement ...……. 17
4. Etudes précédentes ...…….. 19

Chapitre 2. Le glissement de terrain de La Clapière (France) ……. 21
1. Introduction…….……..... 21
2. Cadre géologique …….. 22
3. Histoire et évolution du glissement ……. 25
4. Etudes précédentes ...…….. 26

Chapitre 3. Le glissement de terrain de S. Andrea (Perarolo di Cadore - Italie) …… 29
1. Introduction…….……..... 29
2. Cadre géologique …….……..... 33
3. Evolution du glissement et interventions effectuées …… 39

Deuxième Partie. Etude des mouvements de surface

Chapitre 4. L'interférométrie différentielle SAR appliquée aux glissements de terrain de La Valette et La Clapière……. 43
1 Bases théoriques de l'interférométrie radar ……..... 43
1.1. Introduction …….. 43
1.2. Imagerie radar : caractéristiques des images ERS ……... 44
1.3. Interférométrie et interférométrie différentielle …… 47
1.4. La chaîne interférométrique …….. 51
1.5. Choix des images …… 56
1.6. Potentiels et limites de la technique interférométrique ……. 58

2. L'interférométrie radar appliquée aux glissements de terrain ……... 60
2.1. Etude interférométrique du glissement de La Valette …….. 60
2.1.1. Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry……..... 61
2.1.2. Discussion ……. 76
2.2. Etude interférométrique du glissement de la Clapière …….. 77
2.2.1. Introduction ……. 77
2.2.2. Données radar utilisées ……. 78
2.2.3. Analyse des interférogrammes …… 79
2.2.4. Analyse des données de déplacement au sol ……... 82
2.2.4. Discussion ……... 89
2.3. Conclusions ……..……..... 91

Chapitre 5. Utilisation de la technique GPS pour le suivi des glissements de terrain : application à La Valette …… 95
1. Bases théorique sur le système …….. 95
1.1. Introduction …….. 95
1.2. Description du système …….. 96
1.3. Système de référence …… 97
1.4. Détermination des orbites …….. 99
1.5. Structure et réception du signal …… 101
1.6. Sources d'erreur …….. 103
1.7. Importance de la configuration géométrique …….. 105
1.8. Remèdes aux sources d'erreurs : différences de phase …….. 107
1.9. Techniques d'observation …….…… 108
1.10. Planification des missions …….…….. 110

2. Application du GPS aux glissements de terrain …… 114
2.1. Méthodes de mesure des déplacements en surface …….… 114
2.2. Avantages et inconvénients du GPS dans le suivi des glissements de terrain …. 115
2.3. Suivi du glissement de La Valette par GPS …… 116
2.3.1. Differential mono-frequency GPS monitoring of the La Valette landslide (French Alps) ……... 116
2.4. Discussion …… 137

Chapitre 6. Mesures topographiques de surface : application à S. Andrea ……..…… 139
1. Introduction …… 139
2. Réalisation du réseau ……...…… 139
3. Présentation des résultats …… 140
4. Discussion …….. 146

Troisième Partie. Modélisation par différences finies

Chapitre 7. Modélisation du glissement de terrain de S. Andrea par différences finies … 147
1. Introduction …… 147
2. La modélisation avec FLAC et FLAC^{3D} …….. 150
3. Reconstruction de la géométrie de surface et de profondeur …… 152
3.1. Coupe géologique du versant …….. 152
3.2. Analyse des stratigraphies des forages …….. 153
3.3. Tomographie sismique …….. 153
4. Paramètres géomécaniques et géotechniques des matériaux …….. 159
4.1. Analyse géomécanique du massif rocheux ……. 159
4.2. Essais directs pendant les forages ……..… 163
5. Modèle géologique et géotechnique du versant de S. Andrea …….. 165
6. Analyse numérique du versant de S. Andrea …… 166
6.1. Analyse avant le glissement de novembre 2000 …… 167
6.1.1. Analyse en deux dimensions …….. 167
6.1.2. Analyse en trois dimensions ……... 173
6.1.3. Comparaison entre les analyses bi- et tridimensionnelles ……. 187
6.2. Analyse après le glissement de novembre 2000 ……... 191
6.3. Hypothèses d'intervention sur le versant …… 199
7. Discussion …….. 207

Conclusions générales ……. 209

Bibliographie …… 211

RESUME

L'étude des mouvements de versant est de grande importance pour la prévision et la prévention des glissements de terrain. Dans cette thèse, deux types d'étude sur les glissement de terrain ont été abordés : des études des mouvements de surface, à l'aide des techniques de l'interférométrie différentielle d'images radar, du GPS et des mesures aux théodolite-distancemètre, et des modélisation aux différences finies, à l'aide de codes bi- et tridimensionnels.

Ces études ont été réalisées sur trois sites : les glissements de La Valette et de La Clapière en France et le glissement de S. Andrea en Italie.

Sur le site de La Valette, les techniques de l'interférométrie SAR et du GPS ont été utilisées, afin d'obtenir une meilleure compréhension de la cinématique et de l'évolution des mouvements de surface. Des secteurs à différente évolution ont été distingués, délimités et décrits à l'aide de ces techniques. L'étude interférométrique, accomplie sur une période de neuf ans, a permis d'analyser l'évolution du glissement à la fois d'un point de vue spatial et temporel, avec des vitesses maximales de déplacement de 2 cm/jour. Le suivi du glissement de La Valette par la technique GPS dans la période octobre 2000 – octobre 2002 a permis d'effectuer des études ponctuelles sur secteurs à évolution contrastée, de distinguer et cartographier plus précisément les limites entres les différents secteurs et de signaler des accélérations ou décélérations des vitesses de la masse en mouvement.

Sur le site de La Clapière, l'étude interférométrique a montré les capacités de cette technique pour distinguer les zones du glissement caractérisées par des activités différentes, avec une bonne concordance avec les mesures de déplacement au sol.

Le site de S. Andrea a été d'abord analysé par une étude des mouvements de surface sur un réseau de points. Les résultats de ces mesures montrent une activité de la portion centrale et occidentale du versant, avec des vitesses de quelques cm par mois. Les observations de terrain conduites dans le versant instable et autour du versant, à la fois d'un point de vue géologique, géomorphologique et géomécanique, ont permis la réalisation d'un modèle géologique et géotechnique de la zone en mouvement, qui a fait objet de la modélisation bi- et tridimensionnelle aux différences finies. Cette technique a permis de calculer l'état de contrainte du versant instable et de proposer la position d'une ou plus surfaces de rupture potentielles. En particulier, les modèles réalisés dans les conditions pré-glissement du novembre 2000 ont prédit correctement l'instabilité du versant produite à cette époque. Ensuite, le modèle, partant des conditions actuelles, permet de démontrer l'apparition d'instabilités dans le cas d'un relèvement de la nappe phréatique. Enfin, ce type d'analyse permet de proposer des évolutions possibles pour plusieurs scénarios d'intervention.

RIASSUNTO

Lo studio della cinematica di versante in pendii di grandi dimensioni è di notevole importanza per la previsione e la prevenzione delle frane. Nel presente lavoro di tesi, sono stati condotte due differenti analisi: lo studio dei movimenti di superficie, per mezzo delle tecniche dell'interferometria differenziale d'immagini radar, del GPS e delle misure con teodolite-distanziometro, e la modellazione alle differenze finite, per mezzo di codici di calcolo bi- e tridimensionali.

Tre sono i siti sui quali questi studi sono stati realizzati: le frane di La Valette e di La Clapière in Francia e la frana di S. Andrea in Italia.

Sul sito di La Valette sono state utilizzate le tecniche dell'interferometria SAR e del GPS, al fine di ottenere una migliore comprensione della cinematica e dell'evoluzione dei movimenti di superficie. Alcuni settori a differente evoluzione sono stati distinti, delimitati e descritti per mezzo di queste tecniche. Lo studio interferometrico, realizzato su un periodo di nove anni, ha permesso di analizzare l'evoluzione della frana sia da un punto di vista spaziale che temporale, misurando delle velocità massime di spostamento di 2 cm/giorno. Il monitoraggio della frana di La Valette con la tecnica GPS nel periodo ottobre 2000 - ottobre 2002 ha permesso di effettuare degli studi puntuali su settori a differente evoluzione, di distinguere e cartografare in maniera più precisa i limiti tra i diversi settori e di segnalare accelerazioni o decelerazioni nelle velocità della massa in movimento.

Sul sito di La Clapière, lo studio interferometrico ha mostrato le capacità di questa tecnica nella distinzione di zone della frana caratterizzate da differente evoluzione, con una buona concordanza con le misure di spostamento a terra.

Il sito di S. Andrea è stato inizialmente analizzato tramite lo studio dei movimenti in superficie su una rete di punti. I risultati di queste misure mostrano un'attività prevalente della porzione centrale ed occidentale del versante, con velocità di spostamento di qualche cm al mese. Le osservazioni condotte sul terreno, da un punto di vista geologico, geomorfologico e geomoccanico, sia sul versante instabile che nella zona circostante, hanno permesso la realizzazione di un modello geologico-tecnico della zona instabile, che è stato oggetto di una modellazione con codici bi- e tridimensionali alle differenze finite. Questa tecnica ha permesso di calcolare lo stato degli sforzi nel versante e di proporre una o più superfici di rottura potenziali. In particolare, i modelli realizzati nelle condizioni pre-frana del novembre 2000 hanno predetto correttamente l'instabilità che si è creata in quel periodo. Il modello, partendo dalle condizioni attuali, permette di dimostrare l'apparizione d'instabilità nel caso di una variazione significativa delle condizioni al contorno, quali un rapido aumento del livello della falda freatica. Infine, questo tipo d'analisi permette di definire le possibili evoluzioni del versante per alcune ipotesi d'intervento di stabilizzazione.

ABSTRACT

The study of kinematics is of great importance in the landslide prevision and prevention. In the present work, two different approaches have been used to understand landslide dynamics: the surface movement measures, with the techniques of differential radar interferometry, GPS and total stations measures, and the finite differences modelling, with two- and three-dimensional codes.

These studies have been conducted on three sites: the La Valette and La Clapière landslides in France and the S. Andrea landslide in Italy.

On the La Valette site, the SAR interferometry and the GPS techniques have been used to obtain a better understanding of the kinematics and evolution of surface movements. Some sectors characterized by different evolution have been distinguished, mapped and described by these techniques. The interferometric study, carried out in a time interval of nine years, allowed to analyse the landslide evolution from a spatial and a temporal point of view, with the measure of maximal displacements of 2 cm/day. The GPS landslide monitoring of the La Valette landslide in the period October 2000 - October 2002 allowed punctual studies on some sectors characterised by different evolution, the more precise distinction and mapping of sectors limits and to point out to some accelerations and decelerations in velocity of the moving mass.

On the La Clapière landslide, the interferometric study showed the capabilities of this technique in the distinction of zones characterised by different activity, with a good agreement with the displacement measures carried out on the ground.

The S. Andrea site has been initially analysed with a surface movement study with a points network. The results of these measures show a greater activity of the central and western portion of the slope, with velocity values of some cm per month. The ground observations carried out from a geological, geomorphological and geotechnical point of view in and around the instable slope, allowed to decipher the geological and geotechnical parameters of the moving mass, which were used in a two-dimensional and three-dimensional finite differences modelling. This technique allowed calculating the stress conditions of the instable slope and to propose the position of one ore more potential rupture surfaces. In particular, the models realised in the pre-landslide of Octobre 2000 condition predicted properly the slope instability that occurred at that time. Moreover, from the actual slope condition, the model demonstrates the instability apparition in the case of high level of groundwater table. Finally this type of analyse permits to propose of some interventions to promote stability on the landslide slope.

INTRODUCTION

Les glissements de terrain sont un des risques naturels majeurs, causant des dommages énormes, avec effets à la fois directs et indirects en termes de vies humaines et de dégâts économiques. Les glissements de terrain sont des mouvements de versants, mobilisant des roches, des terres ou des débris, avec des vitesses depuis quelques cm par an jusqu'à plusieurs mètres par second. Les facteurs, à la fois internes et externes, qui peuvent déclencher les mouvements d'un glissement sont nombreux, par exemple les pluies intenses, l'érosion accélérée, les contraintes provoquées par les séismes, ou bien l'intervention de l'homme, en termes d'augmentation de l'urbanisation, de déforestation ou d'excavations.

La surveillance des mouvements de versant a une grande importance dans l'étude des aspects cinématiques des mouvements en masse, permettant un approfondissement des connaissances sur l'origine du mouvement et une prévision sur les scénarios évolutifs possibles. Les paramètres à considérer dans le suivi des mouvements de versant sont nombreux, à la fois d'un point de vue cinématique, hydrologique et climatique. Ces observations permettent d'identifier la géométrie de la masse en mouvement, de quantifier les vitesses et les accélérations et de les corréler avec les observations climatiques et hydrogéologiques, de planifier les interventions à effectuer pour la stabilisation du versant et, en présence de zones habitées menacées, de planifier les interventions pour la mitigation du risque.

Les techniques de surveillance utilisées à ce jour sont nombreuses, qui vont depuis des mesures directes sur le terrain des déplacements superficiels ou profonds, à la mesure indirecte des seules déformations de surface par méthodes de télédétection. Parmi les techniques les plus modernes, l'interférométrie radar et le GPS représentent des moyens d'obtenir, en certaines conditions, des informations sur la masse en mouvement, avec des précisions sub-centimétriques dans l'estimation des déplacements de surface.

En plus des mesures de mouvements, l'état des déformations internes de la masse instable peut être approfondi à l'aide des techniques de modélisation numérique. Ces

méthodes, basées sur les connaissances des caractéristiques géotechniques, géomécaniques et hydrogéologiques du versant, permettent d'estimer la stabilité du versant, de quantifier les contraintes en jeu et de localiser la présence de surfaces de rupture éventuelles. De plus, ces techniques peuvent être utilisées pour une prévision des scénarios possibles d'évolution d'un versant suite à des interventions.

Dans le cadre de ce travail de thèse, conduit en cotutelle entre les Universités de Lyon-1 en France et de Padoue en Italie, les deux approches citées ci-dessus ont été utilisées pour l'étude de glissements de terrain. D'abord, des études ont été menées sur les mouvements de surface, à l'aide de trois techniques : l'interférométrie différentielle d'image radar, le GPS et la technique topographique. Ensuite, une modélisation numérique a été conduite à l'aide de codes de calcul aux différences finies. Les trois glissements choisis pour ces études sont caractérisés par un risque élevé, associée à la présence d'habitations, de rivières et de structures anthropiques diverses (ex. : routes, voies ferrées).

Ce mémoire est organisé en trois parties. Dans la première, les sites d'études sont présentés, d'abord le site de la Valette, ensuite celui de La Clapière et enfin celui de S. Andrea. La deuxième partie concerne les études des déplacements de surface conduites sur les trois sites à l'aide des différentes techniques. Au chapitre 4, l'application de la technique de l'interférométrie radar aux glissements de La Valette et La Clapière est présentée, comprenant une première partie sur les bases théoriques sur la méthode. Le même plan a été utilisé dans la rédaction du chapitre 5, qui montre l'application de la technique GPS au glissement de La Valette. Au chapitre 6, les résultats des mesures des mouvements de surface effectuées sur le glissement de S. Andrea par théodolite-distancemètre sont montrés. Enfin, la troisième partie traite de l'application de la technique de modélisation numérique aux différences finies au glissement de S. Andrea.

Première partie

Les sites d’étude

Chapitre 1

LE GLISSEMENT DE TERRAIN DE LA VALETTE (FRANCE)

1. Introduction

Le glissement de terrain de La Valette est localisé au sud des Alpes françaises, au nord du Massif du Mercantour. Plus précisément, le versant affecté par les mouvements de terrain se situe au nord-ouest de la ville de Barcelonnette, sur la rive droite de la Vallée de l'Ubaye, dans le bassin du torrent de La Valette (Fig. 1.1).

L'instabilité se développe à partir du sommet du versant, appelé Crête du Soleil Bœuf, à une altitude d'environ 1900 m, en impliquant le versant jusqu'à une altitude d'environ 1300 m, avec une longueur de 2000 m et une largeur maximale de 450 m dans la portion la plus haute.

Une connaissance approfondie de ce glissement de terrain est nécessaire du fait de sa position. A l'aval du versant affecté par l'instabilité, une agglomération de quelques centaines de logement est menacée par le glissement. De plus, quelques fermes localisées sur le versant du glissement sont reliées à la ville de Barcelonnette par une route forestière qui, traversant le corps du glissement à une altitude d'environ 1500 m, est constamment déplacée par le mouvement.

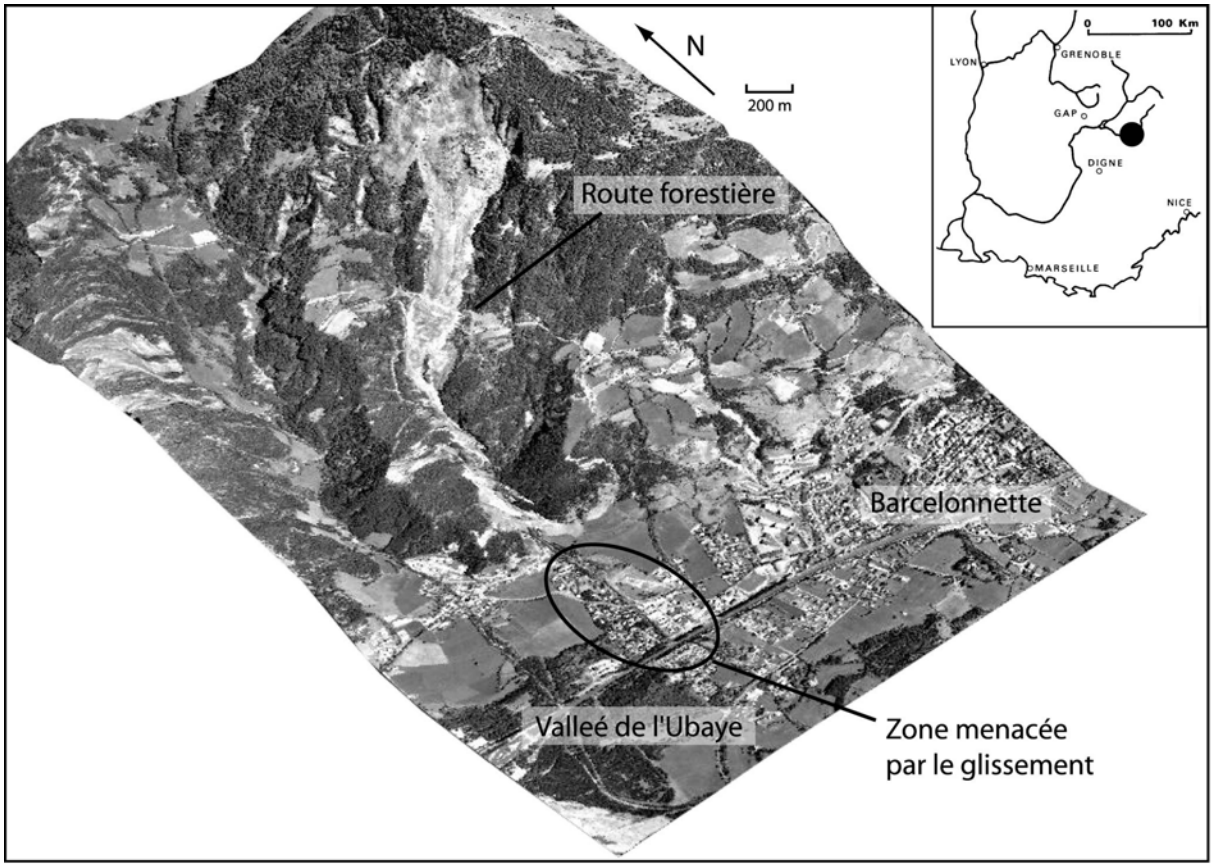


Figure 1. 1. Localisation géographique du glissement de La Valette.

2. Cadre géologique

Succession stratigraphique et lithologies affleurantes

La zone du glissement de La Valette se situe en bordure nord du bassin de Barcelonnette. La région de Barcelonnette est caractérisée par la mise en place des nappes de l'Embrunais sur un substratum marneux (autochtone), partiellement masqué par des matériaux morainiques. L'incision du bassin de Barcelonnette par le glacier würmien de l'Ubaye a produit la formation d'une fenêtre, au cœur de laquelle les terrains du substratum affleurent (Potherat, 2000) (Fig. 1.2).

Les terrains du substratum, datés du Callovo-Oxfordien, constituent les termes les plus vieux de la succession stratigraphique. Ils sont constitués par la Formation des Terres Noires, composée par une épaisseur d'environ 300 m de marnes noires à stratification très serrée, parfois intercalés avec des lits de nodules carbonatés.

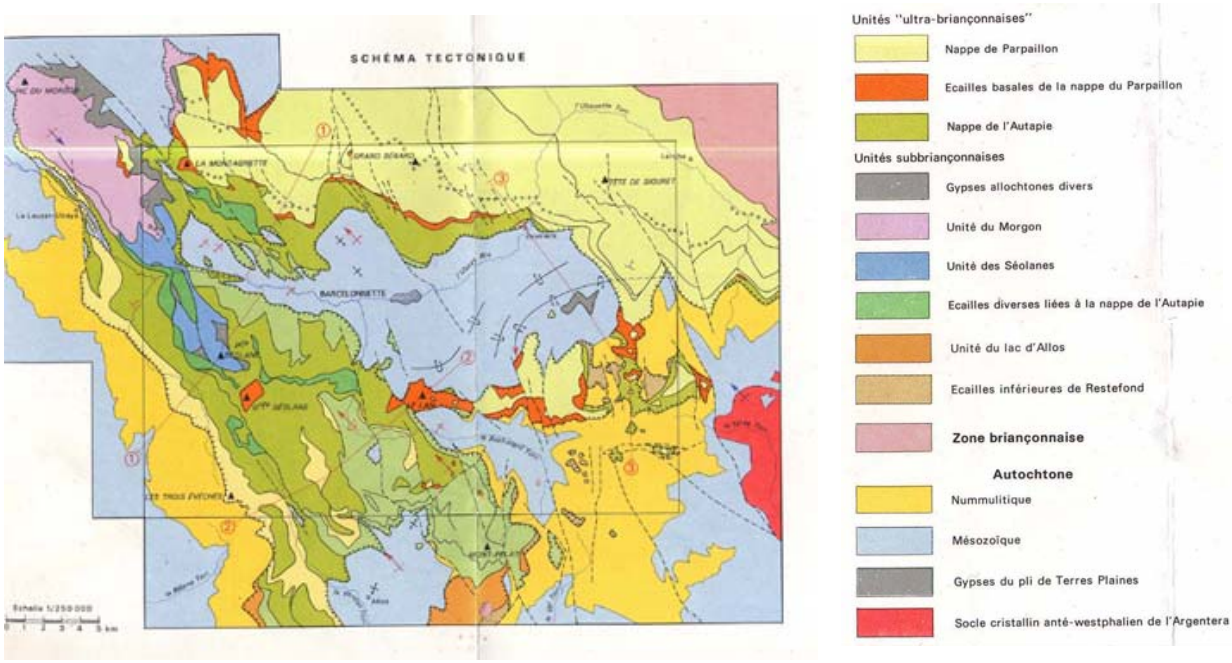


Figure 1. 2. Géologie du bassin de Barcelonnette (d'après la Carte Géologique Barcelonnette 1/50000ème, BRGM).

La partie supérieure de la succession stratigraphique est formée par les nappes de l'Embrunais, à vergence sud-ouest qui constituent les secteurs topographiquement les plus hauts de la fenêtre de Barcelonnette. A la base de cette pile et en contact avec le substratum se trouve la nappe de l'Autapie, constituée par le flysch à Helminthoïdes, soit des calcarénites, des calcaires lithographiques et des calcaires argileux, des schistes noirs siliceux et des brèches polygéniques (Kerckhove et al., 1978). Un niveau de calcaires et calcschistes d'age Eocène-Paléocène affleure parfois au contact avec les Terres Noires. Ces matériaux, observables en partie haute de la coulée de la Valette, sont considérés comme une écaille basale attribuée à la nappe de l'Autapie. Au toit de la succession se trouve la nappe du Parpaillon, flysch formé par des séquences de calcaires gréseux, qui constitue la crête du Soleil Bœuf.

Les termes de la succession impliqués par le glissement de terrain de La Vallette sont la nappe de l'Autapie, affleurant dans la niche d'arrachement et dans la partie sommitale du glissement, les écailles de la nappe du Pelat et les Terres Noires, qui constituent le corps du glissement sous forme de coulée.

Cadre structural

La phase tectonique récente la plus importante qui a affecté cette zone et qui a contribué à générer sa géométrie actuelle est la phase Sannoisienne, datant du début

Oligocène (Kerckove, 1969). Un soulèvement général de la partie centrale de l'Embrunais-Ubaye a généré une structure en dôme, le « dôme de Barcelonnette » ; l'érosion de cette vaste structure anticlinale a causé l'enlèvement de la quasi-totalité de la couverture crétacé, en faisant affleurer les Terres Noires et en créant l'actuelle structure de la fenêtre de Barcelonnette.

D'un point de vue local, les nappes de l'Embrunais reposent en contact anormal sur les terrains du substratum des Terres Noires. Ce contact est constitué par un chevauchement penté d'environ 30° vers le SE (Colat & Locat, 1993).

En outre, le versant en glissement est traversé par plusieurs systèmes de fracturation, dont le plus fréquent est formé d'un faisceau de discontinuités de direction N40-N50° (Potherat, 2000).

Aspects géomorphologiques

D'un point de vue général, la formation des Terres Noires montre une susceptibilité très marquée sous l'action des agents exogènes (Antoine et al., 1995) et des phénomènes de diminution des contraintes superficielles. En conséquence, une fois exposé à la surface, le matériel constituant cette formation se retrouve cassé en lamelles très fines, de dimensions de quelques mm à quelques cm. Cette aptitude facilite la formation d'instabilités superficielles dans ces terrains. Plusieurs phénomènes de glissement dans tout le secteur de la fenêtre de Barcelonnette sont actuellement actifs.

Le glissement de La Valette présente plusieurs secteurs à morphologie différente. La niche d'arrachement, formée par les schistes noirs de la nappe de l'Autapie, forme un escarpement quasi-vertical, au-dessous duquel une brusque rupture de pente est marquée par l'affleurement des calcaires et calcschistes de l'écaille basale. A la base de ces affleurements rocheux, la morphologie devient de nouveau raide et une accumulation d'éboulis se forme, constamment alimentée par les parois sus-jacentes. Le corps du glissement, constitué par une grande coulée de marnes noires et matériaux morainiques, est sillonné par plusieurs cannelures de ruissellement, qui canalisent naturellement les eaux de surface vers la partie basse du versant. La partie inférieure du corps principal est divisée en deux bras par la présence d'un éperon rocheux, constitué par des Terres Noires couvertes par des dépôts morainiques (Fig. 1.3).

Figure 1. 3. Vue générale du glissement de La Valette. En bas, l'éperon rocheux qui sépare le corps du glissement en deux bras.

3. Histoire et évolution du glissement

Le glissement de La Valette s'est manifesté brusquement au printemps 1982, lorsqu'une profonde rupture s'est produite au contact entre les marnes noires et le Flysch dissocié de la nappe de charriage de l'Autapie (Combes, 1990). Cette rupture a été favorisée par des venues importantes d'eau, alimentant une ligne de source qui marque ce contact tectonique. La masse rocheuse déstabilisée, complètement désarticulée, a donc agi en surchargeant les terrains situés au-dessous et en provocant leur glissement. Plusieurs autres fractures se sont produites ensuite dans le secteur à l'amont et la masse glissée a évolué en coulée dans le secteur aval. Au printemps 1988, le front du glissement s'est partiellement liquéfié, donnant lieu à des coulées boueuses, qui, descendues dans la ravine du torrent de La Valette, ont menacé les bâtiments localisés au pied du versant. A cette époque, le volume total déstabilisé était estimé à environ 6 millions de m^3, ce qui équivaut au double de l'estimation du 1983.

En conséquence de cette évolution, plusieurs travaux ont été mis en place par le service RTM (Restauration des Terrains en Montagne), afin de ralentir le mouvement de surface et de protéger les logements présents en aval du glissement. Dans ce cadre, un système de drainage des eaux superficielles a été réalisé dans le corps du glissement, afin de dévier les eaux présentes au contact entre le Flysch et les Terres Noires dans le secteur Est du glissement. En même temps, un piège à matériaux a été construit à l'aval du torrent, dans le but de recueillir les matériaux en provenance de l'amont.

En même temps, un profil de suivi des mouvements par levé géométrique a été mis en place dans le secteur central de la coulée, le long de la route qui traverse le glissement. Ce profil, toujours relevé avec une fréquence d'environ une fois par mois, permet d'apprécier les mouvements généraux de la masse (Fig. 1.4). En particulier, ces données permettent d'observer les accélérations d'avril 1989, quand, suite à une période particulièrement pluvieuse, la vitesse maximale a atteint 40 cm/jour, et de décembre 1992, avec des vitesses de 30 cm/jour. Depuis ce dernier pic, la vitesse du glissement diminue constamment jusqu'aux valeurs de moins d'un cm par jour pour la période 1998-2000. Une nouvelle accélération, avec une vitesse maximale de 3,5 cm/jour, a affecté le glissement à partir de fin 2000 et s'est terminée début 2001. Les vitesses sont de l'ordre du cm/jour depuis juillet 2001.

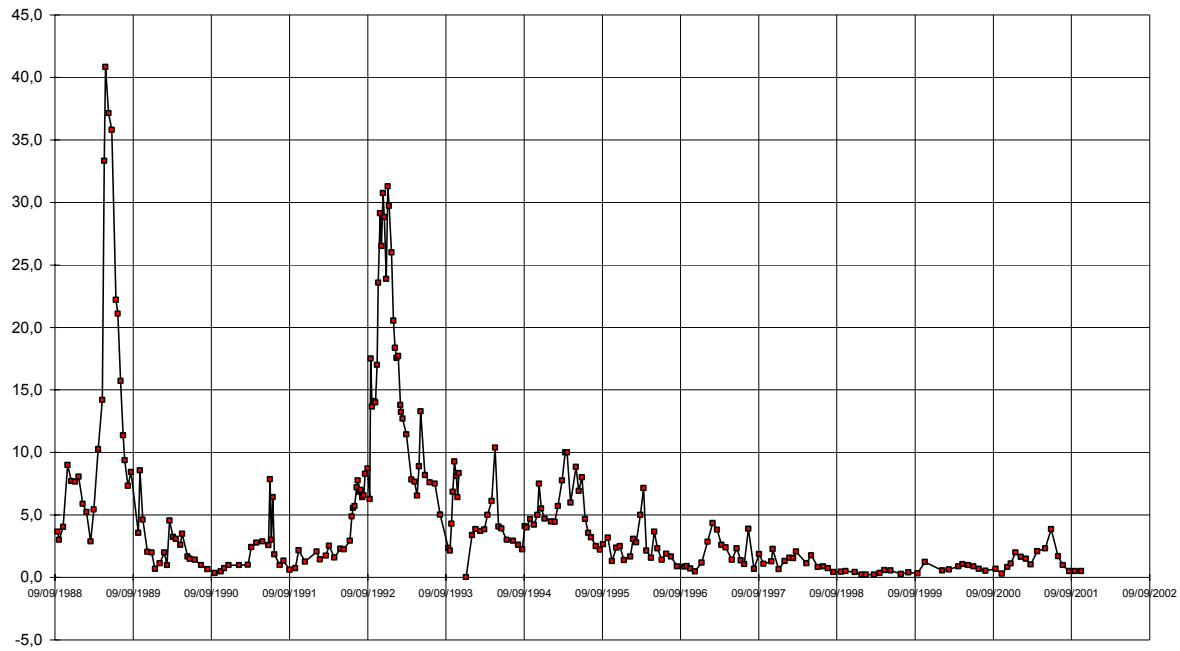


Figure 1. 4. Vitesses de déplacement du glissement de La Valette en cm/jour, calculées à partir des mesures de déplacement sur une section localisée dans le secteur central de la coulée.

4. Etudes précédentes

A partir de 1984, les études effectuées sur le glissement de La Valette par les organismes régionaux (CETE - Centre d'études techniques de l'équipement et RTM - Restauration des Terrains en Montagne) sont nombreuses. Ces études ont produit plusieurs rapports techniques relatifs aux projets d'interventions.

En outre, à partir de la moitié des années 90, le glissement de La Valette a été l'objet de nombreux mémoires de Maîtrise et de D.E.A. Ces rapports permettent d'approfondir quelques-uns des aspects liés au mouvement du versant. Par exemple, l'étude hydrogéologique conduite par Dupont et Taluy (2000) sur les sources en zone de glissement, permet de reconnaître la provenance de plusieurs sources et de les classer par valeurs de conductivité. Le Mignon (1999) réalise une modélisation de la coulée à l'aide du code FLAC aux différences finies. Son modèle montre comment la montée rapide de la nappe phréatique influence la stabilité de la coulée, en conduisant à la plastification des matériaux et à la rupture. Semenaud (2000) effectue une modélisation de la portion en amont de la zone en glissement à partir des données structurales de terrain. Son modèle montre que les facteurs à l'origine de la rupture sont la présence d'une nappe phréatique à une certaine hauteur, la présence d'une ancienne surface de rupture située en profondeur et la présence de matériaux ayant des propriété mécaniques résiduelles.

Parallèlement, quelques études ont produit des articles dans la littérature. Colat et Locat (1993) conduisent une analyse de la mobilité de la coulée boueuse à l'aide de deux modèles dynamique simples, l'un considérant un écoulement d'un fluide, l'autre tenant en compte des contraintes effectives mobilisées sur le plan de glissement, typique de la mécanique des sols. Ce travail montre que les deux modèles ne sont à considérer valables que sur certaines conditions : le modèle relatif aux études de la mécanique des sols apparaît le plus cohérent par rapport aux valeurs de viscosité des matériaux mobilisés, tandis que celui issu de la mécanique des fluides montre des valeurs de vitesses plus proches des vitesses réelles des phénomènes de coulées.

Van Beek et Van Asch (1996) comparent les déplacements du glissement observés avec ceux prédits pour un modèle de stabilité dynamique et montrent que les matériaux constituant la coulée sont très sensibles aux conditions hydrogéologiques, notamment aux fluctuations du niveau de la nappe phréatique. Bien que les valeurs de résistance plastique indiquées par leur modèle ne soient pas dépassées pendant la période étudiée, ils signalent la possibilité de grandes déformations dans le cas où un haut niveau de la nappe phréatique provoquerait le dépassement du seuil de résistance plastique.

Une étude des déplacements de surface du glissement de La Valette par interférométrie différentielle SAR a été abordée en 1999 par Vietmeier et al. A l'aide de trois couples d'images radar acquises entre 1995 et 1996, ils montrent la qualité de la technique pour la détection des mouvements de surface, avec des valeurs de déplacement de l'ordre de 1,2 cm/jour, en accord avec les mesures directes effectuées sur le terrain. La même technique a été utilisée par Squarzoni et al. (2003) pour effectuer une étude des déplacements de surface sur la période 1991-1999. Ce dernier travail sera présenté en détail dans la suite de ce mémoire.

Enfin, Potherat (2000) réalise une étude de détail de la zone du glissement à partir des photographies aériennes des années 1973, 1982 et 1988, montrant l'évolution du versant et les structures tectoniques les plus importantes.

Chapitre 2

LE GLISSEMENT DE TERRAIN DE LA CLAPIERE (FRANCE)

1. Introduction

Le glissement de terrain de La Clapière se situe dans les Alpes françaises du Sud, près du village de St. Etienne de Tinée, sur le flanc gauche de la vallée de la Tinée. La zone instable affecte la portion inférieure du versant sud ouest du Mont Ténibres, avec une dimension d'environ 1 km de long au pied et un dénivelé d'environ 650 m, depuis une altitude d'environ 1750 m jusqu'au fond de la vallée (Fig. 2.1).

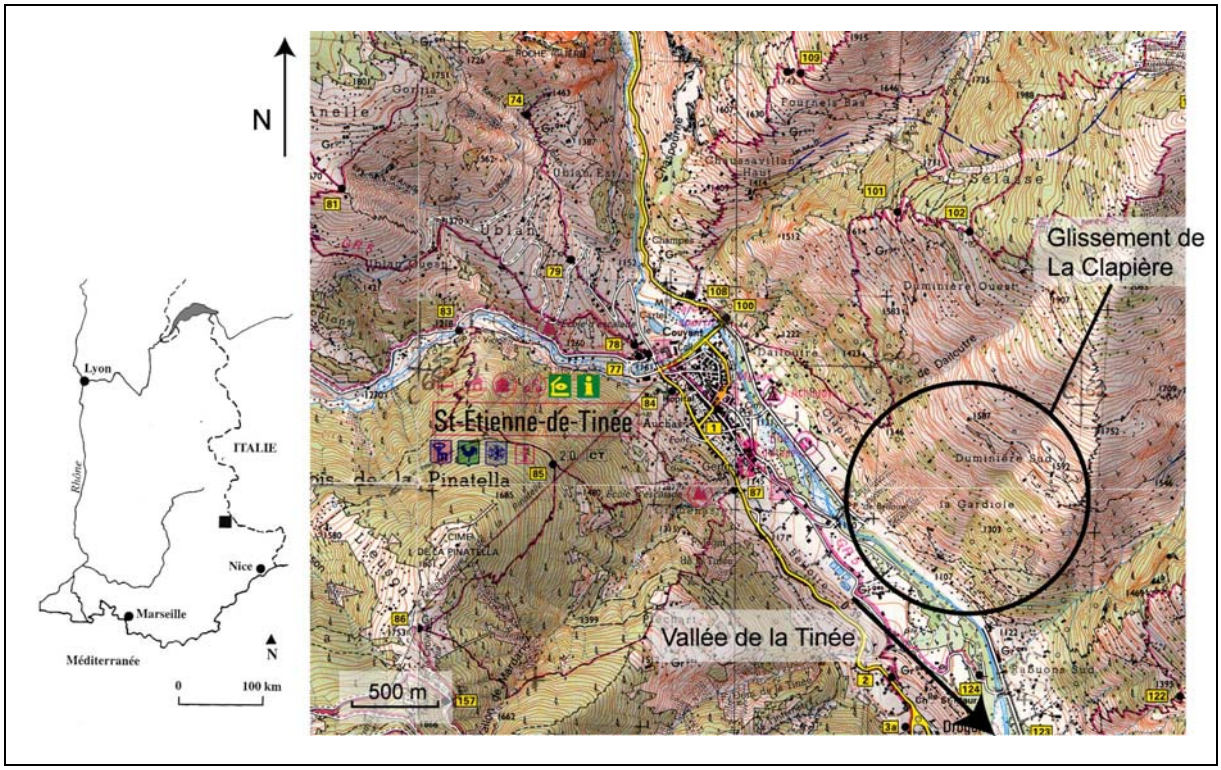


Figure 2. 1. Localisation géographique du glissement de La Clapière.

La position du glissement, quelques centaines de mètres en aval du village de St. Etienne, représente un risque grave pour le village et pour la vallée entière : la chute d'une partie ou de la totalité de la masse instable pourrait provoquer l'inondation du village, conséquence de la formation d'un barrage naturel. En cas de rupture brutale de celui-ci, de graves problèmes dans la portion aval de la vallée de la Tinée pourraient apparaître.

2. Cadre géologique

Succession stratigraphique et lithologies affleurantes

Le glissement de La Clapière est localisé sur la bordure nord-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour. Dans ce secteur, la vallée de la Tinée marque approximativement la limite entre le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour, situé au NE, et sa couverture sédimentaire datée du Trias Inférieur au Crétacé supérieur, au SO (Fig. 2.2). Le socle cristallin est ici constitué par des roches métamorphiques et migmatitiques hercyniennes, faiblement affectées par le métamorphisme alpin (Malaroda, 1970).

Deux lithologies affleurent dans la zone instable. Les micaschistes d'Anelle forment la plupart du versant et constituent les escarpements sommitaux du glissement. Dans le secteur intermédiaire du versant, une intercalation d'une bande de métadiorite, appelée la Barre d'Iglière, constitue un niveau rigide, visible transversalement dans tout le glissement (Fig. 2.2). Le fond de la vallée est couvert par une épaisseur d'environ 70 m d'alluvions récentes (Vibert, 1987).

Cadre structural

Les lithologies formant le versant de La Clapière sont affectées par une foliation hercynienne ayant direction moyenne N110 à pendage vers le NNE de 60 à 80°. Vers la surface, cette foliation est fortement basculée vers la vallée de la Tinée (Fig. 2.3), ce qui favorise l'instabilité de la portion superficielle du versant.

Le socle cristallin constituant le versant de La Clapière est séparé de sa couverture triasique par un chevauchement de direction N140 et de pendage d'environ 80° vers NE. Dans ce secteur, cette structure est masquée par les alluvions qui recouvrent le fond de la vallée.

Trois familles principales de failles sont observées, ayant respectivement pour orientation N10-30, N90 et N110-140, conforme à la direction des systèmes régionaux principaux. Le fort degré de fracturation des roches du versant favorise l'infiltration des eaux en profondeur, qui peut influer dans le phénomène de mouvement du versant.

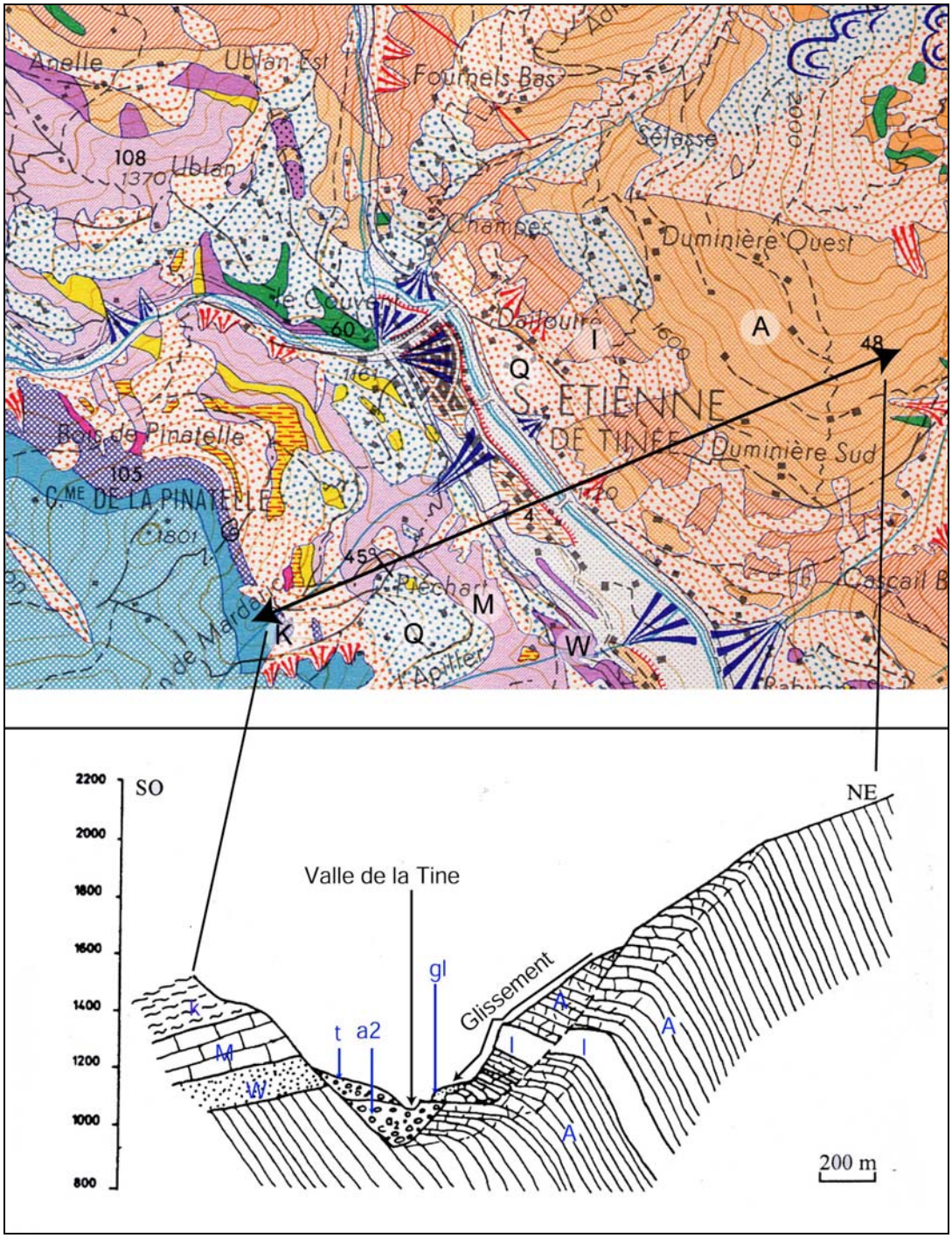


Figure 2. 2. Carte géologique de la zone de St. Etienne de Tinée (d'après la carte géologique au 1/50000e) et coupe géologique du versant au niveau du glissement de La Clapière (d'après Follaci, 1987). A : orthogneiss migmatitique d'Annelle ; I : métadiorite d'Iglière ; W : grés Werfian ; M : calcaire triasique ; K : marnes à gypses ; Q : formations quaternaires ; t : déjections torrentielles ; gl : fluvio-glaciaire ; a2 : alluvions.

Aspects géomorphologiques

La morphologie de la vallée de la Tinée dérive principalement de l'érosion glaciaire, produite lors des deux dernières périodes glaciaires Riss et Würm. Cet héritage est visible dans la portion sud du versant occidental du Mont Ténibres. Cette zone, impliquée dans le mouvement de surface, est limitée des deux cotés par de profondes entailles, le torrent de Rabuons au SE et le torrent du Ténibres au NO.

La vallée de la Tinée a subi des modifications conséquentes au mouvement de versant. Le cours de la Tinée a été déplacé vers la droite par l'avancée du corps du glissement. D'après Casson et al. (2003), le front du glissement aurait avancé d'environ 110 m entre 1983 et 1999.

Le glissement de La Clapière est caractérisé par une pente forte dans la partie inférieure, environ 40° au dessous de la barre d'Iglière, et elle devient plus douce dans la portion amont, avec des valeurs d'environ 25°.

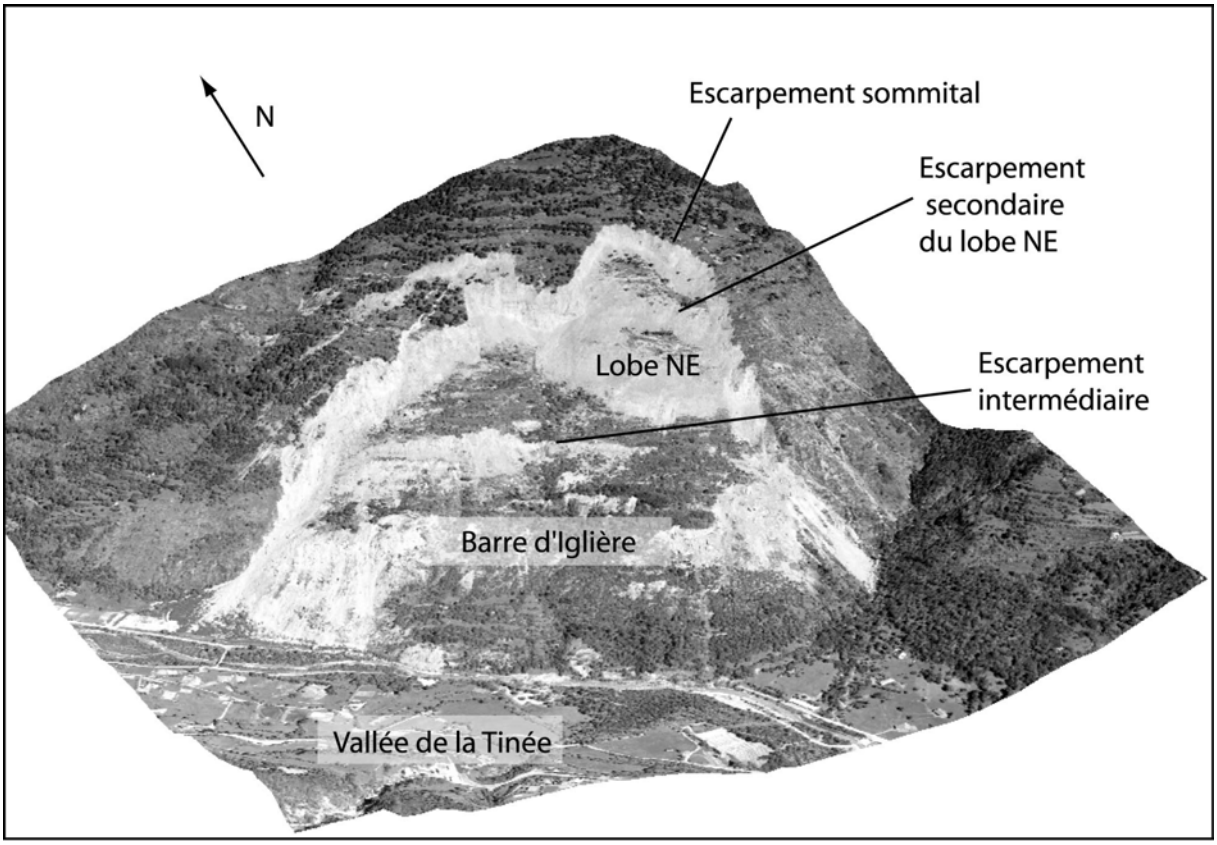


Figure 2. 3. Vue 3D d'une photo aérienne du glissement de La Clapière, réalisée à l'aide d'un MNT calculée par Bérangère Casson à partir des photographies aériennes de la zone (voir Casson et al., 2003 pour détails) (Photo IGN 1999).

La niche d'arrachement du glissement est caractérisée par une forme en lobes, dont le lobe NE est plus développé que le lobe NO. L'escarpement principal atteint 80 m de hauteur dans le secteur oriental. Le lobe NE est divisé par un escarpement secondaire. Un escarpement intermédiaire est visible sur toute la largeur de la masse en mouvement, approximativement à mi hauteur du versant. A partir de la barre d'Iglière, localisée dans la partie inférieure du versant, deux zones à éboulis se développent, l'une à l'est, l'autre à l'ouest. Celle-ci est la plus active et elle arrive jusqu'au fond de la vallée (Fig. 2.3).

3. Histoire et évolution du glissement

Les sources historiques font remonter le glissement au moins au début du XXe siècle. Les premières photographies aériennes fournissant des informations sur le glissement datent de 1948. Toutefois, c'est seulement à partir de la fin des années 70 que des mesures de déplacement de surface ont été effectuées.

A partir de 1982, un système de suivi manuel de quelques cibles est mis en place par l'organisme CETE Méditerranée (Centre d'études techniques de l'équipement), afin de localiser et de quantifier les mouvements de quelques secteurs du versant et d'expérimenter les techniques de mesure pour proposer une méthode de surveillance fiable (Follaci, 1999).

En même temps, des travaux de protection de la route qui relie St. Etienne à Nice sont effectués, mais les déplacements importants du front du glissement et les fréquentes chutes de blocs se montrent trop dangereuses. Une nouvelle route est alors construite en 1986 sur la rive droite de la Tinée.

En 1987, les mouvements subissent une accélération brusque et en été, en relation avec la fonte des neiges, les mouvements deviennent très importants, avec des vitesses de l'ordre de la dizaine de cm par jour.

Un nouveau système de surveillance automatisé est alors conçu, capable de mesures très fréquentes sur plusieurs secteurs du glissement à partir de deux points fixes de mesure localisés sur le versant en face. La mise en place d'un tel système est accomplie en 1991. Après cette date, des vitesses de quelques cm/jour sont enregistrées par le système, avec un pic d'accélération début 1997, probablement dû à une fonte des neiges précoce et progressive, qui influence de manière différente les portions supérieures et inférieures du versant (Follaci, 1999).

Actuellement, les mouvements se poursuivent avec des vitesses moyennes de l'ordre de quelques mètres par an et avec des accélérations saisonnières ou en correspondance avec d'épisodes pluvieux importants ou la fonte de neiges. Toutefois, les études effectuées et l'évolution actuelle concordent avec le fait que le seul scénario probable est celui d'une stabilisation progressive du glissement par un mouvement d'ensemble lent (Follaci, 1999).

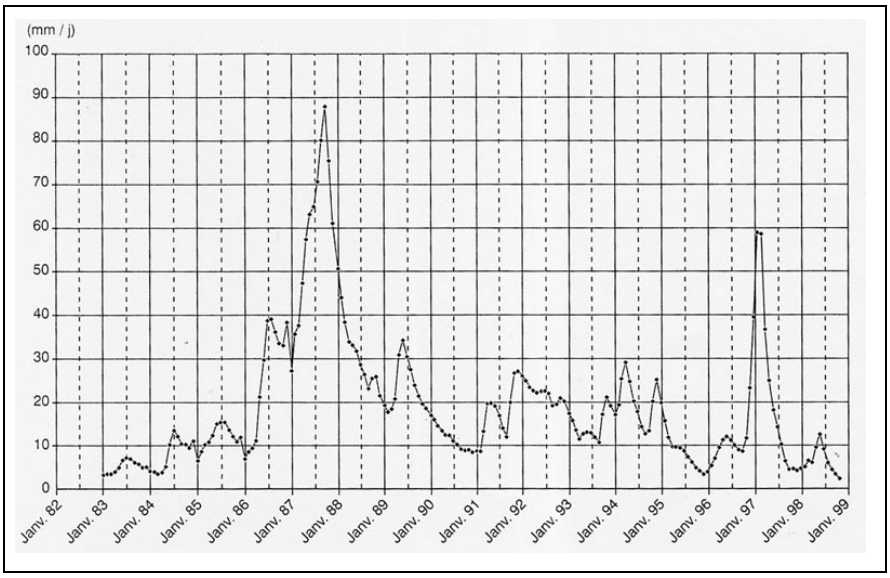


Figure 2. 4. Variation au cours du temps des déplacements de la vitesse journalière de la cible 10, située à l'intérieur de la zone en glissement (d'après Follaci, 1999).

4. Etudes précédentes

Plusieurs études ont été réalisées sur le glissement de La Clapière, à la fois d'un point de vue géologique, géomorphologique, structural, hydrogéologique et cinématique. L'étude de la cinématique a porté sur l'expérimentation sur ce site de la technique de l'interférométrie radar appliquée aux glissements de terrain. Ces études seront citées dans le chapitre 4.

Parmi les travaux les plus récents, Follaci (1999) fait le bilan de seize ans d'expérience de surveillance du glissement par les différentes méthodes utilisées sur le terrain.

L'étude hydrogéologique accomplie par Guglielmi et al. (2000), montre qu'à partir des analyses chimiques et isotopiques des eaux de source du versant de La Clapière et par leur modélisation, il est possible de définir deux différents parcours de drainage, qui peuvent être mis en relation avec les différences dans les mécanismes du mouvement.

Laumonier et Gunzburger (2002) réalisent une étude de détail de la fracturation du secteur du glissement pour démontrer l'origine tectonique du « pli de La Clapière », c'est-à-dire du basculement du pendage de la foliation vers la vallée de la Tinée dans la portion superficielle du versant. Cet pli, jusqu'à cette époque considéré comme un stade précoce d'une instabilité de versant subactuelle aboutissant au glissement, se serait au contraire produit en profondeur il y a au moins 5 millions d'années. Cette structure aurait donc seulement favorisé l'apparition de l'instabilité, mais elle ne serait pas à son origine.

Enfin, Casson et al. (2003) ont réalisé une étude quantitative de l'évolution du glissement entre 1983 et 1999 à l'aide de trois MNT (Modèle Numérique de Terrain) à haute résolution réalisés à partir de trois couples de photographies aériennes avec une technique de traitement développé par eux-mêmes. Ce travail montre le mouvement des différents secteurs du glissement, avec des valeurs moyennes des vitesses de 1,7 cm/jour pour l'avancée frontale du glissement et une vitesse de recul de l'escarpement principal de 4,1 cm/jour sur cette période.

Chapitre 3

LE GLISSEMENT DE TERRAIN DE S. ANDREA (PERAROLO DI CADORE - ITALIE)

Les études effectuées sur le glissement de S. Andrea par les organismes régionaux (Région Veneto, Genio Civile de Belluno) et par le réseau national de chemin de fer (FF.SS.) sont nombreuses. Ces études ont produit un important volume de rapports techniques relatifs aux interventions effectuées et aux mesures de déplacement par inclinométrie. Cependant, d'un point de vue géologique, la zone de Perarolo n'a jamais été objet d'étude de détail. La cartographie de détail présentée dans ce mémoire dérive des études effectuées récemment par l'équipe de recherche de géologie appliquée de Padoue.

1. Introduction

Le glissement de terrain de S. Andrea est localisé à proximité du village de Perarolo di Cadore, qui se trouve une trentaine de kilomètres au nord de Belluno, chef-lieu départemental, dans la portion septentrionale de la région Veneto (Italie nord orientale) (Fig. 3.1).

La zone d'étude se trouve dans le bassin du fleuve Piave, près de la confluence du torrent Boite. Le mouvement de terrain intéresse le versant sud occidental du Monte Zuco, qui s'étend d'une altitude de 530 m, correspondant au lit du torrent Boite, jusqu'à environ 1200 m. La zone en mouvement est traversée par le réseau ferroviaire qui relie Belluno avec la région touristique du Cadore et de Cortina D'Ampezzo. De plus, il intéresse la route départementale, appelée « La Cavallera », qui relie Perarolo avec la route nationale pour Cortina.

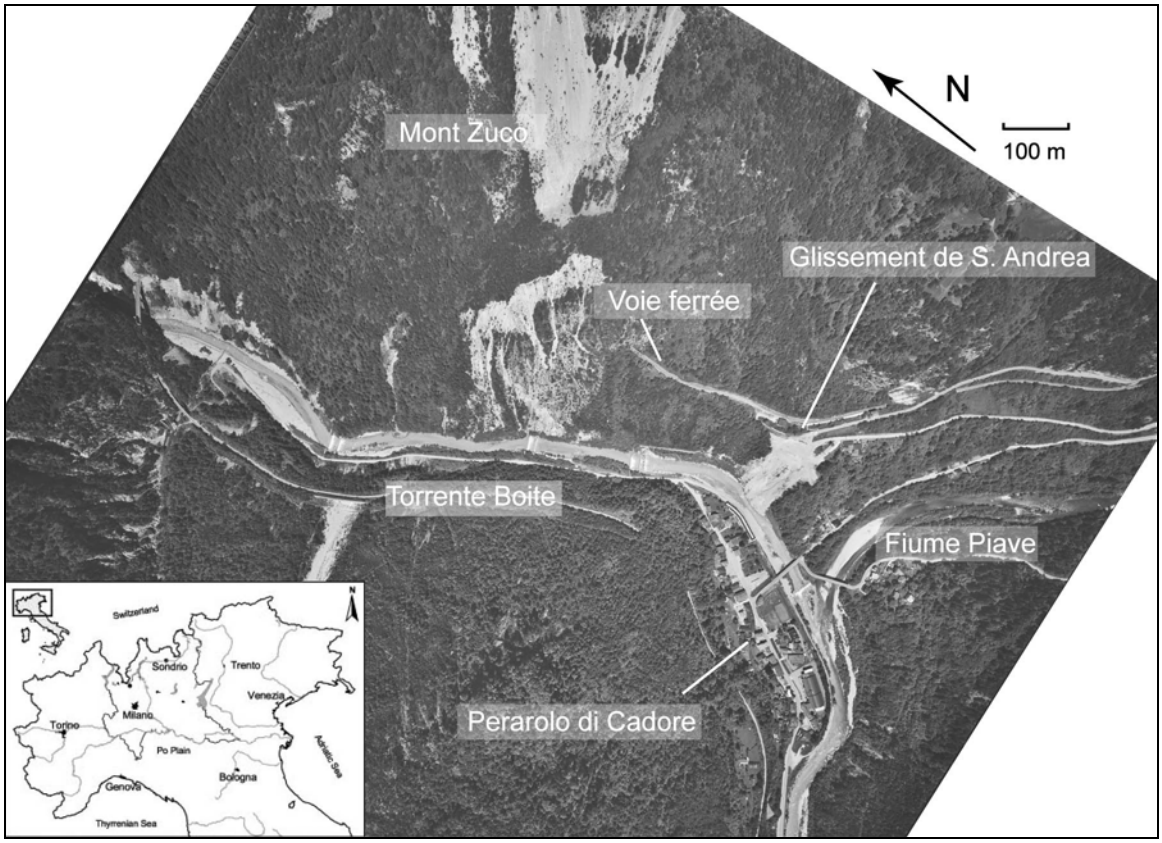
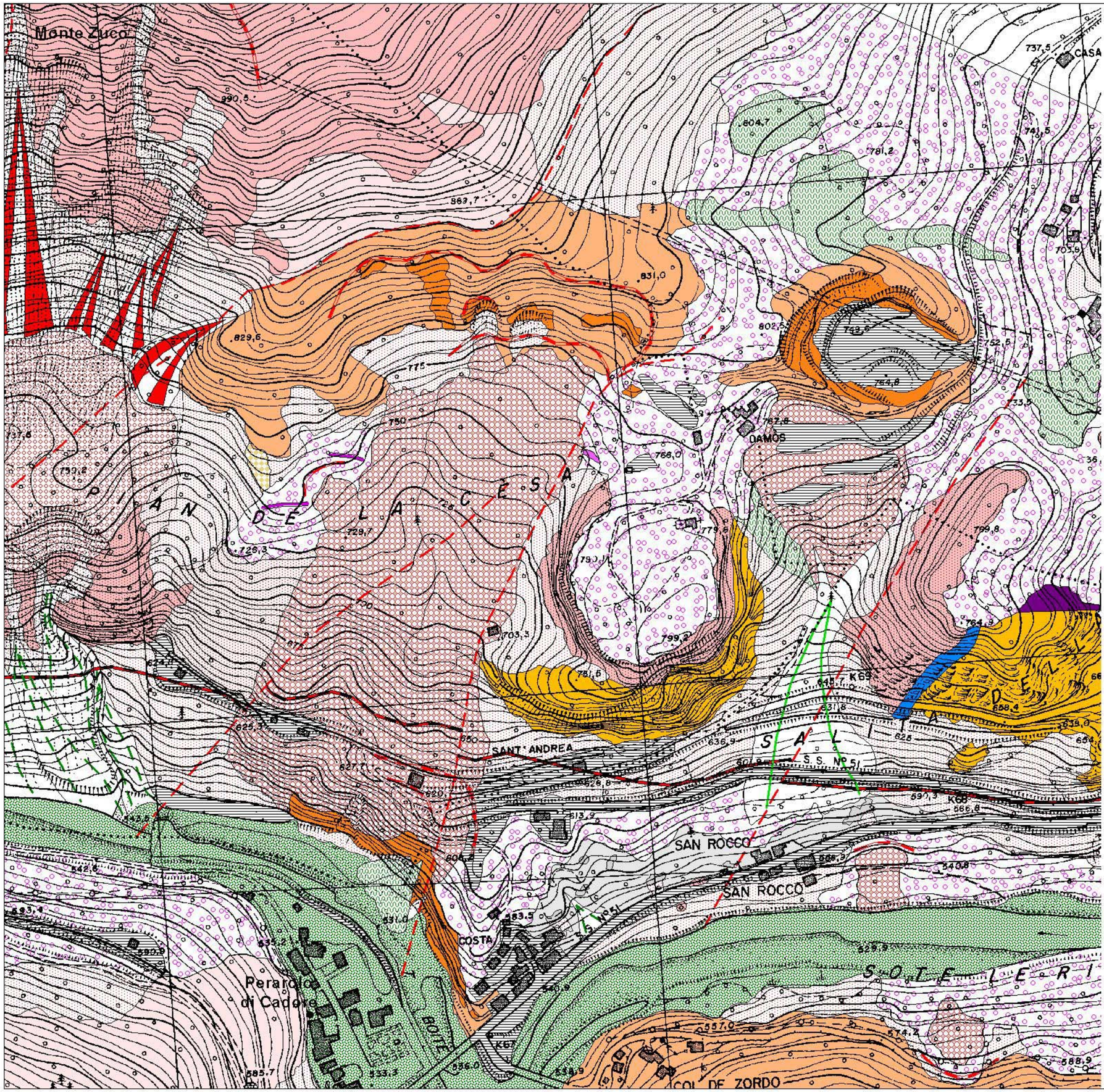


Figure 3. 1. Localisation géographique de la zone d'étude.

D'après sa position, le glissement de terrain de S. Andrea joue donc un rôle très important sur les infrastructures alentours, constituant un risque grave à la fois pour les voies de communication présentes sur la zone en glissement et pour le village de Perarolo à l'aval. Comme cela s'est déjà produit lors du dernier pic d'évolution du glissement en novembre 2000, une brusque rupture à niveau du versant pourrait provoquer le barrage total du torrent Boite, produisant l'inondation du village. L'étude du glissement est donc très importante pour une meilleure compréhension de la dynamique du versant, afin de pouvoir définir les méthodes d'intervention pour la mitigation du risque.

Figure 3. 2. (Page suivante). Carte géologique de la zone de Perarolo de Cadore.



CARTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE DE S. ANDREA

Echelle 1:4.000

- Sorgente
- Giacitura di strato
- Strati rovesciati
- Piega sinclinale
- Piega anticlinale

- Cono attivo
- Cono quiescente
- Cono misto
- Cono antico
- Nicchia di frana
- Trincea da DGPV
- Contropendenza da DGPV
- Cordone morenico

- Sovrascorrimento certo
- Sovrascorrimento presunto
- Faglia certa
- Faglia presunta

- Dolomia Principale
- Dolomia Principale subaffiorante
- Formazione di Raibl (anidriti)
- Formazione di Raibl (anidriti) subaff.
- Formazione di Raibl (terrigeno)
- Formazione di Raibl (terrigeno) subaff.
- Formazione di Raibl carbonatico
- Formazione di Raibl dolomitico
- Formazione di Raibl dolomitico subaff.
- Formazione di Durrestein (terrigeno)
- Formazione di Durrestein (terrigeno) subaff.
- Formazione di Durrestein (carbonatico)
- Formazione di Durrestein (carbonatico) subaff.
- Formazione di Durrestein dolomitico
- Formazione di Durrestein dolomitico subaff.
- Dolomia Cassiana
- Dolomia Cassiana subaffiorante
- Formazione di San Cassiano
- Formazione di San Cassiano subaff.
- Detrito di versante
- Detrito di versante cementato
- Corpo di frana a blocchi prevalenti
- Corpo di frana a matrice prevalente
- Till di alloggiamento
- Colata da debris flow
- Depositi da debris flow
- Depositi alluvionali a ghiaie e sabbie prevalenti
- Terrazzi alluvionali attuali - subattuali
- Terrazzi alluvionali antichi
- Conglomerati
- Depositi palustri
- Argille e limi lacustri antichi
- Depositi colluviali
- Depositi di travertino
- Depositi di origine antropica

2. Cadre géologique

Succession stratigraphique et lithologies affleurantes

La zone d'étude se trouve dans le secteur méridional de la chaîne Alpine, dans le domaine des Dolomites sud orientales.

D'un point de vue régional, la succession géologique est caractérisée par des séries stratigraphiques permiennes et mésozoïques, superposées à un socle cristallin métamorphique affleurant plus à l'est.

Plus localement, la succession stratigraphique constituant le versant méridional du Mont Zuco est composée, depuis les terrains les plus récents, par les formations « Dolomia Principale », « Formation de Raibl », « Formation de Dürrenstein », « Dolomia Cassiana » et « Formation de San Cassiano » (Fig. 3.2).

La formation de la « Dolomia Principale », constituant le noyau du Mont Zuco et affleurant dans la portion la plus septentrionale du versant, est caractérisée par des dolomies claires cycliques, alternant avec des dolomies massives stratifiées en niveaux de quelques décimètres. Le passage stratigraphique avec la « Formation de Raibl » sous-jacente n'est jamais à l'affleurement, probablement masqué par un contact tectonique. En conséquence, l'épaisseur de la « Dolomia Principale », qui s'élève à environ 600-700 m, a pu être évaluée sur la base d'observations effectuées sur d'autres sites. L'âge de cette formation s'étend du toit du Carnien à la base du Réthien.

La « Formation de Raibl » est caractérisée par plusieurs niveaux de lithologie différente. Après un niveau de conglomérat à la base, la succession se compose d'une alternance de gypses et anhydrites, souvent superposés à des niveaux terrigènes de marnes, pelites et grès. L'épaisseur de la formation est estimée autour de 200 m, avec un contact tectonique sur la formation sous-jacente, et l'âge est Carnien supérieur.

Les termes constituant la « Formation de Dürrenstein » se composent de deux successions différentes ; l'une, plutôt terrigène, composée principalement par des marnes, des siltites et des grès intercalés avec des niveaux de calcaires dolomitiques et dolomies, n'affleure pas sur le versant ; l'autre, constituée par une succession de dolomies avec des calcaires et calcaires marneux intercalés et parfois avec des niveaux argileux, est visible au sud et sud-est du sommet du Mont Zuco. D'âge Carnien sup., l'épaisseur totale de la formation s'élève à environ 100-120 m.

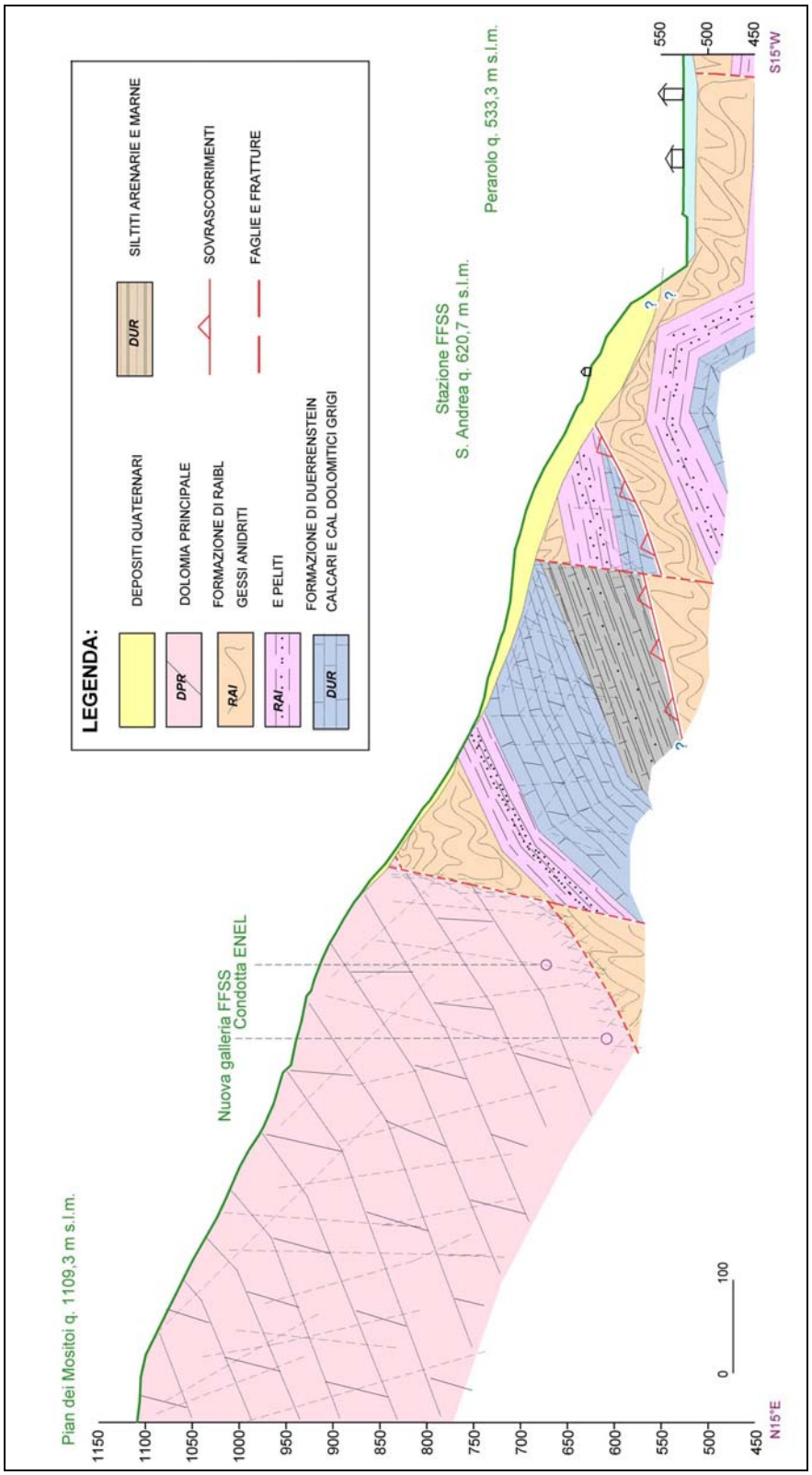
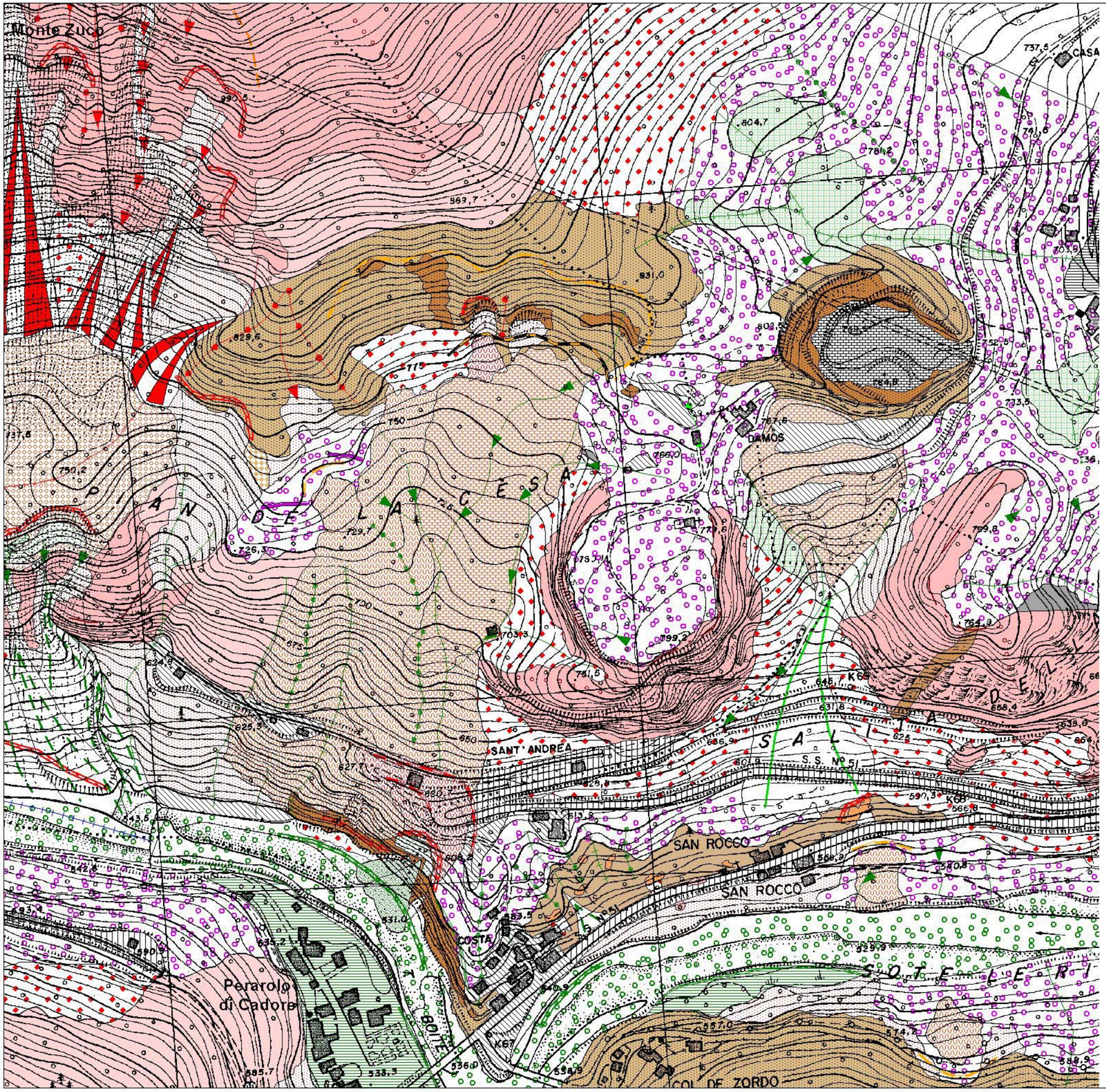


Figure 3. 3. Coupe géologique du flanc méridional du Mont Zuco.

Figure 3. 4. (Page suivante). Carte géomorphologique de la zone de Perarolo de Cadore.



CARTE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA ZONE DE S. ANDREA

Echelle 1:4.000

- Sorgente
- Picco roccioso
- Piccola frana attiva
- Costolature di testate di strato
- Cava
- Dorsale antiforme
- Orlo di scarpata di faglia
- Orlo di rilievo monoclinale ad hogback
- Cresta
- Orlo di grande parete
- Orlo di scarpata ripida influenzata dalla struttura
- Nicchia di frana di crollo attiva
- Nicchia di frana di crollo non attiva
- Nicchia di frana di scorrimento attiva
- Nicchia di frana di scorrimento non attiva
- Nicchia di frana di colamento attiva
- Nicchia di frana di colamento non attiva
- Contropendenza di frana non attiva
- Orlo di scarpata di degrdazione attivo
- Canalone in roccia e con scariche di detrito (attivo)
- Cresta di degradazione attiva
- Trincea da DGPV
- Contropendenza da DGPV
- Solco da ruscellamento concentrato attivo
- Vallecola a V attiva
- Vallecola a fondo piatto attiva
- Antica direzione di scorrimento
- Alveo con erosione laterale o sponda in erosione
- Orlo di scarpata di erosione fluviale attiva < 5 m
- Orlo di scarpata di erosione fluviale attiva >10 m
- Orlo di scarpata di erosione fluviale non attiva >10 m
- Cresta di dilavamento attiva
- Canale di esondazione attivo
- Cordone morenico
- Tratto di corso d'acqua con briglie
- Contropendenza di frana attiva
- Orlo di superfice di contatto glaciale
- Vallecola a fondo piatto non attiva
- Cresta di dilavamento non attiva
- Cordone morenico incerto
- Orlo di scarpata di erosione fluviale non attiva 5-10 m
- Ciglio di cava
- Cono quiescente
- Cono attivo
- Cono antico
- Cono misto
- Cono detritico attivo
- Cono alluvionale attivo
- Zona endoreica
- Superfice strutturale
- Versante vistosamente interessato da DGPV
- Versante di faglia
- Superfice con forme di dilavamento prev. concentrato
- Area a calanchi e forme similari
- Campo di doline
- Superfice di terrazzo attiva
- Superfice di terrazzo non attiva
- Versante interessato da movimenti franosi lenti
- Rocce prev. calcaree
- Rocce prev. calcaree subaffioranti
- Rocce prev. anidritiche e gessose
- Rocce prev. anidritiche e gessose subaff.
- Rocce prev. dolomitiche
- Rocce prev. dolomitiche subaffioranti
- Rocce marnose, marnoso pelitiche e pelitiche
- Rocce marnose, marnoso pelitiche e pelitiche subaff.
- Corpo di frana di crollo attiva
- Corpo di frana di crollo non attiva
- Corpo di frana di scorrimento attiva
- Corpo di frana di scorrimento non attiva
- Corpo di frana di colamento attiva
- Corpo di frana di colamento non attiva
- Detrito di versante attivo
- Detrito di versante cementato
- Falda di detrito attiva
- Limo e argilla (non attiva)
- Cono colluviale attivo
- Deposito colluviale non attivo
- Colata da debris flow
- Torba, argille e limi
- Travertino
- Deposito glaciale
- Discarica
- Superfice di sbancamento
- Rilevato stradale o ferroviario
- Cava
- Terrazzi alluvionali attivi (ghiaie e sabbie)
- Terrazzi alluvionali non attivi (ghiaie e sabbie)

La formation de la « Dolomia Cassiana », est formée par une plateforme d'épaisseur voisine de 200 m constituée par des dolomies cristallines massives et elle est observable à l'affleurement le long de la route départementale à l'est du lieu-dit S. Andrea. Le passage à la « Formation de San Cassiano » sous-jacente est marqué par l'apparition de niveaux décimétriques de calcaires et calcarénites. L'âge de la formation est Carnien supérieur.

La « Formation de San Cassiano », qui peut être observée le long de la route départementale qui monte du village de Perarolo, entre les agglomérations de San Rocco et S. Andrea, est constituée essentiellement par une épaisseur de environ 100 m de niveaux décimétriques à centimétriques de calcaires, calcarénites et marnes. La formation est datée du Carnien inf. et représente les termes plus anciens de la succession constituant le versant méridional du Mont Zuco.

Les lithologies impliquées par le mouvement de terrain de S. Andrea (Fig. 3.3) sont donc les calcaires dolomitiques et dolomies, les anhydrites, les marnes et les pelites, localement les argilites et les grés.

Cadre structural

Les structures tectoniques reconnues sur le terrain dans la zone du glissement sont issues de deux phases tectoniques distinctes qui ont affecté la région pendant l'ère tertiaire. En particulier, les structures à vergence W présentes sur le versant méridional et sud-oriental du Mont Zuco sont le résultat de la phase tectonique Dinarique, qui a produit des chevauchements, associés à des failles décrochantes conjuguées et à des plis d'axe N-S (Doglioni et Bosellini, 1987). La deuxième phase de déformation, d'âge néogène, est caractérisée par des chevauchements à vergence S liés à la phase Alpine « Valsuganaise ». Cette dernière phase est responsable des failles sub-verticales qui coupent les structures précédentes.

En particulier, la portion du versant en glissement est caractérisée par des chevauchements à angle moyen (environ 40°), qui localement doublent la succession stratigraphique et qui sont recoupés par des failles quasi-verticales. La présence de ces structures rend le substratum rocheux particulièrement fracturé et, en conséquence, prédispose les versants à l'instabilité (fig. 3.3).

Aspects géomorphologiques généraux

La morphologie de la zone du glissement, présentée en Fig. 3.4, a été produite dans une première phase à partir de l'analyse de plusieurs photographies aériennes à différentes échelles et de différentes années (du 1954 à 2001) ; les observations faites ainsi ont été successivement vérifiées et intégrées grâce à une étude de détail menée sur le terrain.

La zone du Mont Zuco et les zones alentours sont traversées par deux cours d'eau, le torrent Boite et le fleuve Piave, parcourant des vallées profondément incisées, formées le long des lignes tectoniques principales. Le résultat des agents exogènes a donné à la zone une morphologie caractérisée par des pentes fortes, souvent affectées par des phénomènes de glissement de différents types.

Le flanc sud oriental du Mont Zuco est caractérisé par la présence de vastes surfaces couvertes par des dépôts générés par des phénomènes gravitaires de grande importance, souvent anciens, parfois actifs ou réactivés (Fig. 3.4). La portion du versant immédiatement au sud du sommet du Mont Zuco et qui se trouve au pied des grandes parois dolomitiques est couverte par une bande d'éboulis et de cônes détritiques actifs entre 950 et 800 m d'altitude. Ces niveaux sont constitués par du matériel dérivant de la dégradation des parois sus-jacentes. La portion inférieure du versant, comprise entre la base des dépôts détritiques et le lit du torrent Boite, est souvent couverte par des dépôts dérivant d'anciens glissements, probablement liés au processus de relaxation post-glaciale (Pellegrini & Surian, 1994).

Géomorphologie du glissement de S. Andrea

Le glissement de terrain de S. Andrea se produit sur un ancien dépôt de glissement, qui s'étend, à l'Est et au Nord du lieu-dit S. Andrea, d'une altitude de 775 m jusqu'au fond de la vallée et qui, en conséquence, recouvre et masque en partie la succession stratigraphique. Les témoins de la zone d'origine de cette masse peuvent être observés dans les affleurements d'anhydrites et gypses présents juste à l'amont des dépôts mêmes, où deux anciennes niches d'arrachement sont visibles, respectivement à environ 850 m et 775 m d'altitude. L'accumulation de l'ancien glissement, exposée aux agents exogènes, a été incisée par des cannelures de ruissellement, qui canalisent naturellement les eaux de surface vers la partie basse du versant.

La portion actuellement active du glissement est caractérisée par une pente modeste dans sa partie supérieure, qui a été sujet à des travaux de façonnement après le dernier pic d'évolution du glissement et qui maintenant présente une morphologie en gradins. A l'aval de ces gradins, la pente augmente rapidement jusqu'à la formation d'un escarpement quasi-

vertical au niveau de l'affleurement des gypses et anhydrites et qui se termine dans le lit du torrent Boite. A la base du versant, le matériel provenant des derniers mouvements gravitaires s'accumule dans le lit du torrent (Fig. 3.6).

Les conditions hydrogéologiques du versant n'étant pas connues en détail, la présence d'une nappe phréatique suspendue dans la couverture détritique de la partie basse du versant est mise en évidence par l'émergence d'une source à la base des détrites, au toit des affleurements de gypses et anhydrites (Fig. 3.6). Au lit des cette nappe, les matériaux gypseux et anhydritiques, sont intéressés par des phénomènes d'altération et de dissolution liés à l'érosion karstique, comme cela est observable sur les affleurements présents à la base du versant.

3. Evolution du glissement et interventions effectuées

Les sources historiques témoignent de la façon dont le flanc méridional du Mont Zuco a été affecté par des mouvements de terrain depuis le XIX siècle. En particulier, la documentation provenant du réseau ferroviaire (FF.SS.) montre comment le parcours du chemin de fer a toujours été sujet à des mouvements dans la zone de S. Andrea.

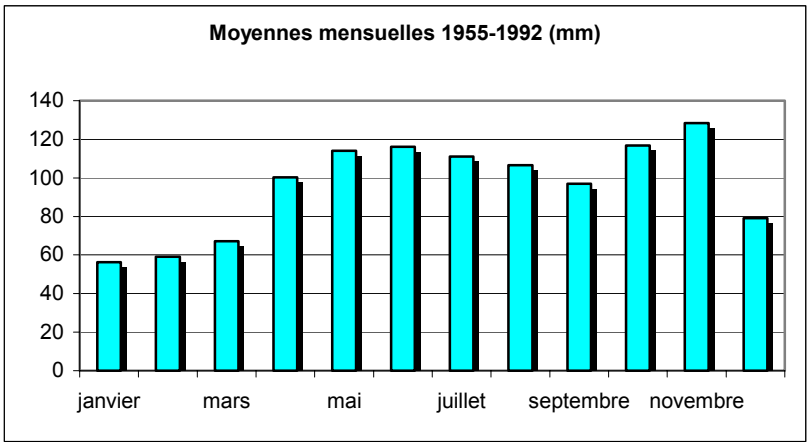
Depuis la fin des années 60, les interventions effectuées par FF.SS. sont nombreuses, afin d'essayer de stabiliser le versant. Après avoir remarqué la faible efficacité des premiers ouvrages, constitués par un mur de support ancré en profondeur et des drains superficiels et profonds, une campagne d'investigation du sous-sol a été effectuée. Les inclinomètres posés en 1986 dans le cadre de cette campagne montrèrent des mouvements de 2-3 cm par an jusqu'au 1990, avec une accélération en 1991 jusqu'à atteindre des vitesses moyennes de 5 cm/an et maximales de presque 1 cm/mois.

Afin de contenir cette nouvelle accélération, le FF.SS. décida la construction, juste à l'aval de la ligne du chemin de fer, d'un mur maintenu par des tirants fondés sur micro-pilotis profonds d'environ 40 m (Fig. 3.6). Une telle structure, réalisée en 1992, a été par la suite prolongée vers l'est en 1995. Associé à ces travaux, un système de surveillance et alarme a été installé, basé sur les données enregistrées par des inclinomètres fixes, installés en profondeur dans 7 tuyaux localisés près de la voie ferrée.

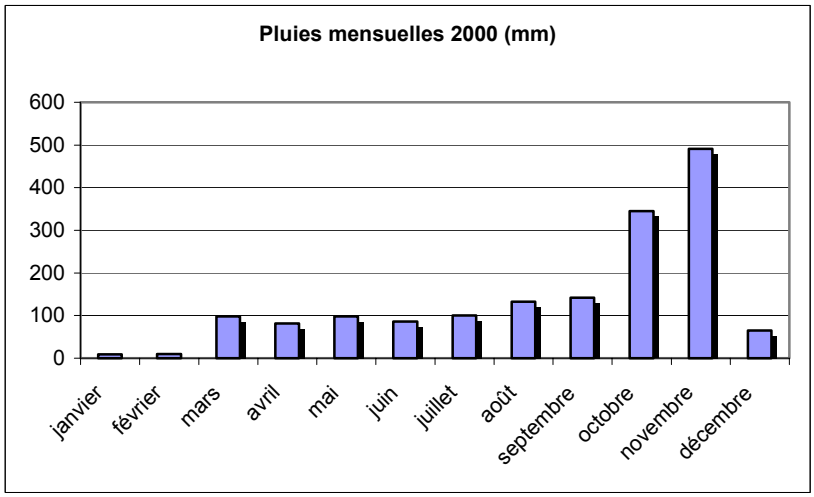
Malgré le ralentissement des mouvements le long de la voie ferroviaire après les travaux, l'évolution du versant continue en aval des structures réalisées, générant en 1996 des effondrements de petites dimensions (quelques centaines de mètres cubes). Les

mesures des déplacements réalisées par la suite montrent un déplacement d'environ 1 cm/mois, avec une surface de rupture à environ 32 m de profondeur.

Les pluies particulièrement abondantes des mois octobre et novembre 2000 ont provoqué une brusque évolution du glissement. Le hauteur de la pluie atteint 345 mm en octobre et 490 mm en novembre, par rapport à une moyenne mensuelle calculée sur 38 ans (1955-1992) respectivement de 117 mm et 128 mm (Fig. 3.5). A partir du mois d'octobre, des portions superficielles de la masse en mouvement se déstabilisent. Le 18 novembre une masse d'environ 3.000 mètres cubes, constituée par des matériaux détritiques et rocheux, se détache du versant de S. Andrea et tombe dans le lit du torrent Boite. En conséquence, un petit lac, rapidement érodé par les eaux du torrent, se forme juste à l'amont du barrage créé par l'accumulation du glissement, menaçant le village de Perarolo. Sur le versant, des écoulements d'eaux, générés au contact entre la couverture détritique et le substratum, se poursuivent pendant plusieurs jours après l'événement.



a)

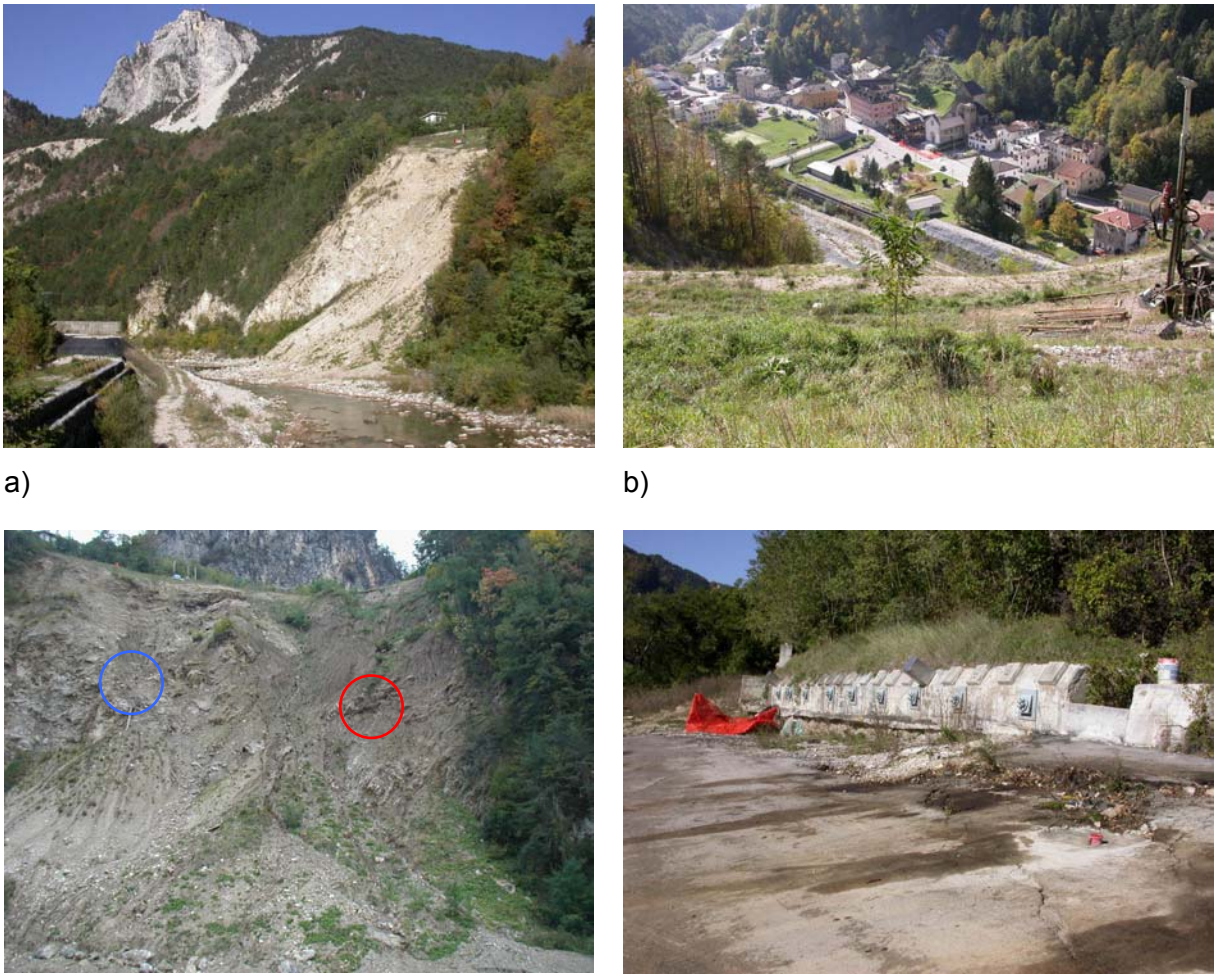


b)

Figure 3. 5. Données pluviométriques de la zone de Perarolo de Cadore. a) Moyennes mensuelles calculées sur la période 1995-1992 ; b) total mensuel des pluies de l'années 2000.

Suite à ces faits, des travaux de façonnement ont été réalisés par la Région Veneto sur la portion juste à l'aval de la voie ferré, afin de ralentir l'évolution de la masse en mouvement au moyen d'un allégement de la portion du versant plus instable. Dans ce cadre, le profil de cette portion de versant a été modifié, avec la création de quatre gradins d'environ 3 m de hauteur chacun.

Après ces interventions, les déplacements enregistrés aux inclinomètres sont de l'ordre de 1-2 cm/mois en moyenne.



a) b)

c) d)

Figure 3. 6. Photos de la zone du glissement. a) vue du glissement du torrent Boite ; en arrière-plan le sommet du Mont Zuco. b) vue du village de Perarolo depuis le glissement. c) vue de détail de l'escarpement en aval du glissement ; le cercle rouge indique la position de la source présente pendant les pluies intenses, le cercle bleu celle d'une nouvelle source active depuis les pluies de début octobre 2003. d) mur tenu à tirants réalisé par la FF.SS. ; à ses pieds, des fractures sont visibles en surface.

Deuxième partie

Etude des mouvements de surface

Chapitre 4

L'INTERFEROMETRIE DIFFERENTIELLE SAR APPLIQUEE AUX GLISSEMENTS DE TERRAIN DE LA VALETTE ET LA CLAPIERE

Dans ce chapitre, les caractéristiques de la technique de l'interférométrie radar seront d'abord rappelées ; l'application de cette méthode à l'étude de la cinématique des glissements de terrain sera ensuite abordée, avec des exemples d'application aux sites de La Valette et La Clapière.

1. Bases théoriques de l'interférométrie radar

1.1. Introduction

La compréhension de la plupart des processus de la surface terrestre, comme les déformations d'origine naturelle, provoquées par les tremblements de terre, les volcans, les glaciers, la relaxation post-glaciaire, ou les déformations d'origine anthropique et liées à l'exploitation des mines et des ressources géothermiques ou des eaux souterraines, requiert un suivi régulier du phénomène en question. L'étude de ces processus nécessite des mesures répétées dans le temps, souvent avec des intervalles temporels réguliers, effectuées avec une haute précision et une bonne résolution spatiale. En outre, les zones intéressées par ce type de phénomène sont parfois peu accessibles. Ceci limite la possibilité d'effectuer des campagnes de mesure. La surveillance des points et la répétition des mesures deviennent alors techniquement difficiles et coûteuses.

L'imagerie satellitaire permet de résoudre ces problèmes. Tous les points de la surface terrestre sont alors accessibles sur des scènes de plusieurs kilomètres, avec la possibilité de passages multiples sur la même zone et un coût relativement bas.

Parmi les différents types d'images satellitaires, les images radar présentent plusieurs avantages. Elles combinent les caractéristiques de l'imagerie à grande échelle avec celles des ondes radar. De plus, au contraire des capteurs optiques, le capteur radar est capable d'observations dans toutes les conditions d'illumination, le jour comme la nuit, augmentant encore plus les potentialités de cet outil.

L'interférométrie radar est une technique qui, à partir de deux images radar acquises par la même antenne en deux instants différents, permet d'obtenir une représentation homogène des déformations cohérentes de la surface terrestre, observables avec une précision sub-centimétrique dans la ligne de visée du satellite et une résolution spatiale de l'ordre de 20 m sur des zones larges.

Dans la première partie de ce chapitre, un rappel sur la théorie de la technique est effectué. Le lecteur est invité à la consultation de la bibliographie spécialisée pour des approfondissements ultérieurs (voir, par exemple, Fruneau, 1995 ; Massonnet & Feigl, 1998 ; Hanssen, 2001).

1.2. Imagerie radar : caractéristiques des images ERS

L'imagerie radar

L'imagerie radar se fonde sur l'utilisation d'un instrument actif, qui, embarqué à bord d'une plateforme satellitaire, émet des impulsions électromagnétiques dans les longueurs d'ondes radio et micro-ondes et capte les réflexions du même signal renvoyées par les objets au sol présents dans sa ligne de visée. La technique radar utilise donc le temps de parcours d'aller-retour de chaque impulsion pour déterminer la distance de l'objet, ainsi que l'intensité de la radiation rétrodiffusée pour la caractérisation de l'objet d'un point de vue physique, par exemple pour en déterminer la dimension ou la rugosité.

Parmi les différentes classes de systèmes radar développés au cours des années, le radar à synthèse d'ouverture (*Synthetic Aperture Radar* – SAR), système qui est devenu largement utilisé à partir des années 90, permet de dépasser les limites pratiques des systèmes antérieurs. Ces limites étaient principalement dues à la dimension de l'antenne et

à la dégradation du signal liée à l'augmentation de la distance entre émetteur et objet observé.

La Figure 4.1 montre la géométrie d'acquisition d'une image radar. L'antenne est alignée le long de la trajectoire de vol et émet des impulsions perpendiculairement à la trajectoire, de manière à observer des bandes correspondant à environ 100 km de largeur sur la surface terrestre. Chaque image est formée par une succession de lignes, composées par les échos de retour en provenance de la portion de surface terrestre illuminée par chaque impulsion. Chaque ligne de l'image se compose alors d'éléments, appelés *pixels*, de dimensions au sol correspondant aux résolutions spatiales en azimut et en distance du système radar. La dimension du *pixel* au sol représente la dimension du plus petit élément que l'on peut distinguer sur la surface terrestre.

Le déplacement du satellite le long de sa trajectoire produit la répétition des observations et, donc, crée l'image.

L'image est donc formée par les temps d'aller-retour et par l'intensité du signal rétrodiffusé, qui dépend principalement des caractéristiques physiques de la surface et de sa

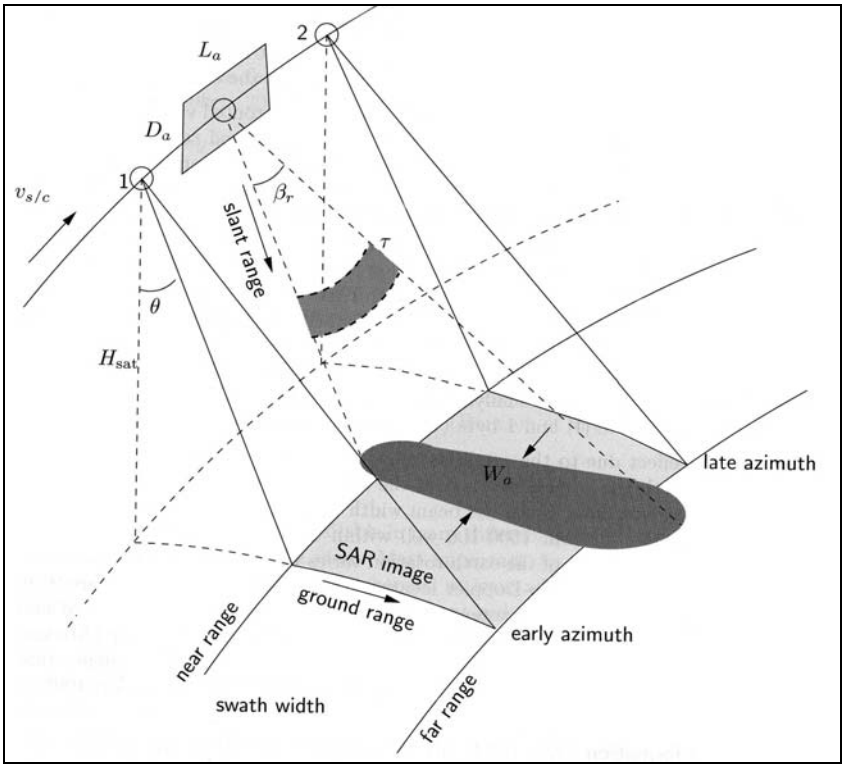


Figure 4. 1. Géométrie d'acquisition d'images SAR. A cause de la vitesse de la plateforme v_s/c, le senseur illumine une bande parallèle à la direction de vol. La zone illuminée par une pulsation est indiquée en gris foncé. L'image SAR totale va en azimut entre « *early azimuth* » et « *late azimuth* » et en distance entre le « *near range* » et le « *far range* », zone qui corresponde à la portion en gris claire (d'après Hanssen, 2001).

distance au satellite. En conséquence, l'image radar obtenue est une image complexe, constituée par une image d'amplitude et une image de la phase. L'image d'amplitude enregistre les informations liées à l'intensité d'énergie réémise et, donc, caractérise la surface par sa réflectivité, c'est-à-dire sa capacité à renvoyer l'énergie incidente du radar. Cette capacité dépend de l'angle d'incidence de l'onde en arrivée, de la structure de l'objet, de sa composition et sa rugosité. L'image de phase contient les données relatives à la phase de l'onde électromagnétique de retour au capteur. La phase de l'onde dépend de la distance entre satellite et objet. C'est cette dernière composante des images radar qui est utilisée en interférométrie.

A cause de la géométrie de prise de vue latérale du SAR, l'image acquise peut être affectée par des distorsions, qui dépendent de la topographie de la zone observée. Ces distorsions peuvent être très importantes en zones montagneuses. Trois types de distorsions sont possibles, le raccourcissement (*foreshortening*), le renversement (*layover*) et le masquage (*shadowing*) (Fig. 4.2). Les deux premières sont des distorsions d'ordre géométrique. Le raccourcissement affecte les pentes orientées vers le capteur, quand la valeur de la pente est inférieure à la valeur de l'angle de visée. Le renversement se produit, au contraire, quand la valeur de la pente est supérieure à l'angle d'incidence du radar ; sur l'image, le relief apparaît inversé. La dernière distorsion citée, le masquage, est d'ordre radiométrique ; les zones d'ombre apparaissent en noir en correspondance des zones cachées par des pentes.

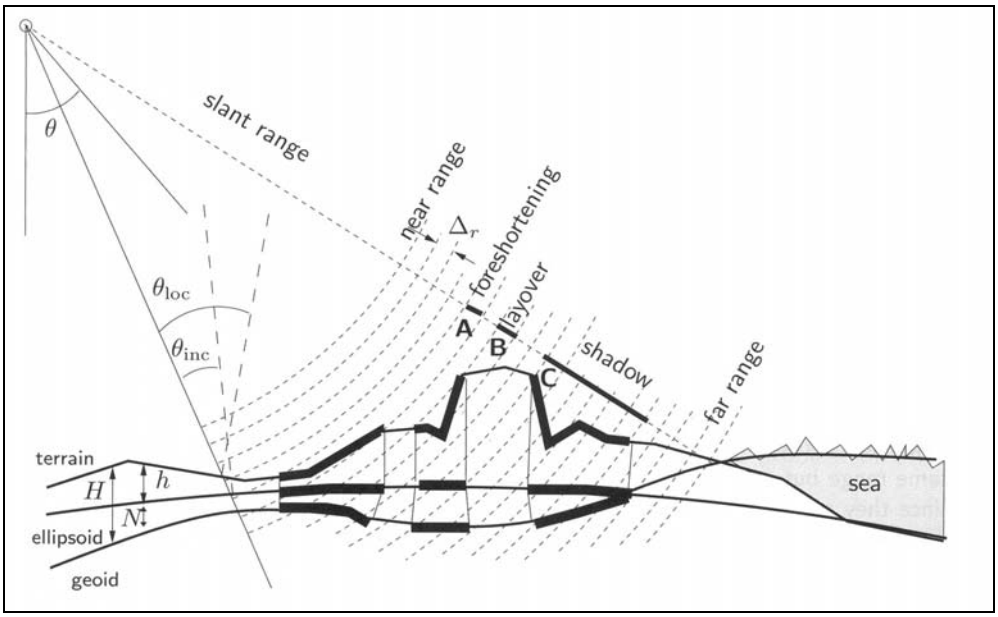


Figure 4. 2. Distorsions qui affectent l'image. La zone A représente le raccourcissement (*foreshortening*), la zone B le renversement (*layover*) et la zone C le masquage (*shadowing*) (d'après Hanssen, 2001).

Les informations perdues à cause de ces distorsions ne sont pas récupérables. Le seul moyen disponible pour compléter les informations est l'utilisation d'autres images obtenues sur la même zone avec des conditions géométriques différentes.

Les images ERS

Les images traitées dans ce travail proviennent de la famille des satellites ERS (*European Remote Sensing Satellite* – satellite européen de télédétection), qui compte le satellite ERS-1, opérationnel entre 1991 et 2000, et le satellite ERS-2, en fonction depuis 1995. La technologie ERS est basée sur l'utilisation d'un capteur radar SAR, embarqué à bord de chacun des deux satellites. Ce capteur travaille en bande C, soit avec une fréquence de environ 5.3 GHz et une longueur d'onde de 5.6 cm.

Avec une orbite héliosynchrone et une altitude moyenne de 790 km, les satellites ERS émettent leurs impulsions radar avec un vecteur visée de 23° environ par rapport à la verticale.

Lors de la descente du satellite du N au S, les images sont acquises pendant le jour (orbites descendantes), tandis que l'acquisition des images lors du passage du S à N s'effectue la nuit (orbites montantes).

La mission ERS-1 a été planifiée de façon à ce que un même point au sol soit observé avec trois cycles différents, respectivement de 3, 35 et 168 jours, correspondant à des objectifs de recherche différents. Le satellite ERS-2, programmé pour des cycles de 35 jours, a été lancé avec la même orbite que son prédécesseur. Leur configuration a permis d'obtenir pour un certain temps des images avec 24 heures d'intervalle sur la même zone (configuration dite TANDEM).

1.3. Interférométrie et interférométrie différentielle

Interférométrie radar

Comme il a été dit dans le paragraphe précèdent, chaque *pixel* de l'image radar contient des informations sur l'intensité et sur la phase du signal rétrodiffusé par la surface terrestre. La phase enregistrée est contrôlée par plusieurs effets, tels que la phase de l'impulsion lors de l'émission du signal, le déphasage dû à la propagation du signal dans l'atmosphère vers la cible et depuis la cible, le déphasage introduit par la cible lors de la

réflexion. La valeur de phase mesurée par une seule prise de vue SAR se révèle inutile, n'étant en aucun cas une information continue d'un pixel à l'autre. Au contraire, la différence de phase entre images radar permet d'obtenir une représentation de la position relative des objets au sol. Le traitement d'image qui comporte la différence de phase est l'interférométrie et son résultat s'appelle interférogramme.

L'introduction d'une deuxième antenne permet ainsi d'éviter les problèmes d'ordre géométrique dérivant du principe d'acquisition propre des images radar. Dans l'image SAR, les objets réels ayant trois dimensions sont projetés en deux dimensions, selon leur distance au radar et leur azimut. Il est donc évident que deux cibles (représentées par P et P' sur la Figure 4.3) caractérisées par la même distance à l'antenne ne seront pas distinctes dans l'image, se retrouvant dans le même pixel. Ce problème peut être résolu en regardant le même objet à partir de deux points d'observation différents, comme dans le cas de l'interférométrie.

Deux antennes sont nécessaires pour la réalisation du traitement interférométrique, lesquelles peuvent avoir deux configurations différentes. La première, généralement utilisée dans les cas aéroportés, consiste en deux antennes installées à une distance fixe sur la même plateforme, qui enregistrent en même temps le signal réfléchi par la surface, après émission par une des deux antennes. La deuxième configuration, normalement adoptée par les plateformes satellitaires, consiste en une seule antenne qui revisite la même zone avec des passages successifs. La distance entre les deux positions de l'antenne lors des deux passages, appelée ligne de base (*baseline*), est en ce cas variable. L'estimation de la *baseline* est effectuée par des mesures trigonométriques à partir des données géométriques de chaque orbite du satellite. La composante la plus importante de la *baseline* est celle mesurée perpendiculairement à la direction du vecteur visée, appelée *baseline* perpendiculaire ou effective (Fig. 4.3).

A partir de la configuration interférométrique de la Figure 4.3, la technique permet donc de dériver les différences physiques et géométriques entre les deux observations de phase afin d'obtenir des hauteurs de topographie et des estimations des déplacements de surface. Dans le cas où la surface n'a subi aucun changement entre les deux acquisitions successives, le résultat est une carte de la topographie de surface, appelé Modèle Numérique du Terrain (MNT).

L'interférogramme obtenu après différence de phase est constitué de franges d'interférence, correspondant aux valeurs de phase dans l'intervalle [–π, +π], où chaque frange correspond à λ/2, c'est-à-dire à la moitié de la longueur d'onde, égale à 2.8 cm pour ERS.

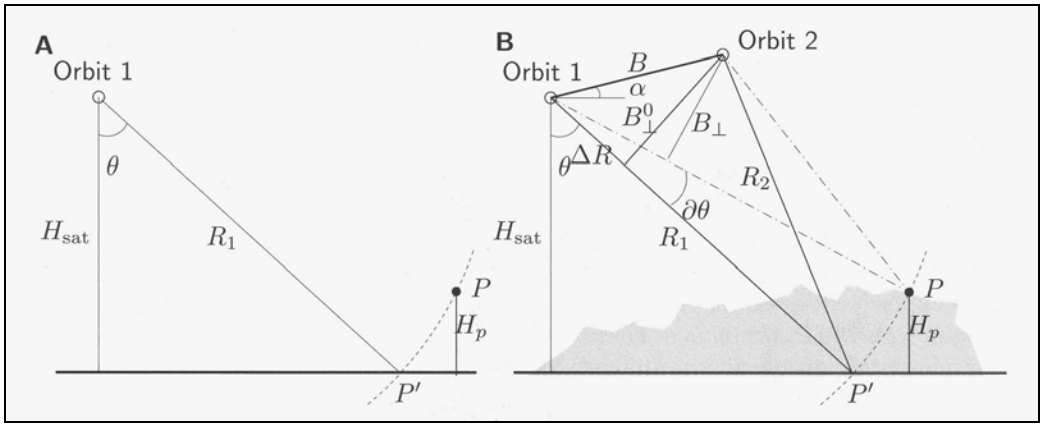


Figure 4. 3. Avantage de la configuration interférométrique. a) Avec un seul passage, les points P et P' ne sont pas distingués, car ils ont la même distance du capteur et ils vont donc être inclus dans le même pixel ; b) Configuration interférométrique : deux capteurs SAR observent la même zone depuis deux positions différentes, séparées de la ligne de base B. Le changement dans l'angle de vue δθ peut être déterminé par la phase interférométrique (d'après Hanssen, 2001).

Interférométrie différentielle

Dans le cas de l'interférométrie satellitaire, avec deux images acquises lors de passages successifs, les changements dans les conditions de la surface entre les deux prises de vue peuvent affecter les valeurs de phase de chaque pixel. Ces changements peuvent être liés à différents phénomènes, tels que des mouvements du sol ou des variations de condition de surface, par exemple la végétation. Tous ces effets s'ajoutent à l'effet de la topographie, compliquant l'interprétation de l'interférogramme. Afin de séparer les différents effets, les franges interférométriques liées à la topographie doivent être éliminées. L'interférogramme différentiel sera donc obtenu par différence de deux interférogrammes calculés sur la même zone (méthode à trois passages ou *three-pass method*). Dans le cas où un MNT de la zone d'étude est disponible, la différence peut être effectuée entre l'interférogramme et le MNT (méthode à deux passages ou *two-pass method*). Dans ce travail, la technique utilisée est celle à deux passages.

L'interférométrie différentielle est une technique qui permet d'éliminer les effets liés à la topographie, en conservant ceux dus à la déformation de surface. Les mouvements ainsi distingués se mesurent en termes de fraction de la longueur d'onde.

Conditions nécessaires pour l'interférométrie

La condition nécessaire à l'exploitation des données de phase d'un interférogramme est la cohérence de la phase. Si les changements intervenus sur le site d'étude entre les deux passages du satellite sont trop importants, notamment plus importants que la longueur

d'onde, une perte de cohérence de la phase entre les deux images est introduite, fait qui empêche la comparaison de la phase pixel à pixel entre les deux images. La cohérence, grandeur définie mathématiquement, varie entre 0 et 1. Quand la cohérence est haute, on dira que les signaux reçus par les deux images sont corrélés et la création d'un interférogramme exploitable sera possible. Au contraire, une valeur de cohérence basse implique une perte de cohérence, appelée décorrélation. Ce phénomène produit une altération de la structure des franges d'un interférogramme et, en conséquence, l'apparition de zones affectées par des variations incohérentes de la phase, visibles comme zones colorées de manière aléatoire.

Les deux conditions les plus importantes relatives à la décorrélation sont liées au gradient spatial de la phase et à la variation de la distribution des réflecteurs élémentaires entre deux acquisitions (Hanssen, 2001).

Le maximum du gradient de la phase que l'on peut détecter est d'une frange d'interférence par pixel (Massonnet et Feigl, 1998). Cette condition dépend essentiellement de la longueur de la *baseline* perpendiculaire, de la pente des versants observés et du gradient de la déformation. Pour suivre les changements de surface survenus entre deux acquisitions, la longueur de la ligne de base doit être la plus faible possible, pour que les prises de vue soient similaires. Dans le cas des satellites ERS, la valeur maximum théorique de la *baseline* est d'environ 1100 m. Cette valeur décroît à 600 m dans les cas pratiques (Fruneau, 1995). La pente locale influence cette condition : la valeur de la *baseline* critique décroît localement en fonction de la topographie, notamment lorsque la pente se situe face au satellite. Le maximum du gradient de déformation observable correspond à une frange d'interférence par pixel, c'est-à-dire un déplacement de 2.8 cm pour un pixel de 20 m environ au sol. Les valeurs des déplacements survenus entre les deux images doivent donc rester au-dessous de ce seuil. Les déformations produisant des mouvements supérieurs à cette limite pendant une période temporelle plus courte que le cycle orbital du satellite ne seront donc pas accessibles par la technique interférométrique.

La décorrélation temporelle est liée à la variation des propriétés de la surface entre les deux prises de vue. Ces propriétés de surface évoluent avec le temps. Les conditions climatiques influencent de manière importante ce phénomène, qui augmente sensiblement en zones humides et caractérisées par une couverture végétale dense, où l'altération des roches et la variation saisonnière de la couverture arbustive peuvent générer une perte de cohérence rapide. Par exemple, en zone alpine, la cohérence peut être perdue même lors de quelques jours en périodes printanières, en raison du changement des conditions du feuillage ou d'humidité.

1.4. La chaîne interférométrique

On a vu dans le paragraphe précédent que l'interférogramme est créé à partir de deux images prises sur la même zone depuis deux positions légèrement différentes. Au cours de la chaîne interférometrique, l'une de deux images est utilisée comme référence et est appelée image maîtresse (*master image*), alors que la deuxième est appelée image esclave (*slave image*).

Plusieurs étapes sont nécessaires pour créer un produit interférométrique exploitable. Les principales étapes sont décrites dans cette section. Les produits montrés dans la suite dérivent des traitements effectués avec le logiciel GAMMA (*Gamma Remote Sensing Inc.*). Toutefois, les démarches à accomplir sont les mêmes, quel que soit le logiciel de traitement utilisé.

Focalisation

L'image SAR est le résultat de l'enregistrement de la réponse du sol à une série d'impulsions émises par le capteur radar. Le processus qui permet le passage des donnes brutes (*image raw*) à l'image radar proprement dite est la focalisation. Ce traitement comprend plusieurs passages, qui tiennent compte des caractéristiques de l'antenne (*antenna pattern*), du retard du signal (Doppler), du fait que le capteur se déplace le long de sa trajectoire pendant la réception du signal en distance (*range modulation* et *range compression*) et en azimut (*azimuth compression*), de la variation de la distance radar-sol au cours du temps (*range migration*) et de la présence éventuelle de lignes de données manquantes.

Le processus de focalisation permet de créer une image complexe appelée SLC (*Single Look Complex*), prête à être utilisée dans le traitement interférométrique proprement dit. Dans le cas des images ERS, l'Agence Spatiale Européenne (ESA) fournit les deux types de produits, données brutes et images SLC. Les images utilisées dans le cadre de ce travail de thèse correspondent à la fois à des données de type brut et à des images déjà focalisées.

Recalage

La différence de phase pixel à pixel, passage fondamental dans la création d'un interférogramme, nécessite que les images soient exactement superposables, avec une précision supérieure à 0.2 pixel (Gamma Remote Sensing, 2000). Cette condition n'est

pratiquement jamais vérifiée, les deux images radar étant acquises à deux moments différents, et avec des orbites légèrement différentes. Ce fait implique une déformation géométrique de l'une par rapport à l'autre. Le processus avec lequel on effectue ces corrections, reportant les deux images dans la même géométrie, s'appelle le recalage.

Cette opération est effectuée en deux étapes. Un premier décalage approximatif entre l'image esclave et l'image maître est calculé sur une petite zone. A partir de cette valeur, un décalage précis est calculé à l'aide d'une fonction de corrélation sur toute l'image. L'image esclave est alors projetée dans la géométrie de l'image maîtresse.

Création de l'interférogramme

Une fois le recalage effectué, la soustraction pixel à pixel de la phase devient possible. Le produit obtenu est appelé interférogramme brut (Fig. 4.4a). Ce produit est une image complexe constituée par une image de différence de phase et une image d'amplitude associée (Fig. 4.4d), correspondant généralement à l'amplitude de l'image maîtresse.

Correction du terrain plat

L'interférogramme brut ainsi obtenu apparaît affecté par un réseau de franges d'interférence parallèles, dû à la géométrie de prise de vue des satellites et correspondant à une variation linéaire de la phase dans la direction de la distance (*slant range*). Cet effet, connu comme effet du terrain plat, est corrigé à partir de la valeur de la *baseline* entre les deux orbites. L'interférogramme brut est donc recalculé en considérant ces termes de correction, générant l'interférogramme « aplati » *(« flattened » interferogram* d'après Gamma Remote Sensing, 2000) (Fig. 4.4b).

Géocodage

Le géocodage permet de transformer l'image interférométrique depuis la géométrie de la prise de vue, autrement dite géométrie SAR, à une géométrie correspondant à un système de référence terrestre, qui peut être un système global, comme par exemple le WGS-84, ou un système local. La méthode consiste en la projection de l'image SAR sur un MNT (Modèle Numérique du Terrain). Le passage entre les deux géométries nécessite le recalage de l'image en géométrie SAR dans la géométrie d'une image simulée à partir du MNT. Cette

procédure est effectuée grâce à la création d'une grille de points, dans laquelle à chaque point en géométrie SAR correspond une position en géométrie MNT. Une correspondance entre les deux géométries est donc établie.

Pendant la procédure de géocodage, qui nécessite la combinaison des informations liées à l'orbite du satellite et des informations liées aux coordonnées du système de projection terrestre, plusieurs produits sont crées. Ces produits, disponibles en géométrie MNT, contiennent des paramètres qui décrivent la géométrie de l'acquisition de l'image SAR, tels que l'angle d'incidence local au sol, le facteur de normalisation de la dimension du pixel et la carte de zones affectées par les phénomènes de renversement et masquage (*layover* et *shadowing*).

Création de l'interférogramme différentiel avec la technique à deux passages

La méthode à deux passages pour créer un interférogramme différentiel (*two-pass interferometry*) nécessite la disponibilité d'un MNT de la zone observée, qui doit être suffisamment précis pour le type de recherche à réaliser. Dans le cas étudié ici, le MNT avait une précision d'environ 15 m.

Le principe se base sur le fait que l'interférogramme obtenu avec les précédentes étapes contient des informations de topographie et des informations de déformation. La composante topographique doit donc être éliminée à partir des données du MNT. Un fois que la grille de correspondance entre géométrie SAR et géométrie MNT est établie dans la phase de géocodage, un interférogramme synthétique en géométrie SAR contenant les seules informations topographiques est crée à partir du MNT. L'interférogramme différentiel est enfin calculé par soustraction entre l'interférogramme « aplati » et l'interférogramme synthétique de topographie (Fig. 4.4c).

Le déroulement de la phase

Dans un interférogramme, la valeur de la phase est connue seulement à modulo 2π près. Pour pouvoir connaître la vraie valeur de la phase en chaque point de l'image interférométrique, il est donc nécessaire de déterminer la valeur correcte du multiple de 2π qui sera ajoutée à la phase en chaque point. Ce processus s'appelle le déroulement de la phase. Il est parfois problématique surtout en zones caractérisées par une topographie contrastée ou en zones affectées par une basse valeur de cohérence.

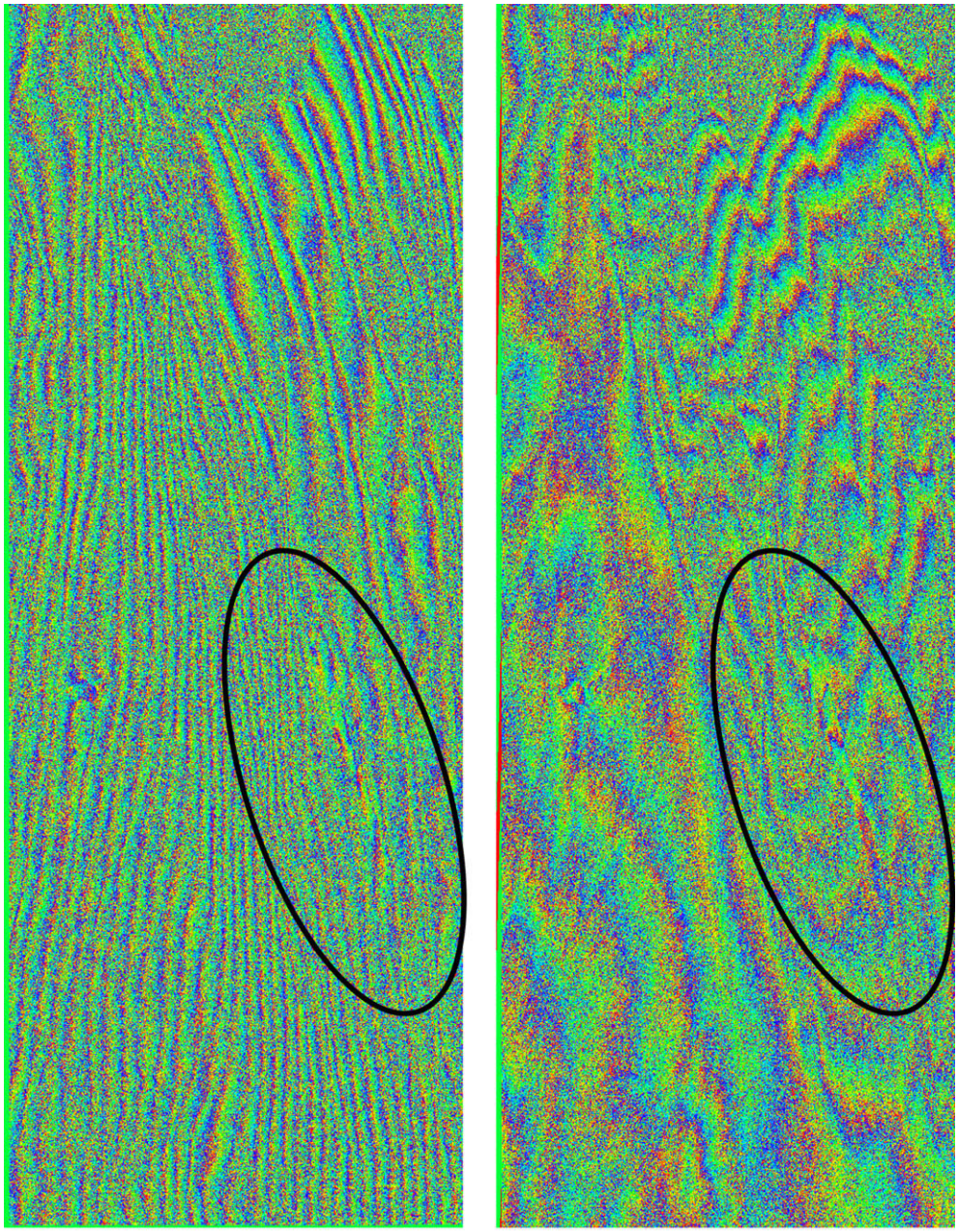


Figure 4. 4. Exemple de produits de la chaîne interférométrique. a) interférogramme brut ; b) Interférogramme corrigé du terrain plat ; c) Interférogramme différentiel ; d) Image d'amplitude. Le cercle noir indique la position du glissement de terrain de La Valette.

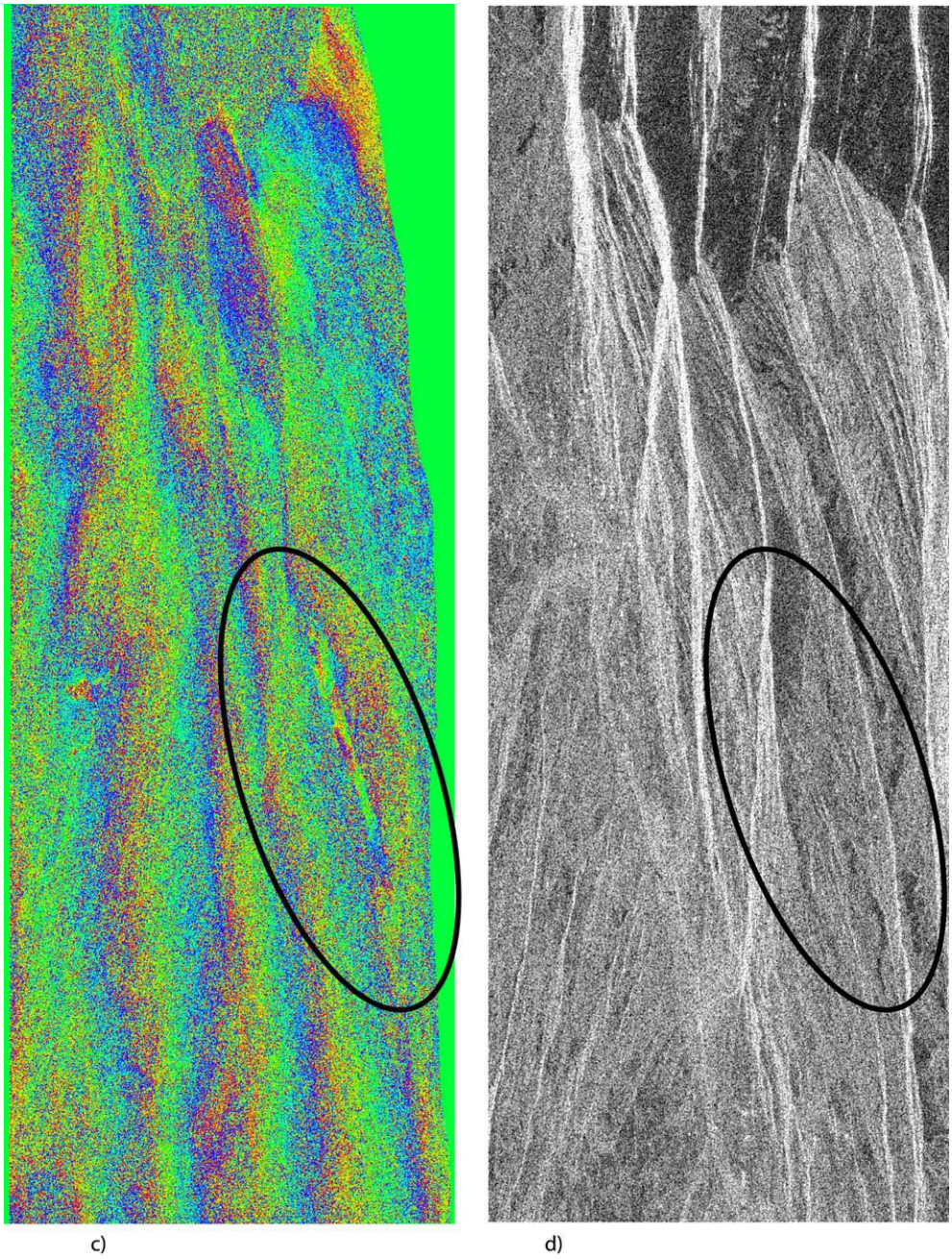


Figure 4. 4. (suite).

1.5. Choix des images

La sélection des images à utiliser dans une étude interférométrique se révèle délicate. Le critère à adopter concerne plusieurs facteurs, liés au type de capteur radar, à la disponibilité des données, à la distribution spatiale et temporelle des *baselines*, ainsi qu'aux caractéristiques du terrain et de l'atmosphère lors des acquisitions des images (Hanssen, 2001).

Les caractéristiques du capteur sont définies par plusieurs paramètres, tels que la longueur d'onde, l'inclinaison de l'orbite et l'intervalle temporel entre les passages sur la même zone. La longueur d'onde influence la densité de franges liées à la topographie ou à la déformation. Les caractéristiques orbitales de la plateforme déterminent surtout la couverture de la planète et l'intervalle temporel entre les différentes acquisitions de la même portion de la planète. Les satellites radar disponibles à ce jour sont : ERS et ENVISAT, réalisés par l'Agence Spatiale Européenne (ESA), RADARSAT, mis en orbite par l'Agence Spatiale Canadienne, et JERS, par l'Agence Spatiale Japonaise.

Une fois le satellite choisi, la disponibilité des données peut être évaluée à partir des catalogues, souvent présents en ligne. La disponibilité des données relatives aux satellites ERS, JERS et ENVISAT peut, par exemple, être visualisée avec le logiciel DESCW, distribué gratuitement à partir du site Web de l'ESA. Grâce à ce logiciel, on peut ainsi voir la couverture des scènes radar, les différentes prises de vue disponibles et les dates d'acquisition (Fig. 4.5).

La distribution spatiale et temporelle des *baselines* entre les acquisitions doit être évaluée, afin d'identifier les images aptes à être combinées pour la création d'interférogrammes. Dans un diagramme représentant les valeurs de *baselines* perpendiculaires pour les différentes images disponibles en fonction de leurs dates d'acquisition, le choix des images nécessaire à l'étude envisagée devient plus simple (Fig. 4.6). Les faibles valeurs de *baselines* perpendiculaires seront à préférer pour les études interférométriques. En ce qui concerne la *baseline* temporelle entre les images, elle sera choisie selon le type de déformation à identifier. Les intervalles courts seront donc à préférer pour l'étude de processus rapides (échelle de la journée), tandis que périodes de temps plus longues seront nécessaires pour l'étude de processus plus lents ou discontinus dans le temps.

Plusieurs autres facteurs sont à considérer pendant la phase de choix des images. L'exposition géographique de la zone à étudier est fondamentale dans la phase d'évaluation de la disponibilité de données, avec une contrainte sur l'utilisation des orbites montantes ou

descendantes. La présence de végétation joue aussi un rôle important, donnant une indication qualitative sur la décorrélation. Dans le cas de variations saisonnières très marquées, liées à la végétation ou à la présence de neige, la décorrélation peut devenir importante. En ce cas, la combinaison d'images correspondantes aux mêmes saisons peut permettre d'éviter ces problèmes.

La valeur des effets atmosphériques affectant les images peut être évaluée en connaissant les informations de l'état de l'atmosphère lors de l'acquisition. Ces conditions peuvent être dérivées par des observations météorologiques effectuées à terre. Les acquisitions effectuées pendant la nuit sont à préférer, étant affectées par un signal atmosphérique de moindre intensité.

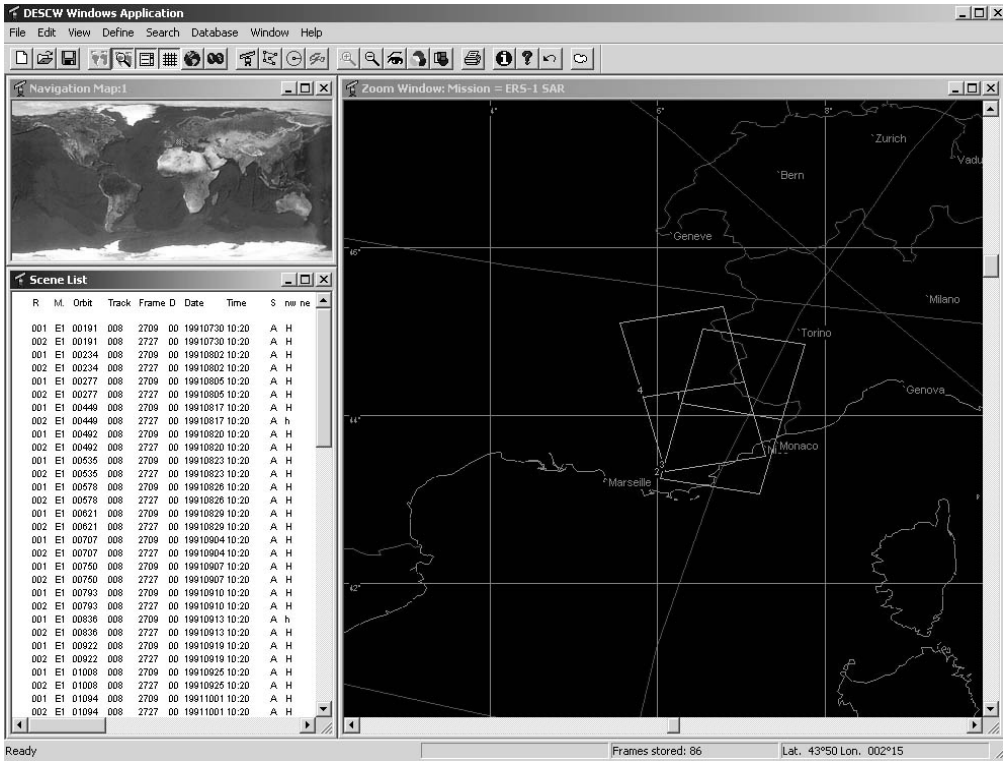


Figure 4. 5. Interface du logiciel DESCW.

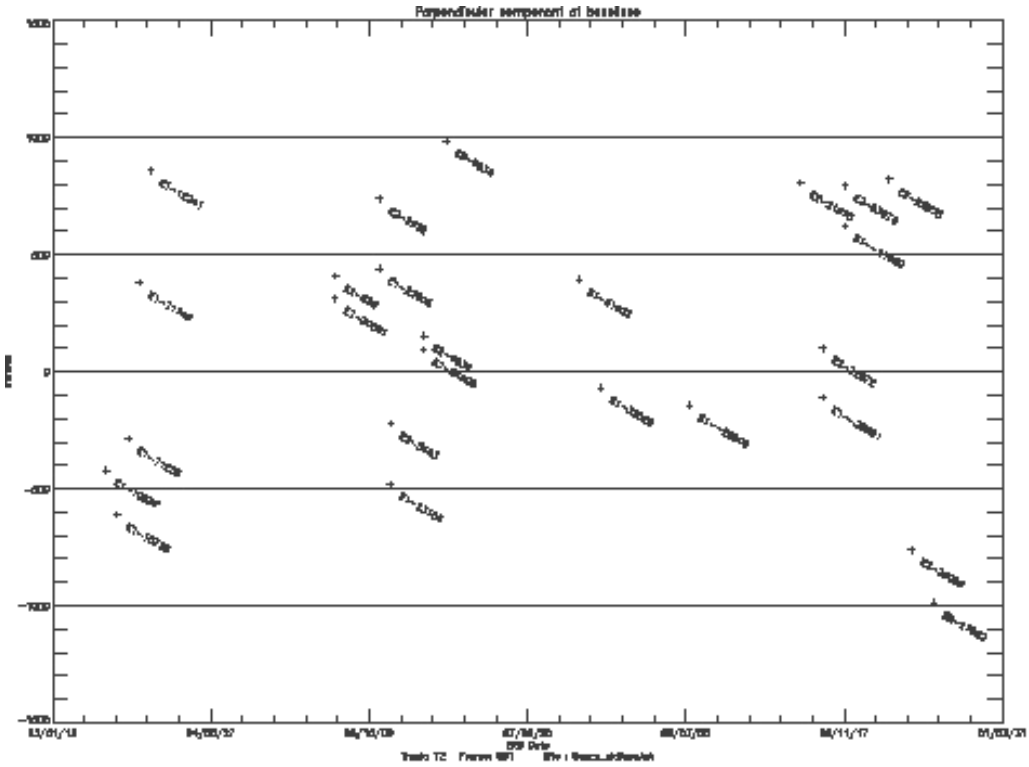


Figure 4. 6. Diagramme représentant les valeurs de *baseline* par rapport à une image de référence.

1.6. Potentiels et limites de la technique interférométrique

La technique interférométrique est une méthode fiable pour mesurer des mouvements faibles (1 cm) avec une haute résolution spatiale (10 m) sur zones vastes (50 km^2) (Gabriel et al, 1989). L'avantage majeur de l'utilisation de cette technique est la possibilité d'obtenir une carte de la déformation caractérisée par des données spatialement continues, et non pas par des informations discrètes, telles que celles obtenues par des méthodes de mesure à terre (par exemple lasermètre ou GPS).

Cependant, la méthode présente aussi des limites, qui doivent être prises en compte dans la phase de projet de l'étude et d'interprétation des résultats.

Les problèmes de décorrélation sont les plus importants à évaluer, étant liés aux caractéristiques de la surface. La présence de végétation dense sur la zone d'étude peut empêcher la bonne corrélation des images prises à différentes périodes de l'année et, en conséquence, rendre impossible l'étude interférométrique. La présence d'un taux de déformation trop élevé au cours de l'intervalle temporel peut aussi rendre impossible l'analyse de certains phénomènes.

Une autre limite importante de la technique est la détermination incomplète du champ de déplacement. L'interférométrie fournit, en effet, une seule composante du déplacement, qui est la composante dans la direction de la ligne de visée du satellite. L'angle de prise de vue étant petit par rapport à la verticale (autour de 23° pour ERS), les déformations verticales sont plus faciles à mesurer (Gabriel et al., 1989). La déformation 3D de la surface examinée peut donc être obtenue à partir de plusieurs interférogrammes, créés à partir d'images prises sur la même zone avec des angles de vue différents.

En outre, l'utilisation de MNT externes peut induire des erreurs dans l'étape d'élimination de la contribution de la topographie aux données de phase. D'éventuelles erreurs dans la grille du MNT vont inévitablement affecter les valeurs de la phase résiduelle, qui seront alors attribuées à la déformation de surface.

2. L'interférométrie radar appliquée aux glissements de terrain

Les caractéristiques de la technique interférométrique rendent cette méthode utilisable dans l'étude de différents phénomènes. La possibilité de choisir différents intervalles temporels permet d'adapter la technique au processus examiné.

Les domaines dans lesquels cette technique est utilisée sont donc variés. Les déformations de surface liées à l'activité sismique et volcanique (Massonnet et al., 1995 ; Feigl et al., 1995 ; Meyer et al., 1998), ou les mouvements induits par les phénomènes de subsidence (Carnec & Delacourt, 2000 ; Fruneau et al., 1999 ; Ferretti et al., 2000), ou encore les déplacements des glaciers (Goldstein et al., 1993 ; Kwok et al., 1998 ; Dowdeswell et al., 1999), représentent les domaines classiques d'application de la technique interférométrique et sont donc sujet à de nombreuses publications scientifiques.

Les études menées pour les glissements de terrain, exceptées pour quelques cas (Fruneau et al., 1996 ; Kimura & Yamaguchi, 2000 ; Rott et al., 1999 ; Berardino et al., 2003), n'ont pas eu les mêmes succès. La raison est probablement à rechercher dans le fait que les typologies de mouvements de versant sont variées, couvrant une vaste gamme d'échelles temporelles et spatiales. Les dimensions spatiales des glissements de terrain sont normalement plus petites que celles des autres phénomènes naturels tels que les éruptions volcaniques et les séismes. Ceci limite souvent l'applicabilité des techniques de télédétection. De plus, la variabilité temporelle de tels phénomènes naturels peut créer des problèmes de décorrélation, liés à la variation des conditions de surface par effet de la végétation, du gradient de la déformation et du relief.

2.1. Etude interférométrique du glissement de La Valette

D'après la littérature, les études interférométriques des glissements de terrain ont été réalisées dans des conditions de surface favorables, telles que la faible présence de végétation, une déformation de versant très lente, la localisation des glissements en positions favorables par rapport à la prise de vue du satellite et la disponibilité de données sur des intervalles de temps courts (Wasowski & Gostelow, 1999).

L'analyse de la déformation de surface sur le site de La Valette a pu être effectuée grâce aux caractéristiques de ce site. En premier lieu, la position géographique du versant

affecté par les mouvements, orienté vers le SO, est favorable à l'utilisation d'images ERS acquises en phase descendante. Deuxièmement, la disponibilité de couples d'images acquises en mode TANDEM par les satellites ERS-1 et ERS-2 a permis l'analyse de valeur de mouvement de l'ordre du cm par jour.

2.1.1. Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry

Available online at www.sciencedirect.com
SCIENCE DIRECT®
Engineering Geology 68 (2003) 53–66
ENGINEERING GEOLOGY
www.elsevier.com/locate/enggeo

Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry

C. Squarzoni[a,b], C. Delacourt[a,*], P. Allemand[a]

[a] *Laboratoire Sciences de la Terre, UMR 5570, Université Claude Bernard Lyon-1 et ENS Lyon, Bat Géode, 2 Rue Raphaël Dubois, 69622 Villeurbanne Cedex, France*
[b] *Dip. di Geologia, Univ. di Padova, via Giotto, 1-35137 Padova, Italy*

Received 2 October 2001; received in revised form 29 April 2002; accepted 24 May 2002

Abstract

The La Valette landslide located in the Ubaye valley (southern French Alps) has been investigated using 15 differential interferograms realized from ERS-1 and ERS-2 satellite radar images acquired between 1991 and 1999, both in 3-day cycle and TANDEM phase. Displacement values of the landslide have been deduced from the Synthetic Apenture Radan (SAR) interferometric products interpretation and compared with ground laser measurements. Four domains characterized by different velocity fields have been detected. Three of them can be distinguished from aerial photographs and field analysis. The slow velocity of a resistant bar located in the eastern side of the landslide has been detected on SAR interferograms. Between 1991 and 1996, changes in the landslide limits have been observed both in the upper and in the lower part; the changes have been caused by a retrogression of the main scarp and a down slope progression of the main body of the landslide, respectively. The average daily velocity of the landslide between 1991 and 1999 derived by interferometric analysis decreased from 1 to 0.4 cm/day, in agreement with ground-based measurements. A peak velocity of around 2 cm/day was observed in 1996.
© 2002 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: SAR interferometry; Landslide; Ground surface motion

1. Introduction

The study of the spatial and temporal evolution of the surface motion can help in the understanding the influence of the parameters controlling slow landslides (some centimetres per week over several years). A multiyear trend of velocity variation may be superposed on seasonal meteorological variation, and on episodic events. A multitemporal and multiscale study is required to decipher the signature of different causes. Kinematic studies are usually realized by techniques measuring punctual displacements (levelling, laser-meter, GPS), which may not be very suitable to reveal spatial heterogeneities of mass movements. Remote sensing techniques can help in landslide studies. In particular, SAR interferometry is a powerful tool, providing an image representing the motion with a centimetric precision and with a decametric resolution (Massonet et al., 1993). This technique has already proven its capability to detect and to map surface displacements caused by different natural and anthropic phenomena such as earthquake (Massonet et al., 1993;

* Corresponding author. Tel.: +33-472-44-84-13; fax: +33-472-44-85-93.
E-mail address: delac@alto.univ-lyon1.fr (C. Delacourt).

0013-7952/02/$ - see front matter © 2002 Elsevier Science B.V. All rights reserved.
PII: S0013-7952(02)00198-9

Zebker et al., 1994), ice sheet motion (Goldstein et al., 1993), volcanic activity (Massonet et al., 1995), land subsidence (Carnec et al., 1996; Fruneau et al., 1999). Despite some severe limitations (high vegetation density leading to decorrelation, high variation of topography, high deformation rate leading to loss of coherence, (Vanderbecq, 2000)), the capability of SAR interferometry to detect movement fields in landslide areas has been demonstrated (Fruneau et al., 1996; Carnec et al., 1996; Rott et al., 1999; Vietmeier et al., 1999).

In the present work, a landslide called La Valette, located in the southern French Alps is studied. This site has already been investigated with the same technique by Vietmeier et al. (1999). The data set processed by Vietmeier et al. (1999) consisted in three TANDEM pairs acquired from August 1995 to March 1996 using the technique of three-pass interferometry without Digital Elevation Model (DEM) elimination. The objectives of the work were the demonstration of the general capability of differential SAR interferometry to determinate the motion field of a landslide and to investigate the accuracy of the method. The present work is based on the study of 15 differential interferograms produced from SAR images acquired by ERS 1 and ERS 2 satellites between 1991 and 1999 (three of them are the same of Vietmeier et al., 1999) and proposes a multitemporal and spatial study of the landslide motion over 9 years. In the following, the La Valette landslide is described, the landslide area is analysed by means of ground survey and aerial photograph interpretation. Then, the interferometric data set is presented and the differential SAR interferograms are analysed and related to the local geological setting of the landslide.

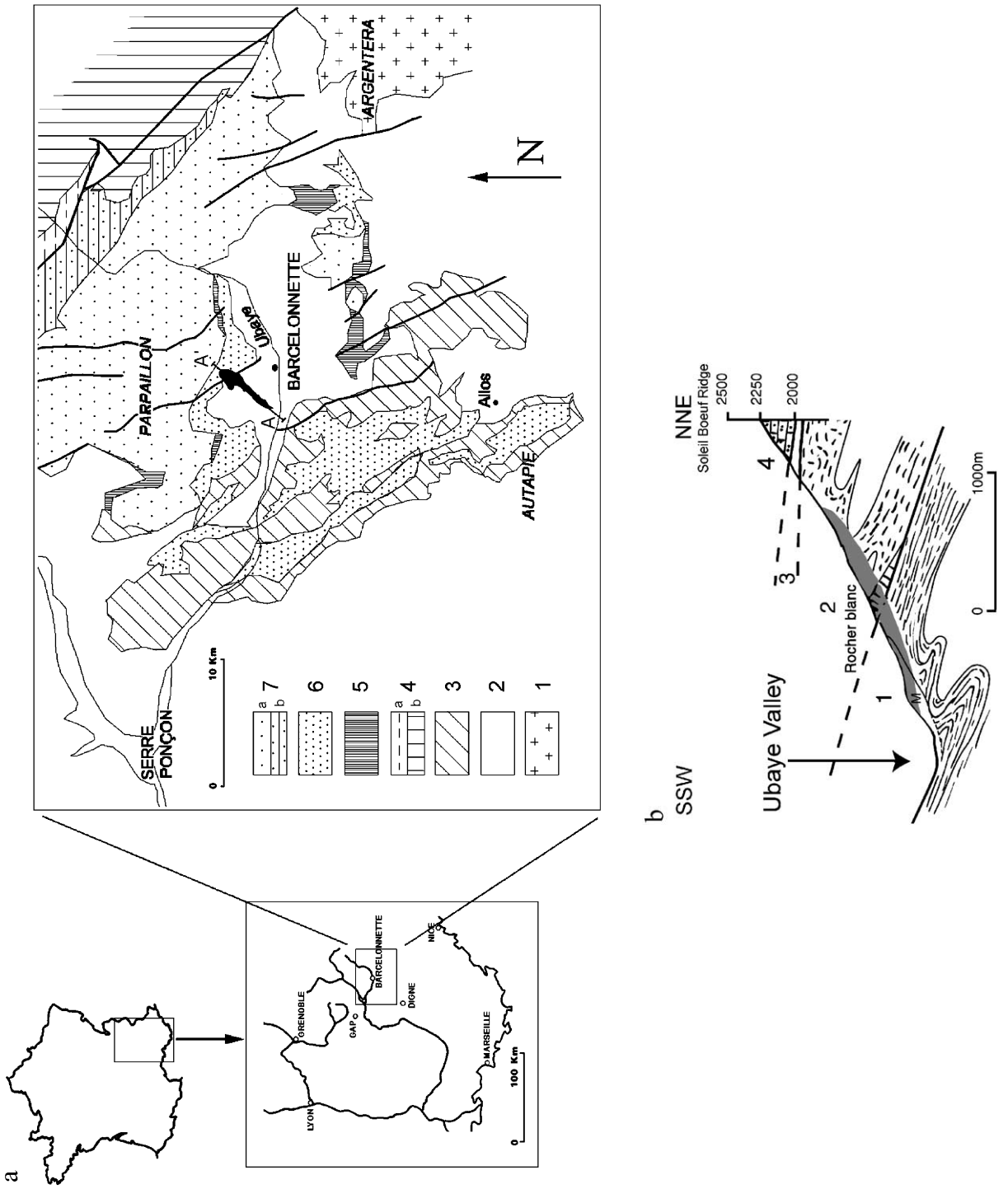
2. Geological setting

The La Valette landslide is located in the southern French Alps, north of the Mercantour massif. The slope involved in the landslide movement is placed near the village of Barcelonnette, on the right side of the Ubaye valley, in the catchment of the La Valette stream (Fig. 1a). The geological setting of the surrounding zone is that of the Barcelonnette window structure, denudated by the Würmian Ubaye glacier. The base of the local geological succession, outcropping on the lower part of the landslide slope, is formed by the Callovo–Oxfordian "Terres Noires" formation, about 300 m thick and mainly composed of closely stratified black marls (Kerckhove, 1969). This formation is very sensible to physical weathering processes and erosion, locally causing voluminous solid transport and promoting surface instabilities (Antoine et al., 1995). The Helminthoid Flysch nappes, called Ubaye–Embrunais nappes and composed by Senonian sediments, tectonically overlie the "Terres Noires" formation (Fig. 1b). From the base to the top, the nappe pile is formed by (1) limestone scales of the Pelat nappe, called "Rocher Blanc", belonging to the Subbriançonnais units and dated Upper Cretaceous–Upper Eocene; (2) the Autapie nappe, mainly composed by black schists, locally with layers or blocks of limestone and sandstone; (3) the Parpaillon nappe made of flysch, forming the Soleil Bœuf ridge (Kerchkove et al., 1978) (Fig. 1b). The thrust puts in contact rocks with very different hydrogeological properties. Below the contact, the marls of the "Terres Noires" constitute an impermeable base. Over the contact, highly fracturated flysch formations are characterized by high permeability, which favours water circulation. Consequently, in correspondence to the thrust, a large number of springs has been mapped (Dupont and Taluy, 2000). On the lower part of the slope, up to 1500 m of altitude, a layer of clayey Würmian moraines covers the "Terres Noires" (Fig. 1b).

3. History of the La Valette landslide

The La Valette landslide started in 1982 with a deep fracture which opened just at the contact between the

Fig. 1. (a) Geological scheme of the Barcelonnette area (from Kerckhove, 1969, modified). (1) External crystalline massifs. (2) External zones (autochthon, from Trias to Priabonian; "Terres Noires" Formation in the Barcelonnette zone). (3) Subbriançonnais units. (4) Briançonnais zone: a, Permo-Carboniferous and Mesozoic units; b, Nummulitic Flysch. (5) Basal scale of Parpaillon nappe. (6) Autapie nappe. (7) Parpaillon nappe: a, basal schistose complex; b, Helminthoides Flysch and Embrunais Sandstone. The black lines represent structural elements. The black area north of Barcelonnette represents the La Valette landslide. A–A' represents the line of the cross section in b. (b) Geological cross section of the landslide: (1) Autochthonous: Callovo–Oxfordian "Terres Noires"; (2) Autapie nappe with a tectonic scale of limestone at the base (Rocher Blanc); (3) Basal scale of the Parpaillon nappe; (4) Parpaillon nappe, M–moraines. The landslide is shown in gray.


a
LYON
GRENOBLE
GAP
DIGNE
BARCELONNETTE
NICE
MARSEILLE
0
100 Km
SERRE PONÇON
PARPAILLON
Ubaye
A
A'
BARCELONNETTE
ARGENTERA
Allos
AUTAPIE
N
0
10 Km
a 7
b
6
5
a 4
b
3
2
1
b
SSW
NNE
Soleil Boeuf Ridge
2500
2250
2000
4
3
2
1
Rocher blanc
Ubaye Valley
0
1000m

"Terres Noires" and the flysch nappes (Colat and Locat, 1993). The landslide developed first as a rock fall and a rotational slide involving the rocks of the Autapie–Pelat nappes between 1900 and 1600 m of altitude, just under the "Rocher Blanc". This process triggered the destabilisation of the "Terres Noires" and moraines, and the progressive advance of the clays and marls terrains in the gorge of the La Valette stream, cut in the "Terres Noires". A geophysical study made by Evin (1992) by means of seismic profiles in the middle part of the landslide estimates a depth of about 25 m of the sliding surface. Two main events occurred in spring 1989 and in autumn 1992 with velocity peaks of 50 cm/day. Apart from them,

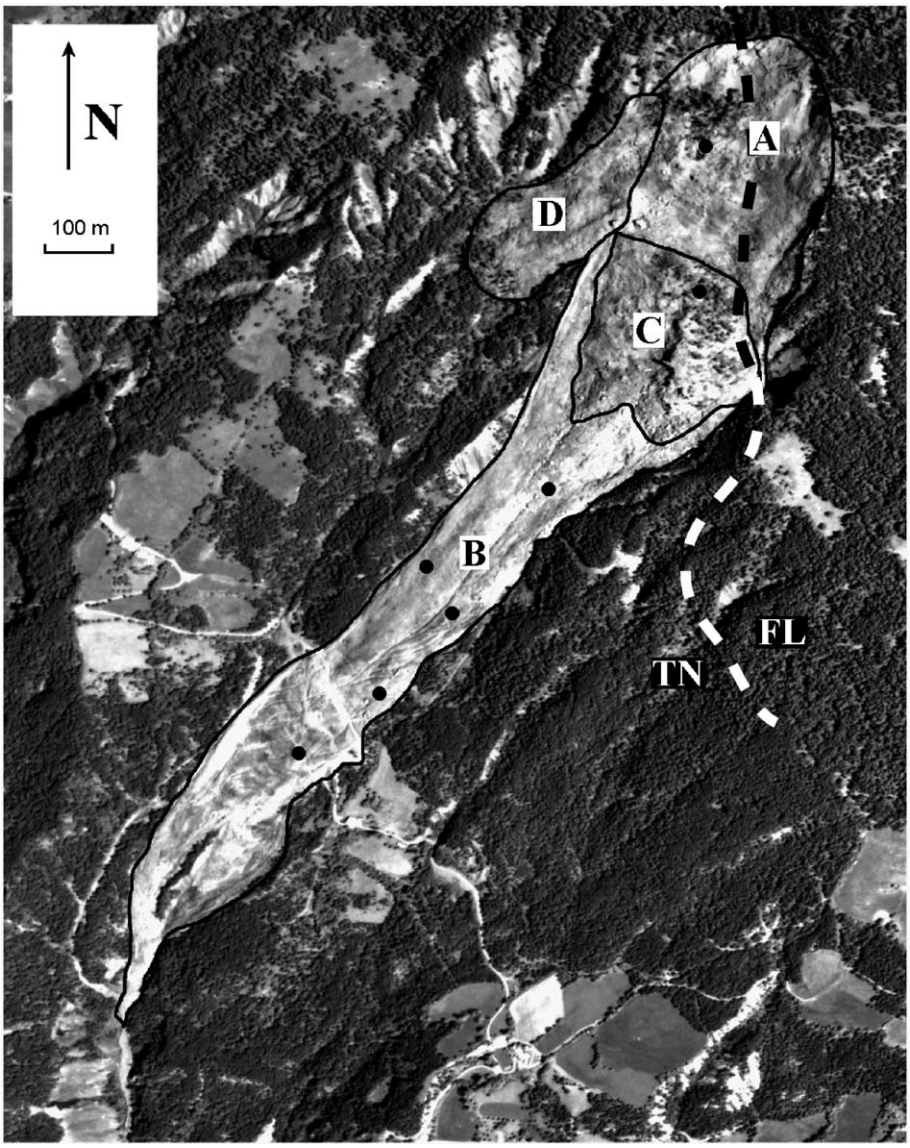


Fig. 2. Aerial photograph of the La Valette landslide taken in May 1996. The dashed line represents the tectonic contact between the "Terres Noires" formation (TN) and the Helminthoid Flysch (FL). A, B, C, D are the four zones identified on the basis of geological and geomorphological study and described in the text. The black points represent the location of the ground laser measurements on the landslide. The reference point is placed on the facing slope.

the motion is quite uniform, with some seasonal variations and maximum displacements amounting to 10 cm/day. The instability involves now the slope from 1900 m of altitude down to 1300 m, with a length of about 2000 m and a width of 450 m at the top of the landslide.

The landslide motion has been constantly monitored by "Restauration des Terrains en Montagne" Service (RTM) since 1988 by means of laser geodetic ground measurements made every 3 weeks on a section located in the middle part of the landslide and, since 1993, at around 20 points located inside and outside the landslide. Fig. 2 presents the monitored points, whose displacement values have been used in the present work for comparison with the motion values derived from the interferometric study.

4. Aerial photograph interpretation

From the analysis of the landslide by means of ground surveys and aerial photograph interpretations, four zones have been distinguished and mapped; they are characterized by different geometric and geomorphological features (Fig. 2). The upper part (zone A in Fig. 2) includes a nearly vertical scarp formed in the black schists of the Autapie nappe, corresponding to the crown of the initial rotational slide reshaped by the subsequent landslide evolution. At the base of this scarp, a rocky outcrop (the limestone scales of the Pelat nappe), about 200 m wide in E–W direction ("Rocher Blanc"), produces a local decrease in the steepness of the slope, highlighted by thin trees on the aerial photograph (Fig. 2). The geometry of fractures present in the limestone leads to the development of a steep rocky escarpment, from which abundant rock falls occur, producing a steep debris accumulation of rock masses up to some cubic meters in volume (zone C in Fig. 2). In the lower part (sector B in Fig. 2), the instability phenomenon develops as an earth-flow, characterized by a more regular morphology and by some 1–2 m-deep gullies caused by the surface water erosion along the preexisting fractures. The earth-flow seems to show a non homogeneous displacement field. As testified also by the distribution of the vegetation, two kinematically different sectors apparently exist, separated by the country road. Starting from the sector A (Fig. 2), a second earth-flow has developed and still develops with the same characteristic of the main body of the landslide (sector D in Fig. 2). The terminal part of the sector B earth-flow is susceptible to transform in a mud-flow following long and high-intensity precipitations.

5. Data set for the motion analysis

Thirty SAR images acquired by the European remote sensing satellites ERS-1 and ERS-2 between 1991 and 1999 have been used. Because of the specific geographical orientation of the investigated slope, facing S–SW, only images acquired in descending orbits have been processed. Furthermore, due to the relatively fast landslide motion (between 1 and 3 cm/day over the studied period), radar images with short temporal interval have been chosen. These images have been acquired in the TANDEM phase (1-day time interval) and in the ERS Commissioning phase (3-day passes). From those images, 15 interferograms exhibiting significant coherence in the landslide slope have been retained (Fig. 3). The differential interferograms were produced with the technique of

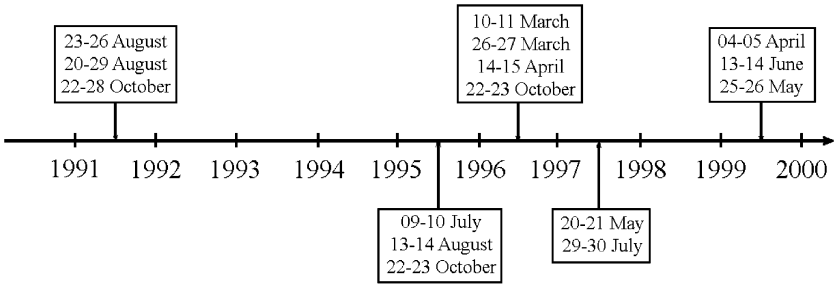


Fig. 3. SAR interferometric pairs processed in the present work. Except for the 1991 data, the interferograms are based on TANDEM pairs.

the two-pass differential interferometry with Digital Elevation Model (DEM) subtraction (Massonet et al., 1993), using a 15 m accuracy DEM provided by the National Geographical Institute of France (IGN). The interferograms have been processed and geocoded with a 10×10 m pixel resolution. Because the direction of the average landslide slope is nearly parallel to the line of sight of the satellite, the component of displacement inferred from the interferograms is near the real displacement along the slope. As on each interferogram the phase variation is less than 2π, no phase unwrapping has been attempted.

6. One-day motion detected by interferometric analysis

In a first step, we focus the analysis on the 22–23 October 1995 TANDEM differential interferogram (Fig. 4). This differential interferogram exhibits significant phase variations associated with the landslide.

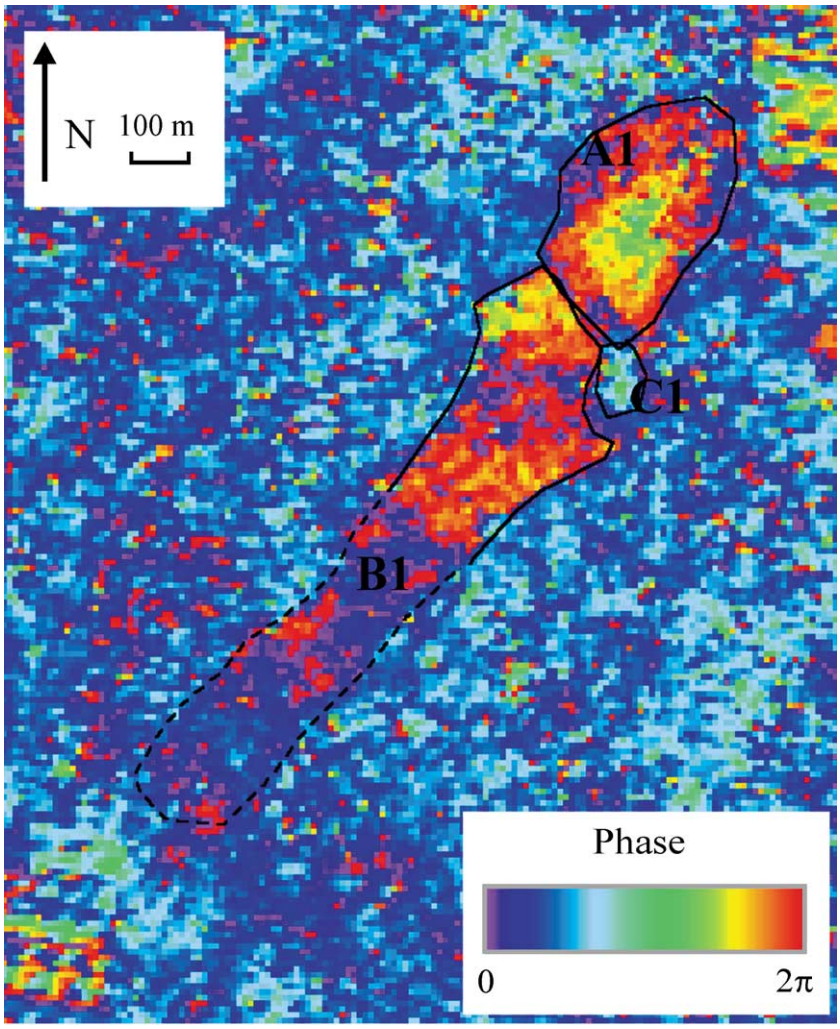


Fig. 4. One-day geocoded differential SAR interferogram dated 22–23 October 1995 representing the surface displacement along the line of sight (see text for explanations). Three areas distinguished from SAR interferometric analysis on the basis of the fringe shape variations are shown (A1, B1, C1). Phase variation of 2π corresponds to a displacement of 2.8 cm.

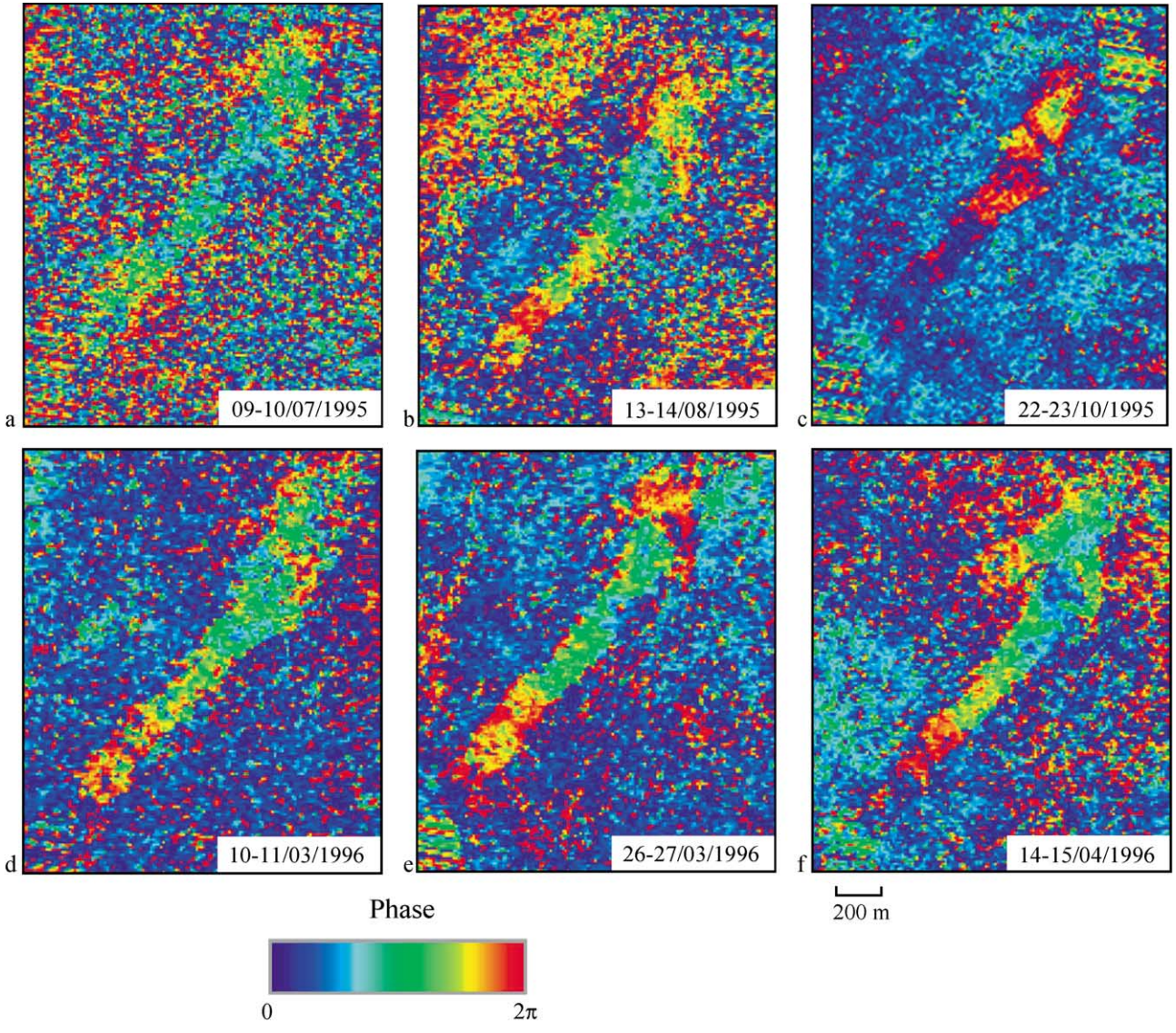


Fig. 5. Multitemporal interferometric series from July 1995 to April 1996.

Indeed, the boundary of the motion area can be mapped. Three areas can be isolated based on the variation in the fringe characteristics.

The zone A1 (Fig. 4) in the upper part of the landslide is characterised by a rounded shape of the fringes. As a full-phase rotation corresponds to a displacement of 2.8 cm, the maximum displacement in this area is 1.7 cm. The upper part of the zone A1 is limited by the crown and the main scarp of the landslide; the nearly linear lower limit coincides with the "Rocher Blanc" outcrop. The phase variation indicates that the landslide develops with a rotational mechanism in this area, in agreement with the precedent in situ observations (Potherat, 2000).

The lower part (zone B1 in Fig. 4) corresponds to the main body of the landslide, where the displacements reach a maximum value of 1.1 cm and seems to be uniform. In this part, the landslide movement is mainly translational, in a direction parallel to the slope.

Finally, a small area of around 100×100 m is observed in the eastern part (zone C1 in Fig. 4); it appears to be affected by a smaller displacement as compared to the rest of the landslide. This isolated area could be related to the displacement of the 'Rocher Blanc', which is a resistant rocky outcrop present in the landslide.

The three areas mapped from SAR interferometry (A1, B1, C1 in Fig. 4) correspond in part to the areas A, B, C (cf. Fig. 2) defined on the basis of ground observations and aerial photograph interpretation. Some discrepancies regarding the boundaries and the dimensions of the three areas (e.g., C1 is smaller than C) may indicate that the morphology is not always directly related to the landslide motion. Furthermore, the eastern part of the landslide (zone D in Fig. 2) is not distinguished on the interferogram. This can suggest that the deformation rate of this sector is under the detection threshold of SAR interferometry (Delacourt, 1997) or the presence of nonstationary deformations.

7. Seasonal motion variations on 1995–1996 interferograms

After the analysis of motion features on one interferogram, the temporal variation of the landslide activity over 1 year has been studied, using six TANDEM differential interferograms with images acquired between July 1995 and April 1996. (Fig. 5). The six differential interferograms exhibit significant phase variations and this confirms the landslide activity.

The three areas defined on the 22–23 October interferogram can still be distinguished. Furthermore, on the interferograms in Fig. 5a, d and f, corresponding to July 1995, March and April 1996, respectively, it is possible to recognize a lobate-shaped sector developing on the northwestern side of the landslide scarp. This area corresponds to the zone D shown in Fig. 2. The evolution of this small sector seems to be quite independent from the main body of the landslide. It is affected by a nonstationary motion and

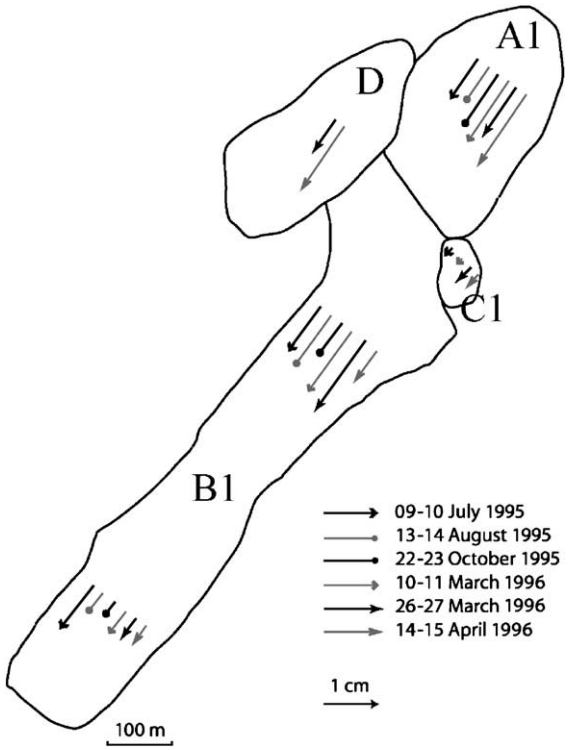


Fig. 6. Displacement vectors for the 1995–1996 data set for each of the four mapped landslide zones. The vector set represents the maximum displacements registered. For the B1 zone, two vector sets are presented: the upper one represents the maximum displacement values for the B1 zone; the lower one corresponds to the value of the lower part of the area. This shows the temporal and spatial heterogeneities of the landslide motion.

probably by an acceleration in spring and summer times. In fact, only in this period the amount of displacement of the sector D is comparable with that of the main body of the landslide composed by sectors A1 and B1 (Fig. 6).

The nonstationarity of the rate of deformation of the sector D of the landslide can be due to different groundwater conditions in comparison with the main body of the landslide. A hydrogeological study of the landslide slope (Dupont and Taluy, 2000) shows that most of the springs present in the landslide gushes out in the eastern side. This water is drained away through surface channels constructed by the RTM Service in an attempt to stabilize the landslide. On the contrary, no drainage system was realised in the western part of the slide (zone D). Therefore, this part is maybe more sensible to groundwater variations. In addition, a smaller volume of material is involved in this second earth-flow.

Moreover, the movements of the upper zone (A1) are not always correlated with the movements of the lower one (B1) (Fig. 6), probably because of the different mechanisms controlling the motion rotational and translational, respectively. Nevertheless, the maximum displacement rates reached in both sectors on the days corresponding to the interferograms studied are the same (i.e., around 2 cm/day). Furthermore, within the sector B itself, some nonuniform deformations occur, with the lowest velocities present at the toe of the landslide. The sector C in the eastern part of the landslide is affected by a slower motion (< 1 cm/day). This is consistent with the structure of the "Rocher Blanc".

No evidence of correlation between seasonal meteorological data and variation in the rate of landslide deformations has been observed. This landslide behaviour has already been pointed out by Flageollet et al. (1999) on the basis of long-term observations.

A comparison of the displacement values deduced from SAR interferograms analysis with the laser geodetic measurements made by RTM Service on some points placed in the landslide slope (Fig. 2) has also been carried out. The ground data collection is not regular; in some cases, a few months can pass between two acquisitions. Over the radar acquisition periods, the temporal ground data sampling is of 1 month. In order to facilitate the comparison with the 1-day motion interferometric values, stationary motion between two ground-based measurement acquisition has been assumed. A correlation between the results obtained from the two methods of investigation is shown in Fig. 7. Even if the dates of data acquisition by each method

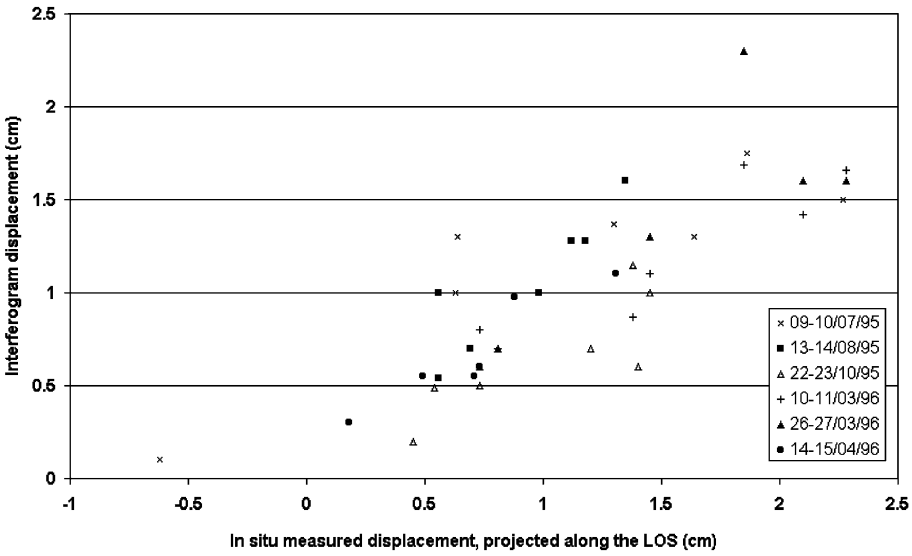


Fig. 7. Comparison between the ground displacement measurements projected along the line of sight of the satellite (x-axis) and the SAR interferometric displacement values (y-axis) for the 1995–1996 interferometric set. The average correlation coefficient is 0.88.

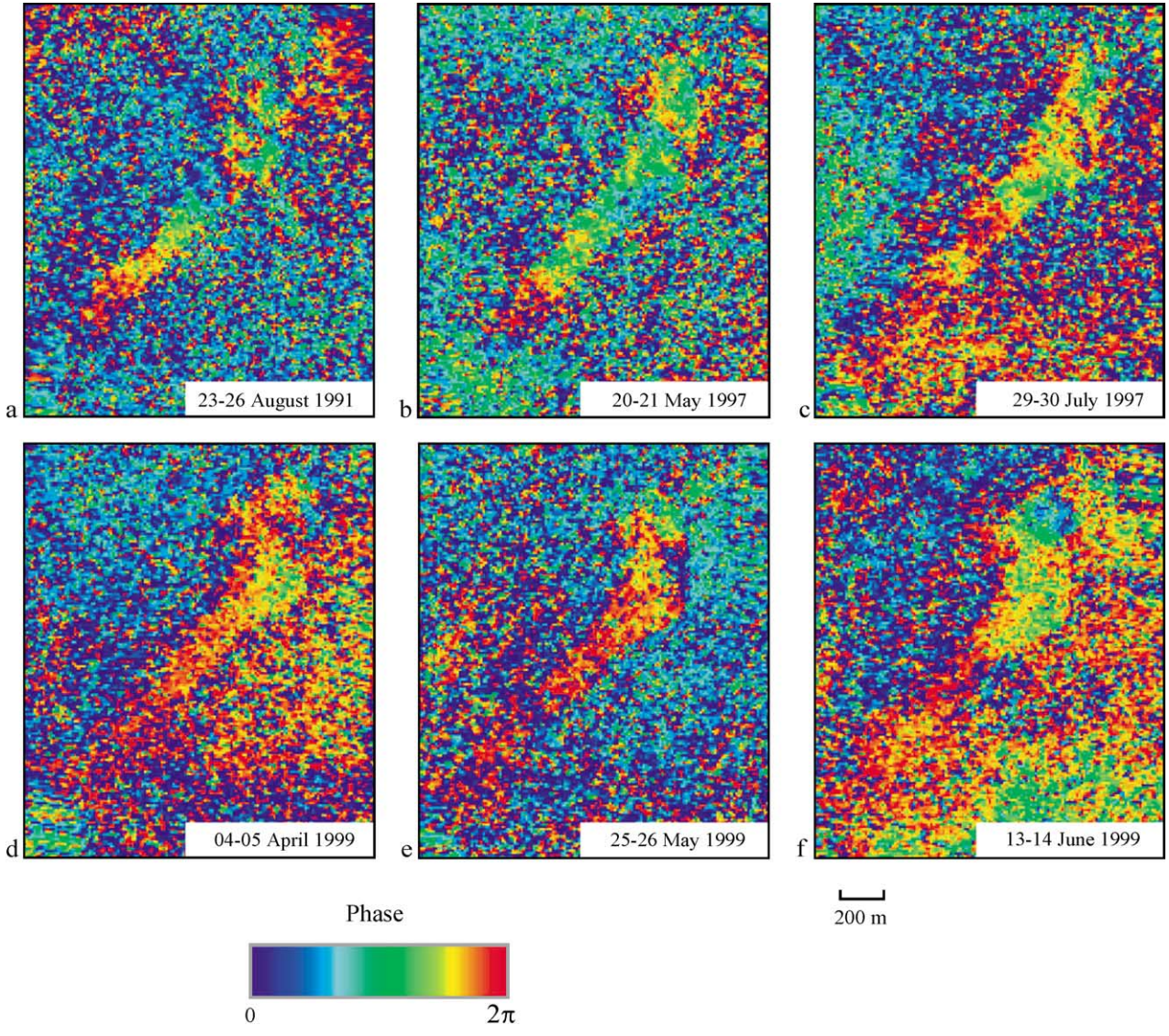


Fig. 8. 1991–1997–1999 geocoded differential interferograms.

are different, the correlation is high. This indicates that the velocities obtained on 1-day interferograms are globally stationary over periods of 1 month, which is the frequency of ground measurements.

In conclusion, the multitemporal analysis of the six interferograms from July 1995 to April 1996 shows that the landslide motion has not been stationary, varying in the time on one year scale and in the space over the whole landslide. The reasons of this variability are not clearly understood, but could be influenced by the local differences in the hydrogeological conditions. The differences in the deformation rates between the observed areas of the landslide suggest that three sectors A, B and D (previously defined) are influenced by three different and independent landslide mechanisms.

8. Nine-year variation of the landslide motion

The general evolution of the landslide motion over 9 years has been studied by means of some interferometric tandems dating 1991, 1995, 1996, 1997 and 1999. Fig. 8 shows six new differential interferograms, from which landslide motion can be inferred. The 1991 SAR images were acquired during the ERS commissioning phase (3 days apart). Change in the vegetation state and the increased amount of deformation due to the longer time span with respect to the 1-day interferograms lead to a decrease of coherence. Therefore, both deformation rates and boundaries of moving areas are more difficult to estimate (Fig. 8a). The two interferograms dated 1997 show a gradient of deformation lower than in 1995–1996; this is also in agreement with the RTM Service ground data measurements. The shape of the landslide is clearly detectable in Fig. 8b, while in Fig. 8c, the lower part of the landslide is not easily distinguished from the noise, probably due to the slow motion. The lowering of the landslide velocity continues in 1999; in the related interferograms (Fig. 8d, e and f), the upper part of the landslide is always detectable, even if the signal-to-noise ratio has decreased. The landslide boundaries on the lower part become gradually blurred, and this suggests the decreasing motion rates approach the detecties limit of the method.

The average daily velocity of the landslide (Fig. 9), calculated as mean value of the two zones characterized by high coherence, one in the upper and one in the lower part, is of 1 cm/day in 1991 and increases to 2 cm/day during 1996. Then, the velocity in the upper part decreases to about 0.4 cm/day in 1999.

Furthermore, using the results of the interferometric analysis, an attempt has been made to map the boundaries of the effective motion zones of the

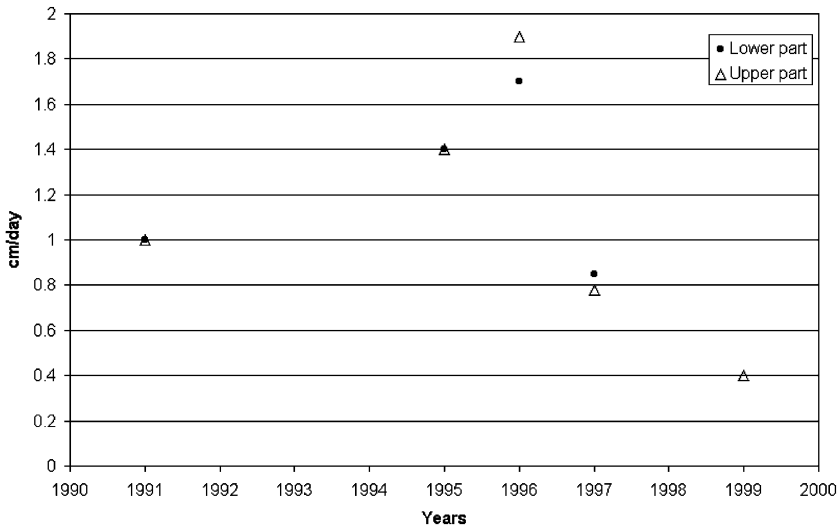


Fig. 9. Variations in the average daily velocity of the landslide between 1991 and 1999 deduced from interferometric study.

landslide (Fig. 10). Despite the low coherence of the 1991 interferometric products, it seems that the moving zones have enlarged both in the upper and in the lower part from 1991 to 1995–1996, respectively, due to a retrogression of the main scarp and downslope progressive movements of the main body of the landslide. The 1997 and 1999 interferograms were not used in this case because of the lower landslide velocities. Indeed, in the slowest part of the landslide, the ground surface changes are under the detectability threshold of SAR interferometric technique.

9. Discussion and conclusions

Despite severe limitations, such as specific constrains on the orientation of the landslide, loss of coherence due to change of ground surface state, atmospheric artefacts, monodirectional value of the

Fig. 10. Changes in the landslide boundaries between 1991 and 1996 deduced from SAR interferometry analysis marked on the aerial photograph.

displacement and dependence on the orbit cycle, under favourable conditions, the differential SAR Interferometry is a potentially useful technique to investigate landslides with displacement rates below a few centimeter per day. The present application of the SAR Interferometry technique on the La Valette landslide confirms the first results obtained on the same site by Vietmeier et al. (1999), such as the validation of the displacement values deduced from the interferogram analysis with the ground measurement data and the change of activity of the landslide between successive SAR image acquisitions. Moreover, the use of the DEM elimination technique allows for a more accurate subtraction of the topographic data, leading to a better estimation of the displacement values.

In this study, this technique has been applied to extend temporally the previous analysis (Vietmeier et al., 1999) of the landslide to 9 years. The average daily landslide velocities deduced by interferometric product analysis are in accordance with the ground observations made by RTM Service. They amount to 1 cm/day in 1991, increase to 2 cm/day during 1996 and decrease to 0.4 cm/day in 1999. Some difficulties in the interferometric product interpretation have been encountered, especially in the case of 1999 interferograms, in which the landslide displacement was smaller and the landslide boundaries less detectable than in the other interferograms. Moreover, the presence of some atmospheric artefacts was inferred in the eastern sector of the 1999 interferograms (Fig. 8d and f), where a phase variation unrelated to landslide movement complicated the interpretation.

On a 1-year scale, six ERS-1 and ERS-2 TANDEM interferograms revealed considerable spatial and temporal variability of the landslide movements, probably related to the different hydrogeological conditions. However, a correlation between this variability and meteorological events was not possible because of the insufficient quantity of SAR data over the whole year. Finally, an integrated aerial photograph interpretation and geomorphological analysis was used. Four domains with characteristic velocity fields and characteristic morphologies were detected. The landslide enlargements were observed both in the upper and in the lower part, respectively; these were caused by a headscarp erosion and a downslope progression of the main body of the landslide.

Acknowledgements

This work has been financially supported by ACI-‘Prévention des catastrophes naturelles’, PNRN and PNTS French INSU program. SAR Images have been provided by ESA. Lasermeter measurements have been supplied by RTM Service. We would like to warmly thank G. Warowski for his editor work.

References

Antoine, P., Giraud, A., Meunier, M., Van Asch, T., 1995. Geological and geotechnical properties of the “Terres Noires” in south–eastern France: weathering, erosion, solid transport and instability. Eng. Geol. 40, 223–234.

Carnec, C., Massonet, D., King, C., 1996. Two examples of the use of SAR interferometry on displacement fields of small spatial extent. Geophys. Res. Lett. 23 (24), 3579–3582.

Colat, G., Locat, J., 1993. Glissement et coulée de La Valette dans les Alpes de Haute–Provence. Présentation générale et modélisation de la coulée. Bull. Liaison - Presse etud. Ch. 187, 19–28.

Delacourt, C., 1997. Détection et analyse de mouvements de surface par interférométrie différentielle, PHD, IPGP, 199 pp.

Dupont, M., Taluy, P., 2000. Hydrogélogie du glissement de la Valette (avec carte au 1/5000ème des venues d’eau). Rapport du D.E.A., Université de Savoie.

Evin, M., 1992. Prospection sismique en partie basse. RTM Report.

Flageollet, J.C., Maquaire, O., Marin, B., Weber, D., 1999. Landslides and climatic conditions in the Barcelonette and Vars basins (Southern French Alps, France). Geomorphology 30, 65–78.

Fruneau, B., Achache, J., Delacourt, C., 1996. Observation and modelling of the Sant-Étienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry. Tectonophysics 265, 181–190.

Fruneau, B., Rudant, J.P., Obert, D., Raymond, D., 1999. Small displacements detected by SAR Interferometry in the city of Paris (France). Proc. IGARSS ’99, Hamburg, Germany, 28 June–2 July, 1943–1945.

Goldstein, R.M., Englehardt, H., Kamb, B., Frolich, R.M., 1993. Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: application to an Antarctic Ice Stream. Science 262 (1), 525–530.

Kerckhove, C., 1969. La “zone du Flysch” dans les nappes de l’Embrunais (Alpes Occidentales). Géol, Alpine 45, 5–204.

Kerckhove, C., Debelmas, J., Cochonat, P., 1978. Tectonique du soubassement parautochtone des nappes de l’Embrunais–Ubaye sur leur bordure occidentale, du Drac au Verdon. Géol. Alp. 54, 67–82.

Massonet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., Rabaute, T., 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. Nature 364, 138–142.

Massonet, D., Briole, P., Arnaud, A., 1995. Deflation of Mount Etna monitored by spaceborn radar interferometry. Nature 375, 567–570.

Potherat, P., 2000. Projet de recherches sur le thème: Risques naturels et prévention, Contribution LCPC.

Rott, H., Scheuchl, B., Siegel, A., Grasemann, B., 1999. Monitoring very slow slope motion by means of SAR interferometry: a case study from a mass waste above a reservoir in the Ötztal Alps, Austria. Geophys. Res. Lett. 26 (11), 1629–1632.

Vanderbecq, A., 2000. Potentiel de l'interférométrie en zones montagneuses. DEA Dynamique de la Lithosphère, Grenoble. 78 pp.

Vietmeier, J., Wagner, W., Dikau, R., 1999. Monitoring moderate slope movements (landslides) in the southern French Alps using differential SAR interferometry. Proc. Fringe.

Zebker, H.A., Rosen, P., Goldstein, R.M., Gabriel, A., Werner, C.L., 1994. On the derivation of coseismic fields using differential radar interferometry: the landers earthquake. J. Geophys. Res. 99 (B10), 19617–19634.

2.1.2. Discussion

L'étude menée sur le site de La Valette démontre l'utilité de la technique de l'interférométrie radar appliquée aux glissements de terrain. Les valeurs de déplacement provenant de l'analyse des interférogrammes, validées par les mesures au sol, ont permis une meilleure compréhension de l'évolution du glissement, à la fois d'un point de vue spatial et temporel.

Malheureusement, tous les glissements ne sont pas observables avec cette technique. Dans le cas de La Valette, les conditions sont particulièrement favorables à l'utilisation de la technique satellitaire radar. La position géographique, la faible présence de végétation en zone de glissement, les valeurs des déplacements sont les caractéristiques principales qui ont contribué au succès de l'étude proposée. De plus, la disponibilité de données radar TANDEM a permis d'observer l'évolution du glissement en périodes de forte accélération, qui n'auraient pas été observables avec des intervalles temporels supérieurs. Pendant l'étude, la combinaison d'images acquises à 35 jours d'intervalle a été réalisée. Ces couples ont montré, dans la zone du glissement, une importante décorrélation, probablement liée aux vitesses de déplacement trop élevées.

2.2. Etude interférométrique du glissement de la Clapière

2.2.1. Introduction

Le site de la Clapière a déjà été utilisé comme site test pour l'application de la technique de l'interférométrie radar aux glissements de terrain (Fruneau, 1995, Carnec, 1996, Fruneau et al., 1996, Delacourt, 1997). Dans ces études, plusieurs couples interférométriques ont été calculés, en combinant des images radar ERS acquises pendant l'été 1991 en orbites descendantes avec des cycles de 3 jours. Les couples ainsi créés ont permis l'étude de l'évolution du glissement pendant des périodes de 3, 6, 9, 12 et 15 jours. L'interprétation de ces produits interférométriques montre la possibilité d'obtenir une description détaillée du champ de déplacement au sol. Le couple à 3 jours d'intervalle permet de limiter facilement la zone en mouvement. Les autres couples, caractérisés par des franges plus serrées au fur et à mesure que l'intervalle temporel devient plus long, permettent d'observer un gradient de déplacement stationnaire sur la période d'étude. En outre, ces études montrent comment le gradient varie du haut vers le bas du massif et augmente dans le secteur O par rapport aux autres secteurs du glissement. Enfin, la comparaison des déplacements vus par interférométrie et des mesures des déplacements au sol faites dans ces études montre un bon accord. Les déplacements, en cette période, varient entre 1 et 3 cm/jour en moyenne (Fig. 4.7).

Les bons résultats montrés par les travaux cités nous ont amenés à poursuivre l'étude du glissement de la Clapière par interférométrie radar. La disponibilité d'images TANDEM sur cette zone depuis 1995 a permis d'analyser le glissement avec une fréquence temporelle minimale (1 jour d'intervalle), bien adaptée à l'amplitude centimétrique des déplacements de surface mesurés au sol.

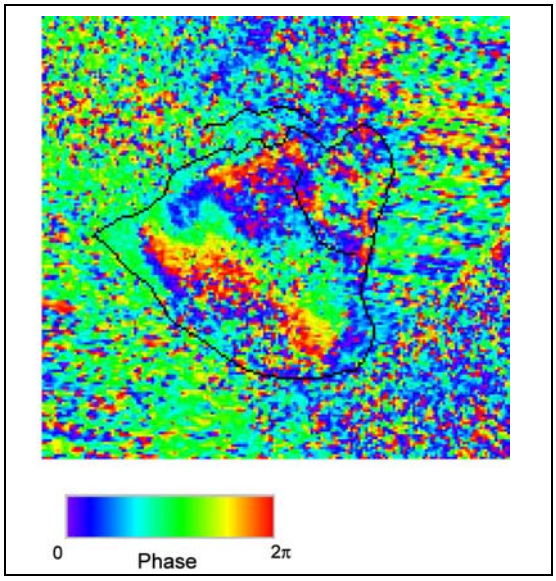


Figure 4. 7. Interférogramme à 3 jours (23-26 août 1991), recalculé dans le cadre de cette thèse. En noir le contour du glissement en 1999.

2.2.2. Données radar utilisées

Le glissement de la Clapière se trouve sur la même image radar que le glissement de la Valette. Les mêmes couples TANDEM vus dans la section précédente ont donc été calculés, avec la même technique (interférométrie différentielle à deux passages, avec soustraction de MNT).

Le tableau suivant rappelle les informations sur les images traitées, avec, pour chaque couple, les numéros d'orbite, les dates et la valeur de la *baseline* perpendiculaire.

Numéros d'orbites	Dates	*Baseline* perpend. (m)
20863-1150	09-10 juillet 1995	31
21324-1651	13-14 août 1995	-49
22326-2653	22-23 octobre 1995	109
24330-4657	10-11 mars 1996	-16
24559-4886	26-27 mars 1996	-83
24831-5158	14-15 avril 1996	-95
27565-7892	22-23 octobre 1996	-163
30571-10898	20-21 mai 1997	89
31573-11900	29-30 juillet 1997	106
40362-20689	04-05 avril 1999	-77
41092-21419	25-26 mai 1999	-78
41364-21691	13-14 juin 1999	-63

Tableau 4. 1. Tableau des données radar.

2.2.3. Analyse des interférogrammes

La fig. 4.8 présente 9 interférogrammes, avec le contour de la zone en glissement déterminé à partir d'une photo aérienne géocodée. Les deux interférogrammes de 1999 sont affectés par un bruit supérieur aux autres. Cependant, tous les produits interférométriques montrent une variation significative et cohérente de la phase en correspondance avec le glissement.

Sur tous les interférogrammes, sauf celui de juillet 1997, l'activité du lobe NE du glissement est visible. La forme de ce lobe est bien délimitée, les franges interférométriques étant courbées suivant la géométrie de la masse en mouvement. Pendant les années 1995 et 1996, le lobe NE montre une activité beaucoup plus importante que celle manifestée par les autres secteurs, avec une variation de la phase qui arrive parfois à dépasser la rotation complète.

Comme il a été dit précédemment, chaque rotation de la phase correspond théoriquement à un déplacement de 2.8 cm le long de la ligne de visée du satellite. Cette valeur est valable dans le cas où le sol illuminé par le radar est plat. Dans la pratique cette valeur varie en fonction de la position du versant, en termes d'azimut et de pente, par rapport aux paramètres orbitaux du satellite. En considérant ces paramètres, chaque frange observée dans le versant du glissement de La Clapière correspond à un déplacement d'environ 3.95 cm (Fruneau, 1995).

En utilisant ces informations dans l'interprétation des interférogrammes, on observe que la variation de phase associée au lobe NE du glissement correspond à au moins 4 cm de déplacement par jour dans les périodes 13-14 Août 1995, 10-11 Mars 1996, 26-27 Mars 1996, 14-15 Avril 1996 et 22-23 Octobre 1996 et à environ 2,5 cm les 22-23 Octobre 1996.

Les interférogrammes datant de 1999 montrent un faible ralentissement du lobe NE. La variation de phase est d'environ la moitié d'une rotation complète, ce qui suggère un déplacement d'environ 2 cm pour les 25-26 mai et 13-14 juin 1999. Dans ce secteur, il n'y a pas de frange visible sur l'interférogramme daté 29-30 juillet 1997, alors que la cohérence paraît bonne. Ceci peut être dû à deux raisons : la zone peut ne pas avoir été affectée par le mouvement pendant la période étudiée, ou bien le mouvement peut avoir agi de manière uniforme.

Une autre portion du glissement visible sur les interférogrammes correspond à la partie basse du versant. Cette portion, affectée par un déplacement plus faible que celui du lobe NE, apparaît de manière différente selon les périodes d'observation. De plus, deux secteurs différents sont à distinguer dans la portion basale du versant : le secteur plus au sud du

glissement et correspondant à la partie aval de la barre d'Iglière, et le secteur au NO, correspondant à la zone d'alimentation du cône d'éboulis qui barre la route provenant du N. Chacun des deux secteurs est caractérisé par des mouvements homogènes et assez faibles entre l'été 1995 et la première moitié de mars 1996, avec des valeurs de déplacement de moins d'un cm par jour dans le secteur S et de 0,5 cm dans le secteur NO en août 1995. Ces valeurs décroissent dans les deux interférogrammes suivants. L'activité de ces deux secteurs devient à nouveau plus marquée à partir de la fin de mars 1996 et augmente jusqu'en juillet 1997, quand tout le glissement, à l'exclusion du lobe NE, montre des déplacements importants. En effet, si on compare les franges de l'interférogramme de juillet 1997 avec celui à 3 jours d'intervalle daté d'août 1991, on observe une similitude au niveau de l'aspect des franges et au niveau de l'ampleur des déplacements, en particulier dans la partie NO du glissement. Ceci mettrait en évidence une importante accélération du mouvement dans le versant entier pendant la période printemps - été 1997 par rapport à la période précédente.

Enfin, le printemps 1999 montre un ralentissement de l'ensemble du versant en mouvement. Dans cette période, dans la partie centrale du lobe NE, on observe un changement de la phase correspondant à moins d'un cm de déplacement. En particulier, sur ces interférogrammes, la structure du lobe est mise en évidence, avec la distinction de deux escarpements, un sommital et un secondaire. Les secteurs basaux semblent, en 1999, être moins actifs qu'auparavant. Alors que le secteur du NO correspondant au cône d'éboulis présente un mouvement de quelques mm, à peine perceptible, le secteur S apparaît presque stable.

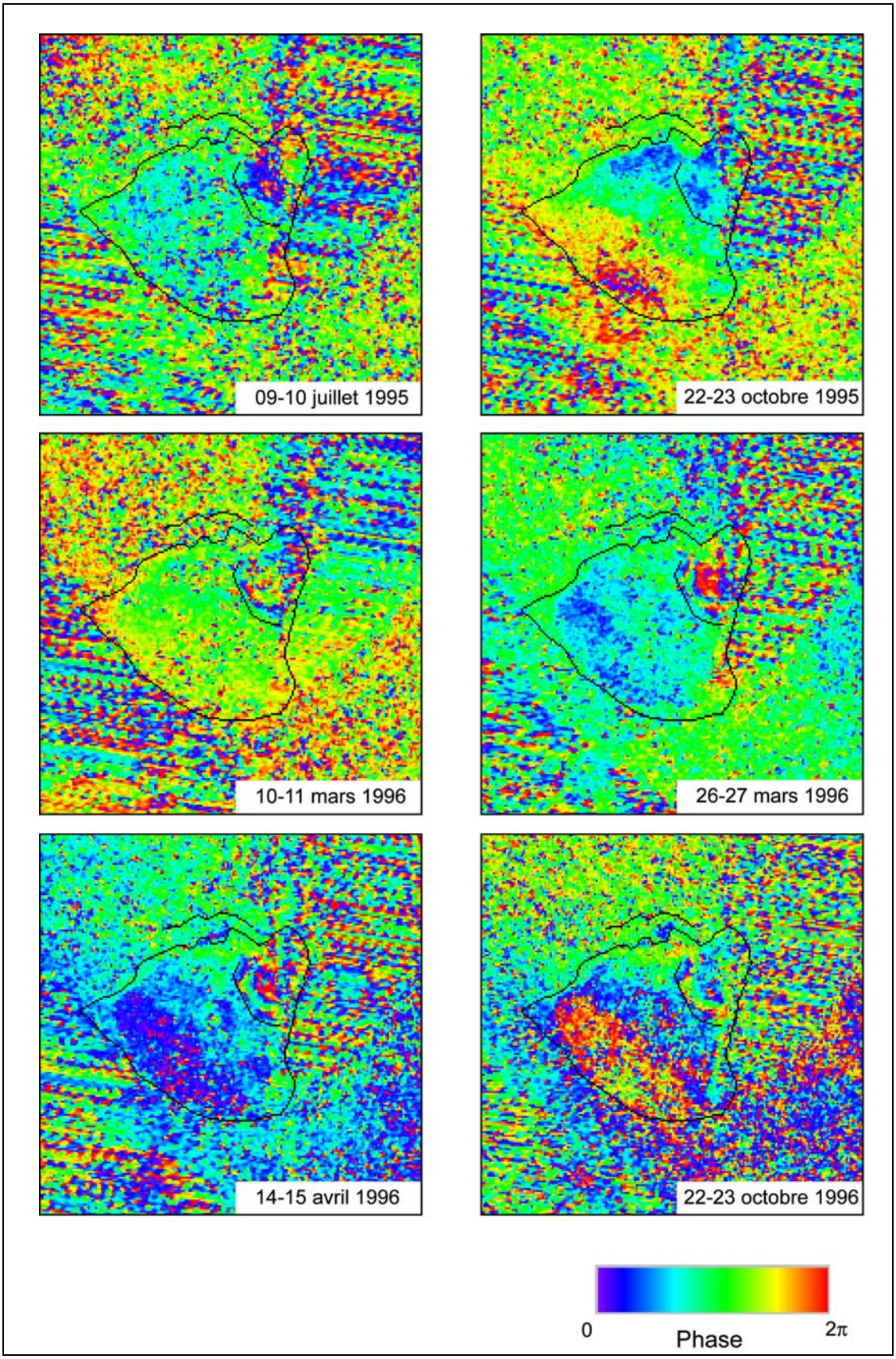


Figure 4. 8. Interférogrammes différentiels du glissement de La Clapière. En noir le contour du glissement en 1999.

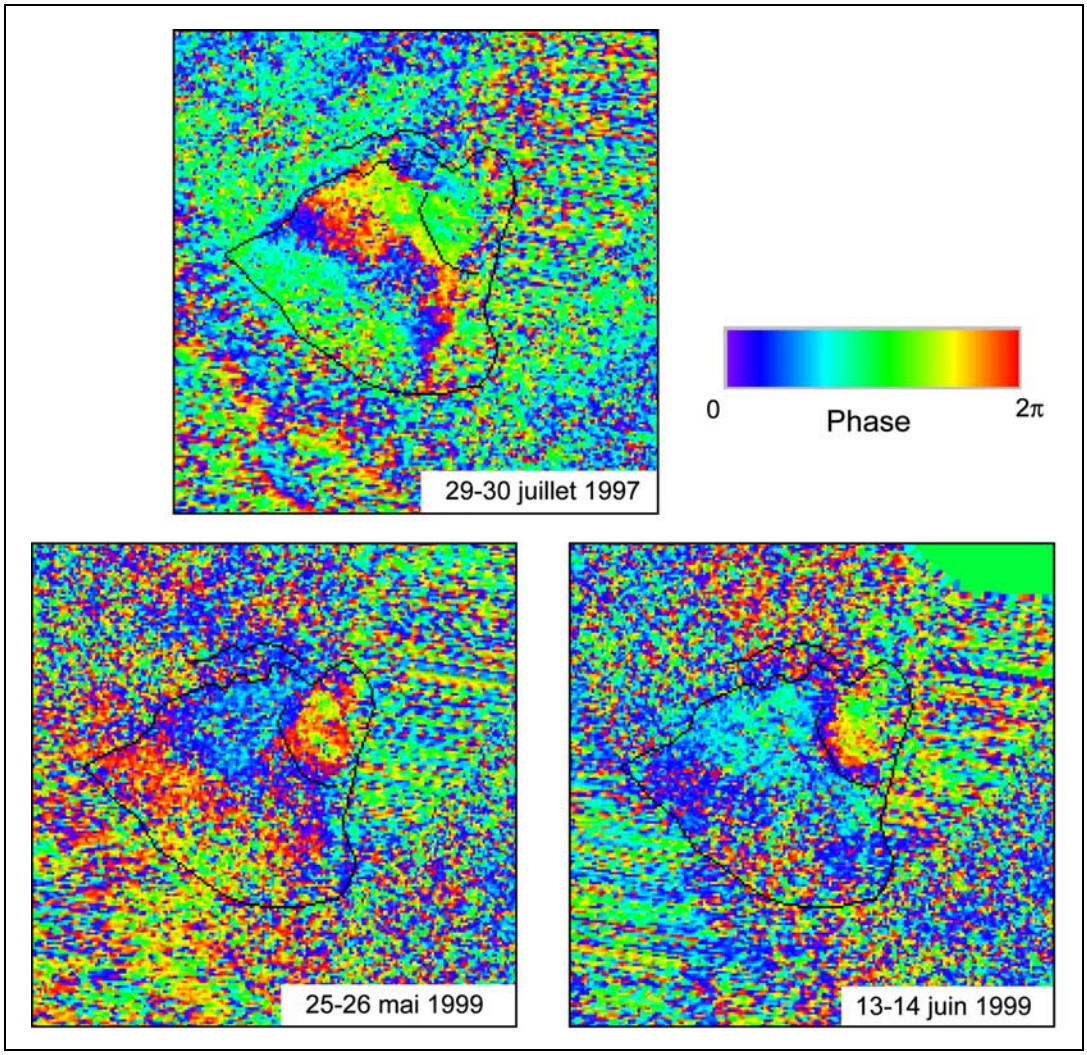


Figure 4. 8. (suite).

2.2.4. Analyse des données de déplacement au sol

Comme il a été dit dans le chapitre relatif à la description du glissement de La Clapière, le versant en mouvement est constamment suivi par un système automatique de mesure de déplacement par distancemétrie laser, installé par le service CETE Méditerranée. Une partie des données de déplacement, ainsi enregistrées, sous forme de mesures de distance depuis des points de repère fixes, a été gracieusement mise à disposition de notre équipe de recherche par le service même et par J. R. Grasso (Université de Grenoble).

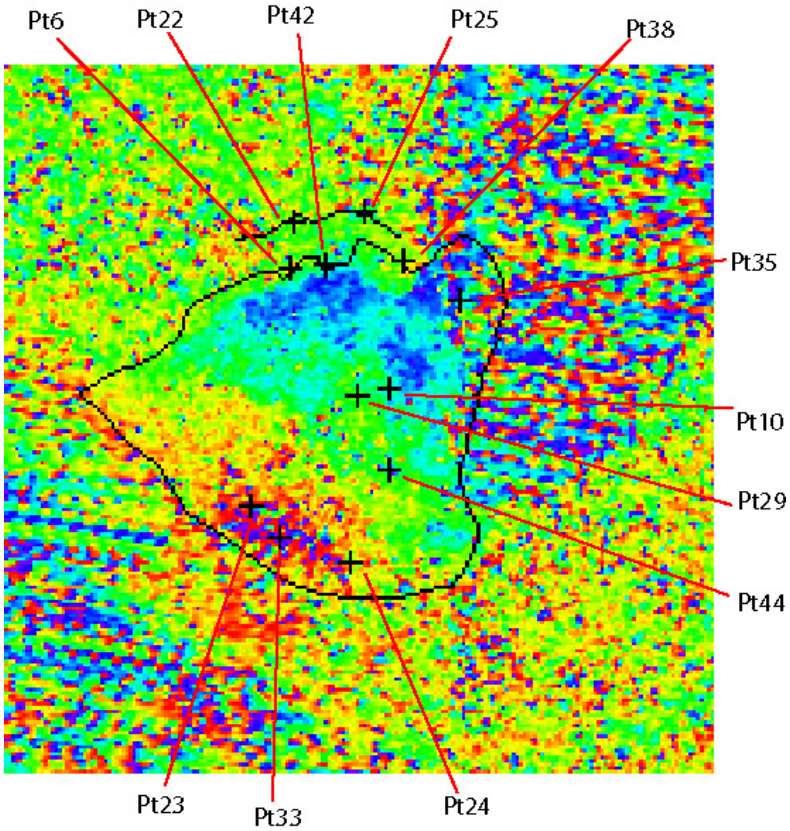


Figure 4. 9. Position des points de mesure au sol.

La position des 12 points de contrôle laser, dont les données étaient disponibles dans le cadre de cette étude, est montrée en Fig. 4.9. En référence aux distinctions faites ci-dessus, les points sont localisés respectivement :

- pt35 : en partie haute du lobe NE, au pied de l'escarpement sommital ;
- pt10 et pt29 : juste à l'aval du lobe NE ;
- pt44 : entre le lobe NE et la barre d'Iglière ;
- pt23, pt33 et pt24 : dans le secteur basal Sud ;
- pt6, pt38 et pt42 : le long de l'escarpement sommital NO ;
- pt22 et pt25 : le long de l'escarpement externe NO.

Leurs déplacements seront donc analysés ensembles lorsqu'ils font partie du même secteur du versant.

La Fig. 4.10 montre les déplacements cumulés pendant la période juillet 1991-juillet 1999. Le déplacement total maximal est d'environ 100 m sur les huit ans au Pt35, jusqu'à 15,3 m pour le Pt42. Enfin, le point Pt6, avec un déplacement total de 1,1 m et les points Pt25, Pt22 et P38, avec un déplacement largement inférieur au mètre, sont à considérer stables et leur évolution ne sera donc pas abordée dans cette étude. Le diagramme des

déplacements cumulés permet, en outre, d'apprécier l'évolution temporelle des mouvements de chaque point. En particulier, l'accélération du Pt35 est évidente. L'évolution de ce point, localisé dans la partie supérieure du lobe NE, peut être divisée en quatre intervalles temporels : dans le premier intervalle, du début des mesures jusqu'au début 1994, il se montre pratiquement stable ; le deuxième, jusqu'à fin novembre 1996, est caractérisé par un mouvement important, qui en moyenne sur la période est de 4 cm/jour et qui correspond certainement à la phase initiale de la rupture de l'escarpement sommital du lobe NE ; le troisième intervalle montre une forte accélération par rapport aux périodes précédents, avec des vitesses moyennes d'environ 18 cm/jour jusqu'à la moitié de juillet 1997, avec une vitesse maximale de 32 cm/jour enregistrée le 27 février 1997 ; la dernière période, qui se termine avec la fin des données disponibles, est caractérisée par une décélération, avec des vitesse moyennes de l'ordre de 3,5 cm/jour.

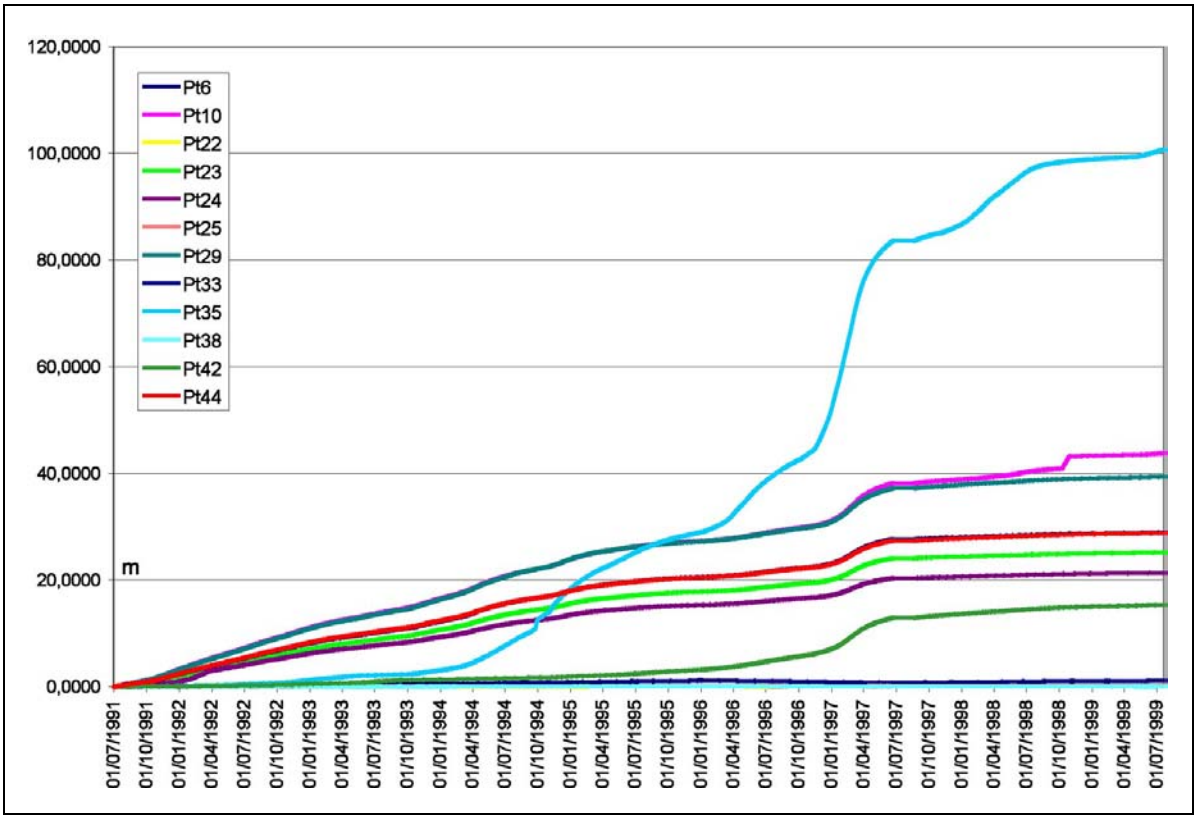


Figure 4. 10. Déplacements cumulés des points de mesure au sol dans la période 1991-1999.

L'activité majeure du glissement pendant la période 1991-1999 est donc concentrée dans le lobe NE. Le glissement se développe dans ce secteur au cours de ces années.

Le diagramme des moyennes mensuelles relatives aux déplacements journaliers (Fig. 4.11) pour le point Pt35 confirme les observations faites ci-dessus. De plus, ce diagramme permet d'apprécier plus précisément la variation de la vitesse au cours du temps, qui présente des oscillations, notamment avec des pics de vitesse en novembre 1994, avril 1996, février 1997 et février 1998. L'analyse des données de déplacement relatives aux autres points localisés à proximité du lobe NE, respectivement le point Pt10 et Pt29, montre une évolution très similaire au Pt35 à partir du 1994, bien qu'avec presque un ordre de grandeur de différence. Les valeurs maximales des moyennes mensuelles arrivent dans ce cas à 6 cm/jour. Pour la période antérieure, la même tendance aux oscillations dans les vitesses est confirmée, avec des valeurs toujours supérieures au cm/jour.

Le Pt 44, situé entre le lobe NE et la barre d'Iglière, suit une évolution comparable au secteur immédiatement au N, avec des vitesses légèrement inférieures aux points Pt10 et Pt29.

Les points Pt23, Pt33 et Pt 24 sont localisés dans le secteur basal du glissement, au front du corps principal. Les valeurs de déplacement, très similaires pour les trois points, montrent des oscillations dans le mouvement, avec trois pics, correspondant respectivement aux périodes fin 1991-début 1992, printemps 1994 et février 1997. Les valeurs atteintes sont de 4 cm/jour en valeur maximale pour le Pt33, qui est le plus actif, et de 3,5 et 2,5 cm/jour respectivement pour les Pt23 et Pt24.

Le point Pt42, situé le long de l'escarpement sommital NO, montre un déplacement total d'environ 15 m. Cette valeur, largement supérieure à celles atteintes par les points proches de celui-ci, pratiquement stables, peut être expliqué par sa position. Ce point est, en effet, très proche du bord de l'escarpement considéré comme la niche principale d'arrachement, à partir de laquelle le glissement a pris origine. L'expansion de la zone impliquée par le mouvement a donc fait reculer la position de l'escarpement par érosion régressive, ce qui a provoqué la rupture de la zone autour du point. En conséquence, son mouvement devient important au cours de 1994 et il suit la tendance générale à l'accélération en 1996, jusqu'à atteindre des valeurs de 5 cm/jour en février 1997.

Dans l'ensemble, les données de déplacement mesurées au sol montrent une évolution comparable, qui peut être divisée en trois grands intervalles temporels. La première phase correspond aux trois premières années de mesure et se termine en septembre 1993. Pendant cette période, des valeurs presque constantes de déplacement autour du cm par jour sont enregistrées pour chaque point en mouvement. La deuxième phase va depuis octobre 1994 jusqu'à janvier 1996. Après une nouvelle tendance à l'accélération, qui présente deux maximums en avril et décembre 1994, la vitesse décroît

régulièrement pendant tout l'année 1995, jusqu'au minimum de moins de 0.5 cm/jour dans tout le glissement, Pt35 exclu. La troisième oscillation, marquée par une accélération violente pendant la période hiver - printemps 1997, s'étend depuis février 1996 jusqu'à la fin des données disponibles. Cette accélération, représentée en Fig. 4.12 par les valeurs de déplacement, se termine en février 1997 avec un maximum de vitesse de 30 cm/jour.

Après février 1997, la vitesse diminue, au début rapidement, plus doucement depuis le mois d'août 1997, pour rester à des valeurs supérieures au cm/jour seulement dans la partie sommitale du lobe NE (Pt35).

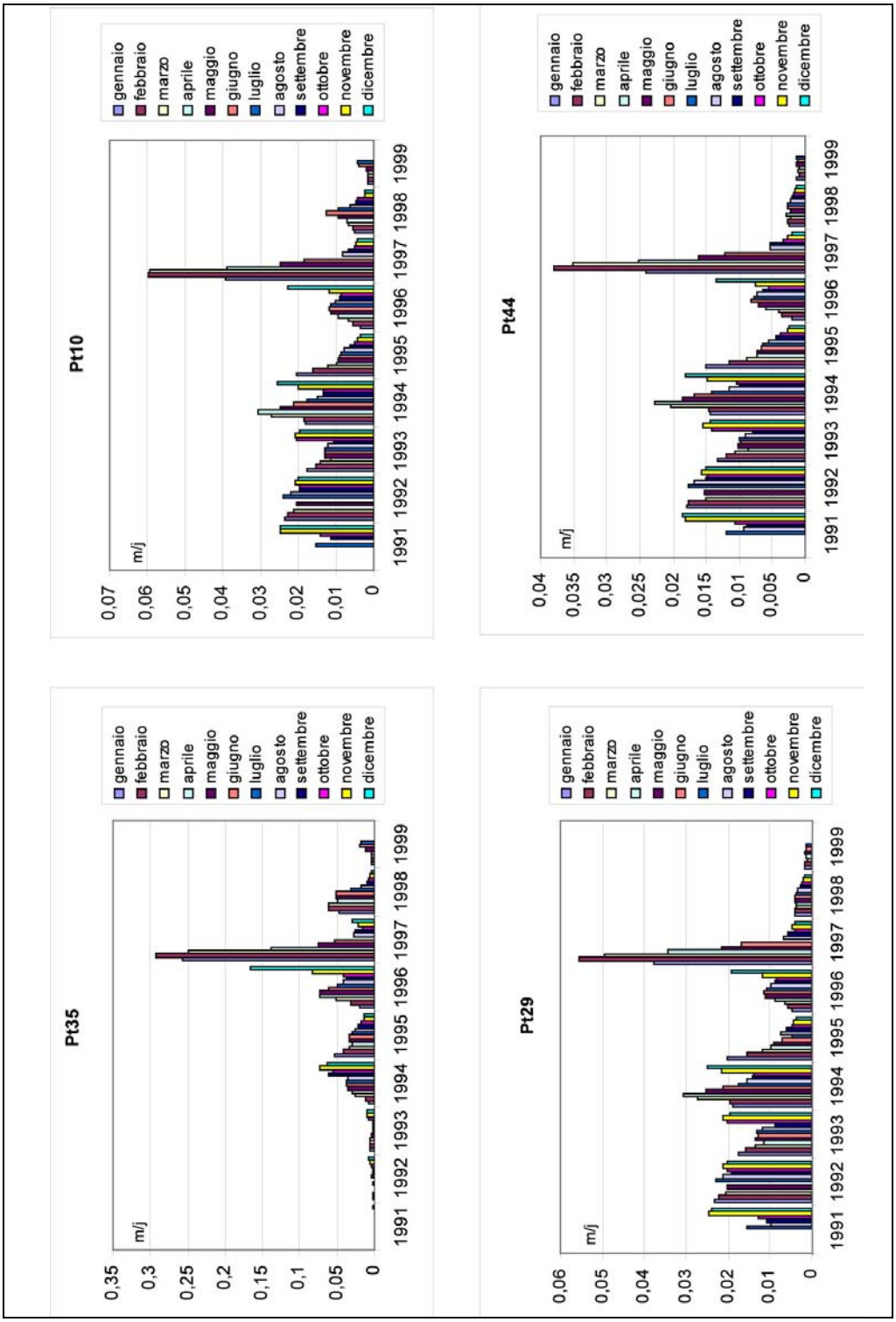


Figure 4. 11. Diagrammes des moyennes mensuelles relatives aux déplacements journaliers pour chaque point.

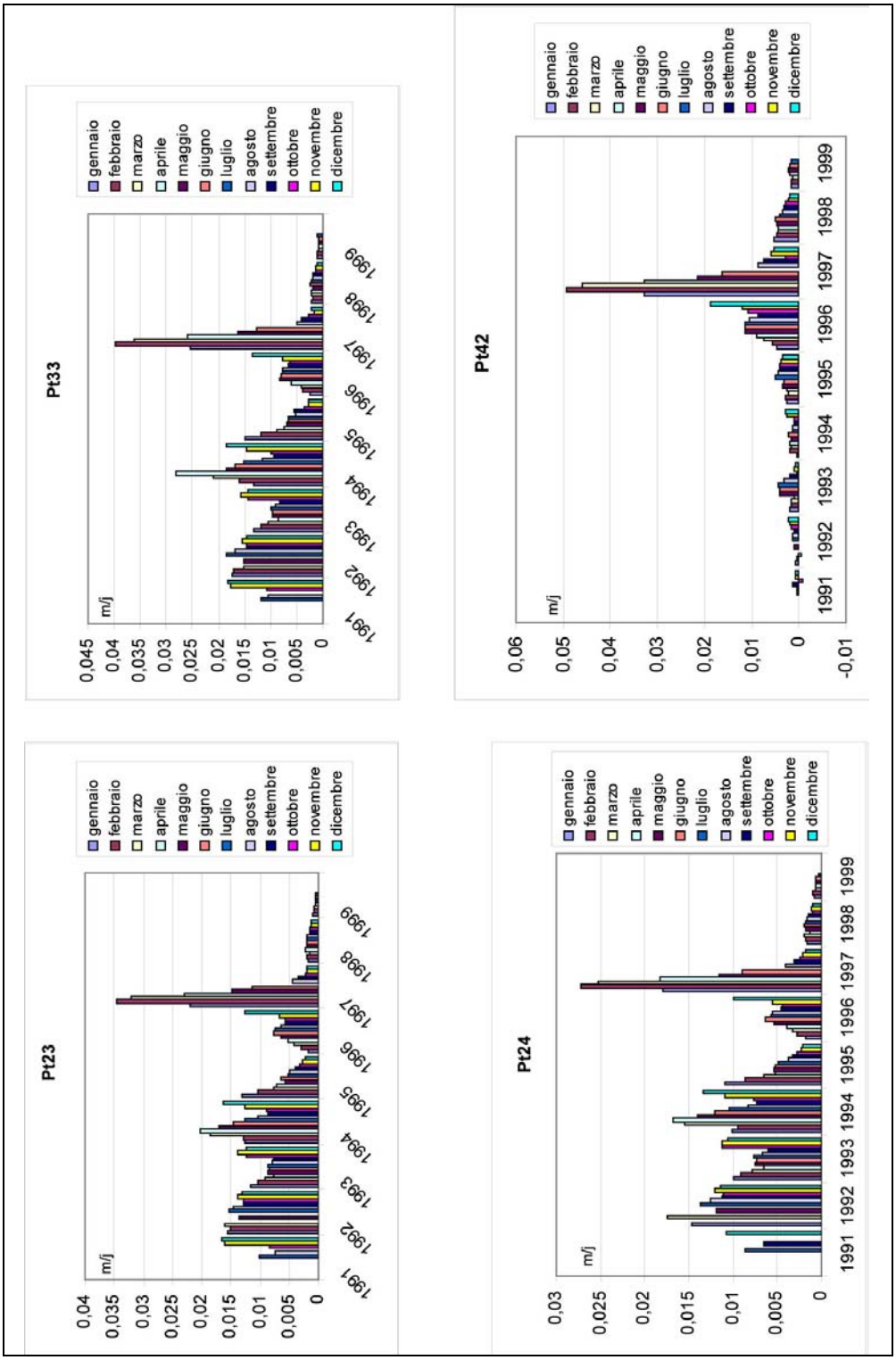


Figure 4. 11. (suite)

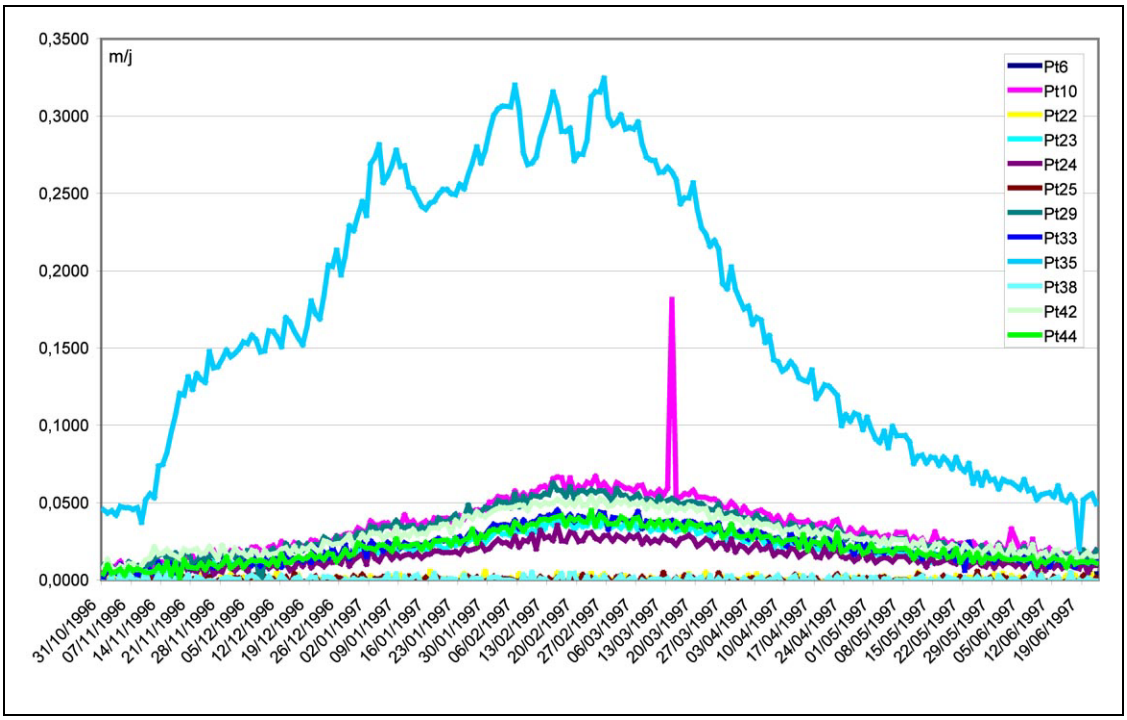


Figure 4. 12. Déplacements journaliers pendant accélération de la période hiver - printemps 1997

2.2.4. Discussion

Les observations du glissement faites à partir des interférogrammes peuvent être comparées avec les données de mesure de déplacement au sol, bien que les deux systèmes travaillent dans deux géométries différentes. Si les valeurs de déplacement lues sur les interférogrammes sont à considérer le long de la pente du glissement à cause des caractéristiques géométriques de la prise de vue satellitaire, les valeurs de déplacement au sol, connues ici seulement comme des variations en distance depuis un point fixe installé face au glissement, ne permettent pas de remonter aux mouvements sur la pente du glissement. Cependant, des considérations sur les deux observations peuvent être faites, en considérant que les ordres de grandeur des mouvements sont comparables dans les deux géométries.

Toute la période étudiée par interférométrie radar est couverte par les mesures laser, sauf pour l'interférogramme daté juillet 1997, le système étant en maintenance entre le 24 juin et le 13 août 1997.

En général, l'activité importante du lobe NE vue sur les interférogrammes à partir de 1995 est confirmée, avec des déplacements qui sont toujours plus importants que dans le reste du glissement. L'évaluation des valeurs de déplacement observées dans ce secteur par l'analyse interférométrique se montre correcte. Les mesures au sol confirment des déplacements de l'ordre de 4 cm/jour en moyenne dans la période fin 1995-début 1996, avec des valeurs moyennes d'environ 2,5 cm/jour en août 1995, 1,7 cm en octobre 1995, 5 cm en mars 1996, 7 cm en avril 1996 et 4 cm en octobre 1996. Les interférogrammes de cette période donnent sur ce secteur des valeurs d'environ 4 cm en août 1995, qui décroissent à 2 cm en octobre, pour remonter à 4 cm en mars, avril et octobre 1996. Enfin, pour l'année 1999, le ralentissement vu sur les interférogrammes est confirmé par les mesures au sol, avec des valeurs de déplacement autour de 2 cm/jour en printemps.

Les différences enregistrées sur ce secteur par les deux techniques sont probablement à imputer au fait que le point de mesure au sol, Pt35, est localisé dans la partie sommitale du lobe et, en conséquence, que les valeurs de déplacement de ce point ne représentent pas le secteur en entier. En outre, l'interprétation des interférogrammes dans la portion sommitale du lobe NE est rendue difficile par des variations rapides de la phase. Ces variations sont probablement dues à l'activité importante de cette portion du glissement.

L'évolution de la partie basale du glissement vue par interférométrie montre la même évolution que les données au sol. Le ralentissement du 1995 jusqu'à mars 1996, avec des mouvements plutôt faibles, l'accélération jusqu'au début 1997 et le ralentissement final jusqu'à 1999 sont confirmés par les mesures laser, avec des valeurs de déplacement comparables, notamment au point Pt33, localisé dans la partie centrale du secteur basal. L'activité majeure du secteur NO par rapport au reste du secteur basal, observée par interférométrie en juillet 1997, ne peut pas être confirmée, à cause de l'absence, parmi les données disponibles, de points de contrôle au sol.

En conclusion, dans l'hypothèse de comparabilité des deux géométries d'acquisition des mesures, on observe un bon accord entre les mesures par interférométrie satellitaire et les mesures laser au sol. De plus, l'utilisation de la technique de l'interférométrie permet d'obtenir une évaluation des mouvements de façon continue sur toute la zone en glissement, même dans les secteurs dont l'évolution n'est pas suivie par des mesures directes au sol.

2.3. Conclusions

Le bilan de l'expérience d'utilisation de la technique de l'interférométrie différentielle satellitaire SAR est positif. Grâce aux conditions géométriques et cinématiques des deux versants, l'évolution des deux glissements étudiés avec cette technique a pu être approfondie et des secteurs à évolution différente ont pu être distingués, délimités et décrits.

L'avantage principal montré par cette technique par rapport aux mesures au sol est certainement lié à la continuité spatiale des données de déplacement. La possibilité d'obtenir une carte des déplacements, avec des informations spatialement continues des mouvements d'une zone, est une donnée très importante dans l'étude des glissements de terrain, qui impliquent souvent des versants difficilement accessibles avec les techniques traditionnelles.

Cependant, la résolution spatiale d'un produit interférométrique, qui est de 10 m pour les deux cas étudiés, ne permet qu'une analyse des mouvements à l'échelle du *pixel*. Les éventuelles hétérogénéités à plus petite échelle, comme par exemple dans le cas d'effondrements ou d'éboulis localisées, qui souvent n'ont pas d'influence sur la cinématique globale du glissement mais qui peuvent constituer des éléments de risque local, ne peuvent pas être mises en évidence par ce type d'analyse interférométrique. Ce fait montre comment les techniques SAR et traditionnelles sont à considérer comme complémentaires. Les mesures au sol, en effet, permettent, outre une analyse spatiale plus ponctuelle, de détecter des mouvements discontinus dans le temps et des mouvements trop importants pour pouvoir être détectés par la technique SAR.

Comme on l'a vu dans la partie théorique, une autre limite importante de l'interférométrie est la détermination incomplète du champ de déplacement, due au fait que seule la composante du déplacement dans la direction de la ligne de visée du satellite est mesurée. Dans ce cadre, la connaissance des valeurs de déplacement au sol, obtenues en termes de X, Y et Z avec des techniques telles que la photogrammétrie aérienne ou terrestre, la triangulation ou bien le GPS, représente un complément très important aux mesures interférométriques, permettant d'intégrer les données obtenues par les différents techniques.

Dans ce cadre, d'autres techniques basées sur la méthode SAR existent, capables de remédier à quelques unes des limites exposées ci-dessus. En particulier, la technique des « diffuseurs permanents » (*Permanent Scatterers Technique* – PS) est capable d'obtenir des valeurs de déplacement avec des précisions sub-millimétriques (Colesanti et al., 2003). De plus, cette technique, qui se base sur la réponse électromagnétique des points individuels

caractérisés par une stabilité de la phase, permet de repérer des cibles radar cohérentes en zones fondamentalement incohérentes. Les conditions de son application sont la disponibilité d'un nombre élevé d'images (au moins 30) et une densité de diffuseurs permanents supérieure à 5 PS par km^2. Ces PS, représentés par exemple par des structures comme des habitations et des routes, rendent la méthode particulièrement exploitable en zones urbaines. Au contraire, l'utilisation de cette technique reste problématique en zones inhabitées et à couverture végétale dense, où ni habitation ni affleurement rocheux aptes à être des diffuseurs permanents ne sont présents ou visibles. Les versants en glissement localisés en milieu alpin, comme ceux de La Valette ou de La Clapière, sont souvent localisés sur des versants où il n'y a aucune structure anthropique et le nombre des affleurements rocheux en zone de glissement peuvent être insuffisants pour l'application de la technique des PS.

Les limites montrées par les techniques radar basées sur images satellitaires pourraient être dépassées avec l'utilisation de la technique de l'interférométrie à terre. Cette technique, basée sur la méthode de l'interférométrie classique, consiste à analyser des images radar acquises par un système SAR portable positionné à terre, installé en face au versant à surveiller. Avec cette instrumentation, les images sont acquises à deux instants différents exactement de la même position, de façon qu'aucun recalage entre les images n'est nécessaire. Un tel système, sur des distances de 1-2 km, est doté d'une résolution spatiale d'environ 2 m, d'une précision millimétrique et de la mesure de déplacements de l'ordre d'1 m/jour (Tarchi et al., 2003). Dans les cas des glissements de terrain, atteignant normalement des dimensions maximales de l'ordre de quelques km^2, cette technique représente une perspective intéressante d'utilisation de l'interférométrie pour la surveillance directe des sites instables.

Comme pour d'autres techniques basées à terre, l'interférométrie SAR à terre peut donc constituer un complément important de la technique de l'interférométrie satellitaire. En particulier, la technique satellitaire peut être utilisée comme outil pour l'étude de base, qui consiste à localiser les sites instables et à suivre leur évolution avec une résolution suffisante pour une étude cinématique générale. L'étape suivante, limitée aux zones d'intérêt nécessitant des résolutions spatiales supérieures et d'une surveillance à intervalles temporels réduits, peut être réalisée avec des techniques complémentaires. Parmi ces techniques, quelques-unes sont caractérisées par une réponse de type ponctuelle, tandis que d'autres donnent des résultats avec une résolution spatiale très fine. Dans la première catégorie un rôle de première importance est joué dans les dernières années par le GPS, dont on verra une application aux glissements de terrain dans le prochain chapitre. Dans la

deuxième catégorie, outre l’interférométrie à terre, la photogrammétrie aérienne peut donner des résultats très significatifs, notamment en termes d’évaluation des masses en jeu et de bilans de matières.

Dans ce contexte, une étude couplée est en perspective sur les sites de La Valette et La Clapière, qu’assemblera les résultats de l’interférométrie satellitaire avec les observations issues des séries multitemporelles de modèles numériques de terrain calculées à partir des photographies aériennes grâce à la technique développée au sein du laboratoire de Lyon par Bérangère Casson (Casson et al., 2003).

Chapitre 5

UTILISATION DE LA TECHNIQUE GPS POUR LE SUIVI DES GLISSEMENTS DE TERRAIN : APPLICATION A LA VALETTE

1. Bases théorique sur le système

1.1. Introduction

Le GPS (*Global Positioning System* – Système de Positionnement Global) est un système de positionnement et navigation satellitaire à couverture mondiale, développé à partir de 1973 par le Département de la Défense des Etats Unis (DoD). Le système était initialement conçu pour une utilisation militaire, son utilisation civile fut progressivement encouragée par le Congrès des Etats-Unis.

Les principales nécessitées étaient de réaliser un système à une seule voie, c'est-à-dire en utilisant un récepteur passif, capable d'obtenir, pour n'importe quelles conditions météorologiques, la position de l'utilisateur dans un système de référence commun, avec une précision métrique. De plus, le système était conçu pour permettre la navigation en temps réel d'utilisateurs en mouvement sur n'importe quel point de la planète (ou à proximité de celle-ci).

Le principe de base consiste à calculer la position de l'utilisateur à partir de mesures de distance de satellites (Fig. 5.1). Les satellites émettent un signal continu vers la terre, contenant les informations sur la position et l'heure des satellites. Le principe dérive de la méthode de triangulation classique, où les 3 coordonnées du point inconnu sont calculées à partir de sa distance à 3 points de référence fixes et de coordonnées connues. Dans le cas du positionnement par satellite, si les deux horloges du satellite et du récepteur sont synchronisées exactement sur l'heure du système GPS, la vraie distance entre satellite et récepteur est mesurée. En conséquence, la position précise du point est calculée. En raison

de la présence du temps dans les inconnues, 4 satellites simultanés seront nécessaires pour arriver au calcul de la position recherchée.

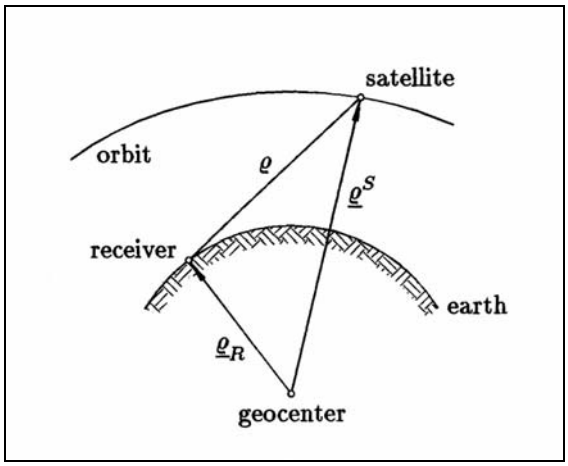


Figure 5. 1. Principe du positionnement satellitaire (d'après Hofmann-Wellenhof et al., 2001).

1.2. Description du système

Le système GPS est constitué par trois segments : un segment spatial, un segment de contrôle et un segment utilisateur (Fig. 5.2).

Le segment spatial est composé par la constellation des satellites. Chaque satellite tourne autour de la terre en orbite quasi-circulaire, à une altitude d'environ 20.000 km et avec une période d'environ 12 heures. La constellation est aujourd'hui constituée de 24 satellites disposés sur six plans orbitaux, ayant une inclinaison de 55° par rapport à l'équateur. Cette constellation garantit une couverture globale de la planète avec quatre à huit satellites visibles simultanément au-dessus de l'horizon, avec un minimum de 15° d'élévation.

Chaque satellite consiste en une plateforme équipée d'émetteurs et de récepteurs, qui lui permettent de recevoir et d'enregistrer les données transmises par des stations de contrôle, et de transmettre de façon continue un signal contenant les renseignements sur sa position et sur l'heure mesurée par des horloges atomiques embarquées.

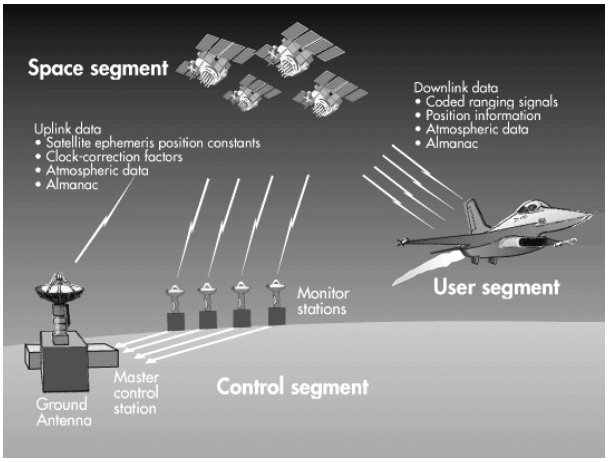


Figure 5. 2. Les trois segments GPS (d'après Reece, 2000).

Le segment de contrôle est composé par un réseau de stations à terre, connectées à une station de contrôle maître, située à Colorado Springs (Colorado, USA). Ces stations enregistrent en continu le signal en provenance des satellites. Les tâches principales de ce réseau de stations sont la détermination et la prévision des données orbitales et temporelles, la synchronisation temporelle des satellites et la communication des données aux satellites.

Le segment utilisateur est composé d'une partie « *hardware* » et d'une partie « *software* ». La partie *hardware* consiste en un récepteur capable d'enregistrer les mesures et d'une antenne qui capte le signal des satellites présents au dessus de l'horizon, les pré-amplifie et les transmet au récepteur. L'antenne est normalement fixée à terre ou montée sur un trépied pour des applications de suivi, ou montée sur un véhicule pour l'utilisation en navigation. La partie *software* est composée par tous les outils nécessaires au calcul de la position et à l'éventuelle phase de post-traitement.

1.3. Système de référence

Le système de référence des mesures GPS est le WGS-84 (*World Geodetic System* 1984). Les coordonnées obtenues, latitude, longitude et altitude, sont donc exprimées en coordonnées ellipsoïdalles, dans un système global. Les valeurs des coordonnées peuvent être converties en coordonnées planes, peuvant être référencées dans le système local communément utilisé dans la zone d'intérêt (par exemple Lambert III pour la France du Sud) ou dans un système global (comme le UTM – *Universal Tranverse Mercator*).

En ce qui concerne l'altitude, elle est mesurée par rapport à un ellipsoïde de référence (Fig. 5.3). Les coordonnées cartographiques étant mesurées à la surface du géoïde, des corrections sont nécessaires pour comparer les deux types de données (Fig. 5.4). Ces corrections sont effectuées à partir des models existants, capables d'approximer la surface du géoïde. Cependant, dans le cas de campagnes de suivi de mouvement, comme par exemple la surveillance de sites instables, la correction d'altitude par la valeur d'ondulation du géoïde n'est pas nécessaire, car seul les déplacements relatifs des points entre les différentes campagnes de mesures sont nécessaire.

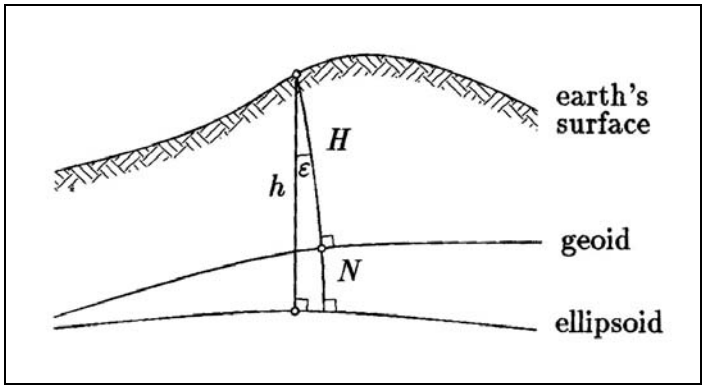


Figure 5. 3. Définition des altitudes. H : altitude de la surface terrestre par rapport au géoïde ; h : altitude de la surface terrestre par rapport à l'ellipsoïde ; N : différence entre les deux altitudes, autrement dite oscillation du géoïde (d'après Hofmann-Wellenhof et al., 2001).

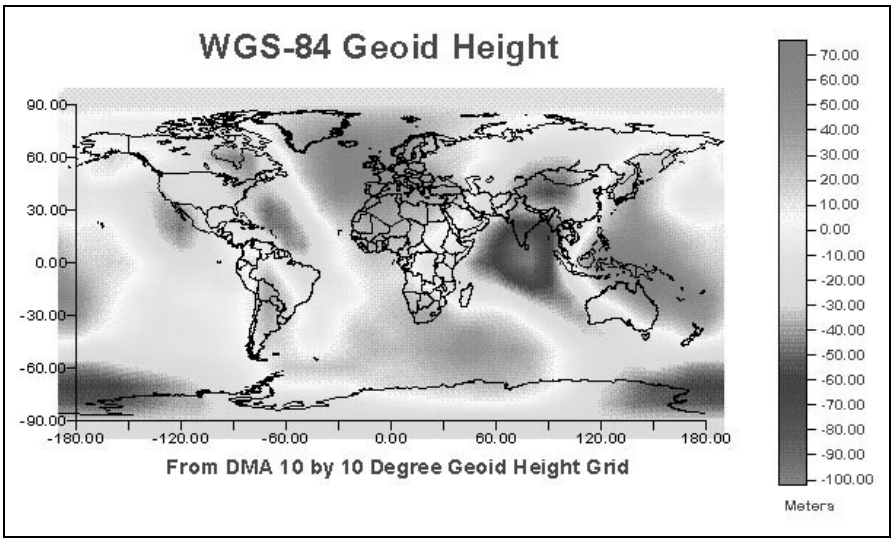


Figure 5. 4. Oscillations du géoïde par rapport au WGS-84 (d'après Dana, 2000).

1.4. Détermination des orbites

La précision du système GPS dépend essentiellement de la connaissance des orbites des satellites.

Le parcours d'un satellite en orbite autour de la terre est décrit par les lois de Kepler, qui considèrent comme seule force active la force d'attraction gravitationnelle de la Terre. Toutefois, plusieurs autres forces agissent sur les satellites, en perturbant leurs orbites (Fig. 5.5). Les principales sources de perturbation sont liées à la non sphéricité de la Terre, à la distribution non homogène de la densité dans la planète, à la force d'attraction de marée exercée par le Soleil et la Lune et à la pression de la radiation solaire.

A cause de ces perturbations, la position de chaque satellite est suivie en continu par les stations de contrôle, afin de pouvoir suivre de la façon la plus précise possible le mouvement des satellites et de transmettre aux satellites les paramètres de correction à insérer dans le message envoyé en continu par les satellites vers la Terre.

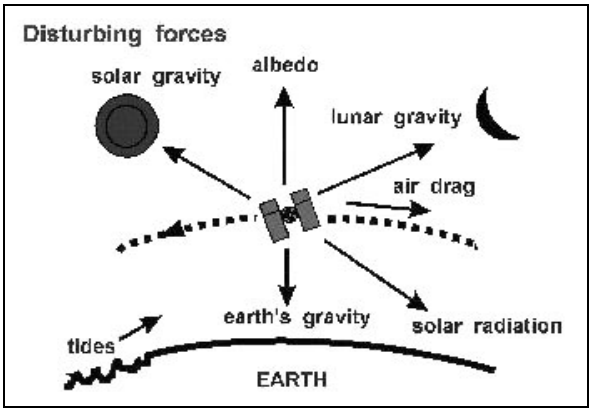


Figure 5. 5. Forces agissant sur l'orbite des satellites (d'après SNAP-UNSW, 1999).

Trois types de données orbitales sont disponibles afin de déterminer la position et les vecteurs vitesse des satellites dans un système de référence terrestre (Hofmann-Wellenhof et al., 2001). Les deux premiers types de données orbitales, « almanach » et « éphémérides *broadcast* », sont transmis par les satellites et, en conséquence, disponibles en temps réel, tandis que le dernier type, « éphémérides précises », est disponible quelques temps après la date d'enregistrement :

1. « almanach » : il s'agit de données peu précises, utiles dans la phase de planification de la mission et qui facilitent la recherche des satellites par le récepteur. Normalement mis à jour une fois par semaine, il comprend, pour chaque satellite, les paramètres de l'orbite et de l'horloge ;

2. « éphémérides *broadcast* » : les données orbitales de référence sont recalculées et transmises aux satellites au moins une fois par jour. Il s'agit donc de paramètres plus précis, contenant, outre des informations sur les orbites et sur les horloges des satellites, les termes de correction liées aux effets de perturbation de l'orbite ;
3. « éphémérides précises » : elles représentent le type de données orbitales le plus précis, contenant position et vitesse des satellites à intervalles constants, typiquement toutes les 15 minutes. Elles sont calculées à partir des données enregistrées en continu par les réseaux de stations à terre et disponibles avec un délai de quelques jours à deux semaines, selon la précision souhaitée. Le réseau le plus connu par les utilisateurs civils est l'IGS (*International GPS Service*) (Fig. 5.6), dont les données sont téléchargeables gratuitement sur internet.

Figure 5. 6. Réseau des stations IGS (d'après Hofmann-Wellenhof et al., 2001).

1.5. Structure et réception du signal

Le fonctionnement opérationnel du système est basé sur les données transmises depuis les satellites à l'utilisateur sous forme d'ondes électromagnétiques (Fig. 5.7).

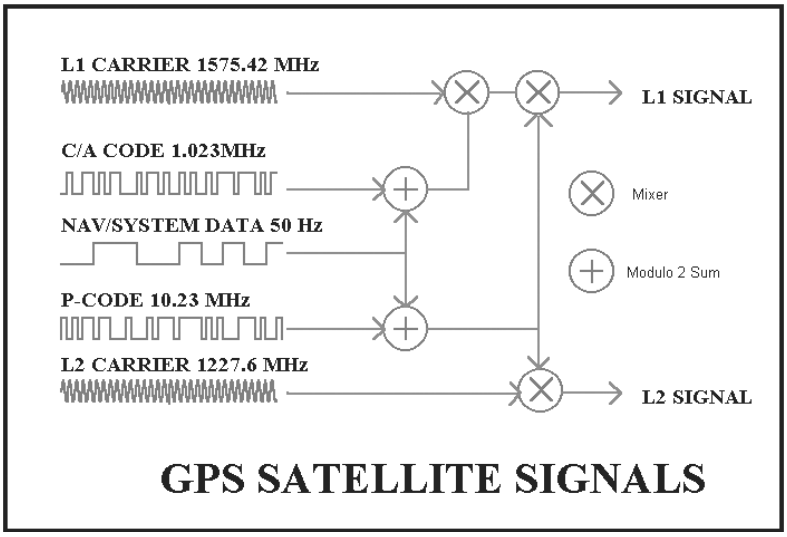


Figure 5. 7. Structure du signal GPS (d'après Dana, 2000).

Les oscillateurs présents à bord des satellites génèrent deux signaux L1 et L2, ayants une fréquence de 1575.42 MHz et 1227.60 MHz respectivement, correspondant à les longueurs d'onde de 19 cm et 25.4 cm.

Les porteuses L1 et L2 sont modulées par des codes, qui contiennent les informations sur l'horloge du satellite (*Coarse/Aquisition* code, ou *C/A-code*, et *Precision code*, ou *P-code*) et transmettent les paramètres orbitaux (message de navigation). Les deux ondes L1 et L2 sont modulées par le *P-code* et le message de navigation, tandis que L1 est modulée uniquement par le *C/A-code*.

De plus, le signal décrit ci-dessus est intentionnellement compliqué par des éléments de bruit (ex. *Selective Availability*, actuellement désactivée) ou de cryptage de code (ex. *Y-code*) mis en oeuvre par les militaires afin de rendre la méthode moins précise pour une utilisation civile.

Une fois émis par les satellites, le signal est capté par le récepteur GPS. Celui-ci reconstruit les différentes composantes du signal et notamment les ondes porteuses, en extrayant les données relatives aux horloges et aux messages de navigation (Fig. 5.8).

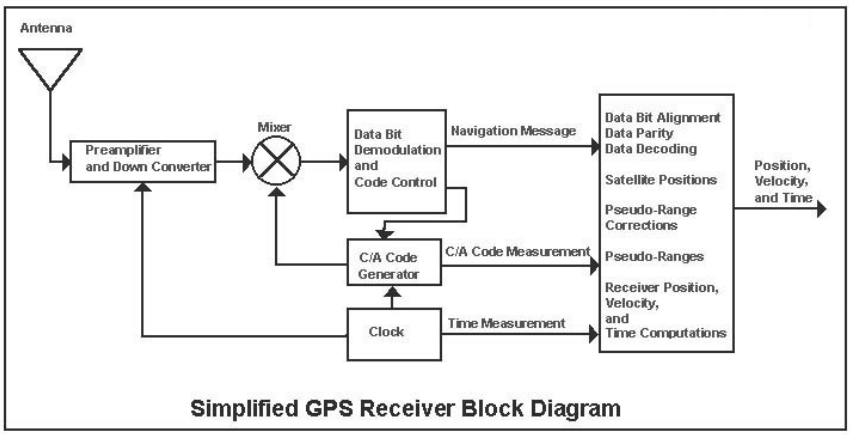


Figure 5. 8. Structure du récepteur (d'après Dana, 2000).

Données mesurées

Les données mesurées par le récepteur GPS sont des distances, déduites du temps de trajet ou de la différence de phase du signal. Les distances sont affectées par des erreurs dues à l'horloge du récepteur et à celle du satellite. En raison de ces erreurs, les distances sont appelées pseudo-distance (ou *pseudorange*).

En fonction du paramètre utilisé dans le calcul de la distance, on peut avoir des « pseudo-distances de code » ou des « pseudo-distances de phase ».

La « pseudo-distance de code » est la mesure du temps mis par le signal pour parcourir la distance satellite-récepteur. Le signal est généré et émis par le satellite dans sa propre échelle temporelle et reçu par le récepteur dans l'échelle de temps du récepteur. Les deux échelles temporelles étant légèrement différentes, une erreur est introduite dans la mesure. Pour le *C/A-code*, cette erreur équivaut à une incertitude de quelques m.

La « pseudo-distance de phase » correspond à la différence de phase entre le signal généré par le satellite, reçu par le récepteur, et le signal répliqué par l'oscillateur présent à l'intérieur du récepteur. La précision attendue par la porteuse L1 est de quelques mm.

Types de récepteur GPS

Divers types de récepteur sont utilisables selon la situation (ex. navigation, positionnement) et la précision requise. Basés sur le type d'observables et, en conséquence, sur le type de signal qu'ils sont capables de capter, les récepteurs GPS sont classés en quatre groupes :

1. récepteurs de pseudo-distance de code C/A : la pseudo-distance de code seulement est mesurée, en utilisant le code C/A. Normalement de dimensions très réduites et sans moyen de stockage de données, ces récepteurs ne permettent que des mesures de positionnement peu précises, suffisantes toutefois pour des applications de navigation (ex. voitures, bateaux).
2. récepteurs de porteuse de code C/A : les pseudo-distances de code et de phase de l'onde portante L1 sont obtenues. Seules les données mono-fréquence sont donc disponibles. Capables de mémoriser les données à utiliser dans la phase de post-élaboration, ils arrivent à des bonnes précisions sur des lignes de base courtes. Ils sont donc utilisables pour la plupart des applications statiques et cinématiques.
3. récepteurs de code P : les deux ondes portantes L1 et L2 étant mesurées, ces récepteurs sont capables d'obtenir des précisions de l'ordre du cm sur des lignes de base longues (100 Km) et du mm sur lignes de base modérées (20 Km).
4. récepteurs de code Y : capables de décrypter le code P quand le cryptage est activé, ces récepteurs ne sont utilisés que par des utilisateurs autorisés par le Département de la Défense des Etats-Unis.

1.6. Sources d'erreur

Les pseudo-distances de code et de phase sont affectées à la fois par des erreurs systématiques et par des erreurs accidentelles. Les sources d'erreurs peuvent être classées en trois types, respectivement liées au satellite, au milieu de propagation et au récepteur (Fig. 5.9).

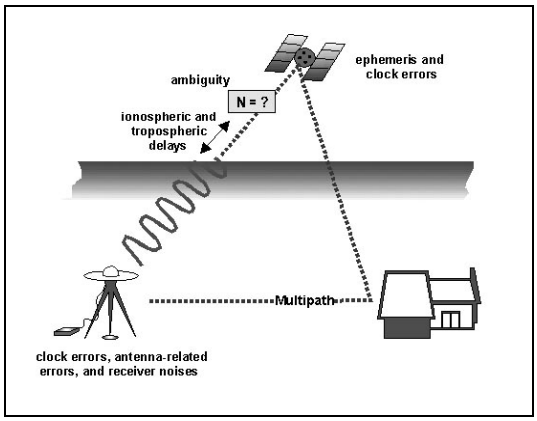


Figure 5. 9. Sources d'erreurs (d'après SNAP-UNSW, 1999).

Effets dus au satellite

Il s'agit d'erreurs liées à la mauvaise approximation de la position du satellite et aux erreurs de l'horloge interne.

Effets dus au milieu de propagation

Dans son parcours entre émetteur et récepteur, le signal GPS subit des perturbations, au cours de la traversée de l'atmosphère. Le signal est perturbé de manière différente quand il traverse l'ionosphère ou la troposphère, agissant respectivement comme milieu dispersant et réfractant. En particulier, la dispersion ionosphérique dépend de la fréquence du signal et peut donc être éliminé grâce à la combinaison des deux porteuses L1 et L2. Au contraire, la réfraction troposphérique ne dépend pas de la fréquence du signal, mais peut être partiellement modélisée à partir de données de température et de pression.

L'erreur causée par l'effet troposphérique peut être de l'ordre de 1 m, tandis que celle due à la dispersion ionosphérique peut atteindre 10 m.

Effets dus au récepteur

Les erreurs liées au récepteur GPS sont dues principalement à l'antenne et en particulier à la variation du centre de phase de l'antenne et aux phénomènes de multiréflexion du signal (*multipath*).

Le centre de phase de l'antenne est le point auquel la mesure de position se rapporte. Ce point ne coïncide pas avec le centre géométrique de l'antenne et est différent pour chaque modèle d'antenne. Le décalage du centre de phase par rapport au centre géométrique peut être estimée à partir de tests effectués en laboratoire. De plus, la position du centre de phase varie en fonction du signal à l'arrivée. En particulier, la variation dépend de l'orientation, de l'azimut et de l'intensité du signal capté. La position du centre de phase peut varier de quelques cm.

Le signal GPS peut arriver à l'antenne par plusieurs parcours. En plus du signal direct en provenance du satellite, l'antenne capte les signaux qui sont réfléchis par le terrain et par d'autres objets présents alentours (Fig. 5.10). En conséquence, le signal reçu est affecté par un décalage de phase, qui dépend des différences de parcours suivi. La modélisation de l'effet des multiréflexions se révèle difficile. Cependant, cet effet est dépendant de la fréquence du signal et, donc, estimable dans la phase de post-traitement des données grâce à la combinaison des deux fréquences porteuses. De plus, l'effet de multiréflexion peut être

réduit en prolongeant le temps d'observation et en utilisant des antennes particulières, capables de diminuer cet effet, grâce, par exemple, au filtrage du signal reçu par rapport à sa polarisation ou à sa bande. L'erreur provoquée par cet effet peut arriver à quelques dizaines de cm.

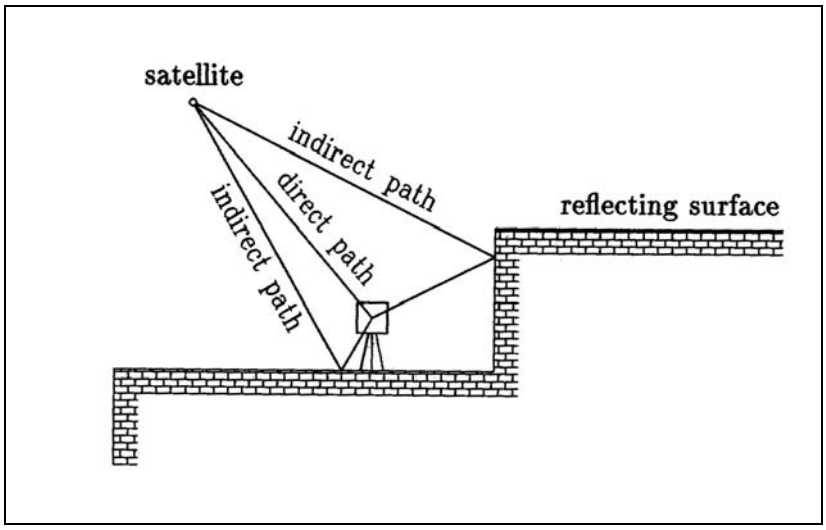


Figure 5. 10. Effet de multiréflexion (*multipath*) (d'après Hofmann-Wellenhof et al., 2001).

En outre, une dernière source d'erreur, qui peut être imputée à la fois au satellite et au récepteur, est la résolution de l'ambiguïté de la phase, c'est-à-dire la détermination du nombre de longueur d'onde accompli pendant le trajet.

1.7. Importance de la configuration géométrique

La précision avec laquelle les positions sont calculées dépend aussi de la configuration géométrique des satellites, qui change au cours du temps. La qualité de la configuration géométrique est quantifiée par le paramètre appelé Dilution de la Précision (DOP). En général, la configuration est meilleure pour des valeurs de DOP basses (Fig. 5.11).

Il existe plusieurs types de dilution de la précision, en fonction des composantes considérées. Il y aura donc, par exemple :

- PDOP : dilution de la précision de la position ;
- GDOP : dilution de la précision géométrique ;
- HDOP : dilution de la précision horizontale ;

- VDOP : dilution de la précision verticale ;
- TDOP : dilution de la précision temporale.

En générale, la valeur de GDOP, qui reflète la condition géométrique instantanée relative à un seul point, est considérée bonne si inférieure à 6.

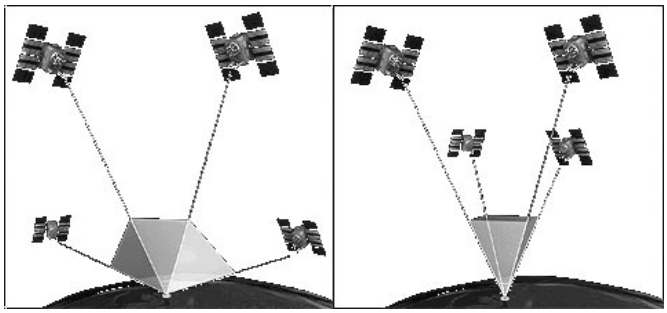


Figure 5. 11. Configurations du GDOP. La valeur du DOP est inversement proportionnelle au volume du corps formé par les points obtenus par l'intersection d'une sphère unitaire avec les vecteurs directs du point mesuré vers les satellites. La configuration est meilleure pour valeurs du volume du solide hautes (a), et donc pour DOP basses (d'après Ashjaee & Ashjaee, 1998).

La valeur de DOP peut être calculée directement à partir des données de navigation des satellites (comme l'almanach), sans qu'il soit nécessaire d'effectuer la mesure de position. Elle peut donc être utilisée dans la phase de planification de la mission (Fig. 5.12).

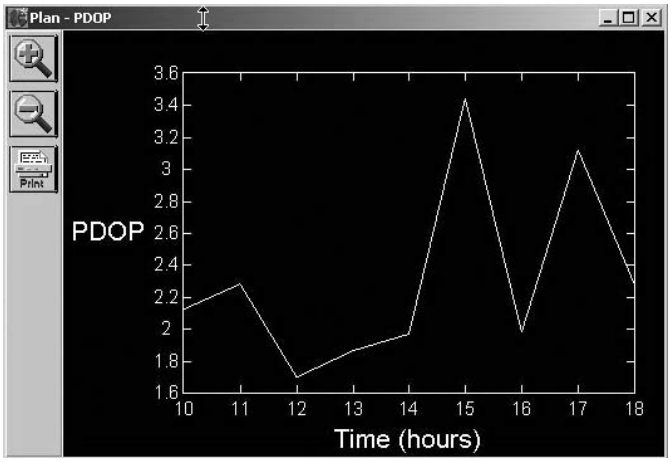
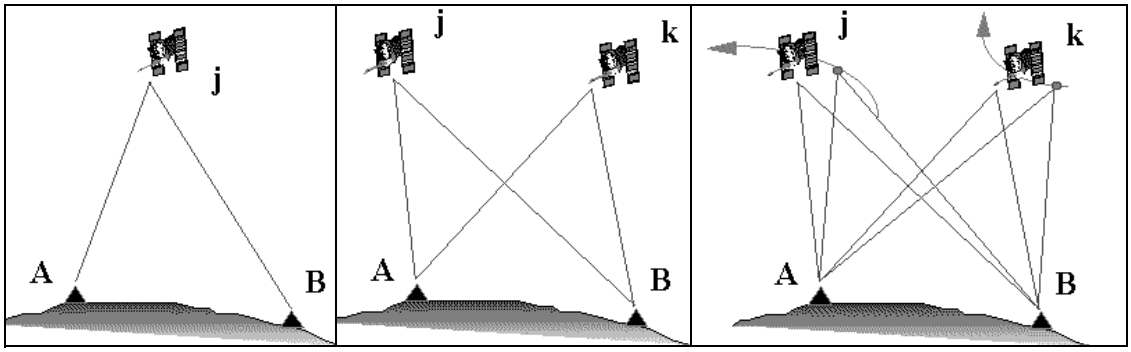


Figure 5. 12. Variation du PDOP au cors du temps.

1.8. Remèdes aux sources d'erreurs : différences de phase

La plupart des erreurs citées ci-dessus peuvent être éliminées, réduites ou modélisées dans la phase de post-traitement des données. A cette fin, des méthodes de différenciation de la phase peuvent être utilisées (Fig. 5.13) :



a) b) c)

Figure 5. 13. Différences de phase : single (a), double (b) et triple différence (c) (d'après Q.E.S.T., 1998).

- différence simple (ou différence entre récepteurs) (Fig. 5.13a) : deux points et un satellite étant impliqués, les erreurs d'orbite, d'horloge du satellite et d'atmosphère locale sont éliminées ;
- différence double (ou différence entre récepteurs et entre satellites) (Fig. 5.13b) : deux points et deux satellites étant impliqués, les erreurs d'horloge du récepteur sont éliminées davantage ;
- différence triple (ou différence entre récepteurs, entre satellites et entre temps) (Fig. 5.13c) : deux points et deux satellites étant toujours impliqués, deux époques temporelles sont considérées, ce qui permet d'éliminer l'erreur due à l'ambiguïté de la phase.

Le principe se base sur le fait que les erreurs dues à des circonstances locales se reproduisent de la même manière sur deux récepteurs placés à une distance relativement courte. En particulier, les erreurs dues à l'horloge, à l'orbite du satellite, à l'ionosphère, à la troposphère et à la *Selective Availability* peuvent être éliminées en enregistrant en même temps les données sur deux ou plusieurs récepteurs. Dans tous les cas, une des stations de mesure est considérée comme station de base, tandis que les autres sont considérées comme stations mobiles. La distance entre une station de base et une station mobile est appelée ligne de base (*baseline*). Si les stations, de base et mobiles, sont proches, la

corrélation entre les erreurs aux stations est forte ; cette corrélation diminue avec l'augmentation de la ligne de base.

Les informations reçues à la station base peuvent être transmises directement à la station mobile par connexion radio en temps réel, ou mémorisées pour être utilisées dans la phase de post-traitement.

1.9. Techniques d'observation

Plusieurs techniques d'observation sont utilisables ; elles impliquent l'emploi de un ou plusieurs récepteurs, statiques ou en mouvement. Le choix de la technique dépend de l'application envisagée et de la précision nécessaire.

Positionnement ponctuel absolu

Dans le cas d'utilisation d'un seul récepteur, seule la mesure de pseudo-distance de code est effectuée. Les utilisateurs civils ont accès uniquement au positionnement absolu par le code C/A, qui, après l'extinction de la SA, permet d'atteindre une précision d'environ 10 m avec une probabilité de 95%.

Positionnement différentiel

La technique du positionnement différentiel (DGPS) se base sur l'utilisation d'au moins deux récepteurs, dont un est considéré comme référence et placé en un point connu. Les récepteurs enregistrent en même temps le signal en provenance d'au minimum quatre satellites, qui doivent être visibles sur les deux sites simultanément. A partir des coordonnées du point de base, des corrections sont réalisées à la station de référence et transmises en temps réel, par connexion radio ou similaire, à la station mobile, permettant le calcul instantané de la position de la station avec une précision bien meilleure que le positionnement absolu (Fig. 5.14a).

Positionnement relatif

La technique qui permet d'atteindre la meilleure précision est celle du positionnement relatif avec mesure de la phase portante. Le principe de base est le même que pour le

DGPS : deux récepteurs placés sur deux stations différentes enregistrent en même temps le signal en provenance des mêmes satellites. A la différence du positionnement différentiel, dans le positionnement relatif les solutions sont obtenues par combinaison directe (notamment différences de phase) des mesures effectuées aux deux stations après la détermination du vecteur entre les deux stations (vecteur de ligne de base), généralement dans la phase de post-traitement des données (Fig. 5.14b). La durée des sessions de mesure varie en fonction de la ligne de base, du nombre de satellites visibles et de la configuration géométrique des satellites. La précision atteinte par cette méthode est liée à la longueur de la ligne de base. Elle est de l'ordre de 1 à 0.1 ppm pour des lignes de base jusqu'à 100 Km.

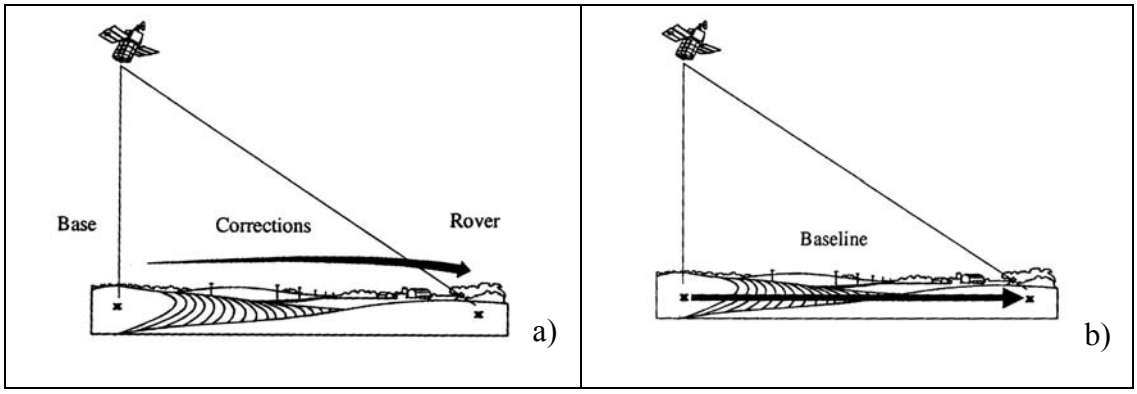


Figure 5. 14. Techniques d'observation : positionnement différentiel (a) et relatif (b) (d'après Hofmann-Wellenhof et al., 2001).

Positionnement statique et cinématique

Le récepteur GPS, dont on veut connaître les coordonnées, peut être fixe pendant la durée de la session de mesure, ou en mouvement. Dans le premier cas on parle de positionnement statique, alors que dans le deuxième on parle de positionnement cinématique. Les trois coordonnées spatiales du récepteur mobile changent alors avec le temps.

La technique du positionnement cinématique absolu est utilisée dans les applications de navigation, notamment pour la détermination des trajectoires des véhicules au cours du temps, ou pour créer des cartes topographiques d'une région vaste de manière rapide.

La technique du positionnement cinématique relatif implique le mouvement du récepteur mobile pendant la mesure. Utilisée dans les mêmes cas que le positionnement absolu cinématique, cette méthode permet d'arriver à des précisions de l'ordre du cm pour des lignes de base de quelques km. Dans le cas où les deux stations sont en communication

radio entre elles, on parlera de positionnement cinématique en temps réel (RTK – *Real Time Kinematic*).

1.10. Planification des missions

La bonne réussite d'une mission de mesure GPS implique une planification liée aux aspects les plus pratiques de la méthode, comme la visibilité et la configuration géométrique des satellites, la longueur des sessions de mesure ou l'installation des points de mesure. Ce paragraphe se veut être une synthèse des principales démarches à suivre avant et pendant une mission.

Sélection des points de mesure

La première étape à accomplir pendant la planification d'une campagne GPS est le choix de la position de chaque point de mesure. Au-delà des considérations spécifiques liées au type de phénomène à surveiller, les points doivent être installés de manière qu'il n'y ait pas d'obstacles au-dessus de 20° d'élévation, qui pourraient empêcher la visibilité des satellites par l'antenne, et pas de surfaces réfléchissantes, qui pourraient faciliter les multiréflexions. En outre, les points de bonne accessibilité seront préférés, de façon à pouvoir augmenter le plus possible la productivité de la mission. Dans le cas de l'utilisation de méthodes de positionnement relatif ou différentiel, la connaissance des coordonnées du ou des points à utiliser comme stations base peut être importante.

Choix de la fenêtre temporelle d'observation

Comme il a été dit précédemment, le nombre de satellites visibles simultanément et leur configuration géométrique joue un rôle très important dans la bonne détermination de la position. Les fenêtres temporelles optimales sont caractérisées par un nombre important de satellites, notamment supérieur à 4, ayant la meilleure configuration géométrique possible (valeur de DOP la plus petite possible).

La plupart des logiciels de traitement de données GPS contiennent des outils de planification, qui, à partir des données de navigation des satellites (fichier almanach ou éphémérides) et des coordonnées du point à investiguer, donnent la couverture satellitaire

en termes de nombre de satellites, d'élévation, d'azimut et de PDOP en fonction du temps (Fig. 5.15).

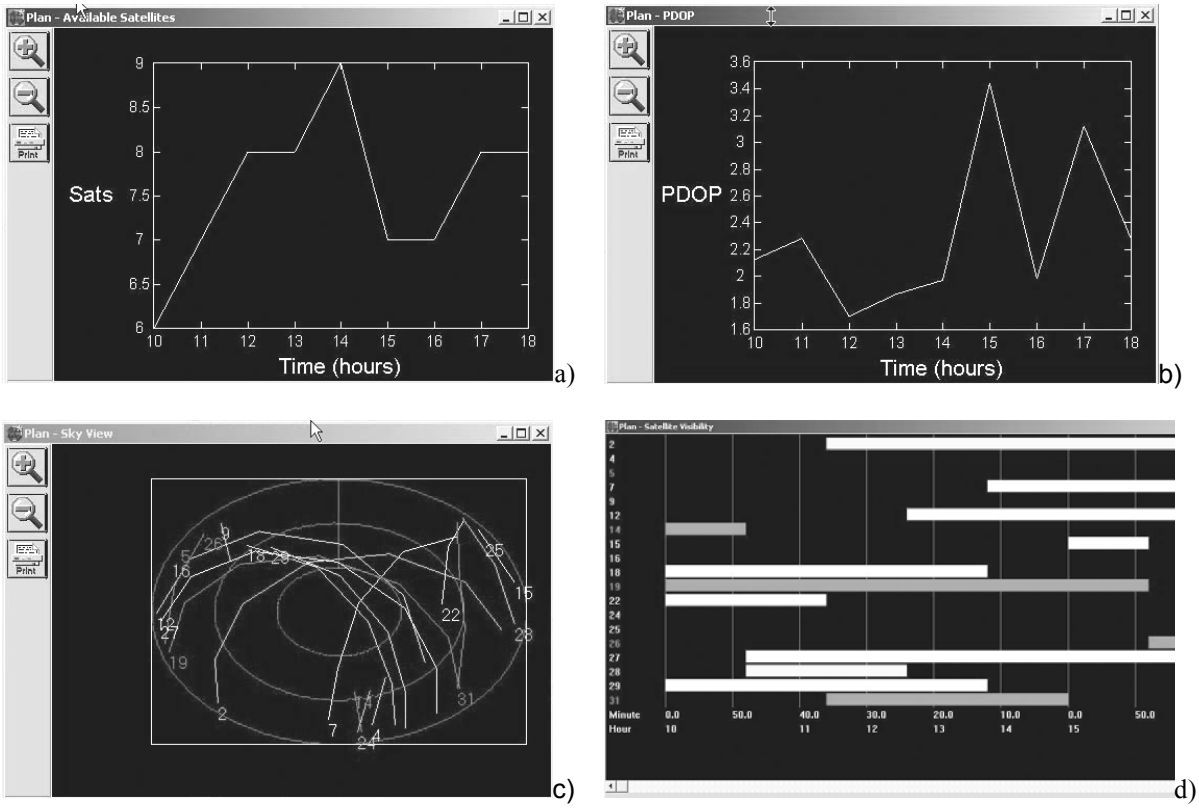


Figure 5. 15. Planification de la mission avec le logiciel MSTAR. a), variation du nombre de satellites au cours du temps ; b) variation du PDOP su cours du temps c) vue des parcours des satellites dans la voûte céleste ; d) intervalle temporel pendant lequel chaque satellite est visible.

Détermination de la longueur des sessions de mesure

La longueur de la session de mesure sur chaque point mobile dépend de plusieurs facteurs :

- la longueur de la ligne de base entre le point et la station de référence ;
- le nombre de satellites visibles au-dessus de l'horizon, avec un minimum de 15° d'élévation ;
- la configuration géométrique (valeur de DOP) et sa variation pendant la mesure ;
- l'intensité du signal reçu par le récepteur.

En général, la session sera plus courte pour des lignes de base courtes. Le Tableau 5.1 montre des valeurs de durée de sessions en fonction de la ligne de base dans le cas

d'un positionnement statique conventionnel avec récepteurs mono-fréquence, quatre à six satellites étant visibles au point de mesure.

***Baseline* (km)**	**Session (min)**
1	20-35
5	25-45
10	35-60
20	55-90

Tableau 5. 1. Durée des sessions de mesure en fonction de la longueur de la ligne de base pour positionnement statique conventionnel avec récepteurs mono-fréquence (d'après Hofmann-Wellenhof et al., 2001).

Dans le cas du positionnement relatif statique, la technique statique rapide peut être utilisée ; grâce à l'utilisation des méthodes de combinaison de code et phase sur les deux fréquences. Cette technique permet d'obtenir la résolution de l'ambiguïté de la phase et, donc, des hautes précisions, sur des sessions de mesure plus courtes. Le Tableau 5.2 montre les durées des sessions de mesure pour des lignes de base allant jusqu'à 20 Km, dans les cas de positionnement statique conventionnel et de positionnement statique rapide, en supposant quatre satellites visibles avec une géométrie favorable. Théoriquement, l'addition d'un satellite peut diminuer la longueur des sessions de 20%.

Récepteur	**Statique**	**Statique rapide**
L1	30 min + 3 min/km	20 min + 2 min/km
L1 + L2	20 min + 2 min/km	10 min + 1 min/km

Tableau 5. 2. Durée des sessions de mesure pour le positionnement statique conventionnel et le positionnement statique rapide (d'après Hofmann-Wellenhof et al., 2001).

Installation des bornes de mesure

Quand on prévoit de réoccuper le même point lors de missions successives, la station de mesure doit être installée de manière qu'elle ne soit pas sujette à des déplacements dus à des facteurs extérieurs au phénomène suivi. En fonction de la précision attendue, les points peuvent être marqués par de simples plaques métalliques, ou scellés sur la roche solide ou sur un pilier en béton.

Installation de l'antenne

Une fois que les points ont été matérialisés, l'antenne peut être installée. En fonction du type de borne créé pour chaque point, l'antenne peut être montée sur un trépied, sur un support ou sur un pilier.

Comme il a été dit au paragraphe 1.6, la position est mesurée au centre de phase de l'antenne. Il est donc nécessaire d'effectuer une mesure de la hauteur du centre de l'antenne par rapport au sol et de son inclinaison, afin de pouvoir rapporter les coordonnées calculées à leur position réelle. De plus, l'utilisation de la même antenne pour des mesures successives sur le même site est préférable.

2. Application du GPS aux glissements de terrain

2.1. Méthodes de mesure de déplacement en surface

La mesure des déplacements en surface se révèle être la manière la plus simple pour analyser l'évolution d'un glissement et de discriminer les zones caractérisées par des mécanismes ou des comportements différents.

Le Tableau 5.3 montre les méthodes généralement utilisées pour les mesures de surface, résumées par Gili et al. (2000). Chacune de ces méthodes, utilisée seule ou en combinaison avec d'autres, est capable d'obtenir des informations différentes. Un instrument comme l'extensomètre fournit des mesures de distance avec une bonne précision sur des longueurs maximales de plusieurs dizaines de mètres, tandis que la technique utilisée par le distancemètre électronique (EDM) permet d'obtenir des mesures de distance avec une bonne précision, exploitables dans le rayon maximum d'une quinzaine de kilomètres. Le nivellement topographique, d'une précision de l'ordre de quelques mm/km, est une méthode qui donne des informations uniquement sur la composante verticale. D'autre part, les techniques capables de mesurer les trois coordonnées, comme la triangulation ou la photogrammétrie, requièrent des conditions particulières : si dans le cas de la première les précisions atteintes sont de l'ordre de 5-10 mm, bien que dans une dimension limitée du territoire observable, pour la deuxième la précision peut arriver au maximum à quelques cm dans le cas de la photogrammétrie terrestre et à la dizaine de cm pour la photogrammétrie aérienne.

Method	Results	Typical range	Typical precision
Precision tape	Δdistance	<30 m	0.5 mm/30 m
Fixed wire extensometer	Δdistance	<10–80 m	0.3 mm/30 m
Rod for crack opening	Δdistance	<5 m	0.5 mm
Offsets from baseline	ΔH, ΔV	<100 m	0.5–3 mm
Surveying triangulation	ΔX, ΔY, ΔZ	<300–1000 m	5–10 mm
Surveying traverses	ΔX, ΔY, ΔZ	Variable	5–10 mm
Geometrical levelling	ΔZ	Variable	2–5 mm/km
Precise geometrical levelling	ΔZ	Variable	0.2–1 mm/km
Electronic distance measurement (EDM)	Δdistance	Variable (usual 1–14 km)	1–5 mm+1–5 ppm
Terrestrial photogrammetry	ΔX, ΔY, ΔZ	Ideally <100 m	20 mm from 100 m
Aerial photogrammetry	ΔX, ΔY, ΔZ	H_{flight} <500 m	10 cm
Clinometer	$\Delta\alpha$	±10°	0.01–0.1°
GPS	ΔX, ΔY, ΔZ	Variable (usual <20 km)	5–10 mm+1–2 ppm

[a] Note: 1 ppm means one part per million, or one additional millimetre per kilometre of measured line.

Tableau 5. 3. Méthodes de mesure de surface (d'après Gili et al, 2000).

En considérant à la fois la précision atteinte par chaque méthode, la dimension de la surface couverte et le type de résultat obtenu, la méthode GPS est l'une des meilleures,

obtenant des informations sur les trois coordonnées X, Y et Z avec une précision typique de 5-10 mm sur des distances de plusieurs kilomètres. De fait le GPS est devenu une des techniques les plus utilisées dans le domaine des mesures de déplacement de surface et notamment appliquées aux glissements de terrain.

2.2. Avantages et désavantages du GPS dans la surveillance des glissements de terrain

L'utilisation de la méthode GPS pour le suivi des glissements de terrain présente plusieurs avantages :

- les stations de mesures, de base et mobile, ne doivent pas nécessairement être visible entre elles ;
- des surfaces d'une dimension considérable peuvent être couvertes, sans réduction importante de la précision de la méthode ;
- les mesures peuvent être effectuées dans n'importe quelles conditions météorologiques et d'illumination ;
- la technique étant indépendante de l'opérateur, les mesures effectuées en différentes missions sont généralement cohérentes ;
- les données sont disponibles directement en format numérique ;
- les instruments de mesure ne requièrent pas la présence d'un utilisateur expert.

Malgré tous les avantages énumérés ci-dessus, la technique présente aussi quelques inconvénients :

- les points de mesure doivent être accessible à l'opérateur, qui doit pouvoir installer l'antenne à l'endroit choisi ;
- en présence de végétation dense, le signal peut arriver seulement partiellement à l'antenne, ou être complètement masqué ;
- la présence d'obstacles au-dessus de 15° sur l'horizon ou de surfaces réflectantes peut créer des problèmes au signal, qui peut être partiellement masqué ou donner lieu au phénomène de multiréflexion, causant des erreurs dans la mesure ;
- le temps requis pour effectuer les mesures peut parfois être plus long par rapport aux autres techniques ;

- le prix de l'équipement n'est pas toujours accessible, bien que les dernières années aient vu une baisse importante des prix de l'instrumentation.

Dans la plupart des cas, les avantages dépassent de loin les inconvénients et la méthode peut être appliquée avec succès.

Dans le cas de la surveillance des sites instables, quelques précautions sont nécessaires. En premier lieu, les points de mesure doivent être positionnés de manière à ce qu'ils reflètent les caractéristiques de la zone environnant ; la distribution du réseau de points doit donc tenir en compte des caractéristiques géomorphologiques et cinématiques de la surface considérée. Une fois les points choisis, ils doivent être bornés de façon à ne pas être sujets à des tassements dus à la structure de la borne. Enfin, il veut mieux inclure, parmi les points mesurés quelques points en dehors de la zone en mouvement, à utiliser comme stations de base ou pour des tests sur la précision de la mesure.

2.3. Suivi du glissement de La Valette par GPS

Le site d'étude de la Valette est favorable à l'utilisation de la technique GPS. La zone en glissement se trouve sur la rive droite de la Vallée de l'Ubaye, en position appropriée pour la vue d'une bonne partie de ciel. De plus, la zone en mouvement se développe sur un versant peu habité et sans structures particulières qui peuvent empêcher la réception du signal GPS. Ces considérations nous ont donc amené à expérimenter cette méthode, afin de mieux comprendre la cinématique de la masse en mouvement.

2.3.1. Differential mono-frequency GPS monitoring of the La Valette landsldie (French Alps)

L'article qui suit a été soumis à Engineering Geology.

Differential mono-frequency GPS monitoring of the La Valette landslide (French Alps)

C. Squarzoni [a,b,*], C. Delacourt [a] and P. Allemand [a]

[a] Laboratoire Sciences de la Terre, UMR 5570, UCB-Lyon1 & ENS-Lyon, Lyon, France
[b] Dipartimento di Geologia, Università di Padova, via Giotto, 1 - 35137 Padova, Italy

Keywords: differential mono-frequency GPS, landslide, monitoring, Alps.

Abstract

In the last years, the Global Positioning System techniques have been more and more employed in landslide monitoring. Here we present an application of the GPS techniques on the La Valette landslide, located in the Ubaye Valley in the southern French Alps. This complex landslide is composed by an upper part affected essentially by rotational mechanism, a central part with a generally translational movement and a lower part, occasionally transforming in mud flow in coincidence with strong rainfall events. Displacement rates are in average of a few centimeters per month and can reach one centimeter per day during strong events. GPS data presented in this study have been acquired with a couple of mono-frequency GPS receivers Magellan ProMARK X-CM associated with multipath-resistant antennas and processed with the Magellan post-processing software MSTAR. Nine points have been set in the whole zone, seven of them in the moving area, one in a stable area near the landslide and one on the facing slope, used as reference point. For each measure, one GPS receiver is placed on the base point for the whole day and the second one is placed on each monitored point for one-hour sessions. The baseline between base and monitored point ranges from 480 and 1660 m. Eight campaigns of measure have been made between October 2000 and October 2002, to follow the evolution of the surface displacements. The maximum cumulative 3D displacement observed in the area reaches about 21m during the whole period, with higher activity in the center part of the landslide with respect to the other sectors of the slope. The accuracy achieved during the GPS measurements has been

evaluated in about 2.4 cm in E-W direction, about 11 cm in N-S direction and about 7.4 cm in altitude in the worst case. The GPS results have been compared with the distance-meter measurements (EDM) achieved on the same site by RTM Service (Restauration des Terrains en Montagne). The velocities obtained by the two methods are similar. The advantage of the GPS technique is the obtention of the real 3D displacement vector. These measurements have been combined with SAR interferometric data in order to analyse the temporal evolution of the different landslide sectors.

1. Introduction

In the last decade, the Global Positioning System (GPS) techniques have been widely employed in monitoring superficial movements on unstable areas, whether as complement to the conventional surveying methods or as a valid alternative to them. The application of the GPS system in the specific field of landslide monitoring is also improving. Valid examples can be found on the large number of publications coming out in the last years on this topic.

In Gili et al. (2000), after a general overview of the technique principles, a particular look at its applicability to landslide monitoring can be found, with a description of the field methods used in landslide monitoring; in Duranthon (2000) the employment of GPS technique in the monitoring of landslide sites is considered; in Moss (2000) rapid static GPS technique provides a valuable method for monitoring areal extent and development of landslide processes; in Malet et al. (2002) and in Rutigliano et al. (2002) continuous GPS monitoring on different landslides is presented; in Coe et al. (2003) seasonal and annual landslide movements have been reconstructed, related to meteorological data. In all these works, the GPS technique is confirmed as a suitable technique for monitoring landslide having velocities ranging between a few cm per month to some cm per day, especially in combination with the traditional methods; this is confirmed by the validation of the GPS data, carried out with EDM (electronic distance meter), extensometric, topometric and inclinometric measurements, showing a practical precision ranging between some mm, in the case of continuous monitoring, to a few cm (2.5 – 3 cm) in the case of discontinuous rapid static or static positioning.

The major advantages in using this technique in regard to optical methods are: (i) GPS can monitor large areas without strongly reduce the precision of the measurements; (ii) GPS don’t need direct visibility between base and monitoring point; (iii) GPS is able to work in any weather condition.

Despite these positive features, encouraging large use of this monitoring technique, the accurate determination of points requires often the use of dual-frequency GPS receivers, instrumentation which is able to perform very precise position determinations; however this instrumentation is normally rather expensive and the post-processing of the collected data requires a considerable dedication. For these reasons, GPS dual-frequency equipment is not always accessible.

The purpose of this work is then to show the capabilities of relative low cost mono-frequency GPS equipment to follow surface displacements. The application site is La Valette landslide, located in the southern French Alps, near the Barcelonnette village.

The results of some measure campaigns are presented, carried out between October 2000 and October 2002. A comparison between GPS and EDM (electronic distance meter) measurements and with differential SAR interferometric data is shown, with the aim to validate the GPS displacement data and to precise the surface evolution study already carried out on the La Valette landslide.

2. The La Valette landslide

The “La Valette” landslide is located in the southern French Alps, north of the Mercantour massif, near the Barcelonnette village, on the right side of the Ubaye valley (Fig. 1).

The geological sequence in the landslide slope is formed, from the base to the top, by the Callovo-Oxfordian “Terres Noires” formation, mainly constituted of closed stratified black marls and forming the central and lower parts of the slope, and the Helminthoid Flysch of the Ubaye-Embrunais nappes, dated Upper Cretaceous-Upper Eocene, forming the upper part of the slope and composed by black schists, locally with layers or blocks of limestone and sandstone (Kerckhove, 1969). The geological contact between the two formations is a thrust, which puts in contact two formations with very different hydrogeological properties, as the impermeable “Terres Noires” and the highly fracturated and high permeable flysch formations, favouring water circulation in correspondence of the thrust, where a large number of springs has been mapped (Dupont and Taluy, 2000). On the lower part of the slope, up to 1500 m of altitude, the sequence is covered with Quaternary deposits consisting of Würm morainic deposits of the Ubaye valley glacier.

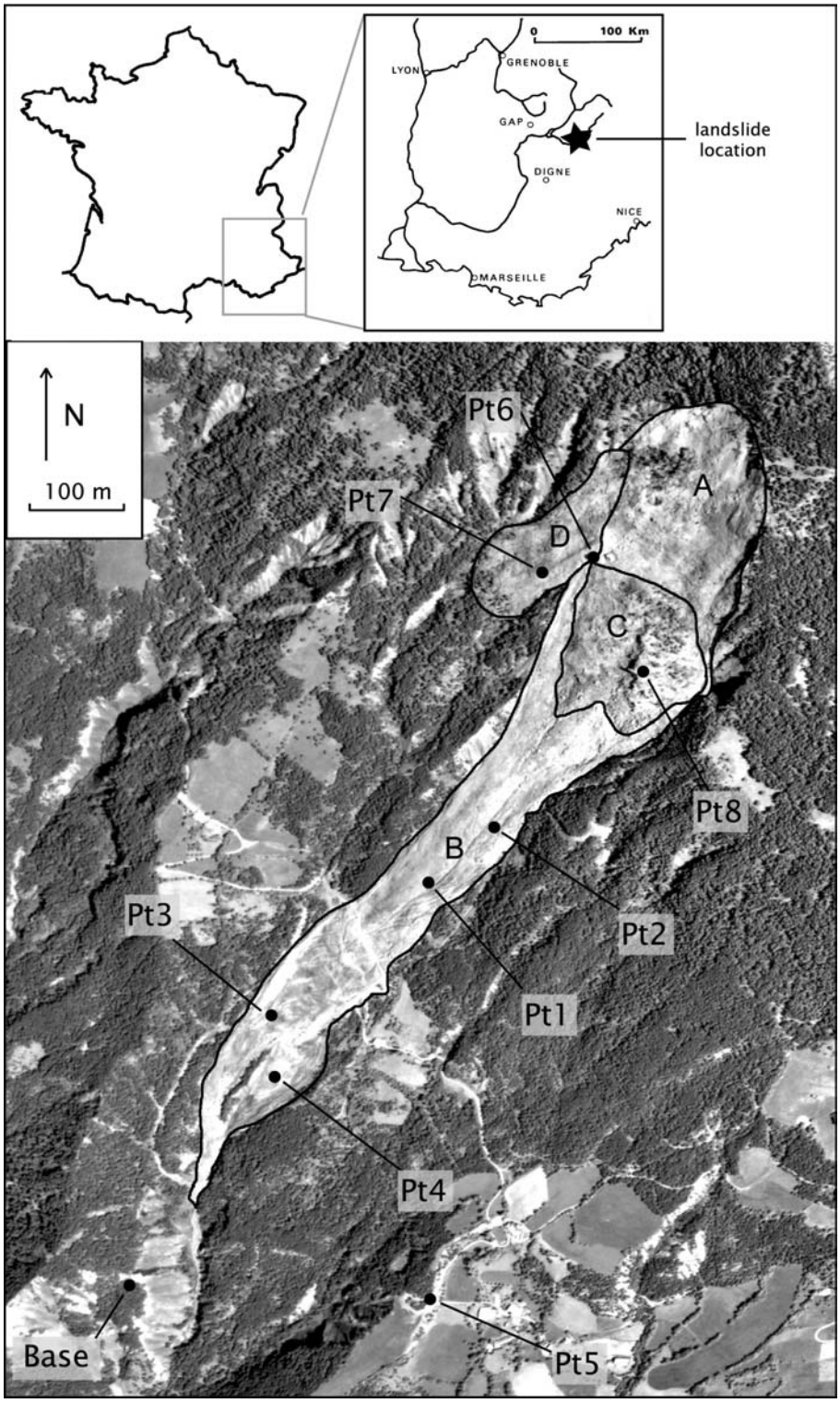


Figure 1. Aerial photograph taken in 1996 of the La Valette landslide area, located in the southern French Alps. The black outline represents the distinction of four zones, identified by geomorphological studies and ground surveys, characterised by a different surface evolution (sectors A, B, C, D; see text for explanations). The location of GPS base and monitoring points is shown.

From a geomorphological point of view, four zones of the landslide can be distinguished (Potherat, 2000; Squarzoni et al., 2003): (Fig. 1) an upper part, formed by a

nearly vertical scarp in the black schists reshaped by the landslide evolution (sector A); a highly fractured limestone scale about 200 m wide, generating abundant rock falls and producing a steep debris accumulation of rock masses reaching up to some cubic meters in volume (sector C); a lower part, characterized by an earth-flow mainly constituted by black marls and moraines, with a more regular morphology (sector B); a second, smaller earth-flow, developing from the upper western side of the landslide main corps (sector D). The instability involves nowadays an area of about 0.5 km^2, extending between 1900 m and 1300 m of altitude, with a length of about 2000 meters and a width at the top of the landslide of 450 meters. The depth of the sliding surface in the middle part of the landslide has been estimated of about 25 meters by means of seismic profiles (Evin, 1992).

The landslide started in 1982 in the upper part, in correspondence of the thrust (Colas and Locat, 1993) and propagated on the rest on the slope, involving the “Terres Noires”, very sensible to physical weathering processes (Antoine et al., 1995). This created a complex landslide structure, with an upper part affected essentially by rotational mechanism, a central part with a generally translational movement and a lower part (Potherat, 2000; Squarzoni et al., 2003) occasionally transforming in mud flow in coincidence with strong rainfall events.

Some surface displacement data are already available from EDM (electronic distance meter) measurements, carried out by the “Restauration des Terrains en Montagne” Service (RTM), and from differential SAR interferometric studies (Vietmeier et al., 1999; Squarzoni et al., 2003). The EDM measurements allow to follow the landslide surface evolution since 1988, showing some velocity peaks of a few tens of cm per day in periods of intense activity (spring-summer 1989 and autumn-winter 1991-1992) and a general decreasing trend since 1996, with mean annual velocity values of about 0.8 cm/day in the central part. The differential SAR interferometric results, coming from an analysis of the surface displacement between 1991 and 1999 by means of some ERS data, let to map the above described four geomorphological zones from a kinematic point of view (Squarzoni et al., 2003). In general, the upper part of the B sector and the A sector are the fastest, with maximum velocity values of around 2 cm per day during 1996, decreasing to around 0,4 in 1999, with the same decreasing trend shown since 1996 by EDM data.

3. GPS equipment and method of data acquisition

The GPS technique has been already described elsewhere (Leick, 1995; Hofmann-Wellenhof et al., 2001), to which the reader is invited to refer for some theoretical

specifications.

The GPS data presented in this study have been acquired with a couple of mono-frequency GPS receivers Magellan ProMARK X-CM, which are hand-held receivers capable to collect pseudorange and carrier phase data. Each of them is equipped with an external antenna limiting multi-path reflection problems.

Nine points of measure have been set in the whole zone, seven of them in the landslide body, one on the facing slope, used as reference point, and a last additional one in a stable area south-west of the landslide (Fig. 1).

Because of the geomorphological and kinematical heterogeneities of the landslide area, the location of the monitoring points has been choosen to observe the evolution zones with different surface velocities. For this purpose, four GPS points have been placed in the principal earth-flow (sector B - points 1, 2, 3, 4), the first two located upstream and the second two downstream to the country road existing at around 1500 m of altitude. Another point has been set up in the secondary smaller earth-flow (sector D - point 7). One other on a rocky outcrop in correspondence to the limestone scale in the upper part, on the top of the debris accumulation (Rocher Blanc, sector C - point 8); a last one on a rock block of around 30 m^3 located approximately at the limit between the principal and the secondary earth-flow (point 6).

GPS antennas used for the measuring campaign have been mounted on a tube around 1.3 meter high, installed on a hand-made concrete base inserted a few ten of centimeters in the terrain or cemented on the rock mass, as for the point 6 and 8 (Fig. 2). Before each acquisition, the distance of the phase centre of the antenna from the base and the angle of the tube to the vertical, as well as the angle between the tube and the vertical, were systematically measured and taken into account in the post-processing step.

Figure 2. Different GPS antenna installations. a) Reference point: the concrete base is inserted a few tens of centimetres in the terrain; b) Pt6: the base is cemented on the rock mass surface.

Eight campaigns of measure have been made between October 2000 and October 2002, to follow the evolution of the surface displacements (Table 1). The first four points have been monitored for all the campaigns, the points 6, 7 and 8 have been measured since may 2001, because they were installed later, and the point 5 has been measured only 4 times, because its position, out of the moving area.

Dates of GPS campaigns	Time elapsed (days)
October 30 – November 01, 2000	/
April 29 – May 03, 2001	181
June 06 – 08, 2001	38
August 05 – 10, 2001	60
October 13 – 14, 2001	69
April 17, 2002	186
May 13 – 16, 2002	26
October 07 – 08, 2002	147

Table 1. Dates of GPS campaigns with the elapsed time (in days) between each campaign.

For each field campaign, the static acquisition method has been used (Hofmann-Wellenhof et al., 2001), with one GPS receiver placed on the reference point for the whole day and the second one on each monitoring point for about one-hour sessions. The GPS data collected in each campaign have been processed with the Magellan post-processing software MSTAR. This software processes data with the method of the double differences and gives correct positions with centimeter accuracy of 15 mm ± 3 ppm, but it not allows performing neither atmospheric correction nor the use of the precision orbit. Nevertheless, considering the small value of the baseline, ranging from 480 and 1660 m, no ionospheric and tropospheric corrections are needed.

4. GPS results and comparison with EDM measurements and SAR interferometric analysis

4.1. Landslide movements from GPS data analysis

The results of the GPS measurements are shown for each point as horizontal displacement (Fig. 3), as total altitude variations versus time (Fig. 4) and as total 3D displacement versus time (Fig. 5). The total displacement observed in the whole landslide in the two years reaches about 21 meters, with a predominance of the horizontal component

(Fig. 6). Horizontal displacements show that the general direction of movement in the x-y plane is nearly parallel to the average slope; some variations are visible, linked to local topographic variations and local heterogeneities in the landslide motion.

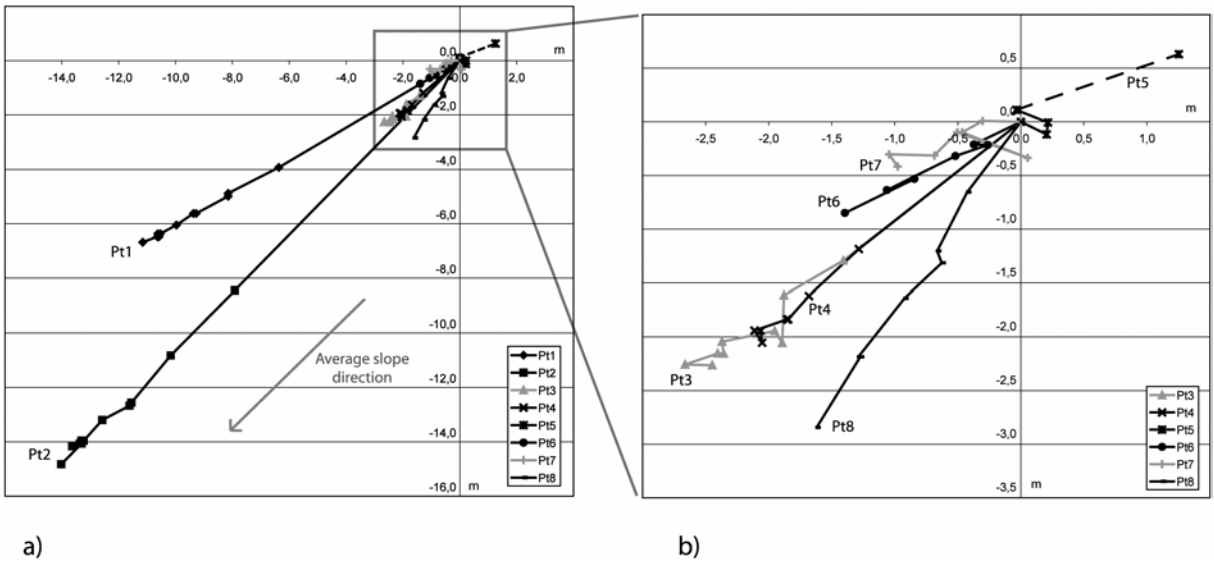


Figure 3. a) Cumulative horizontal displacement measured for each point in the whole monitoring period, taking the first measurement as reference. b) Detail of the cumulative horizontal displacement for the points moving less than 4 meters.

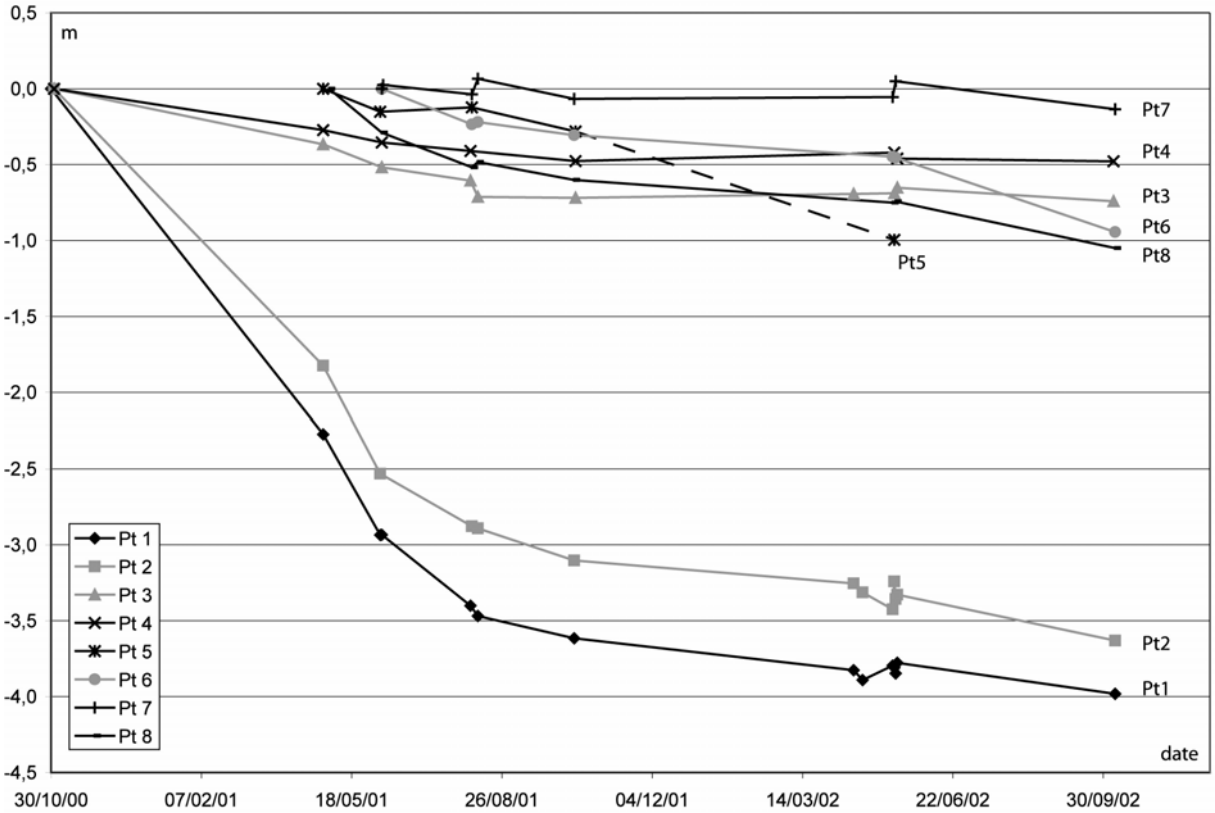


Figure 4. Altitude variations vs. time measured at each point from the first measurement, taken as reference.

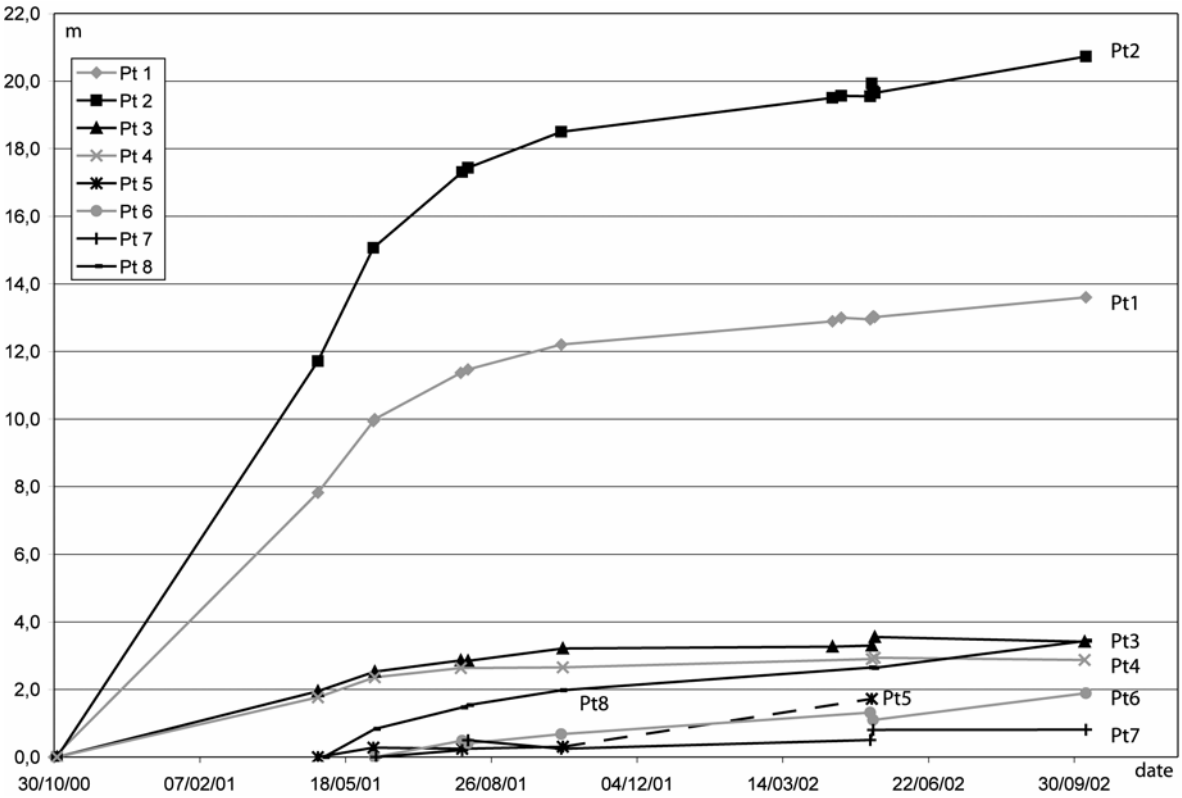


Figure 5. Total 3D displacement vs. time of each monitoring point from the first measuremement, taken as reference.

Kinematic heterogeneities in the landslide body are identified by the GPS data analysis, permitting to identify zones affected by different superficial activity. The upper part of the sector B, including Pt1 and Pt2 and representing the central part of the landslide, reveals higher activity compared with the other sectors of the landslide, confirming the results of the differential interferometric study (Squarzoni et al., 2003). The total displacement of Pt2, the maximum observed along the two years, is about 21 m, with a vertical component of about -3.6 m.

Pt3 and Pt4, located in the lower part of the sector B, and Pt8, installed on a rock mass in the sector C, show similar amount of total displacement of about 3 m. However their evolution is quite different; looking at the two components of the movement (Fig. 6), the vertical component for Pt8 (1.50 cm) is greater than for the other two points (0.74 and 0.48 cm respectively for Pt3 and Pt4). This observation can be explained observing the relative position of the three points in the landslide area: Pt3 and Pt4 are located in the lower zone of the earth-flow, having a gentle local slope and moving quite parallel to it; the movement of Pt8, installed at the top of a steep scarp, reflect the slow collapse of the scarp itself (Fig. 7).

The displacement of Pt7, moving about 1 m in the whole period, illustrates the lower activity of the smaller earth-flow, developing from the right flank of the main body, with

respect to the major earth-flow. Its displacement in both horizontal and vertical components is rather irregular, suggesting an independent evolution of the sector D with respect to the main landslide body. This confirms the observations already done in Squarzoni et al. (2003), where the different groundwater conditions of this sector with respect to the main earth-flow is invoked helping to explain the non-stationary rate of deformation of the sector D, not concerned by the drainage works realized in the rest of the landslide from the RTM Service, attempting to stabilize the landslide motion.

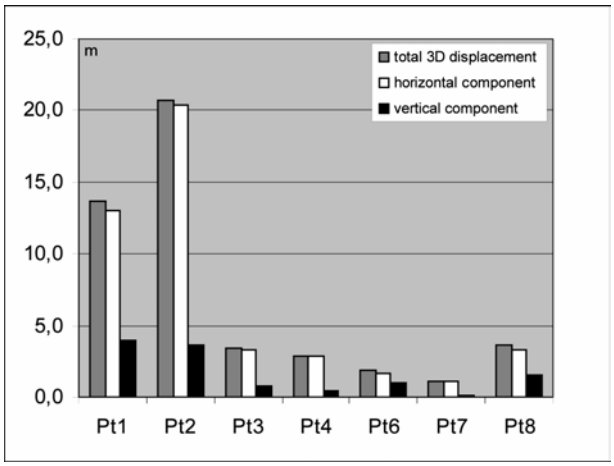


Figure 6. Contribution of the horizontal and vertical components of the motion in the total displacement for each GPS point located in the landslide.

The position of Pt6 was chosen specially about the morphological limit between the two sectors B and D, with the purpose of better understand the spatial evolution of the western sector of the landslide. An analysis of the displacement trend in the horizontal plane shows that Pt6 moves nearly in the same direction of Pt7, with an angle of about 240° between the North, representing the general direction of the second earth-flow development. Therefore, Pt6 can be considered as belonging sector D, allowing to better define the internal limits of the landslide.

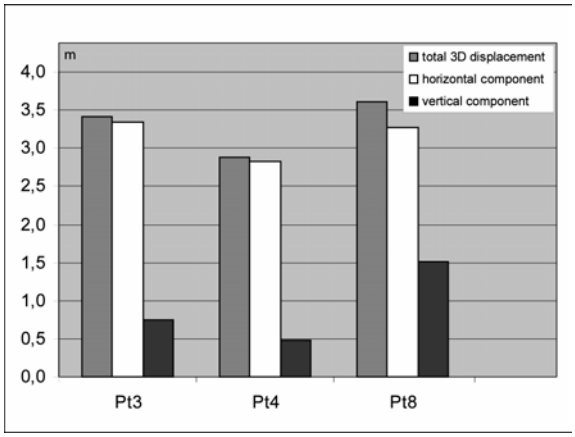


Figure 7. Contribution of the horizontal and vertical components of displacement for the GPS points Pt3, Pt4 and Pt8.

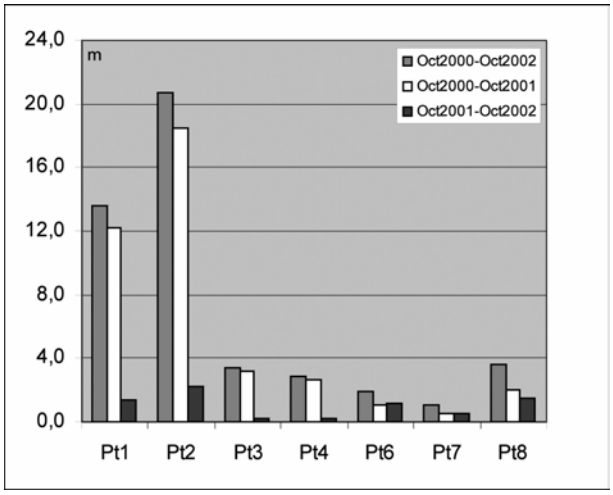


Figure 8. Contribution of each year (October 2000-October 2001 and October 2001-October 2002) on the displacement of each monitoring point compared to the total displacement (October 2000-October 2002). Points marked by * were measured only since June 2001.

The comparison between the displacement evolution of the GPS points installed in the two earth-flows (sectors B and D) leads to observe a similar evolution of the two sectors: the displacement of Pt1 and Pt2 (upper part of sector B) is higher than that of the Pt3 and Pt4 (lower part of sector B); in the same way the movement of Pt6 (upper part of sector D) is higher than that of Pt7 (lower part of sector D).

From a temporal point of view, a comparison between the displacement values of the GPS points in the periods October 2000-October 2001 and October 2001-October 2002 shows that all the monitoring points located in the moving area are subjected to an acceleration during the first year with respect to the mean annual value of displacement shown by RTM measurements up to some centimeters per day, with a successive deceleration since October 2001 (Fig. 8). This temporal variability is shown as well by the important decreasing in the slope of the cumulative total 3D displacement curves in correspondence with October 2001 (Fig. 5). This acceleration is probably linked with the particular meteorological conditions of spring 2001, characterized by abundant rainfall. The only turnabout is represented by Pt6 and Pt7, which show a displacement amount of respectively +17 cm and +6 cm in the second year in regard to the first one. This can be explained with the fact that these two points, together with Pt8, were installed later and then measured only since June 2001 instead of from October 2000, avoiding the time of the major activity with respect to the other monitored points.

Moreover, a careful analysis of the elevation changes of Pt1 and Pt2 shows an anomalous altitude variation between April and May 2002, where displacement values are generally low. This is due to the lower accuracy of GPS methods in the vertical coordinate determination.

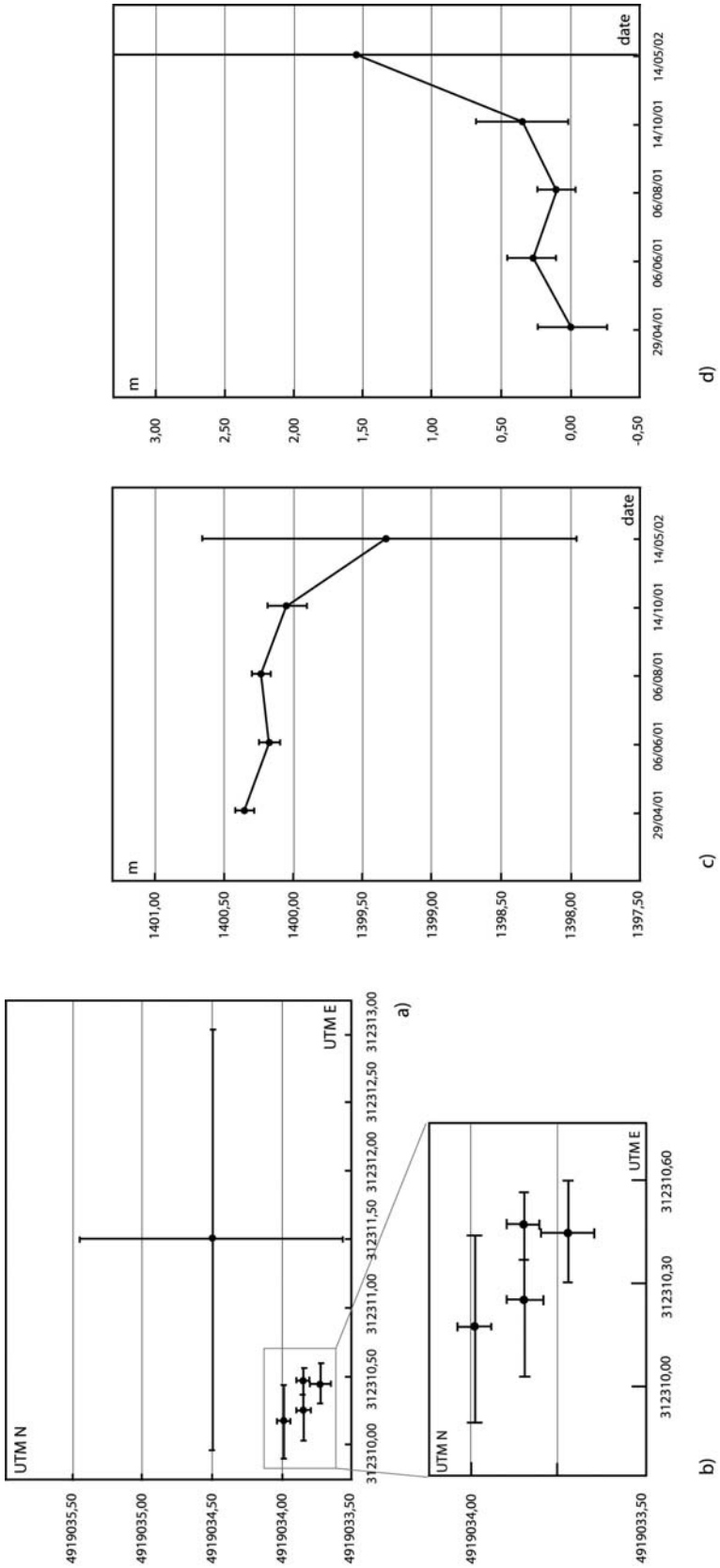


Figure 9. Apparent movement of Pt5, located outside the landslide area. The error bars correspond to two times the standard deviation for each measurement, including theoretically the 95.4% of the confidence area. a) Horizontal displacement. b) Detail of the horizontal displacement. c) Altitude variation. d) Total 3D displacement.

4.2. Precision estimation of GPS measurements

The precision estimation for the GPS measurements can be carried out in two different steps.

The first step is the analysis of the apparent movement shown by Pt5, installed in a stable soil. This point has been measured five times, but the centimeter solution in the post-processing was never achieved because of an insufficient number of observables collection, maybe due to the noise caused by the proximity of some electric cables. The obtained values are plotted in Figures 9. The error bars correspond to two times the value of the standard deviation for each measurement and for each type of data (3D, horizontal, vertical), including theoretically the 95.4% of the confidence area. The last data (May 14, 2002) is clearly less accurate, showing an error of more than 1 m in horizontal coordinates and about 1.3 m in altitude, and so it has not been considered. For the first four measures, the maximum difference in the coordinate values is about 25 cm in E direction, 23 cm in N direction and 32 cm in altitude. The relative error bars overlap for the total 3D displacement (Fig. 9d); for the altitude variation they overlap except for the first measure, whose distance for the next is only a few millimeters (Fig. 9c); for the horizontal coordinate the error bars in E direction are overlapping, while in the N direction the bars span in some centimeters (Fig. 9a, 9b).

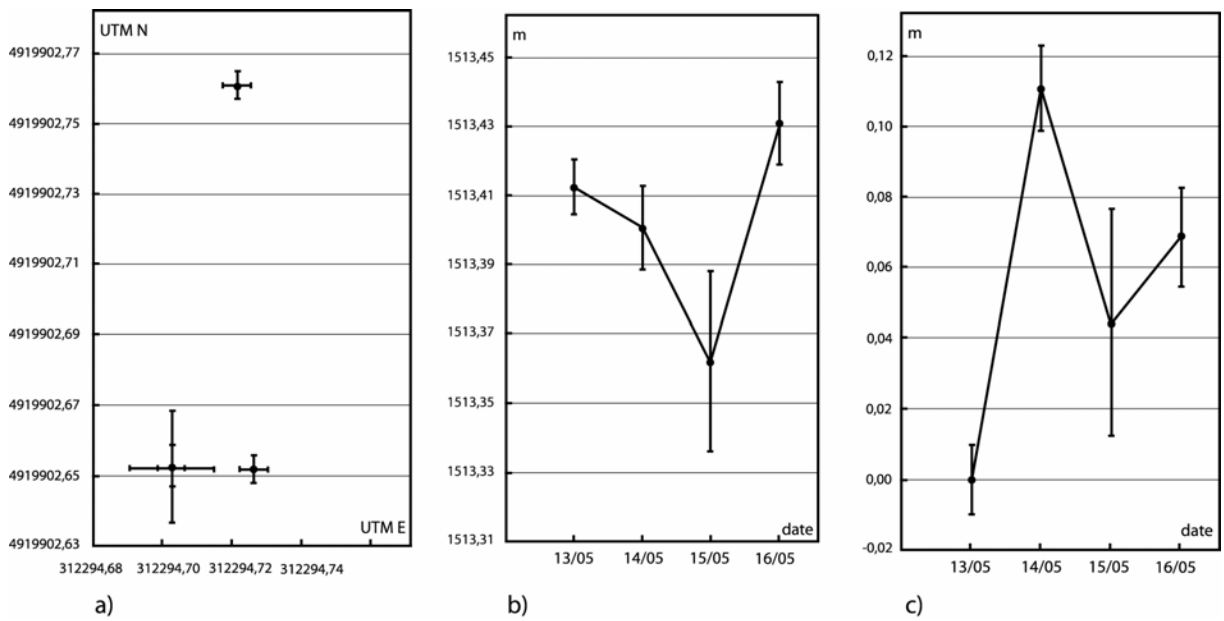


Figure 10. Analysis of displacement data of Pt1 in four successive days. The error bars are defined as in the Figure 9. a) Horizontal displacement. b) Altitude variation. c) Total 3D displacement.

The second step of the precision estimation is the analysis of the displacement data coming from the measure of the same monitoring point for four consecutive days. In the

month of May 2002 the position of Pt1 was measured four times, approximately at the same time, in the days 13, 14, 15 and 16. The expected displacement, estimated with the average displacement observed between October 2001 and October 2002, is 0.4 cm/day. The GPS values, always achieved with the centimeter accuracy position in the post-processing step, together with the respective error bars computed as before, are shown in Fig. 10. The error bars are not well overlapping, with values ranging from 0.4 cm to 1.6 cm in the horizontal plane (Fig. 10a), from 0.8 cm to 2.6 cm in altitude (Fig. 10b) and from 1 cm to 3.2 cm in the 3D determination (Fig. 20c). As expected, the error in the vertical component is greater than the planimetric error (Gili et al., 2000). The measured values of 3D position spans in about 11 cm, the values in the horizontal plane spans in about 2.4 cm in E-W direction and about 11 cm in N-S direction, while the altitude values spans in about 7.5 cm. The 3D position interval is mainly governed by the N-S and the vertical components. As said before, the influence of the vertical component is expected. On the contrary, the N-S component shows an anomalous trend in comparison with the E-W component: the N coordinate for the first day is about 11 cm far from that of the other days. As it is quite impossible that a real displacement between to successive days has been so high with respect to the following days and, moreover, the value of PDOP (Position Dilution of the Precision, see Hofmann-Wellenhof et al., 2001 for details) related to this measure was very low (1.73), this values could be maybe explained with a local particular configuration of GPS satellites with respect to the slope orientation, or with a not correct working of the instrumentation during this measure.

Assuming realistically that no particular local condition of the landslide surface in correspondence of Pt1 operated in the test period, these observations lead to estimate in about 11 cm the operative accuracy of the GPS equipment in the 3D position in the condition of centimeter precision calculation. The components of the accuracy can be estimated, in the worst case, in about 2.4 cm in E-W direction, about 11 cm in N-S direction and about 7.4 cm in altitude.

4.3 Comparison between GPS and EDM measurements

The GPS results have been compared with the electronic distance meter (EDM) measurements achieved on the same site by RTM Service (Restauration des Terrains en Montagne). The position of the fixed GPS point in the slope facing the landslide has been intentionally chosen next to the EDM control point. In the same way, Pt1 and Pt2 in the landslide body has been specially installed next to two EDM points (respectively P19 and

P18). The distance between EDM and GPS points is of around 2 m for the reference point and of around 1 m for the other two points. Therefore, this configuration lets to compare for these two points the respective baselines between control and monitoring point (Fig. 11). The trend of displacement is exactly the same, with an approach to the reference point of 12.5 m for Pt1 and more than 20 m for Pt2 in the period of data overlapping. The gap between the absolute displacement values is due to the real distance between GPS and EDM points (they are not coincident).

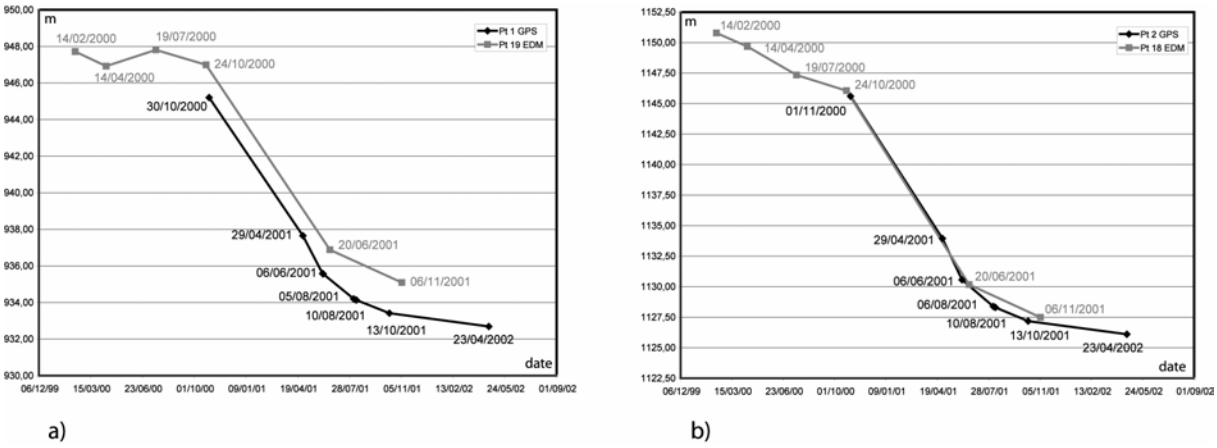


Figure 11. Comparison between GPS and EDM measurements in terms of baseline variation vs. time between base and monitoring point. a) Baseline variation for the points GPS-Pt1 and EDM-Pt19, installed a few tens of centimetres far each other. b) Baseline variation for the points GPS-Pt2 and EDM-Pt18, installed around 1 m far each other.

Moreover, from a temporal standpoint, the analysis of the EDM data highlights an acceleration of the landslide motion between October 2000 and July 2001, with a following deceleration since October 2001. As it has been viewed in the last subsection, GPS data alone were able to identify this acceleration, confirming this kinematic variation. The good agreement between the two types of displacement data confirms the capabilities of the GPS equipment used in this work.

4.4. Integration with differential SAR interferometric results

The differential SAR interferometric study is a powerful tool for surface motion analysis, providing a spatial representation of the movement field (Massonnet and Feigl, 1998). An interferometric study has been performed in this area, to assess the temporal and spatial heterogeneities in the landslide motion (Squarzoni et al., 2003). The available SAR data correspond to a set of TANDEM differential interferograms, each of them showing the displacement of one-day time interval.

The GPS measurements presented above and the available TANDEM SAR interferometric data are unfortunately not overlapping in time: the SAR images acquisition dates range between 1991 and 1999, while the GPS measure campaigns started in October 2000. Nevertheless, the two types of motion data can be integrated to qualitatively analyse the temporal evolution of the different landslide sectors.

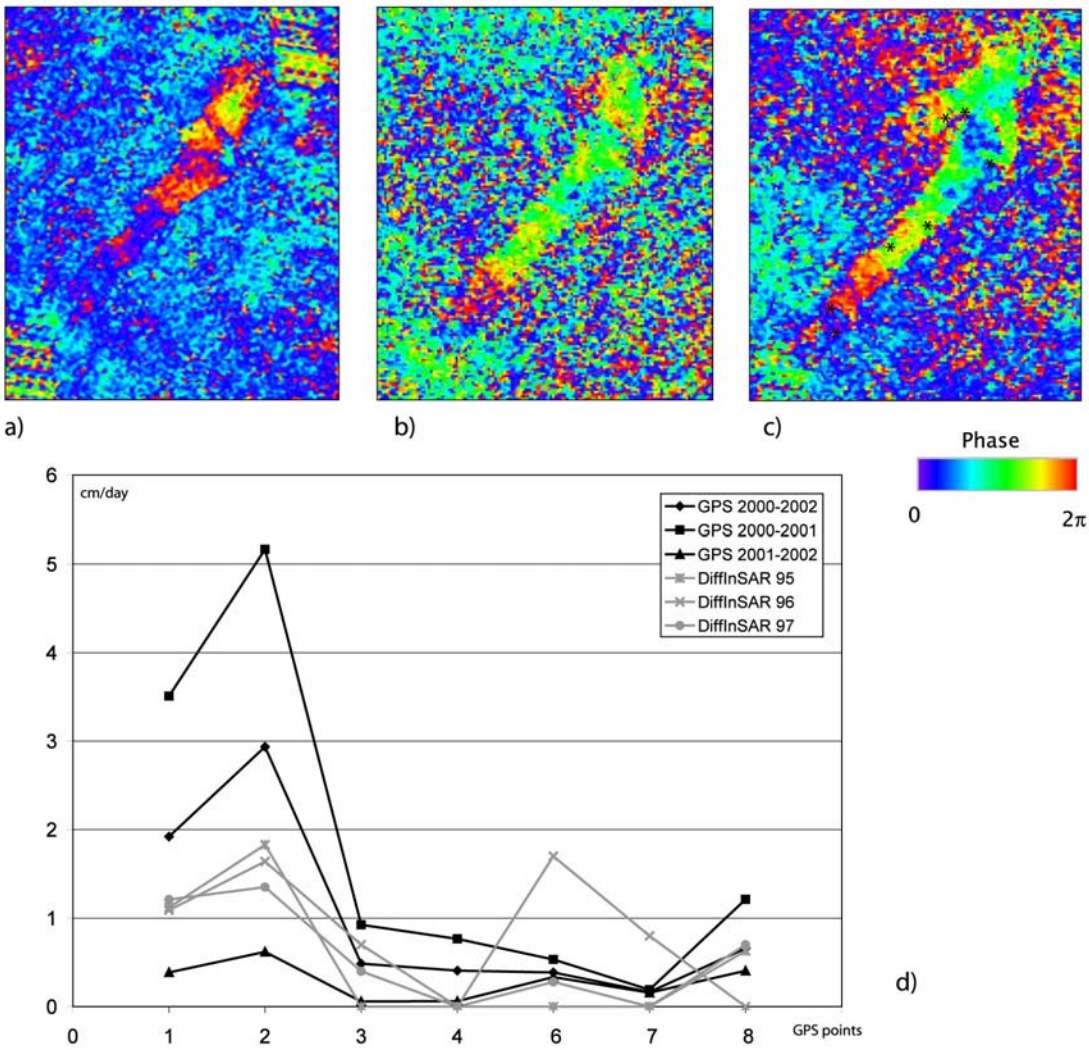


Figure 12. Comparison between differential SAR data and GPS measurements. a), b) and c) represent the three differential interferograms considered in this study, dated respectively October 1995, April 1996 and May 1999. The black stars in Figure c) represent the location of the GPS points. d) Average GPS velocity values (in cm/day) of each GPS point for the whole monitoring period, for each monitoring year and velocity values deduced from the SAR analysis for the same points.

For this purpose, only three TANDEM differential interferograms have been considered, dating October 1995, April 1996 and May 1997. The displacement values of each GPS point has been deduced from the analysis of each interferometric product and projected on the average landslide slope. The final values have been plotted in a graph (Fig. 12).

The average GPS velocity (in cm/day) between October 2000 and October 2002 for each monitoring point has been calculated and represented in the same graph as the interferometric values. In the same way, the average GPS velocities measured from October 2000 to October 2001 and from October 2001 to October 2002 are shown.

The results show that the velocities measured with the two methods are in the same order of magnitude. Pt1 and Pt2 are always the fastest, with a greater activity for Pt2. An exception is visible for Pt6, which present an anomalous velocity in the April 1996 interferogram, interpretetd probably as a non-stationary motion of this landslide sector, moving independently with respect to the main landslide body and maybe associated with different groundwater conditions (Squarzoni et al., 2003). The poor activity of the lower parts of the two earth-flows (lower part of sector B and lower part of sector D represented respectively by Pt3, Pt4 and Pt7) in comparison with the upper part of the same sector is again shown, having the lowest velocity values. The higher activity in the first year of GPS measurements in comparison with the SAR results is emphasized, confirming the particularity of the spring 2001 motion amount with respect to the previous years.

5. Discussion and conclusion

The use of GPS techniques in the La Valette landslide monitoring represents a demonstration of the capabilities of low cost mono-frequency GPS equipment for this kind of study, validated by the comparison with EDM measurements and previous satellite SAR interferometric studies. GPS results confirm the existence of different landslide zones affected by different degree of activity, leading to a better characterisation of the individual sectors. Moreover, GPS data analysis allows to map more precisely the limits between the distinct zones within the landslide area.

The apparent motion of a stable point can not answer to the question of the precision of the instrumentation used, because of the signal perturbations registered at this location. Nevertheless, the repeatability of the measures, tested on one point for four successive days, gives some values related to the minimum displacement required between two following acquisitions, for this site with this instrumentation, in about 2.4 cm in longitude, about 11 cm in latitude and about 7.4 cm in altitude in the worst case.

The installation of another fixed point, carefully far from any kind of electrical cable or any reflecting surface allowing signal perturbations or multipath, could give a better estimation of the real practical estimation of our GPS instrumentation.

Moreover, it should be noted that the geographic orientation of landslide slope, together with the steepness in its upper part, helps to cover part of the sky and, as consequence, forms an obstacle in the sky visibility to the GPS antenna placed on each point. For this reason, the number of simultaneously observables satellites with an elevation mask of 15° has been normally between 4 and 6. This suggests that the accuracy is probably underestimated with respect to a GPS campaign carried out in areas with no obstacles to the sky visibility.

The accuracy obtained in this work with mono-frequencies GPS receivers, as it can be expected, is lower than that it can be found in some other published work using dual-frequencies receivers. For instance, in Gili et al. (2000), where an accurate analysis on the practical precision in the case of fast static (FS) and real-time kinematic (RTK) field method is made, values of 30 and 40 mm respectively for the planimetric error and of 46 an 62 mm for the elevation error are given, in terms of 99% of confidence interval. This let us to say that the feasible frequency of the significant measurements given in the same landslide will be halved with the mono-frequency equipment used in this work with respect to a dual-frequency equipment as that used by Gili et al. (2000).

The different characteristics of spatial resolution of the GPS technique with respect to the satellite SAR interferometric data (pixel size of 10 m in the case of SAR data, punctual values in the case of GPS data) allow to consider the two methods as complementary: the SAR technique can used to localise and preliminary map the motion area and follow the displacement with the temporal resolution imposed by the availability of the satellite radar images, on the other hand GPS positioning on some points, located from field observations and SAR results, allow to better mapping limits and to follow the motion with the suitable temporal resolution, chosen on the base of the displacement values of the specific landslide.

Moreover, the different types of displacement data coming from the two techniques show even more them complementarity: the GPS measurements allow to calculate the 3D component of the displacement, with a greater accuracy in the horizontal plane with respect to the vertical one; the SAR analysis gives the displacement only along the direction of the line of sight of the satellite, which forms an angle of about 23° with the vertical and, as consequence, allows a better accuracy in the vertical displacement estimation.

The capabilities of the GPS technique shown in this work will be certainly enlarged in the case of larger zone than that affected by the landslide of this study. In that case, GPS methods represent a real advantage with respect to other conventional ground techniques (EDM, topographic levelling, extensometer) in terms of time needed to complete the measures, precision of the obtained data and completeness of information. The GPS

technique allows, in fact, to obtain the three coordinates of the measured point (latitude, longitude and altitude), letting to calculate the 3D vector of the displacement, in the case of following campaigns of measure carried out on the same points.

The mono-frequency GPS equipment used in this study reveals its good capabilities in the monitoring of landslide affected by relative large displacement. Moreover, the use of this type of instrumentation, normally supplied only by little batteries except for the fixed point, allows to move easily in landslide areas, often characterised by considerable differences in height and where normally no accessible paths are present, leading to monitoring even points difficult of access.

References

Antoine, P., Giraud, A., Meunier, M. and van Asch, T.W.J., 1995. Geological and geotechnical properties of the "Terres Noires" in southeastern France: weathering, erosion, solid transport and instability. Engineering Geology, 40: 223-234.

Coe, J.A. et al., 2003. Seasonal movement of the Slumgullion landslide determined from Global Positioning System surveys and field instrumentation, July 1998-March 2002. Engineering Geology, 68: 67-101.

Colas, G. and Locat, J., 1993. Glissement et coulée de La Valette dans les Alpes de Haute-Provence. Présentation générale et modélisation de la coulée. Bullettin liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées, 187: 19-28.

Dupont, M. and Taluy, P., 2000. Hydrogéologie du glissement de La Valette (avec carte au 1/5000éme des venues d'eau), Université de Savoie, Grenoble.

Duranthon, J.p., 2000. Application de la méthode GPS de localisation par satellite à la surveillance de sites naturels instables. Bullettin des Laboratoires des Ponts et Chaussées (228): 47-53.

Evin, M., 1992. Prospection sismique en partie basse, RTM.

Gili, J.A., Corominas, J. and Rius, J., 2000. Using Global Positioning System thechniques in landslide monitoring. Engineering Geology, 55: 167-192.

Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. and Collins, J., 2001. Global Positioning System. Theory and practice. Springer, Wien, New York, 382 pp.

Kerckhove, C., 1969. La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais (Alpes Occidentales). Géologie Alpine, 45: 5-204.

Leick, A., 1995. GPS satellite surveying. Wiley, New York, 352 pp.

Malet, J.P., Maquaire, O. and Calais, E., 2002. The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides. Geomorphology, 43: 33-54.

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

Moss, J.L., 2000. Using the Global Positioning System to monitor dynamic ground deformation networks on potentially active landslides. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 2(1): 24-32.

Potherat, P., 2000. Projet de recherches sur le thème: Risques naturels et prévention.

Rutigliano, P., Sdao, F., Vespe, F. and Lorenzo, P., 2002. Analisi di una rete GPS per il monitoraggio di aree in frana nel comune di Lauria (PZ), Atti della 6° Conferenza Nazionale ASITA, Perugia.

Squarzoni, C., Delacourt, C. and Allemand, P., 2003. Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry. Engineering Geology, 68: 53-66.

Vietmeier, J., Wagner, W. and Dikau, R., 1999. Monitoring moderate slope movements (landslides) in the southern French Alps using differential SAR interferometry, Fringe 1999.

2.4. Discussion

L'étude effectuée sur le site de La Valette confirme les qualités de la technique GPS pour la surveillance des sites instables (voir par exemple Duranthon, 2000, Gili et al., 2000, Moss, 2000, Malet et al., 2002, Rutigliano et al., 2002, Coe et al., 2003). En particulier, l'expérience de La Valette montre la validité de l'utilisation de l'instrumentation GPS mono - fréquence dans les cas des mouvements de versant. Bien que les précisions atteintes soient inférieures à celles obtenues avec des récepteurs bi-fréquences, l'investissement financier plus faible permet à un plus grand nombre d'organismes, publics et privés, de s'approcher à cette technique. L'utilisation de l'instrumentation GPS dans le cas de zones vastes se révèle sans doute meilleure que les techniques traditionnelles de suivi à terre, telles que les mesures de distance laser (EDM), où la précision dépend fortement de la distance de la ligne entre l'instrument et la cible et des conditions météorologiques lors de l'acquisition des mesures.

Comme il a été dit dans le chapitre précèdent, la technique GPS est complémentaire à la technique de l'interférométrie satellitaire SAR. Une fois que la zone en mouvement a été localisée et étudiée de façon générale à l'aide des interférogrammes, le GPS permet de préciser les caractéristiques cinématiques et l'évolution de portions réduites du versant.

En particulier, l'étude effectuée sur le glissement de La Valette a pu mettre en évidence l'évolution différente de secteurs spatialement proches et de les distinguer. Cependant, l'analyse réalisée par GPS doit être considérée comme une étude préliminaire, qui devra ensuite intégrer de nouveaux points de mesures. La localisation de ces nouveaux points sera choisie sur la base des études présentées ci-dessus, afin d'approfondir l'étude et de caractériser d'autres portions du versant en glissement. En outre, un nouveau point stable en dehors du glissement est nécessaire, afin de pouvoir tester de manière fiable les précisions des instruments utilisés.

Chapitre 6

MESURES TOPOGRAPHIQUES DE SURFACE

1. Introduction

Comme on l'a vu dans les chapitres précédents, la connaissance de la cinématique des masses en mouvement est d'importance fondamentale pour une compréhension approfondie de l'évolution d'un glissement et de ses causes. L'intégration des données cinématiques avec les données lithologiques, géomorphologiques et hydrogéologiques constitue la base pour une étude de détail du phénomène de glissement.

La mesure des mouvements de surface du glissement de S. Andrea a été effectuée à l'aide d'un système de suivi topographique réalisé sur le versant.

2. Réalisation du réseau

La réalisation du réseau de points de mesure a été effectuée entre avril et juin 2002.

L'étude de la morphologie de détail de la zone en glissement a été l'étape de base pour un choix réfléchi des positions des points dans la zone en mouvement, tandis que les points fixes d'observation ont été positionnés dans le village de Perarolo, à partit duquel le glissement est bien visible.

La portion sommitale du glissement, accessible depuis la route départementale « Cavallera », est caractérisée par la présence du mur tenu à tirants, réalisé par la société de chemin de fer, et par une morphologie en gradins, qui descend jusqu'à l'escarpement sur le torrent Boite. La visibilité de cette portion du versant est très bonne depuis le village. Au

contraire, le secteur de la voie ferrée, en l'amont du mur tiranté, n'est pas visible du village, ni des autres points situés sur le versant, à cause de la présence de végétation et de structures diverses (ex. maison cantonnière).

Ces considérations, avec les observations sur la stabilité des portions du glissement à surveiller, ont été utilisées dans la phase de projet du réseau de points.

Le réseau est constitué par 11 points, dont 8 localisés en zone de glissement et 3 positionnés à l'extérieur de la zone en mouvement, dans le village de Perarolo (Fig. 6.1).

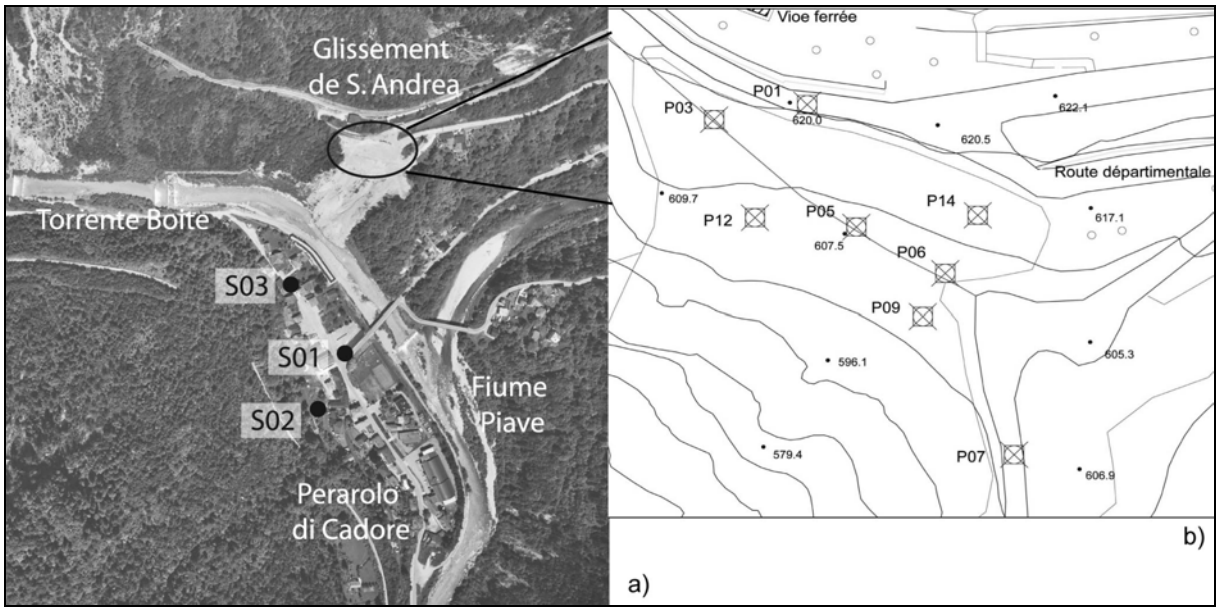


Figure 6. 1. Localisation des points de mesure. a) localisation de la zone en glissement ; les trois stations fixes de mesure dans le village de Perarolo, S01, S02 et S03, sont montrées ; b) localisation des points de mesure en zone de glissement.

Les points sont matérialisées par une borne en béton de dimension d'environ 40x40 cm et enfoncés dans le terrain de 50 cm. Sur chaque borne, une plaque métallique a été fixée, avec une vis pour le positionnement forcé de l'instrument de mesure (Fig. 6.2).

3. Présentation des résultats

Le réseau ainsi réalisé a été l'objet de mesures de précision entre juillet 2002 et janvier 2003. Une première mesure a été réalisée en juillet 2002, afin de constituer une référence pour les mesures suivantes, qui ont eu lieu en décembre 2002 et en janvier 2003.

Figure 6. 2. Photographie d'une borne.

Les mesures ont été effectuées avec un théodolite distancemètre Wild. Elles consistent en des mesures d'angles et de distances. Pour chaque session de mesure, plusieurs configurations ont été réalisées, afin d'obtenir le maximum de données, nécessaires au traitement. Ces configurations consistent à positionner d'abord l'instrument sur un point dans le village et la cible sur un point sur le glissement, ensuite l'instrument sur un point dans le glissement et la cible dans le village, enfin instrument et cible sur différents points dans le glissement. En outre, lors de la première session de mesure, les coordonnées des points ont été déterminées par la technique GPS à l'aide d'un récepteur Trimble double fréquence avec la technique du positionnement cinématique en temps réel (RTK) (voir chapitre 5 pour détails). Ces coordonnées ont été utilisées uniquement pour effectuer un géocodage correct du réseau.

Les données de distance ont été traitées avec un logiciel spécifique pour la compensation du réseau (GeoLab). La méthode consiste d'abord à analyser les données, à l'aide de la construction de sous-réseaux, afin de vérifier la qualité des mesures. Ensuite, avec la méthode statistique des moindres carrées, les coordonnées de chaque point ont été déterminées pour chaque session de mesure.

Les résultats de ces traitements, en termes de coordonnées UTM, sont montrés dans le Tableau 6.1.

Le Tableau 6.2 montre la dimension des ellipses d'erreurs des mesures, en termes de valeurs des déviations standard respectivement horizontales et verticales. L'écart quadratique moyen est de 5,3 mm pour les mesures de distance et de 3,5 secondes d'arc pour les mesures d'angles.

Point	N	E	h	ΔN	ΔE	Δh
S01	5143652,274	757958,293	584,403			
S02	5143596,025	757914,935	598,355			
S03	5143763,612	757892,376	583,332			
P01	5143957,603	757976,166	669,878			
BP01	5143957,554	757976,119	669,813	-0,049	-0,047	-0,065
P12	5143933,315	757970,283	657,061			
AP12	5143933,279	757970,242	657,059	-0,036	-0,041	-0,002
BP12	5143933,262	757970,251	657,022	-0,053	-0,032	-0,039
P14	5143940,742	758013,105	663,395			
AP14	5143940,719	758013,077	663,387	-0,023	-0,028	-0,008
BP14	5143940,715	758013,080	663,376	-0,027	-0,025	-0,019
P03	5143951,860	757958,960	666,067			
AP03	5143951,815	757958,934	666,054	-0,045	-0,026	-0,013
BP03	5143951,801	757958,942	666,035	-0,059	-0,018	-0,032
P05	5143934,169	757990,065	657,485			
AP05	5143934,149	757990,036	657,482	-0,020	-0,029	-0,003
BP05	5143934,128	757990,041	657,475	-0,041	-0,024	-0,010
P06	5143927,606	758008,904	656,534			
AP06	5143927,585	758008,880	656,538	-0,021	-0,024	0,004
BP06	5143927,584	758008,886	656,534	-0,022	-0,018	0,000
P07	5143892,701	758028,272	651,047			
BP07	5143892,698	758028,270	651,055	-0,003	-0,002	0,008
P09	5143918,381	758005,843	652,509			
AP09	5143918,360	758005,831	652,508	-0,021	-0,012	-0,001
BP09	5143918,359	758005,829	652,500	-0,022	-0,014	-0,009

Tableau 6. 1. Valeurs des coordonnées dans le système UTM. L'altitude h est calculée par rapport à l'ellipsoïde WGS-84. Les points marqués par la lettre S (es. S01) se référent aux stations fixes ; les points marqués par la lettre P se référent à la première mesure (29 juillet 2002) ; les points marqués par la lettre A se référent à la mesure du 12 décembre 2002 ; les points marqués par la lettre B se référent à la mesure du 28 janvier 2003.

IDENT	MAJOR SEMI-AXIS	MINOR SEMI-AXIS	AZ(MAJ)	VERTICAL
P03	0.0077	0.0056	0.83	0.0159
P05	0.0046	0.0031	13.78	0.0150
P06	0.0051	0.0000	12.85	0.0150
P12	0.0055	0.0036	8.54	0.0207
P14	0.0054	0.0026	1.44	0.0150
S02	0.0047	0.0015	40.96	0.0085
S03	0.0085	0.0031	152.21	0.0111
P01	0.0061	0.0044	25.07	0.0159
P09	0.0053	0.0031	12.94	0.0150
P07	0.0086	0.0046	31.70	0.0159
AP03	0.0184	0.0114	1.00	0.0287
AP12	0.0183	0.0107	3.60	0.0287
AP09	0.0131	0.0091	28.34	0.0238
AP05	0.0136	0.0094	24.08	0.0238
AP06	0.0134	0.0094	27.89	0.0238
AP14	0.0137	0.0099	27.27	0.0238
BP03	0.0107	0.0066	106.19	0.0239
BP12	0.0101	0.0059	102.66	0.0239
BP09	0.0086	0.0056	105.49	0.0137
BP05	0.0095	0.0061	108.41	0.0210
BP06	0.0099	0.0089	31.71	0.0210
BP14	0.0102	0.0093	34.25	0.0210
BP01	0.0109	0.0074	117.63	0.0239
BP07	0.0097	0.0057	122.24	0.0300

Tableau 6. 2. Dimensions des ellipses d'erreurs des mesures, en termes de valeurs des déviations standard horizontales et verticales (probabilité de 95%).

La Figure 6.3 montre graphiquement les positions des points, avec leur ellipse d'erreur. Pour chaque point, les mesures successives sont représentées. Cette figure montre comment pour tous les points du glissement, sauf pour le P07, les mesures effectuées peuvent être considérées comme fiables. Les ellipses d'erreur ne se superposent pas entre la première mesure et les suivantes. Ceci montre un déplacement effectif des points, avec une probabilité de 95%. Par contre, les ellipses d'erreur des deux dernières campagnes de mesure se superposent. Le déplacement ne peut donc pas être considéré dans ce dernier cas.

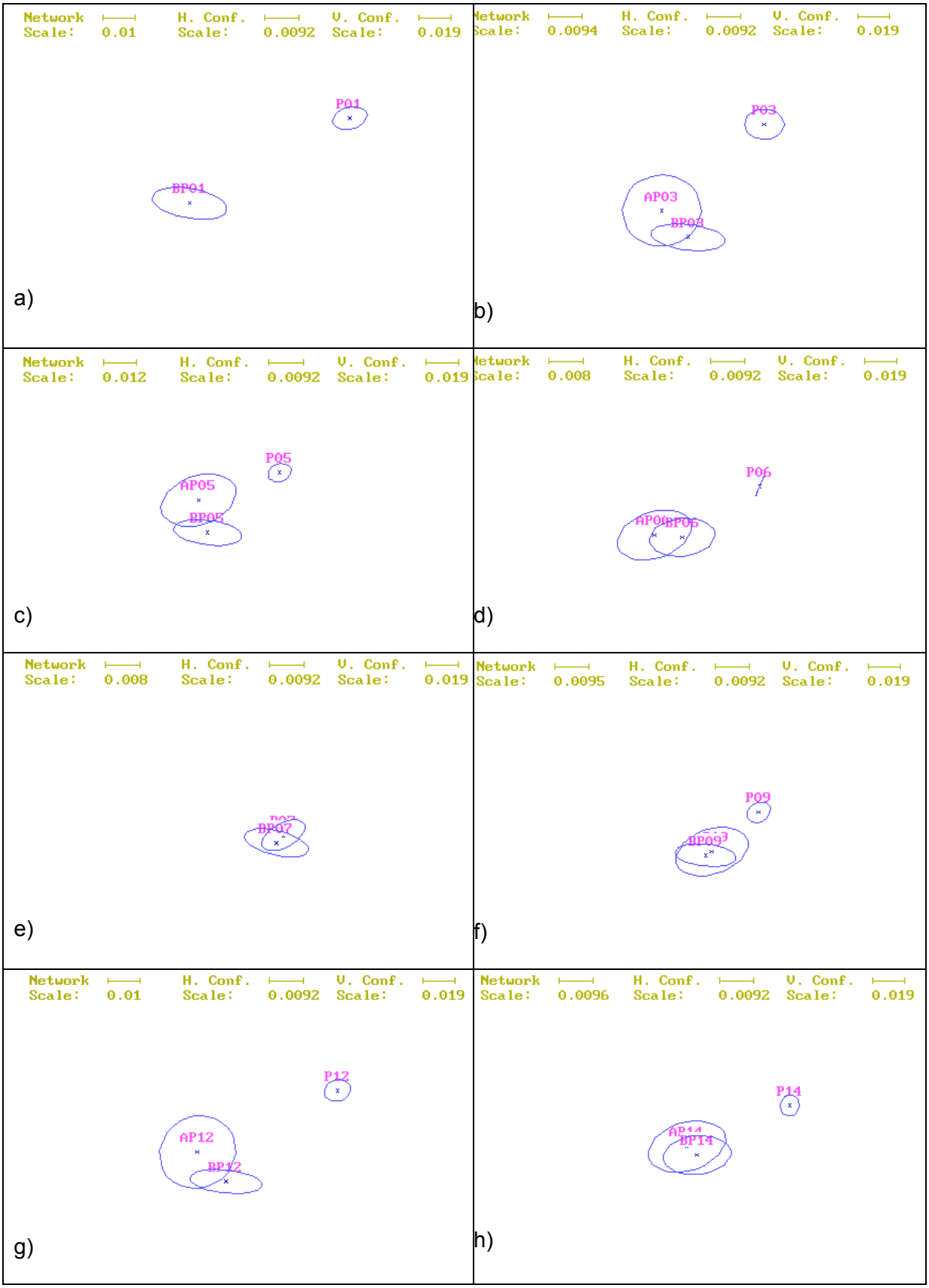


Figure 6. 3. Positions des points lors des les mesures successives, avec leur ellipse d'erreur. a) P01 ; b) P03 ; c) P05 ; d) P06 ; e) P07 ; f) P09 ; g) P12 ; h) P14.

Le diagramme de la Fig. 6.4 permet d'apprécier le déplacement total de chaque point pendant toute la période de mesure. Deux types de valeurs sont représentés : les valeurs de déplacement sur le plan horizontal et les valeurs de déplacement en trois dimensions. Les points les plus actifs sont les P01, P12, et P03, qui montrent une déplacement d'au moins 6 cm sur 6 mois, soit un déplacement moyen de 1 cm/mois. Les P05 et P14 montrent un déplacement de 4-5 cm sur 6 mois, tandis que P06 et P09 se déplacent seulement de 3 cm et P07 de moins d'un cm sur la période.

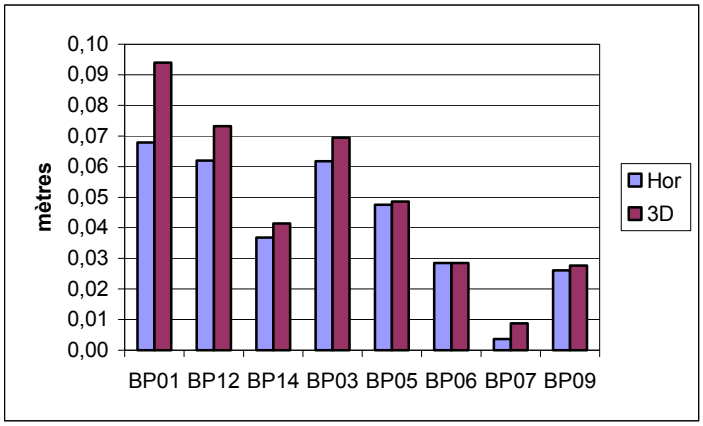


Figure 6. 4. Déplacement des points de mesure du glissement sur la période juillet 2002 – janvier 2003. Hor : déplacement total sur le plan horizontal ; 3D : déplacement total en trois dimensions.

L'analyse du diagramme ci-dessus et de la Fig. 6.5 permet de distinguer un gradient horizontal du mouvement, à partir du secteur E (P07), qui n'est pas affecté par le mouvement, vers le secteur O (P01, P12 et P03), qui montre le maximum du déplacement sur la période.

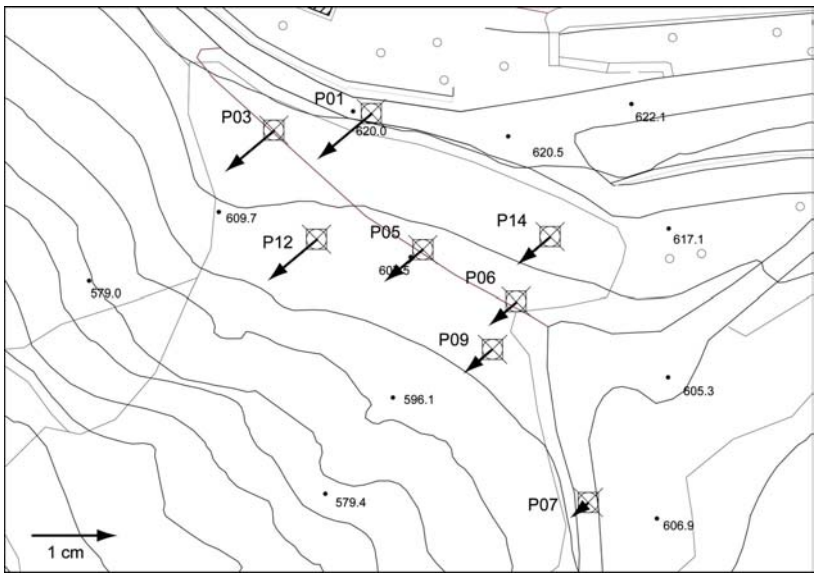


Figure 6. 5. Représentation graphique des valeurs de déplacement totales de chaque point sur toute la période de mesure.

4. Discussion

Les résultats ci-dessus montrent un mouvement superficiel de la zone en glissement, dont la direction coïncide avec la direction de la pente maximale du versant. La valeur de ce déplacement est d'environ 4 cm en moyenne sur tout le versant sur six mois, avec des valeurs plus importantes dans la partie O, atteignant des déplacements d'environ 7 cm sur le plan horizontal et 9 cm en trois dimensions. Ces valeurs de déplacement sont du même ordre de grandeur que les mouvements détectés à l'aide d'un inclinomètre, placé dans un tube inclinométrique installé à coté du P01.

Ces faits nous indiquent la qualité du réseau et de la méthode utilisée, capables de détecter des mouvements faibles et, en conséquence, de suivre de manière fiable l'évolution des mouvements de surface.

Les mesures au théodolite se montrent donc indiquées pour une étude de détail. Dans ce cas, la technique GPS décrite au chapitre précèdent n'aurait pas permis de détecter des déplacements de ces ordres de grandeur.

Cependant, des mesures ultérieures sont envisagées, afin de pouvoir mettre en relation les déplacements avec les données pluviométriques locales. En outre, une densification du réseau à l'aide d'autres points localisées dans la zone de la voie ferrée, est nécessaire, afin qu'une surveillance d'ensemble de toute la zone en mouvement soit possible.

Troisième partie

Modélisation par différences finies

Chapitre 7

MODELISATION DU GLISSEMENT DE S. ANDREA PAR DIFFERENCES FINIES

1 Introduction

Actuellement, les méthodes numériques d'analyse de la stabilité des versants sont nombreuses, depuis les techniques de l'équilibre limite jusqu'aux méthodes d'éléments finis ou distincts.

Chacune de ces techniques possède des domaines d'application et des limitations. Par exemple, les calculs à l'équilibre limite, les plus utilisés actuellement, ne sont pas capables de simuler des déformations internes à la masse en mouvement, des déformations progressives et des déformations de fluage. De plus, ces méthodes ne permettent pas de prévoir la désagrégation interne de la masse instable, et ne tiennent pas compte des facteurs de déclenchement (ex. phénomènes de liquéfaction).

Les comportements non-linaires, les états de contraintes non-homogènes, la diversité des processus sont habituels dans les versants instables. Cette complexité doit être intégrée dans les modèles, afin de comprendre le rôle de chacun des paramètres dans le mécanisme de glissement.

La simulation des mécanismes de rupture est donc une étape fondamentale dans l'analyse de la stabilité des versants. Elle ne peut se réaliser qu'avec des codes de modélisation numérique. De telles simulations devraient être préférablement utilisées pour une bonne évaluation des conditions de stabilité.

La technique numérique la plus puissante pour résoudre de tels problèmes est représentée par les méthodes des éléments finis et des différences finies. Dans ces méthodes, l'espace à étudier est discrétisé et un comportement différent peut être attribué à

chacun des éléments du modèle. Bien qu'elles soient plus compliquées par rapport aux méthodes à l'équilibre limite, ces techniques fournissent des résultats en termes de champs de contraintes et de champs de déplacement, qui permettent de prévoir la façon dont le versant se déforme jusqu'à l'éventuelle rupture. Ces méthodes constituent donc un moyen irremplaçable pour l'analyse des versants naturels.

L'application de ces techniques remonte aux années 60 (Brown et King, 1966). Dunlop et Duncan (1970) utilisent les méthodes des éléments finis pour évaluer la stabilité de parois de tranchées. Leurs modèles prédisent la localisation des zones de rupture en fonction de l'état de contrainte initial et de la distribution spatiale des résistances au cisaillement. Wright et al. (1973) montrent la concordance des résultats des méthodes numériques avec les calculs à l'équilibre limite pour des pentes de versant faibles.

Des conditions de stabilité de remblais et de parois de tranchée ont été résolues à l'aide des éléments finis par Zienkiewicz et al. (1975). Ils démontrent que l'état tensionnel initial et le parcours de charge n'influence pas de manière significative le point de rupture du versant. De plus, ils démontrent que le facteur de sécurité peut être calculé par le rapport entre les valeurs réelles du paramètre de résistance au cisaillement et les valeurs qui produisent la déformation plastique.

Snitbahn et Chen (1976) améliorent le modèle constitutif du sol, qu'ils représentent comme un milieu élasto-plastique. Pour une telle rhéologie, ils montrent que la surface de rupture possède une géométrie quasi-logarithmique, comme déjà indiqué par Booker et Davis (1972). Snitbahn et Chen incluent dans leur calcul les grandes déformations, permettant de prévoir les effondrements.

Les précédents modèles ne considérant pas les effets de la pression fluide, Booker et Davis (1972) ont abordé les premiers l'effet de cette pression, qui a été introduite plus tard dans les calculs appliqués aux versants.

En 1976, Cundall met au point une méthode aux différences finies capable de résoudre les problèmes en grande déformation avec une variabilité des paramètres internes du modèle. Ces travaux sont à l'origine du logiciel FLAC.

Les méthodes d'analyse numérique actuellement disponibles pour l'évaluation des conditions de stabilité des pentes peuvent être réparties en trois groupes, selon leur approche : continue, discontinue et hybride (Tab. 7.1). Parmi ces modèles, les modèles continus sont particulièrement indiqués dans l'analyse des versants naturels constitués par des roches peu fracturées et/ou par des terres. Les approches de type continu incluent les

méthodes aux différences finies et aux éléments finis, dont les avantages et les limitations ont été discutés par plusieurs auteurs (voir par exemple Hoek et al., 1993).

METHODE D'ANALYSE	PARAMETRES EN ENTREE	AVANTAGES	LIMITATIONS
Modèles continus (ex.: éléments finis, différences finies)	Géométrie du versant ; critères constitutifs (ex. : élasto-plastique, viscoplastique, etc.) ; caractéristique de la nappe ; valeurs des paramètres de résistance au cisaillement et rigidités ; état tensionnel in situ.	Déformation et rupture des matériaux permises ; capacité de modéliser comportements et mécanismes complexes ; capacité de modélisation en 3D ; capacité de modéliser les effets de la nappe et des pressions des pores ; capacité d'évaluer les effets des variations des paramètres sur l'instabilité ; temps de calcul actuellement raisonnables ; possibilité d'incorporer déformations visqueuses et analyses dynamique.	Utilisateurs experts dans la modélisation et conscients des limites du modèle et du code de calcul (ex. : effet de bords, symétrie, etc.) ; données particulières d'entrée nécessaires, et leur faible disponibilité ; incapacité à modéliser les amas rocheux fracturés.
Modèles discontinus (ex.: éléments distincts, éléments discrets)	Géométrie du versant, des lithotypes et des discontinuités mécaniques présentes dans l'amas rocheux ; critères constitutifs des roches ; paramètres de résistance au cisaillement et rigidités ; caractéristique de la nappe ; état tensionnel in situ.	Préférable dans les amas rocheux. Déformation et mouvement relatif des blocs permises ; capacité à modéliser mécanismes et comportements de type complexe ; comportement de matériel intact et des discontinuités en conditions hydromécaniques/dynamiques différentes ; capacité d'évaluer les effets des variations des paramètres sur l'instabilité.	Utilisateurs experts dans la modélisation et conscients des limites du modèle et du code de calcul (ex. : effet de bords, symétrie, effets d'échelle, etc.) ; particulières données d'entrée nécessaires, et leur faible disponibilité ; limitations considérables sur la disponibilité des données des discontinuités mécaniques.
Modèles hybrides/couplés	Combinaison des paramètres d'entrée énumérés pour les deux types de modèles précédents.	Modèles couplés aux éléments finis et aux éléments distincts, capables de simuler la propagation des fractures dans le milieu intact et la fragmentation des milieux jointés et stratifiés.	Requiert d'hautes capacités de mémoires pour des problèmes complexes ; expérience relativement modeste dans l'utilisation ; problèmes de calibration en cours de calcul.

Tableau 7. 1.Sommaire des méthodes d'analyse numérique pour l'évaluation des conditions de stabilité des pentes.

2. La modélisation avec FLAC et FLAC^{3D}

Dans les dernières années, l'utilisation du code de calcul bidimensionnel aux différences finies FLAC (*Fast Lagrangian Analysis of Continua*) s'est beaucoup diffusée. Ce code comprend une vaste gamme de modèles constitutifs et de comportements dépendants du temps, avec la possibilité de modéliser des conditions hydro-mécaniques et dynamiques. Les codes de calcul bidimensionnels comme FLAC considèrent des conditions de déformation plane. De telles conditions ne sont souvent pas valables pour les versants naturels, caractérisés par des lithologies hétérogènes et des topographies fortement contrastées. La disponibilité récente de codes tridimensionnels comme FLAC^{3D} permet de dépasser de telles limites et d'aborder les problèmes de stabilité de manière plus conforme aux conditions réelles du versant. Ces codes peuvent être appliqués dans les domaines de la géotechnique, de la géomécanique, de l'hydraulique et des sciences des constructions.

La méthode d'analyse aux différences finies permet de représenter l'amas rocheux comme un milieu continu, discrétisé en une maille de points. Pour chaque point, une structure d'équations de mouvement est résolue. Pour chaque cycle de calcul (Fig. 7.1), les équations du mouvement sont utilisées pour dériver les nouvelles valeurs des vitesses et des déplacements à partir des contraintes et des forces agissant sur le point. Ensuite, les déformations et les contraintes son calculées à partir des paramètres rhéologiques associés au champ de déplacement. Pour chaque phase d'un cycle, les valeurs des variables en chaque point sont mises à jour à partir de valeurs connues, qui restent fixes pendant la phase de calcul considérée.

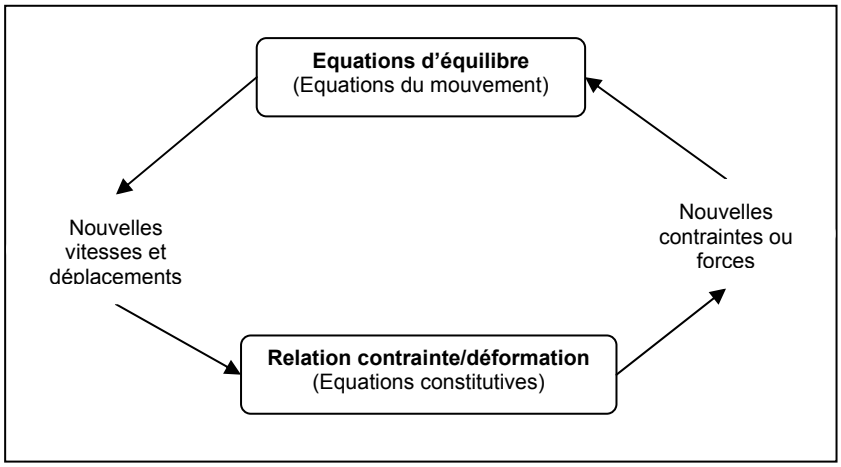


Figure 7. 1. Schéma d'une séquence de calcul en FLAC et FLAC^{3D} (d'après Itasca Consulting Group, 2003, modifié).

Les codes FLAC et FLAC^{3D} sont aussi des codes Lagrangiens. Les ampleurs des déplacements d'une masse soumise à la déformation varient point par point. La déformation déduite du champ de déplacement varie dans le temps. Une fois les conditions initiales données, les variations des vecteurs déplacement dans l'espace sont calculées, pour chaque point de la grille, de façon itérative et les équations différentielles sont résolues à l'aide de la méthode des différences finies.

L'avantage de ce type de processus de calcul est le fait que chaque nœud de la maille communique avec les autres, assurant la transmission des forces à l'intérieur du corps.

Les étapes à accomplir pendant la procédure d'analyse sont illustrées en Fig. 7.2.

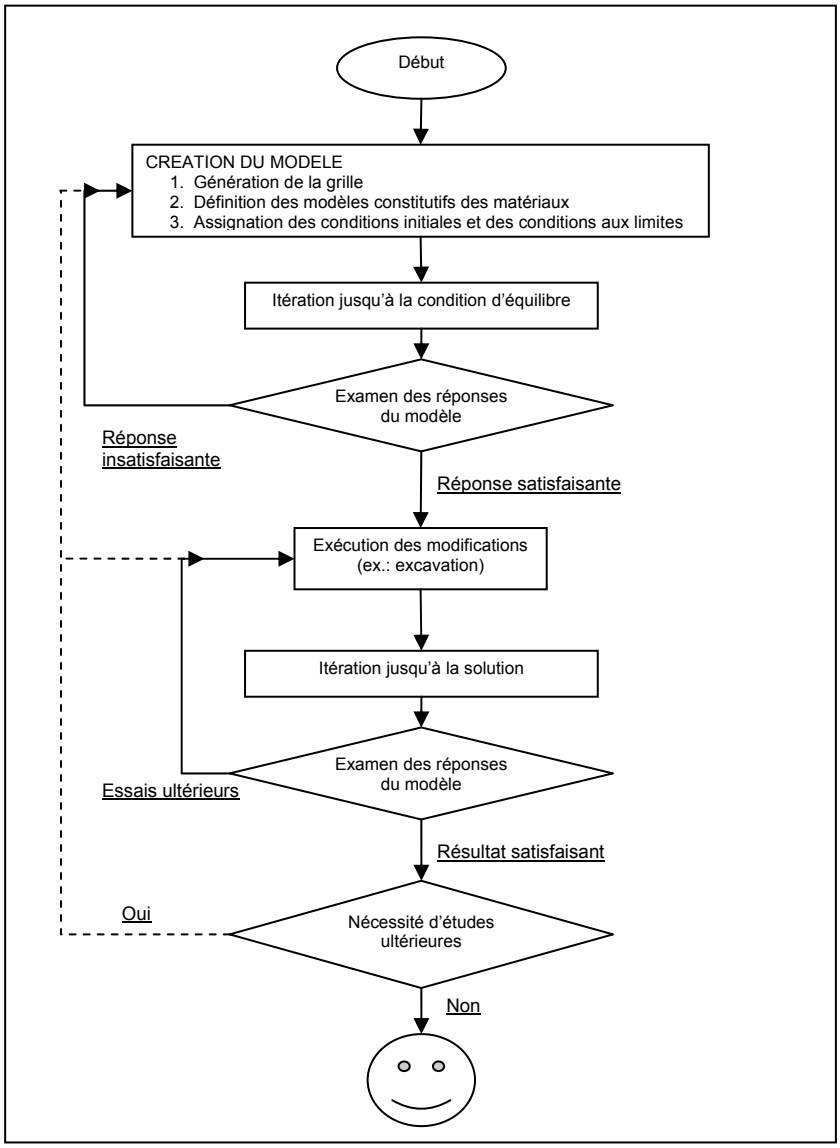


Figure 7. 2. Procédure générale d'analyse avec FLAC et FLAC^{3D}, (d'après Itasca Consulting Group, 2003, modifié).

3. Reconstruction de la géométrie de surface et de profondeur

La reconstruction de la géométrie du versant représente la première étape de la modélisation numérique. Cette opération est très délicate, étant les résultats de l'analyse fonction de la géométrie du problème. La géométrie du versant de S. Andrea a été reconstruite grâce à l'analyse des données disponibles et aux observations directes effectuées sur le terrain. A partir de la coupe géologique réalisée au cours de la campagne de cartographie de détail, le modèle géologique et géotechnique a été défini à la fois sur la base de l'analyse des stratigraphies des forages et à partir de 4 sections de tomographie sismique réalisées au printemps 2003.

3.1. Coupe géologique du versant

La portion inférieure du versant méridional du Mont Zuco (Fig. 7.3) est caractérisée par un anticlinal, ayant en son cœur les calcaires de la Formation du Dürrenstein et les pelites et marnes de la Formation du Raibl. Au-dessus, les gypses et anhydrites de la Formation du Raibl constituent les matériaux directement en contact avec les couvertures détritiques et directement impliquées dans le mouvement de versant. L'épaisseur de ces matériaux anhydritiques pourrait atteindre les 50 m dans le village de Perarolo.

Le flanc septentrional de l'anticlinal est caractérisé par un chevauchement à vergence vers le sud qui, au-dessus des anhydrites, double la séquence calcaires-pelites-anhydrites présente en profondeur.

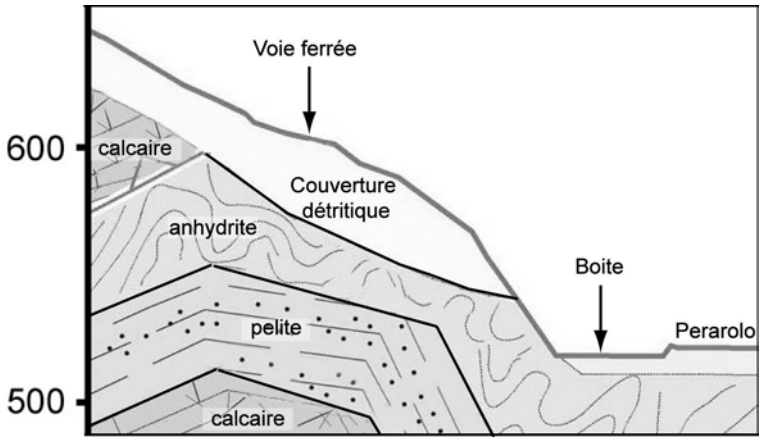


Figure 7. 3. Coupe géologique de la zone du glissement.

3.2. Analyse des stratigraphies des forages

Plusieurs forages ont été réalisés au cours des années sur le versant de S. Andrea, à la fois par la société de chemin de fer et par les organismes régionaux. Comme on peut le voir sur la Figure 7.4, les forages sont localisés essentiellement le long de la voie ferrée et juste à l'aval de celle-ci, à proximité du mur tiranté réalisé par FF.SS.

Les stratigraphies disponibles, ainsi que celles obtenues par les trois forages en cours lors de la rédaction de ce mémoire, ont été utilisées pour reconstruire la géométrie des contacts en profondeur.

En général, les données montrent que l'épaisseur de la couverture détritique est de 25-30 m sur la zone examinée, avec un léger épaississement vers l'est. Ces matériaux sont essentiellement grossiers dans la portion plus superficielle, constituée principalement par des graviers et des sables, pour devenir plus fins en profondeur, avec des niveaux de limons et de limons sableux alternant avec des couches d'argiles et de limons argileux.

Au-dessous de la couverture détritique, la portion supérieure du substratum rocheux, constituée par des gypses et des anhydrites de la Formation du Raibl est très fracturée et altérée dans la partie la plus en aval de la pente, probablement dû a une implication de ces matériaux dans l'ancien glissement qui a affecté le versant entier dans le passé. Les intercalations de matériaux argileux qui localement s'alternent avec les niveaux de gypses et d'anhydrites fracturés, notamment vers l'est, sont des évidences de ce fait.

A partir d'une profondeur d'environ 35-40 m depuis la surface, le substratum gypseux est plutôt compacte et peu fracturée.

3.3. Tomographie sismique

Lors de la rédaction de ce mémoire, des travaux sont en cours sur le glissement de S. Andrea, financés par la Région Veneto, afin de pouvoir mieux caractériser le versant dans la portion la plus en 'aval et de pouvoir décider de manière plus précise des interventions à effectuer dans le futur immédiat. Dans le cadre de ces travaux, avant l'exécution des 3 forages indiqués au paragraphe précédent, des essais de tomographie sismique ont été réalisés, pour pouvoir mieux calibrer les essais directs à exécuter dans les forages mêmes.

La technique consiste à enregistrer, à l'aide de 24 géophones positionnés sur une ligne, la réponse du terrain, en termes de vitesses d'ondes sismiques de compression, aux ondes générées par une masse battante agissant en surface (Fig. 7.5).

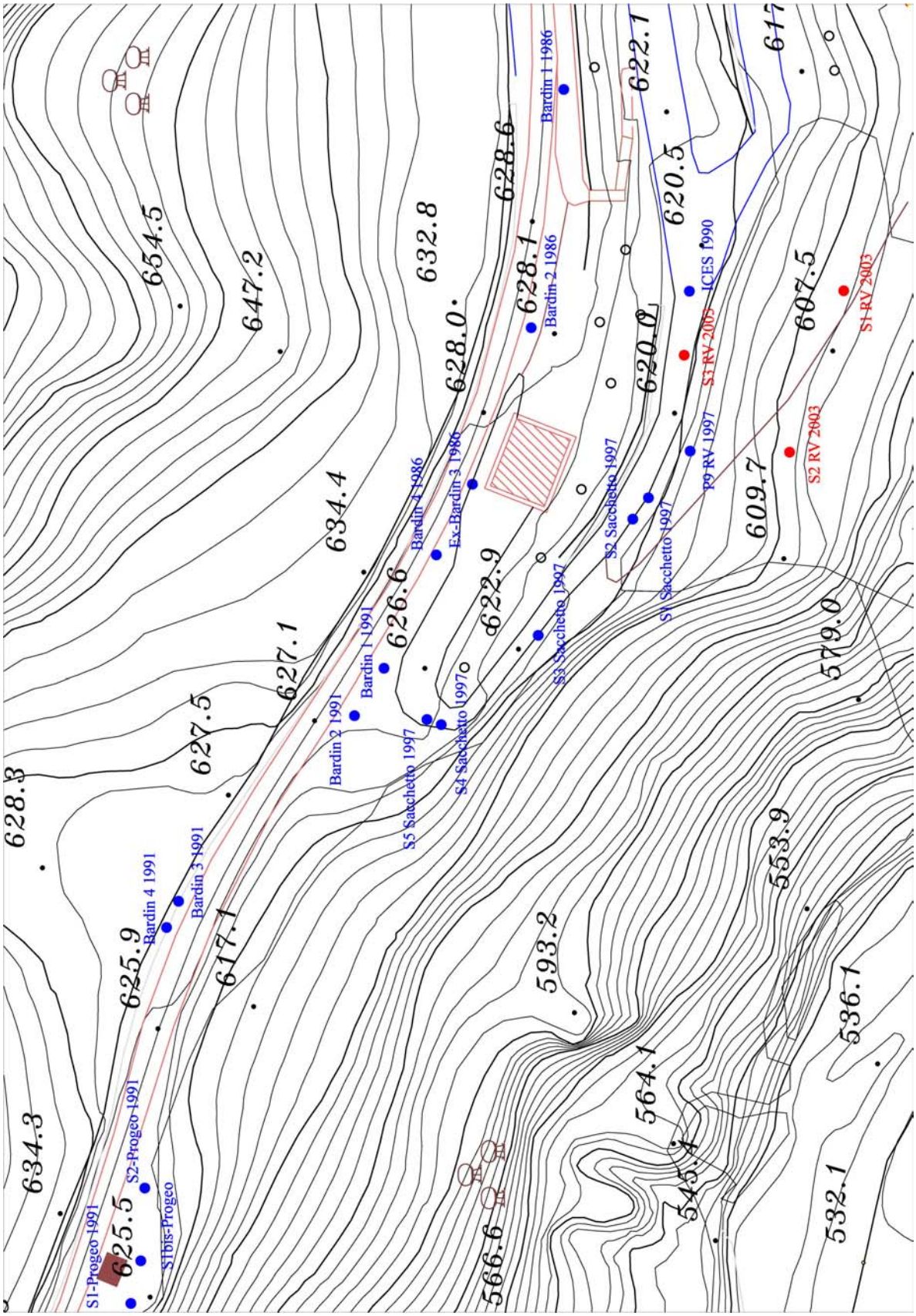


Figure 7. 4. Localisation des forages existants sur le versant de S. Andrea : en bleu les forages effectués dans le passé ; en rouge les forage en cours.

a)

b)

Figure 7. 5. Exécution des lignes sismiques. a) dispositif de masse battante ; b) enregistrement des ondes sismiques aux géophones.

La Figure 7.6 montre la localisation des quatre lignes sismiques réalisées sur le glissement. Les résultats de la tomographie, respectivement pour les sections 1, 2, 3 et 4, sont montrés en Fig. 7.7.

En général, l'analyse des sections montre une succession de trois niveaux de vitesses essentiellement homogènes :

- un niveau superficiel (en orange), avec des vitesses inférieures à 1,5 km/s ;
- un niveau intermédiaire (en vert), avec des vitesses jusqu'à 2-3 km/s ;
- un niveau profond (bleu), avec des vitesses supérieures à 3 km/s.

La connaissance des valeurs des vitesses des ondes de compression dans les matériaux naturels nous permet d'interpréter les données exposées ci-dessus. Le niveau supérieur est alors considéré comme composé par un corps détritique, tandis que les niveaux intermédiaires et profonds sont à interpréter comme constitués respectivement par des matériaux rocheux très fracturés et des matériaux rocheux compacts. Les terrains superficiels à vitesses inférieures à 0,4 km/s, observables en rose et visibles particulièrement dans la coupe 3, correspondent à un matériel peu compact, probablement lié à la présence d'un glissement précédent et aux travaux de façonnement récemment effectués.

L'analyse de détail de ces sections montre que la limite entre terrains à vitesses différentes est plutôt irrégulière. La section 2, correspondant au niveau de la route

départementale, confirme l'épaississement du corps détritique vers l'est. En outre, dans cette section la surface constituant le toit de la roche compacte est plus superficiel vers l'ouest et elle s'approfondit vers l'est, délimitant une ancienne surface d'écoulement de débris.

Sur les coupes 1 et 2, deux stratigraphies de forages ont été superposées aux données sismiques. Une bonne correspondance existe pour la coupe 1. Les variations d'épaisseur visibles sur la coupe sismique 2 sont certainement responsables des décalages entre les observations effectuées au forage « Sacchetto S4 » et les mesures sismiques.

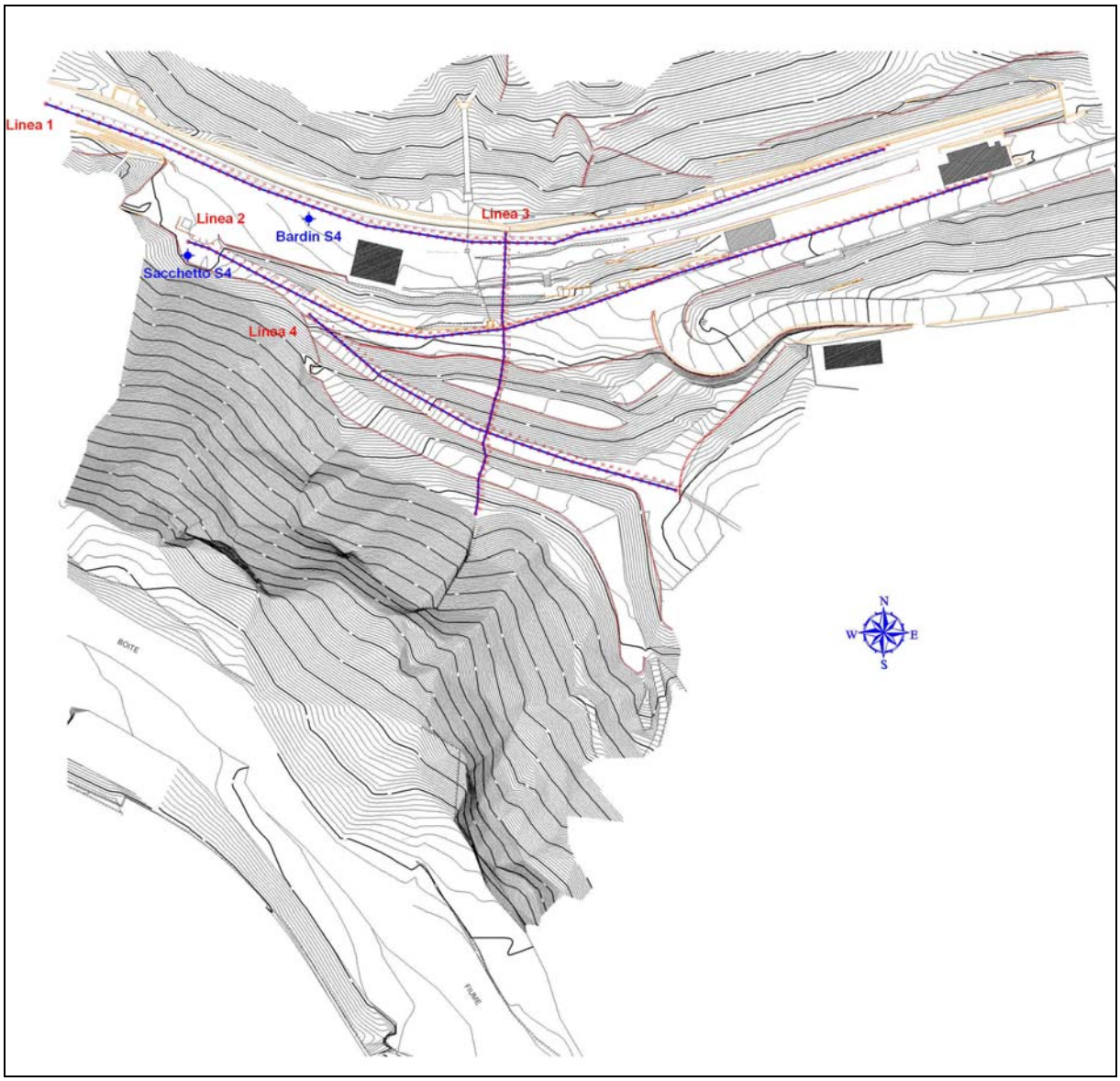


Figure 7. 6. Localisation des lignes sismiques. Les points marqués par « Bardin S4 » et « Sacchetto S4 » montrent la localisation des forages utilisés comme calibrage pour l'interprétation des données sismiques.

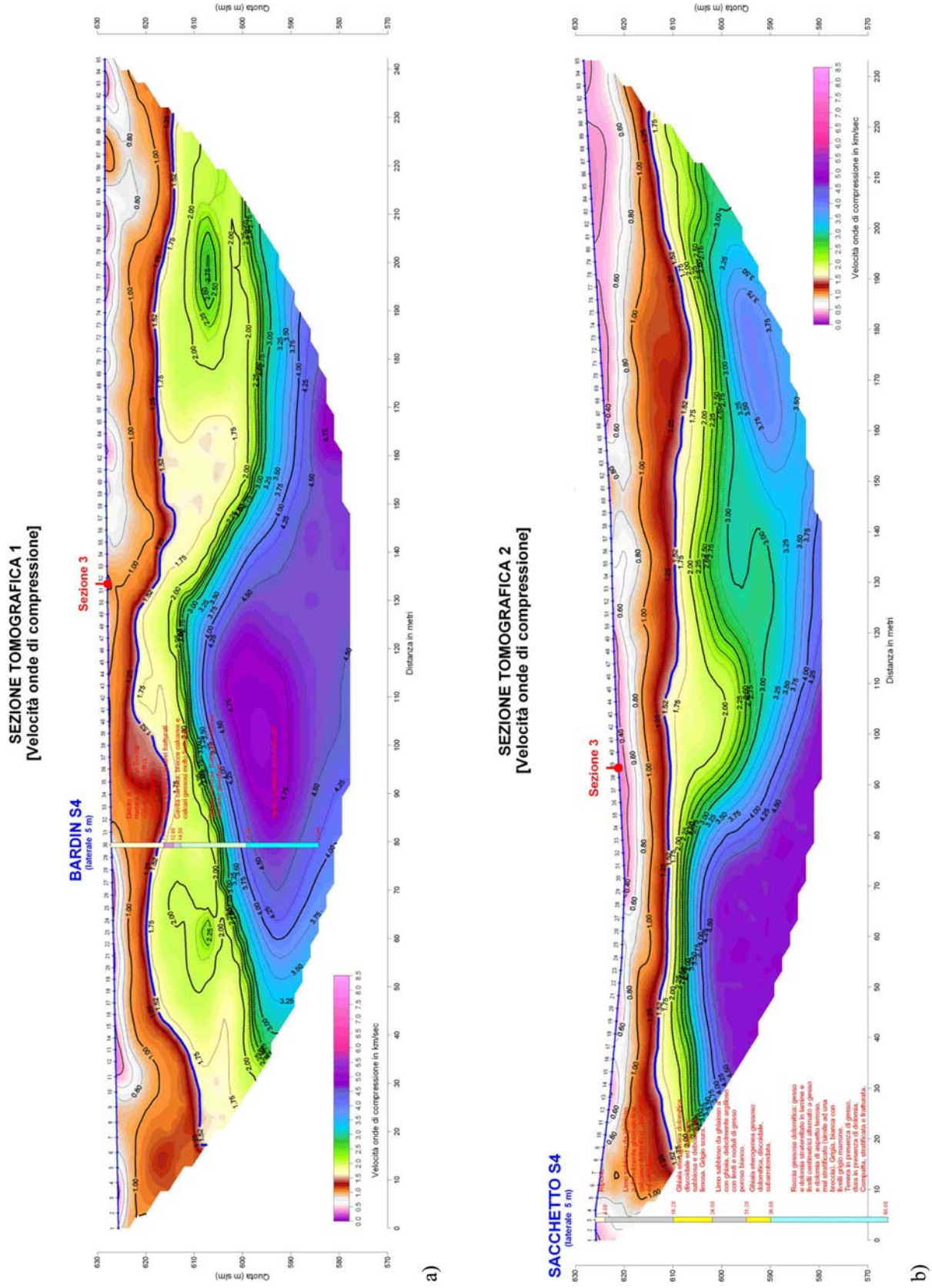


Figure 7. 7. Sections de tomographie sismique. a) section 1 ; b) section 2.

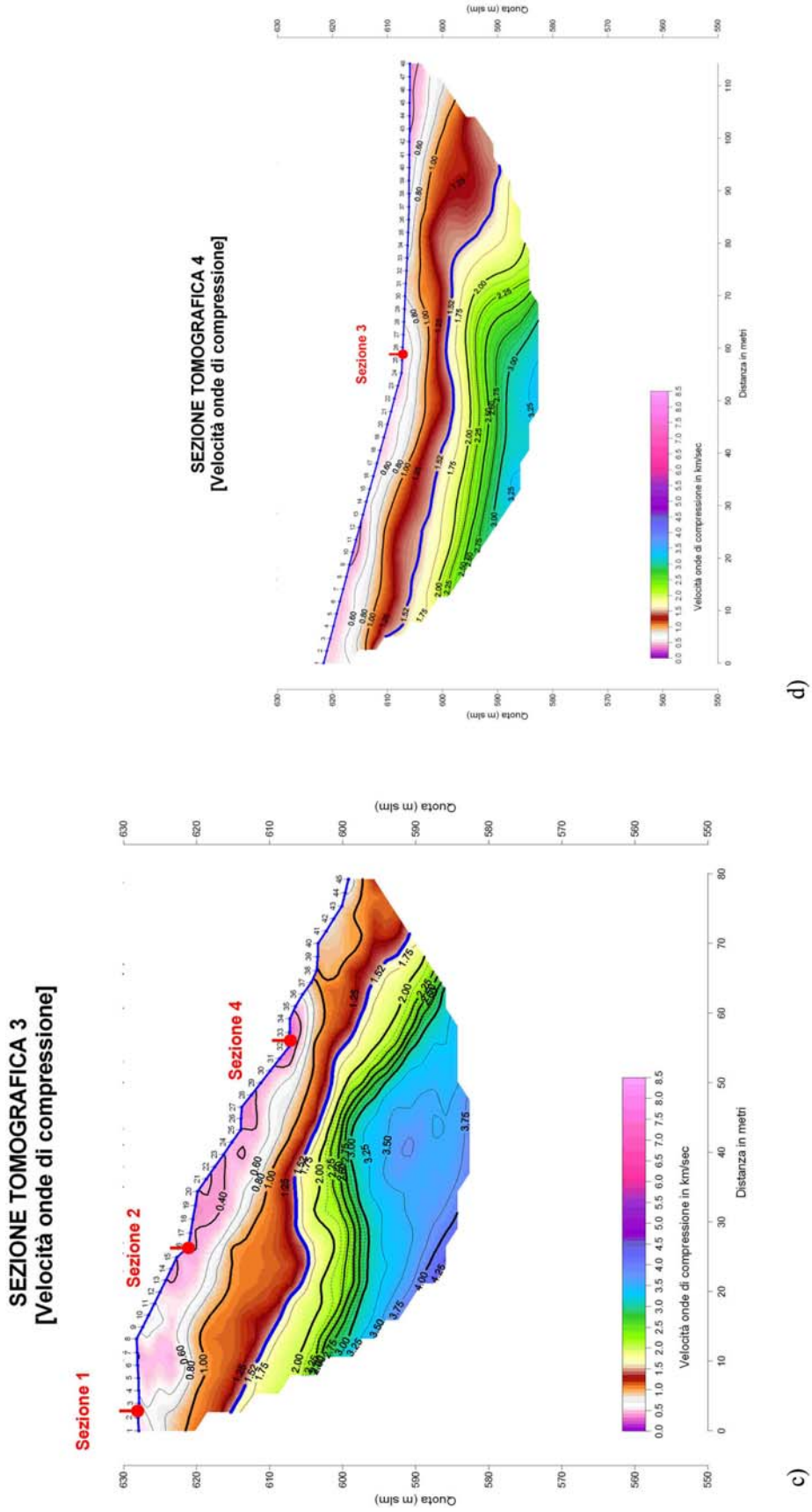


Figure 7. 7. (suite). c) section 3 ; d) section 4.

4. Paramètres géomécaniques et géotechniques des matériaux

Les paramètres géomécaniques et géotechniques des matériaux naturels constituants le versant du glissement de S. Andrea, nécessaires pour la modélisation aux différences finies, ont été estimés à partir des données géologiques et géomorphologiques, des analyses géomécaniques, des essais géophysiques et de la littérature scientifique disponible.

4.1. Analyse géomécanique du massif rocheux

Afin de pouvoir caractériser de manière réaliste les lithologies affleurant dans le versant, plusieurs stations de mesures géomécaniques ont été réalisées. Ces mesures ont été effectuées sur les parois rocheuses dolomitiques et calcaires présentes en amont et à l'est du glissement actif et sur les affleurements d'anhydrites à la base de la zone en mouvement (Fig. 7.8). A cause de leur géométrie, les parois rocheuses en amont ont été analysées à l'aide de *scanlines*, selon la norme technique de l'ISRM (International Study of Rock Mechanics), tandis que les affleurements gypseux à la base du versant ont été l'objet seulement d'estimations ponctuelles des valeurs de résistance à compression uniaxiale.

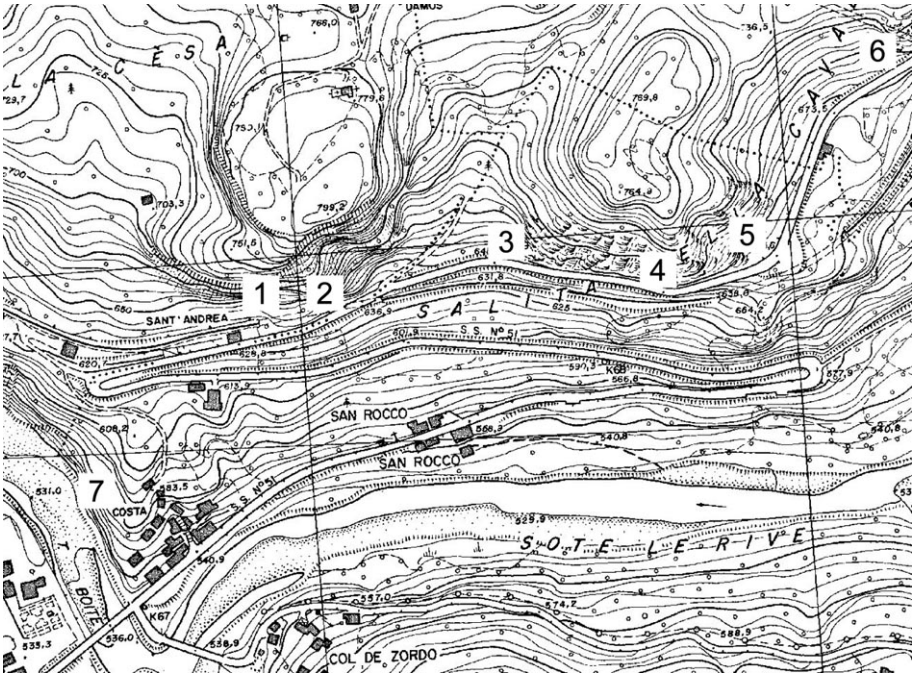


Figure 7. 8. Localisation des stations de mesure géomécaniques.

Vue l'importance de la résistance des matériaux dans la modélisation numérique, les mesures de résistance à compression uniaxiale sont présentées en détail.

Classification de l'amas rocheux

Sur l'affleurement en amont, six stations de mesures ont été réalisées. Pour chaque station, les paramètres suivants ont été évalués :

1. type de discontinuité
2. pendage des discontinuités
3. espacement des discontinuités
4. ouverture des discontinuités
5. persistance des discontinuités
6. altération des discontinuités
7. remplissage des discontinuités
8. rugosité des discontinuités
9. résistance à la compression uniaxiale des parois
10. présence d'eaux d'infiltration.

Les données ainsi obtenues ont été utilisées pour l'évaluation de la qualité mécanique de l'amas rocheux, à l'aide de la classification proposée par Bieniawski (1989). Cette classification, appelée *Rock Mass Rating System* (RMR), consiste à attribuer, pour chacun des paramètres considérés, une note, appelé *rating*, qui dépend des valeurs des mesures effectuées sur l'amas. A partir des données de terrain, des abaques permettent de convertir ces valeurs en *rating*.

Les résultats de telle classification, montrés dans le tableau suivant, indiquent une bonne qualité (classe II) de l'amas rocheux si l'on considère la valeur base du RMR (RMR_{basic}). En considérant la pente du versant, la qualité se réduit à la classe III / IV, c'est-à-dire moyenne / mauvaise.

Dans le Tableau 7.2, les valeurs de cohésion et d'angle de frottement interne ont été évaluées empiriquement, selon ce qui a été proposé par Bieniawski même. En outre, la valeur du RQD (*Rock Quality Designation*) a été calculée sur la base des valeurs d'espacement, opportunément corrigées.

	valeur	rating
RQD	99%	20
PLT Is (MPa)	2 - 4	
σ_c (MPa)	100 - 250	7 - 12
Espacement	0.6 - 2 m	15
Conditions des discontinuités		9 - 15
Eau		10 - 15
RMR_{basic}		**61 - 77**
Qualité de l'amas	**II Bonne**	
C (kPa)	**300 - 400**	
Φ	**35° - 45°**	
Conditions de pendage		-5 ÷ -25
RMR		**36 - 72**
Qualité de l'amas	**III / IV Moyenne / Mauvaise**	
C (kPa)	**100 - 200**	
Φ	**15° - 25°**	

Tableau 7. 2. *Résultats de la classification de l'amas rocheux selon Bieniawski. RQD : Rock Quality Designation ; PLT : Point Load Test ; σ_c : résistance à la compression uniaxiale ; C : cohésion ; Φ : angle de frottement.*

Mesures au scléromètre

Le scléromètre, ou « Marteau de Schmidt », est un dispositif portable qui permet d'estimer la part d'énergie restituée par un bloc rocheux lors d'une percussion d'énergie donnée. Une telle énergie est mesurée à l'aide du nombre de rebonds d'une masse localisée à l'intérieur de l'instrument.

Pour chaque station de mesure, au minimum 10 lectures sont nécessaires sur le même point. La valeur de résistance à la compression uniaxiale est obtenue, pour chaque point, à partir de la valeur moyenne du nombre de rebonds, calculée sur les 5 données les plus élevées. A partir de cette grandeur et de la valeur de densité de la roche, le diagramme de Fig. 7.9 permet de remonter à la résistance à la compression uniaxiale.

Les mesures scléromètriques ont été réalisées sur les parois calcaires et dolomitiques en amont du glissement en plusieurs points pour chaque station de mesure, à la fois sur la surface rocheuse en affleurement et sur les surfaces des discontinuités. En outre, des mesures ont été effectuées sur les affleurements d'anhydrites à la base du versant. Dans ce dernier cas, vues les difficultés d'accès, seules des mesures ponctuelles ont été exécutées, sans la réalisation d'une vraie *scanline*.

Pour le haut du versant, les résultats suivants sont obtenus :

- valeur la plus fréquente : 100 – 120 MPa,
- valeur moyenne : 104,1 MPa,
- déviation standard : 33,4 MPa.

Pour le bas du versant, sur les affleurements d'anhydrites :

- valeur la plus fréquente : 30 - 35 MPa,
- valeur moyenne : 29,6 MPa,
- déviation standard : 9,3 MPa.

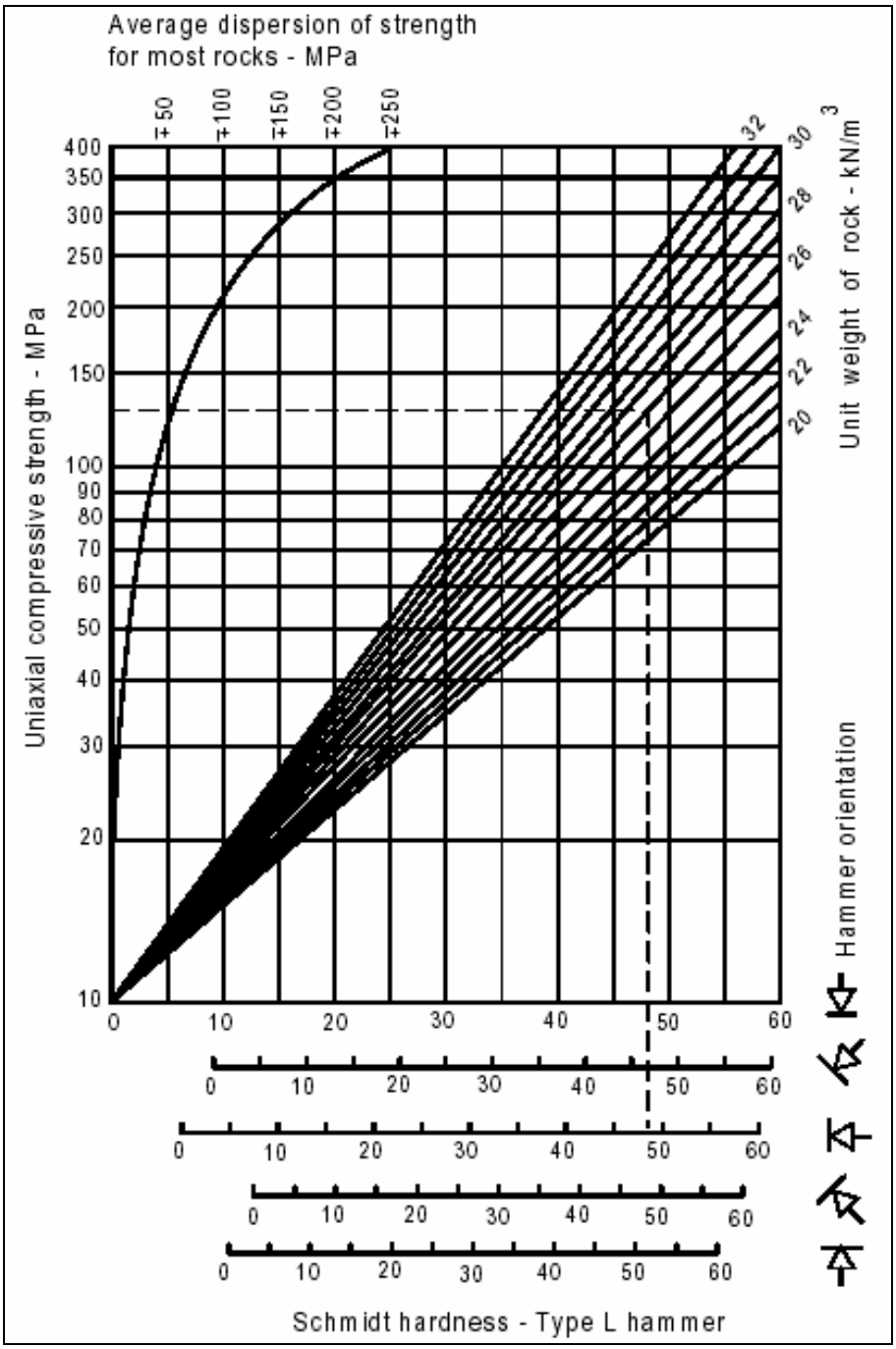


Figure 7. 9. Diagramme de Schmidt (d'après Hudson & Harrison, 1997).

Les données ci-dessus montrent que les anhydrites présentent des valeurs plus faibles par rapport aux calcaires et dolomies sus-jacentes. De plus, la valeur de la déviation standard de la résistance à la compression des anhydrites montre que cette formation est plutôt hétérogène en surface, certainement dû, outre les conditions structurales, aux phénomènes d'altération différentielles et à l'hétérogénéité lithologique (gypses, anhydrites et calcaires gypseux).

Dans le modèle, les paramètres mécaniques des anhydrites mesurés en surface ont été attribués à toute la partie supérieure de la couche d'anhydrites. Cette partie supérieure a probablement été affectée par des phénomènes d'altération lors de son exposition en surface avant la mise en place du glissement.

4.2. Essais directs pendant les forages

Pendant les forages en cours, plusieurs essais sont programmés, directement sur le terrain ou en laboratoire, à la fois sur les matériaux de la couverture détritique et sur les roches. Seulement quelques-uns de ces essais ont pu être exécutés lors de la rédaction de ce mémoire et ils ont donc été utilisés dans la phase de modélisation.

Essais SPT

Au cours des forages, deux essais SPT (*Standard Penetration Test*) on été effectués pour chaque forage sur les matériaux détritiques, à une profondeur d'environ 6 m et 20 m respectivement.

Cet essai consiste à compter le nombre de coups nécessaire pour enfoncer la pointe creuse de l'instrument dans le terrain sur une longueur de 45 cm. La valeur mesurée sur les derniers 30 cm permet, à l'aide des abaques repérables en littérature, de remonter aux valeurs des paramètres élastiques des matériaux, en termes de module de rigidité (*bulk modulus*) et de module de cisaillement (*shear modulus*), outre que d'estimer indirectement la valeur de l'angle de frottement du matériel.

Les essais SPT effectués sur le glissement de S. Andrea nous ont permis d'obtenir des valeurs fiables des paramètres élastiques de la couverture détritique graveleuse et sableuse, et des niveaux de matériel argileux.

Evaluation de la résistance à la compression uniaxiale sur les carottes rocheuses

Les valeurs de résistance à la compression uniaxiale sur les carottes rocheuses d'anhydrites ont été obtenues à l'aide des mesures scléromètriques (Fig. 7.10). Seules les morceaux de carotte d'une dimension minimale de 15 cm ont été considérés. Comme pour les mesures en affleurement, 10 mesures ont été exécutées, dont les 5 plus fortes valeurs ont été utilisées dans l'estimation des valeurs de résistance à la compression.

Figure 7. 10. Scléromètre posé sur une cassette de récupération des carottes de forage.

Les données obtenues montrent les résultats suivants :

- valeur la plus fréquente : 50 - 60 MPa,
- valeur moyenne : 46,1 MPa,
- déviation standard : 17,1 MPa.

L'analyse de ces résultats montre à nouveau que le substratum rocheux est caractérisé par une forte variation spatiale des valeurs de résistance à la compression. Cependant, les valeurs de résistance sont plus élevées que dans le cas des essais en affleurement, sur la surface actuellement exposée à l'altération.

5. Modèle géologique et géotechnique du versant de S. Andrea

D'après les analyses décrites aux paragraphes précédents, un modèle géologique et géotechnique du versant a été défini. Le modèle a été partiellement simplifié par rapport à la réalité, toujours en conservant les détails nécessaires à un bon niveau d'approfondissement de l'analyse.

La Fig. 7.11 montre les modèles utilisés pour les analyses respectivement en deux et en trois dimensions par la représentation des valeurs du module de rigidité des matériaux. Le tableau 7.3 montre les valeurs des paramètres utilisés.

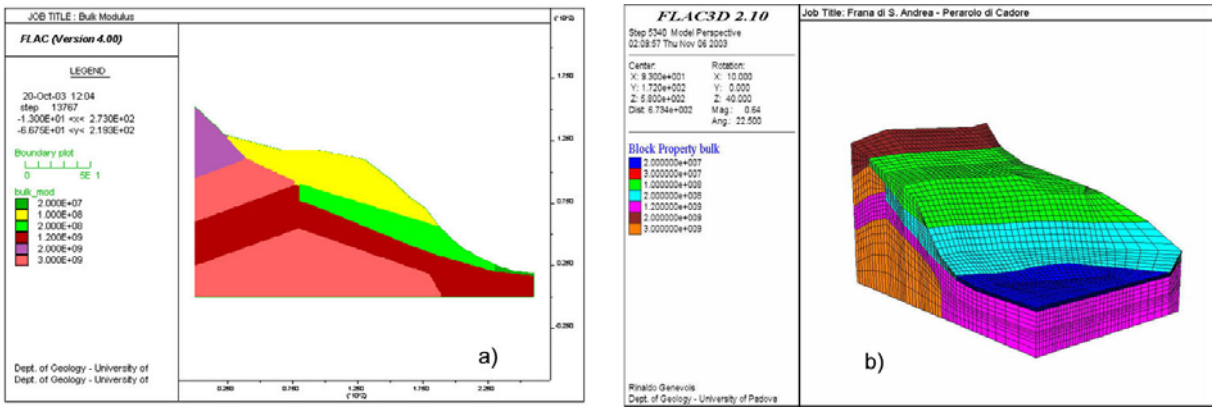


Figure 7. 11. Valeurs de rigidité des matériaux utilisées dans les modèles. a) modèle en deux dimensions ; b) modèle en trois dimensions.

Matériaux	Densité (Kg/m^3)	Module de rigidité (Pa)	Module de cisaillement (Pa)	Angle de frottement (°)	Cohésion (Pa)	Résistance à traction (Pa)
Anhydrites compactes	2600	1,20E+09	0,40E+09	32	1,00E+06	5,00E+05
Anhydrites fracturées	2200	2,00E+08	5,00E+07	32	4,00E+05	2,00E+05
Marnes	2600	3,00E+09	1,00E+09	36	3,00E+06	4,00E+05
Argiles	1800	3,00E+07	5,00E+06	26	5,00E+04	5,00E+03
Corps détritique	1900	1,00E+08	4,00E+06	40	1,50E+04	3,00E+03
Alluvions	2000	2,00E+07	7,00E+06	35	0,00E+00	0,00E+00
Indifférencié sup.	2700	2,00E+09	1,00E+09			
Indifférencié inf.	2700	3,00E+09	1,50E+09			

Tableau 7. 3. Valeurs des paramètres utilisés dans l'analyse.

Un comportement du type Mohr-Coulomb (élastique parfaitement plastique) a été attribué à toutes les lithologies, sauf aux deux matériaux appelés Indifférencié supérieur et

Inférieur, qui ont été considérés, pour simplification, comme élastiques. Le cœur de l'anticlinal dans la portion inférieure du versant, constitué par des calcaires et des pelites, a été groupé et considéré comme formé par un seul lithotype, en raison de la profondeur du toit des pelites, suffisante pour ne pas être affecté par les mouvements de la partie supérieure du versant.

Les conditions hydrogéologiques du versant ont été supposées à partir des données disponibles et de réflexions effectuées sur les caractéristiques hydrauliques des terrains présents. Des essais de perméabilité directe étant prévus pendant l'exécution des forages, les données ne sont pas encore disponibles lors de la rédaction de ce mémoire.

Théoriquement, le substratum rocheux devrait montrer, au moins localement, des valeurs de conductivité hydraulique supérieures aux matériaux détritiques sus-jacents, à cause de l'important degré de fracturation relevé dans les forages. Cependant, des rares et faibles venues d'eau ont été observées au contact entre le substratum anhydritique et la couverture détritique. Ce fait indiquerait que le substratum rocheux est moins perméable que la couverture. En outre, les rares données piézométriques existantes montrent la présence de deux petites nappes distinctes, l'une dans les terrains de la couverture, l'autre dans les substratum rocheux.

Cependant, dans le modèle, une condition hydrostatique simple a été utilisée. En présence de données hydrogéologiques plus nombreuses, il aurait été possible de tenir compte d'une nappe supérieure ayant des lignes de flux plus inclinées que la pente. Cette condition serait moins déstabilisante qu'une condition de flux parallèle au versant, mais plus qu'une condition hydrostatique.

6. Analyse numérique du versant de S. Andrea

L'analyse numérique aux différences finies du versant de S. Andrea a été réalisée pour trois conditions différentes :

1. condition géométrique du versant avant le glissement de novembre 2000 ;
2. condition géométrique du versant actuel, après le glissement de novembre 2000 et le façonnement qui a été réalisé après le glissement ;
3. hypothèses de façonnement futur, visant à rétablir des conditions acceptables d'équilibre du versant.

En particulier, la première parmi les conditions énoncées ci-dessus a été analysée en deux et trois dimensions, tandis que les deux autres conditions ont été analysées en deux dimensions.

Les étapes accomplies dans la génération des modèles présentés par la suite, sont montrées en Fig. 7.2. Pendant le calcul, des points de contrôle sont insérés en plusieurs positions dans le modèle, afin de pouvoir suivre la variation des déplacements en ces points. Le versant est en condition de stabilité quand le bilan des forces se stabilise et les valeurs de déplacement des points de contrôle tendent asymptotiquement à une valeur constante. La condition de plastification représente un état de déformation tel que la totalité des résistances de pic a été atteinte. Pour chaque modèle, plusieurs diagrammes sont montrés : les déplacements horizontaux et verticaux, les courbes de déplacement des points de contrôle, les conditions de plastification et les incréments des déformations de cisaillement.

6.1. Analyse avant le glissement de novembre 2000

La condition du versant avant le glissement du novembre 2000 a été analysée à la fois avec le code FLAC et le code FLAC^{3D}. Pour chacun des deux modèles, bi- et tridimensionnels, deux conditions hydrogéologiques du versant ont été considérées. D'abord, l'analyse a été réalisée en considérant une surface phréatique saturant le substratum rocheux et la base des terrains de couverture pour quelques mètres. Ensuite, la surface phréatique a été élevée, jusqu'à saturer environ la moitié des terrains de couverture.

Les résultats de ces analyses seront montrés d'abord pour le modèle 2D, puis pour le modèle 3D. Les deux modèles sont ensuite comparés.

6.1.1. Analyse en deux dimensions

Dans la première hypothèse, caractérisée par une position basse de la nappe dans la couverture détritique, le versant se trouve en conditions de stabilité, comme on peut le voir sur la Fig. 7.12a, qui montre les déplacement des points de contrôle, dont la position est montrée en Fig. 7.12b. Cependant, l'analyse des distributions des déplacements dans la coupe examinée (Fig. 7.12b-c) montre que les valeurs maximales du déplacement horizontal atteintes sur le versant sont de l'ordre de la dizaine de cm et qu'ils se localisent en surface, à la base de la couverture détritique. Ces déplacements ne peuvent pas être négligés, comme

on peut le voir de la distribution des zones plastifiées (Fig. 7.12d). Les points en rouge sur la Figure 5.12d montrent que le secteur à l'amont de la couche détritique, au niveau de la voie ferrée, et localement le secteur à l'aval, se trouvent dans un état de quasi-rupture. En outre, le secteur à l'amont se trouve aussi, dans la portion superficielle, en condition de rupture en traction. Ces informations, associées à celles de l'incrément des déformations de cisaillement (Fig. 7.12e), montre que la zone intéressée par l'instabilité est la couverture détritique. Bien que les valeurs maximales de ce paramètre se concentrent dans des secteurs localisés, de telles conditions pourraient provoquer le développement d'une surface de décollement circulaire, qui joindrait les deux secteurs en condition critique, avec un comportement pratiquement rigide de la portion détritique intermédiaire.

Si le niveau de la nappe augmente jusqu'à environ la moitié de l'épaisseur de la couverture détritique, la situation change radicalement. Dans ces conditions, le système n'est plus stable, comme démontré par le diagramme du bilan des forces (Fig. 7.13a). Les points de contrôle situés en surface et jusqu'au contact avec le substratum sous-jacent montrent des déplacements qui augmentent avec le nombre de cycles de calcul (Fig. 7.13b), avec des valeurs de l'ordre de plusieurs dizaines de cm (Fig. 7.13c-d). L'état de plastification est montre maintenant qu'une surface de glissement se forme, intéressant la portion plus aval de la couverture détritique (Fig. 7.13e). Ce fait est confirmé par le diagramme de la distribution des valeurs maximales de l'incrément des déformations de cisaillement (Fig. 7.13f).

Cette situation montre comment le glissement de novembre 2000 a pu se produire. Les pluies exceptionnelles qui ont affecté le versant pendant les semaines précédentes (voir chapitre 3 pour détails) ont provoqué une élévation de la surface de la nappe, qui a ensuite causé la déstabilisation de la portion avancée du versant.

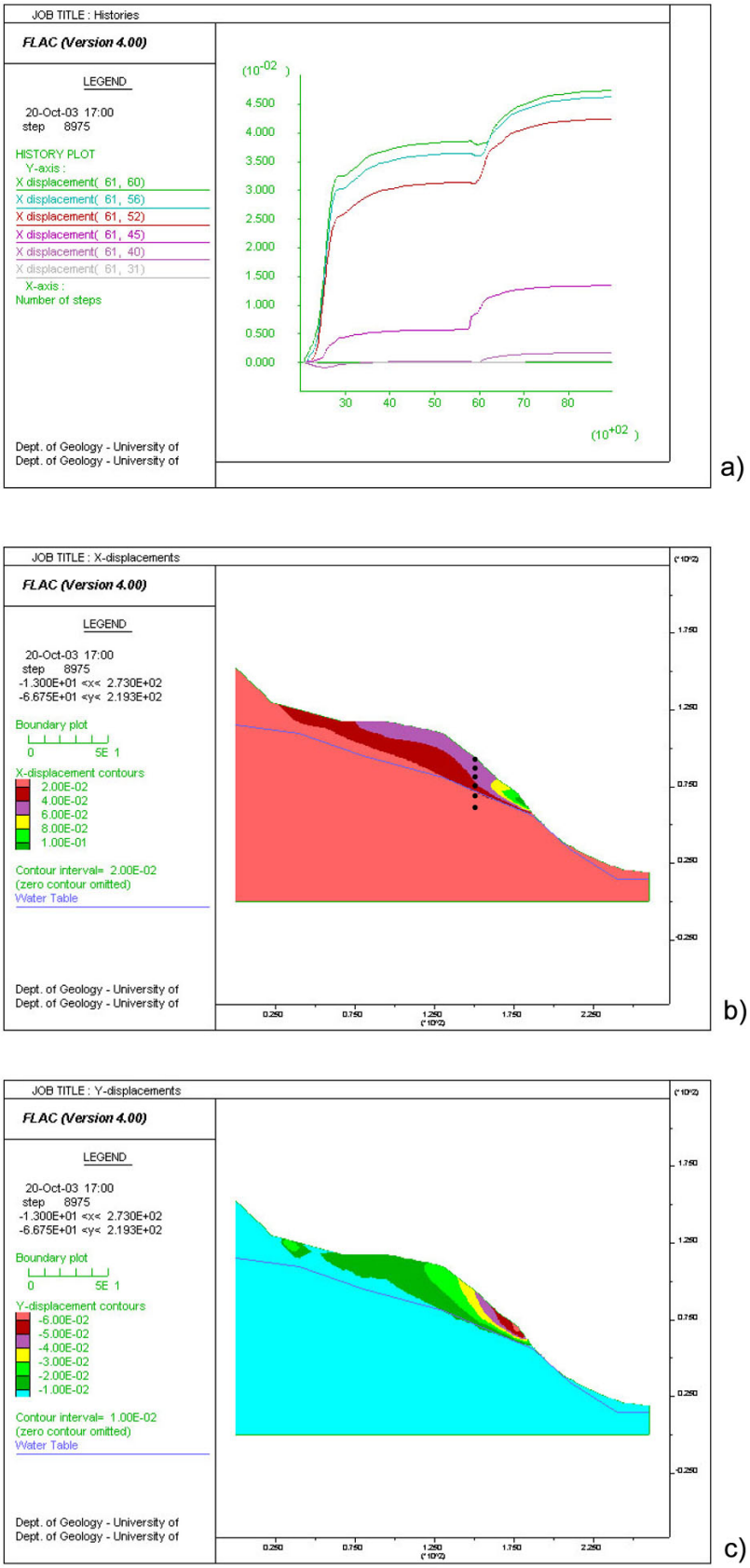
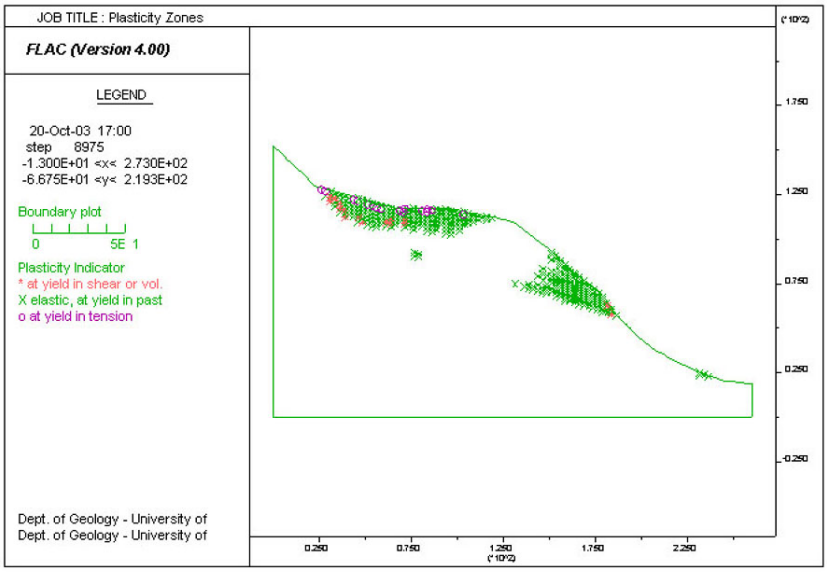
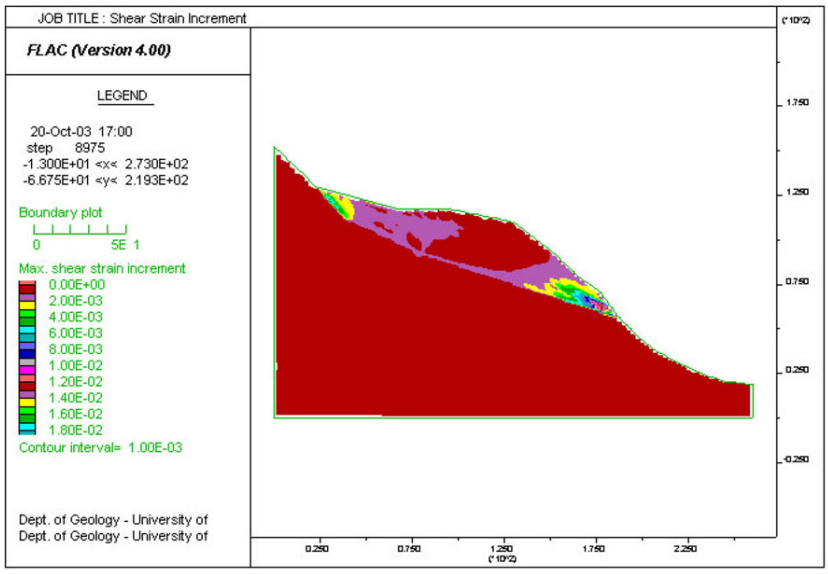


Figure 7. 12. Analyse bidimensionnelle du glissement dans les conditions pré-glissement de novembre 2000 et de nappe phréatique basse. a) déplacements des points de contrôle ; b) déplacements en horizontaux ; les points noirs indiquent les positions des points de contrôle ; c) déplacements en verticaux.



d)



e)

Figure 7.12. (suite) d) zones de plastification ; e) incrément des déformations de cisaillement.

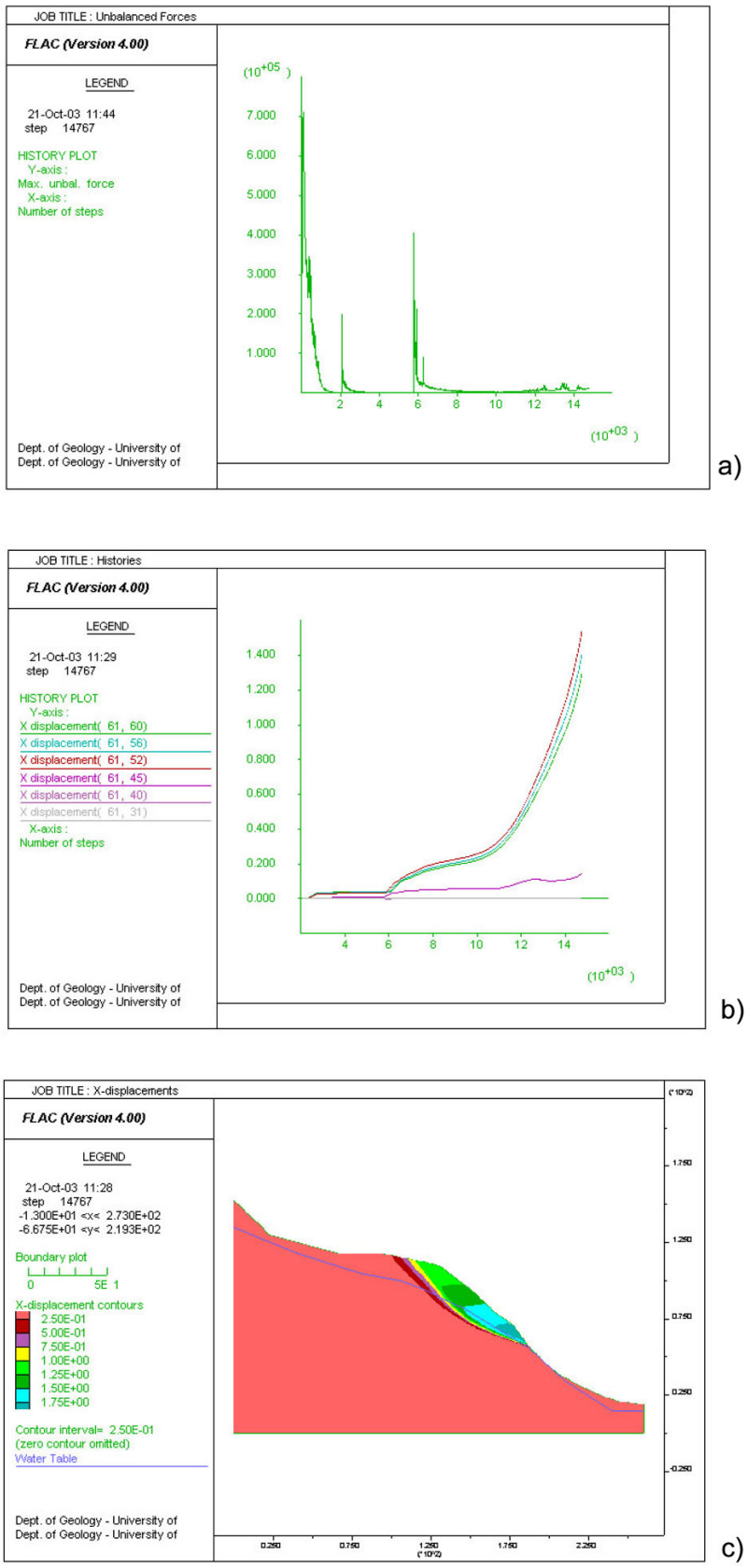
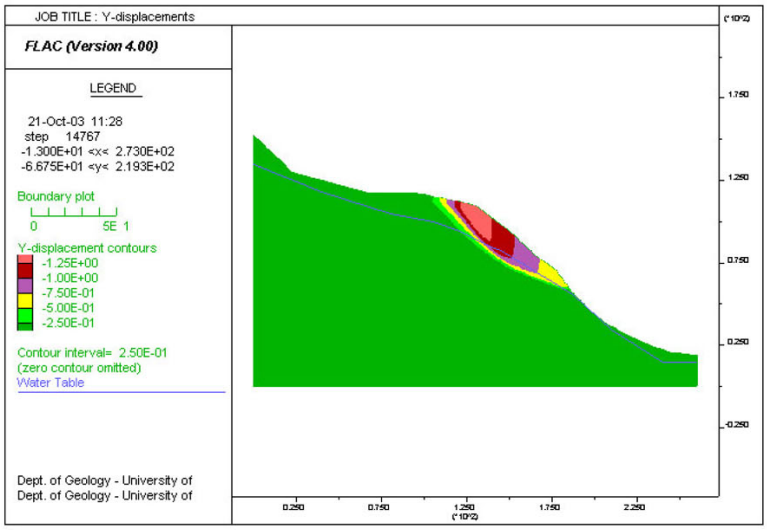
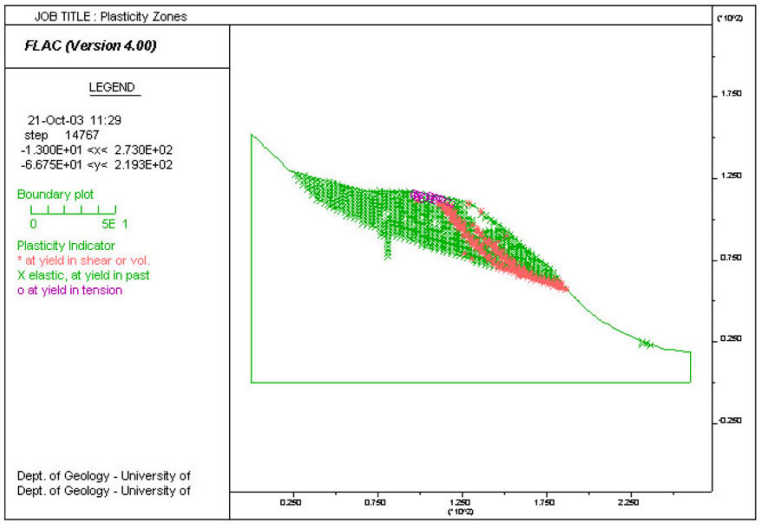


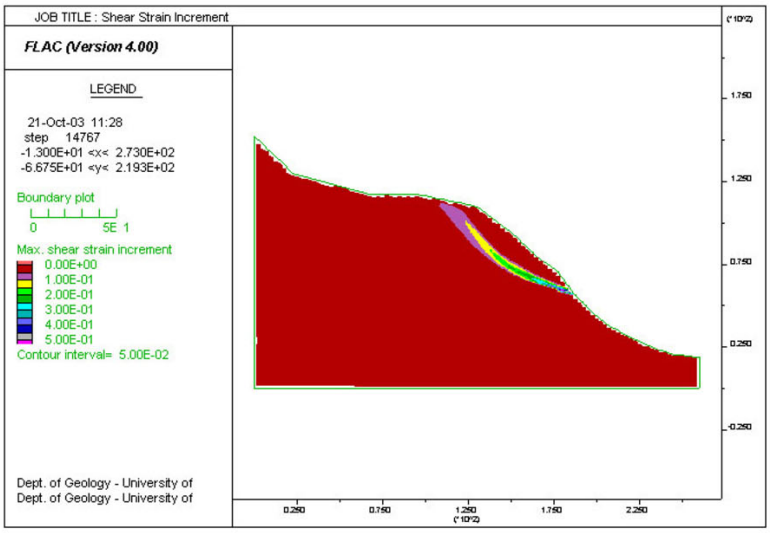
Figure 7. 13. Analyse bidimensionnelle du glissement dans les conditions pré-glissement de novembre 2000 et de nappe phréatique haute. a) courbe du bilan des forces ; b) déplacements des points de contrôle ; c) déplacements horizontaux.



d)



e)



f)

Figure 7.13. (suite) d) déplacements verticaux ; e) zones de plastification ; f) incrément des déformations de cisaillement.

6.1.2. Analyse en trois dimensions

L'analyse tridimensionnelle effectuée sur le versant de S. Andrea a permis de tenir compte des variations latérales de la stratigraphie. En particulier, selon les données acquises sur les forages en cours, une couche de matériel argileux a été insérée à la base de la couverture détritique dans la portion orientale du versant.

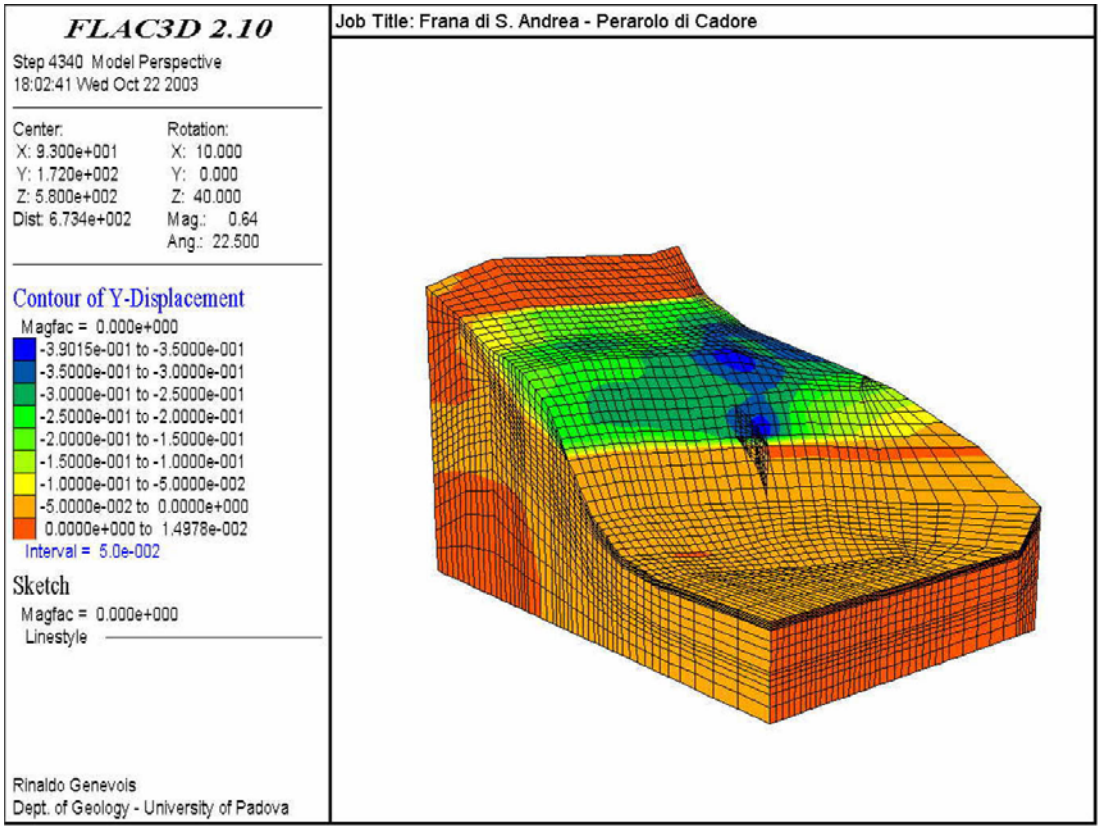
Dans la première hypothèse, concernant un niveau phréatique bas dans les dépôts détritiques, l'analyse en trois dimensions montre que le versant est stable. Les valeurs maximales des déplacements en surface, de l'ordre de quelques dizaines de cm, se concentrent dans les secteurs centraux et orientaux du versant (Fig. 7.14a-b). En profondeur, une coupe du versant le long d'un plan parallèle à la pente, approximativement le long de la voie ferrée, montre que les mouvements se concentrent dans la portion superficielle et tendent à s'approfondir vers l'est, dans la couche de matériaux argileux (Fig. 7.14c). De même, une coupe perpendiculaire au versant met en évidence que les déplacements intéressent seulement la portion superficielle du versant (Fig. 7.14d). Le diagramme des zones de plastification en surface (Fig. 7.14e) et des incréments des déformations de cisaillement (Fig. 7.14f) montrent que les secteurs centraux et occidentaux du versant sont affectés par des ruptures de cisaillement concentrées à la base de la couverture détritique, tandis que le secteur plus à l'amont est affecté par des ruptures en traction. La coupe parallèle au versant met en évidence que les déformations sont concentrées principalement dans la couche détritique (Fig. 7.14g-h), mais elle montre aussi comment les zones de rupture s'étendent en profondeur dans le secteur oriental et partiellement dans la partie centrale du versant, à proximité du contact entre les anhydrites fracturées et les argiles. De la même manière, la coupe perpendiculaire au versant montre la déstabilisation des dépôts de surface, avec la formation partielle de bandes de cisaillement (Fig. 7.14i-l).

Si, à partir de cette situation, le niveau de la nappe phréatique subit une élévation de quelques mètres, la condition de stabilité du versant n'est plus satisfaite (Fig. 7.15a-b), les déplacements maximaux deviennent importants, toujours en impliquant seulement la couverture détritique et la couche argileuse (Fig. 7.15c-d-e-f). Pratiquement toute la portion occidentale du versant est en condition de rupture (Fig. 7.15g), tandis que les anhydrites fracturées ne le sont qu'au contact avec les argiles, probablement à cause du fait que ce contact a été supposé, par simplification, vertical dans le modèle (Fig.7.15i). Les zones plastifiées sont localisées aussi le long du contact basal des dépôts détritiques, comme on peut le voir dans les diagrammes représentant les zones de plastification et les valeurs

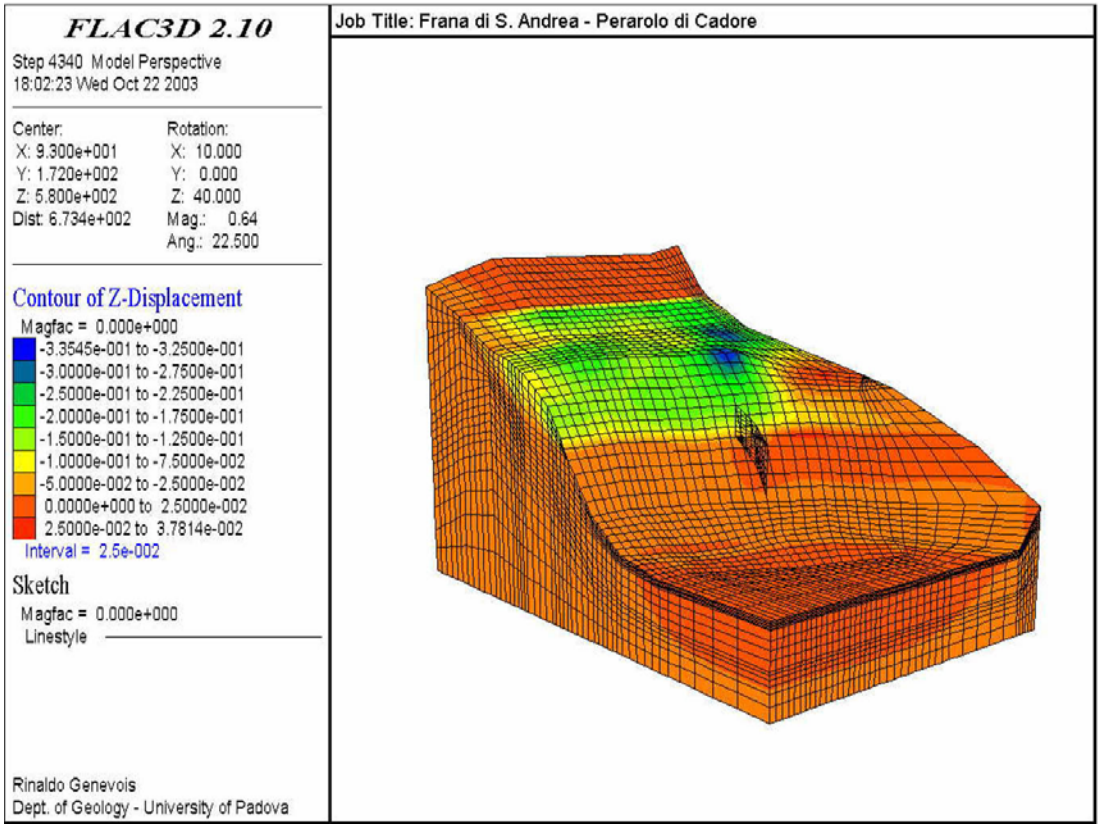
maximales des incréments des résistances de cisaillement sur les différentes couches (Fig. 7.15i-l-m-n).

Le système n'étant pas à l'équilibre dans cette condition, une surface de décollement a pu se développer. Sur cette surface la partie aval de la couche détritique a pu glisser en novembre 2000.

La position des déplacements maximaux modélisés correspond à celle des déplacements maximaux mesurés sur le terrain et illustrés dans le chapitre 6. Bien que le modèle se réfère à une situation après le glissement produit en novembre 2000 et que les mesures soient effectuées dans la condition actuelle, cette correspondance confirme les résultats du modèle. La partie centrale et occidentale du versant est alors celle qui se trouve en conditions de rupture potentielle.

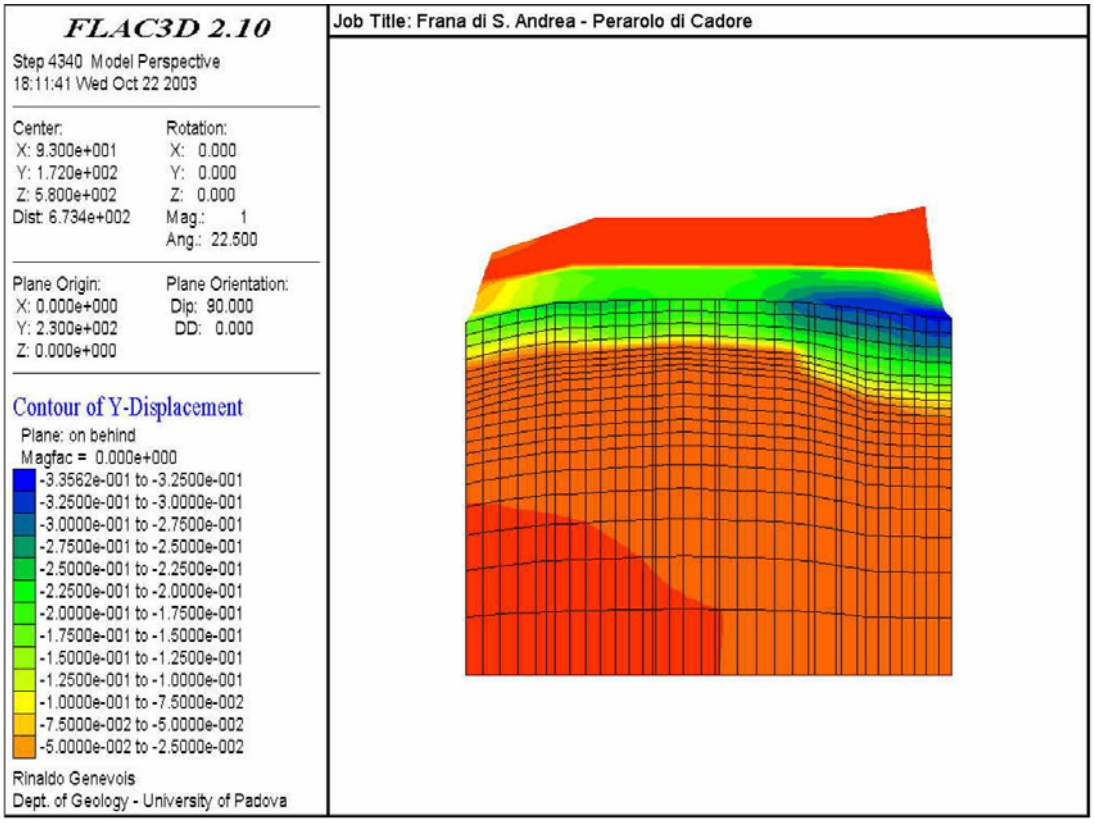


a)

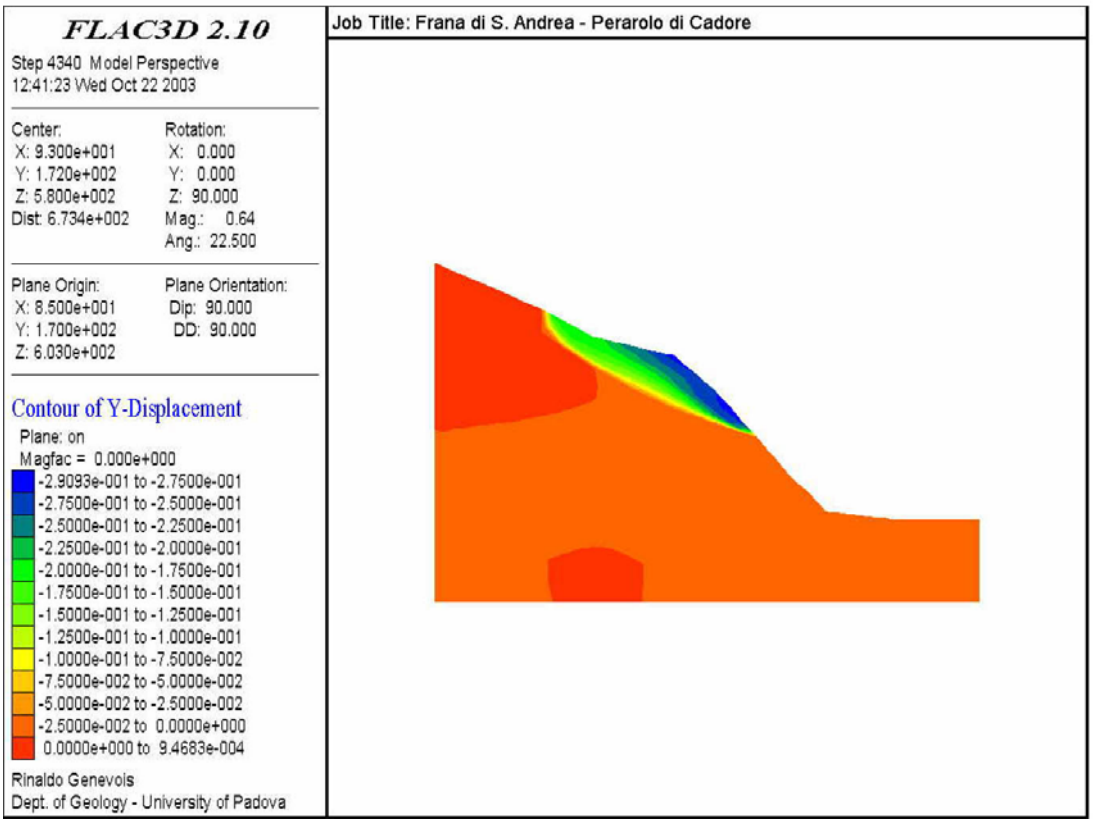


b)

Figure 7. 14. Analyse tridimensionnelle du glissement dans les conditions pré-glissement de novembre 2000 et de nappe phréatique basse. a) déplacements en y ; b) déplacements en z.

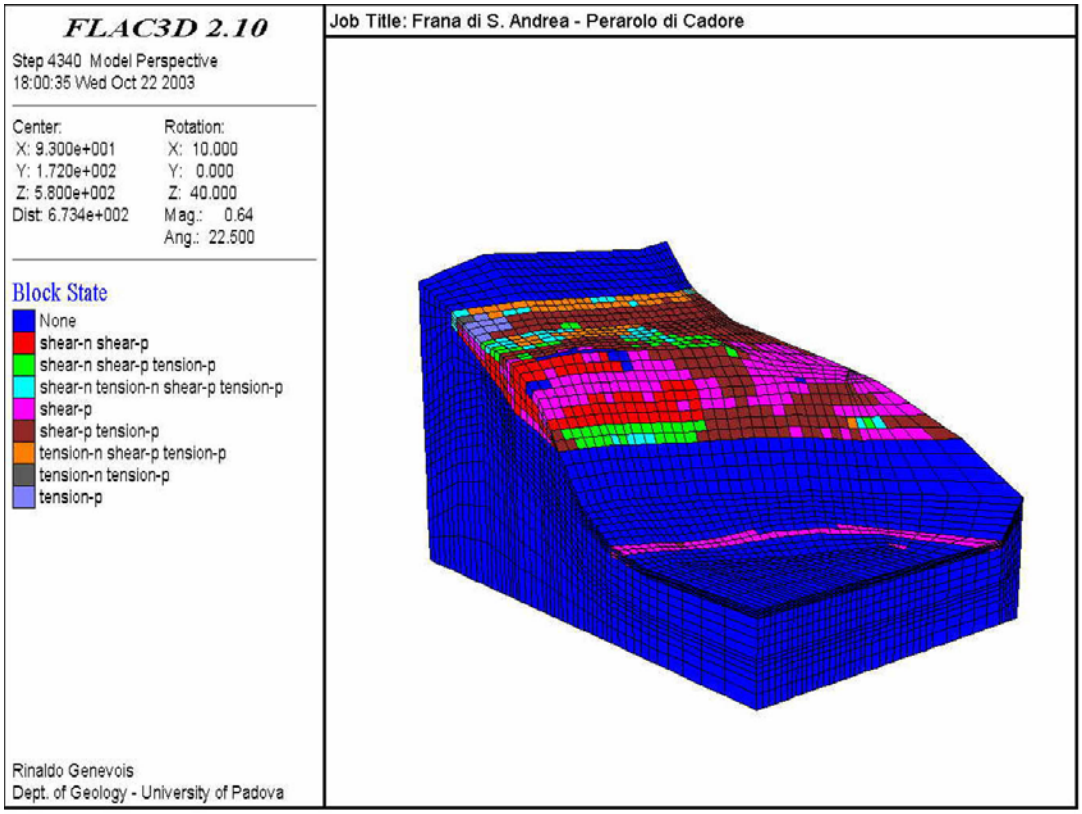


c)

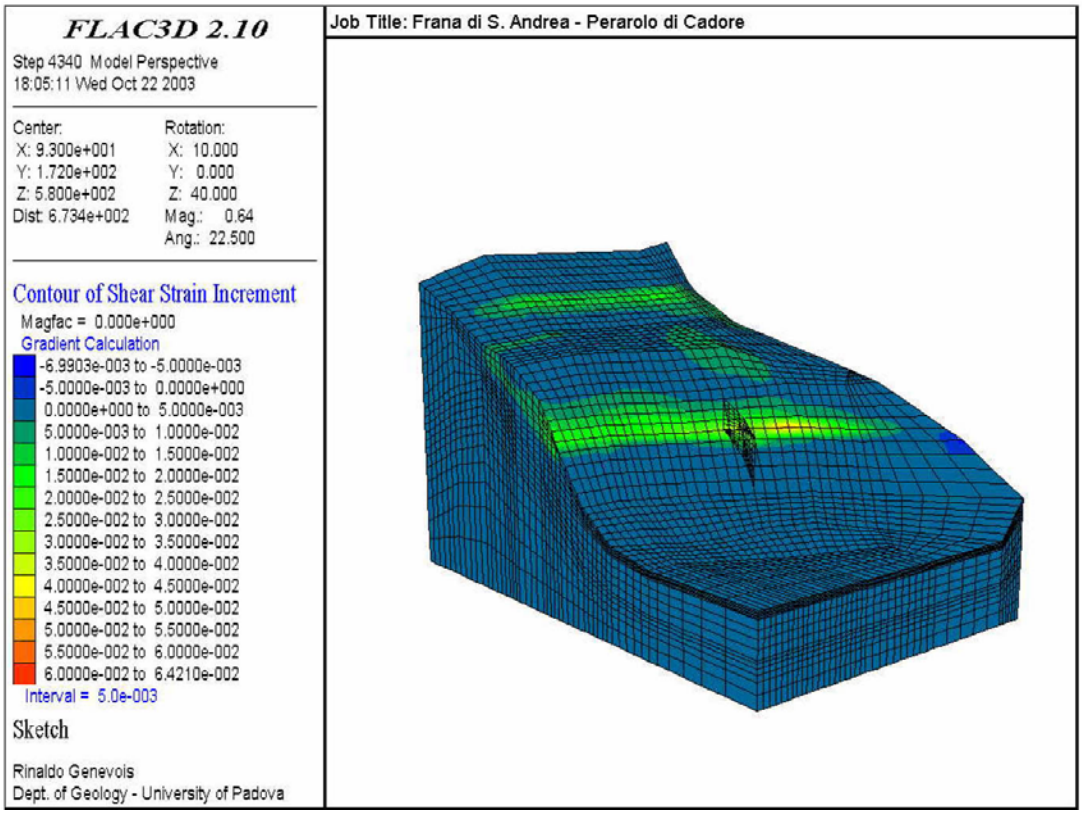


d)

Figure. 7.14. (suite) c) déplacement en y le long d'un plan parallèle au versant; d) déplacements en y le long d'un plan perpendiculaire su versant.

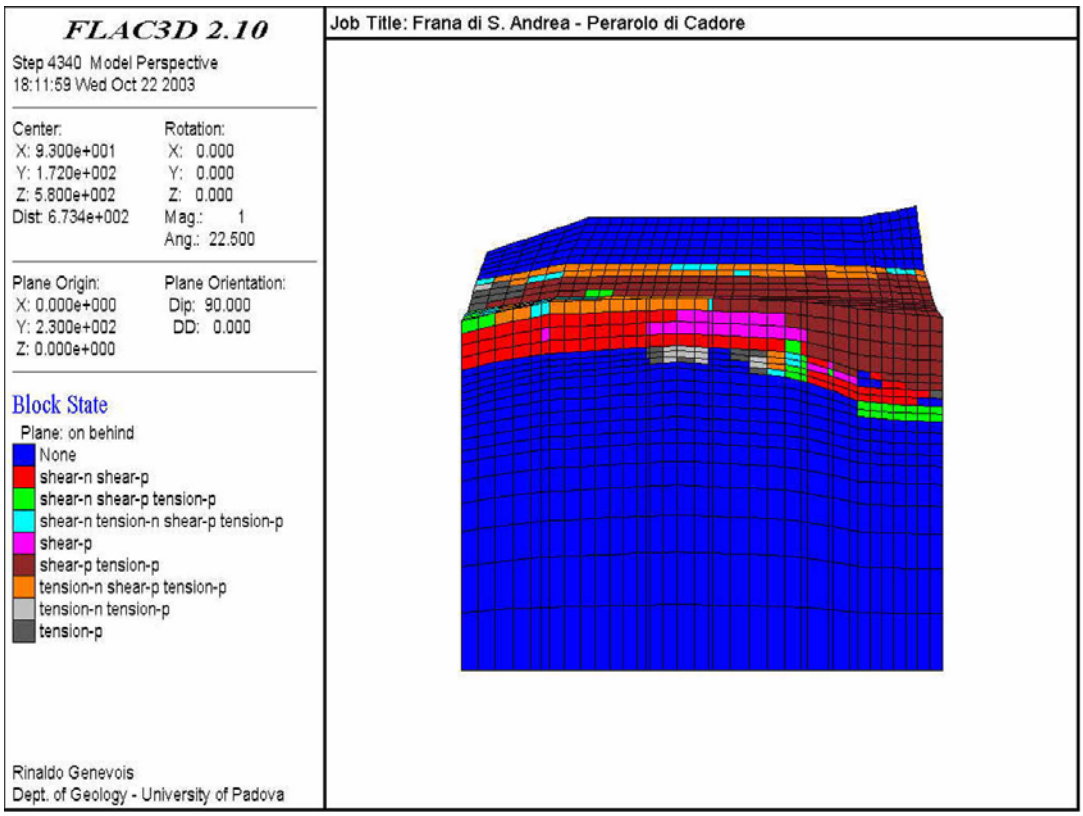


e)

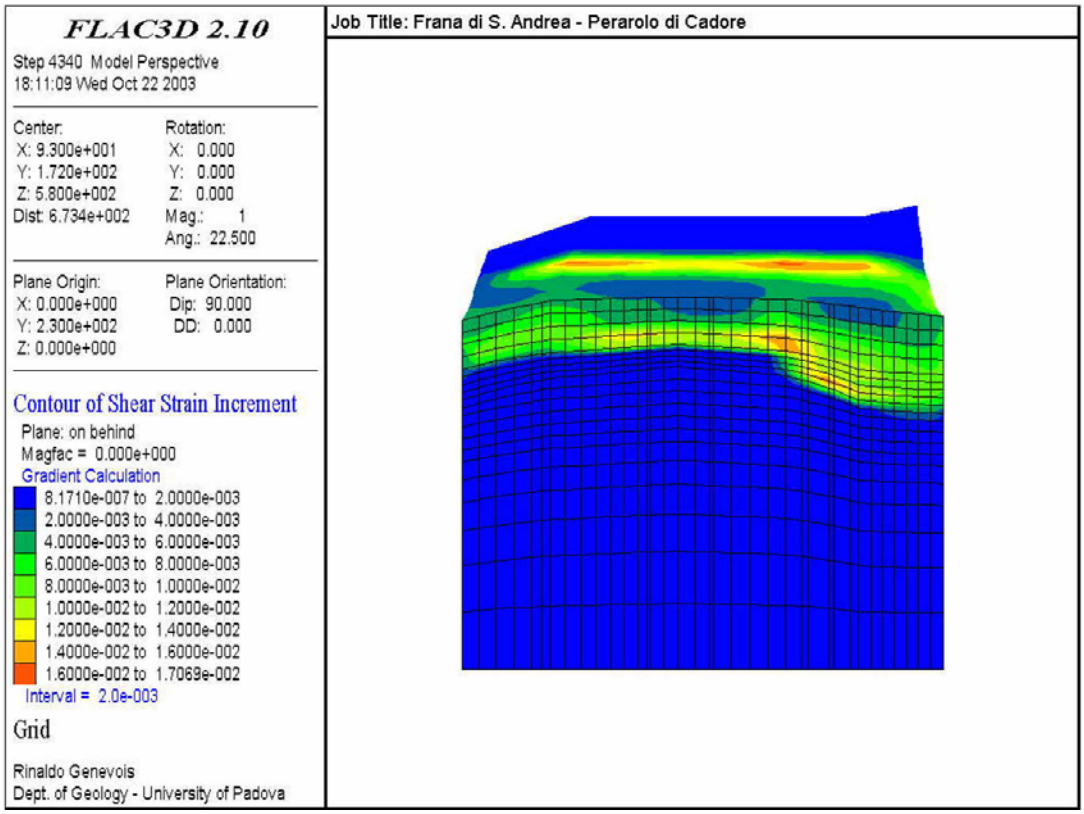


f)

Figure. 7.14. (suite) e) zones de plastification ; f) incrément des déformations de cisaillement.

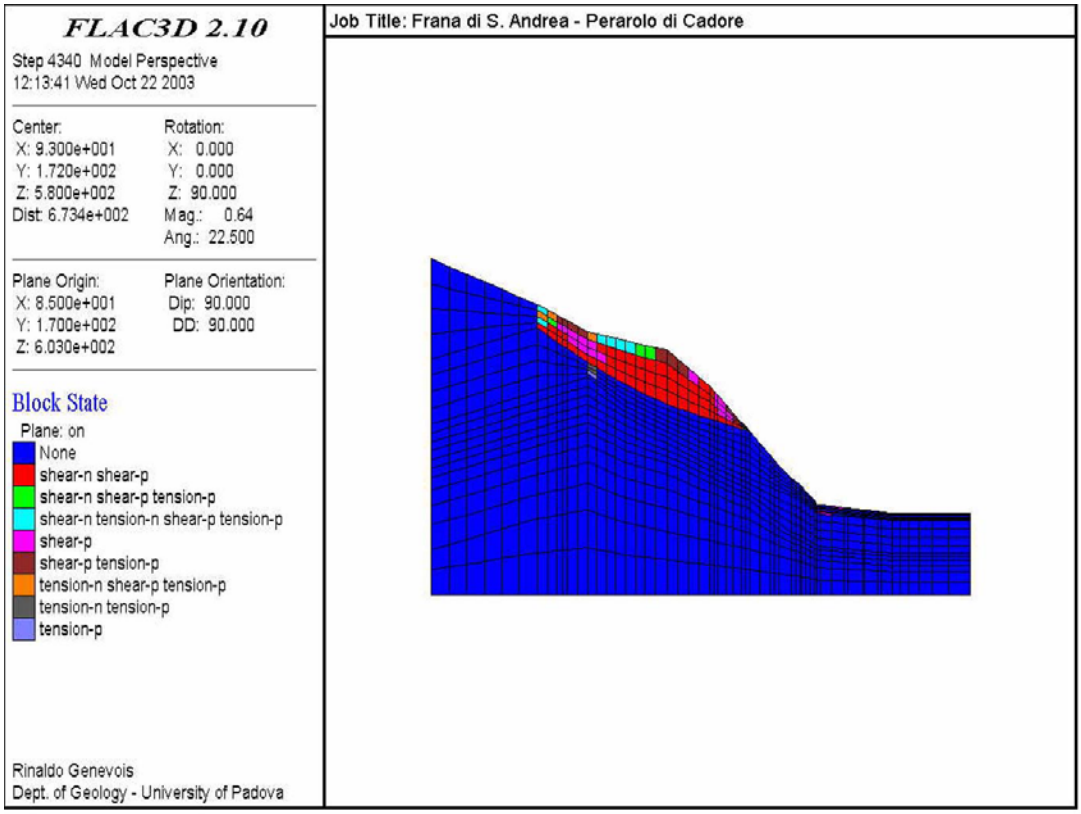


g)

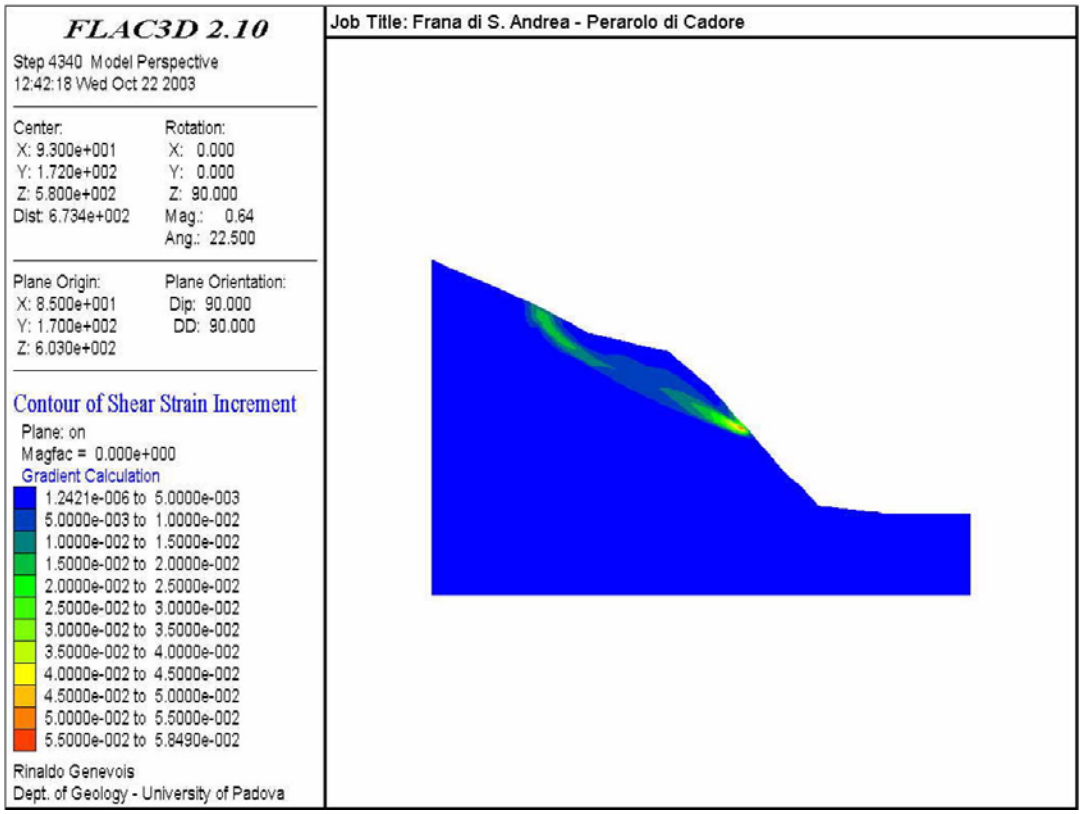


h)

Figure. 7.14. (suite) g) zones de plastification ; h) incrément des déformations de cisaillement le long d'un plan parallèle au versant.



i)



l)

Figure. 7.14. (suite) i) zones de plastification ; l) incrément des déformations de cisaillement le long d'un plane perpendiculaire au versant.

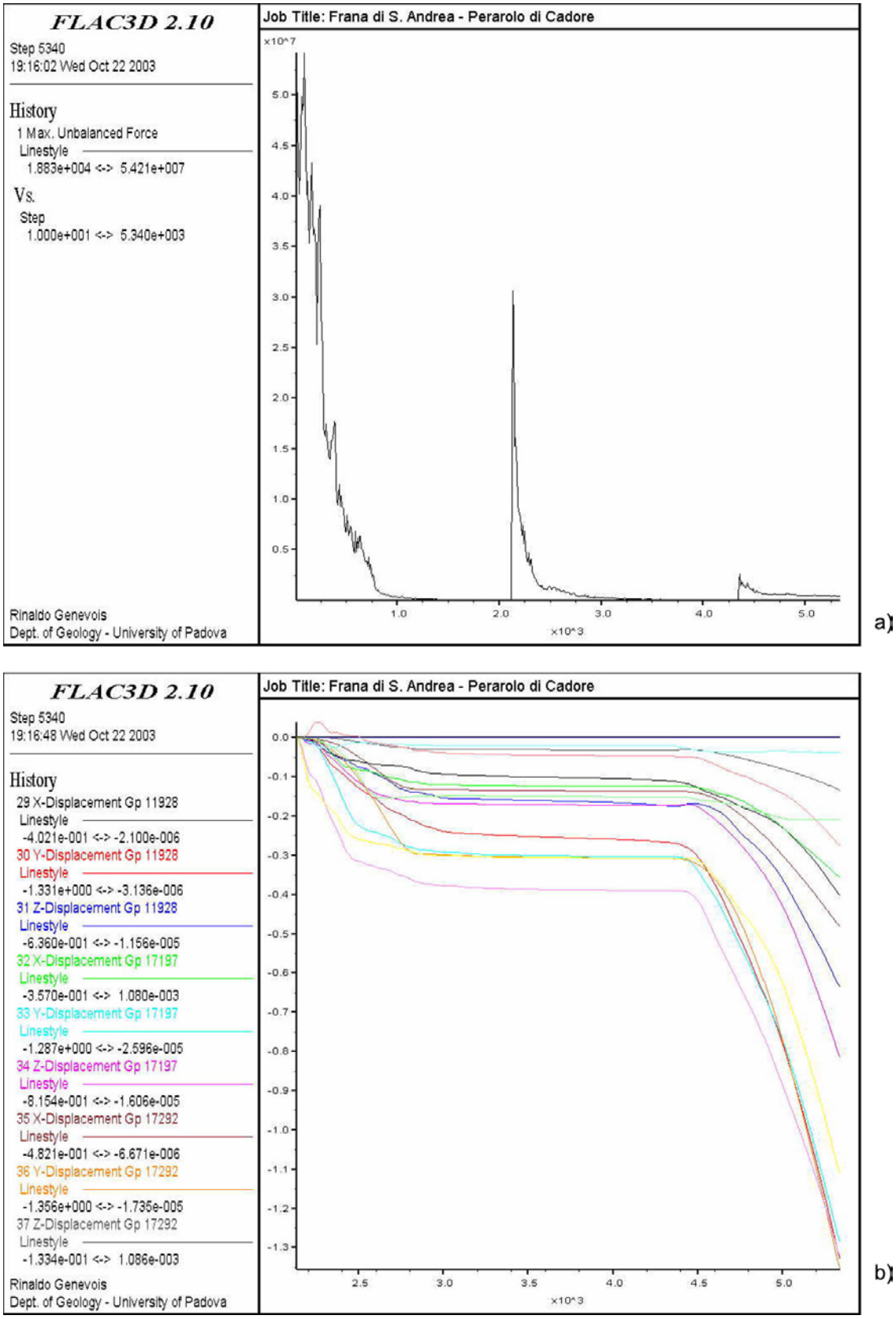
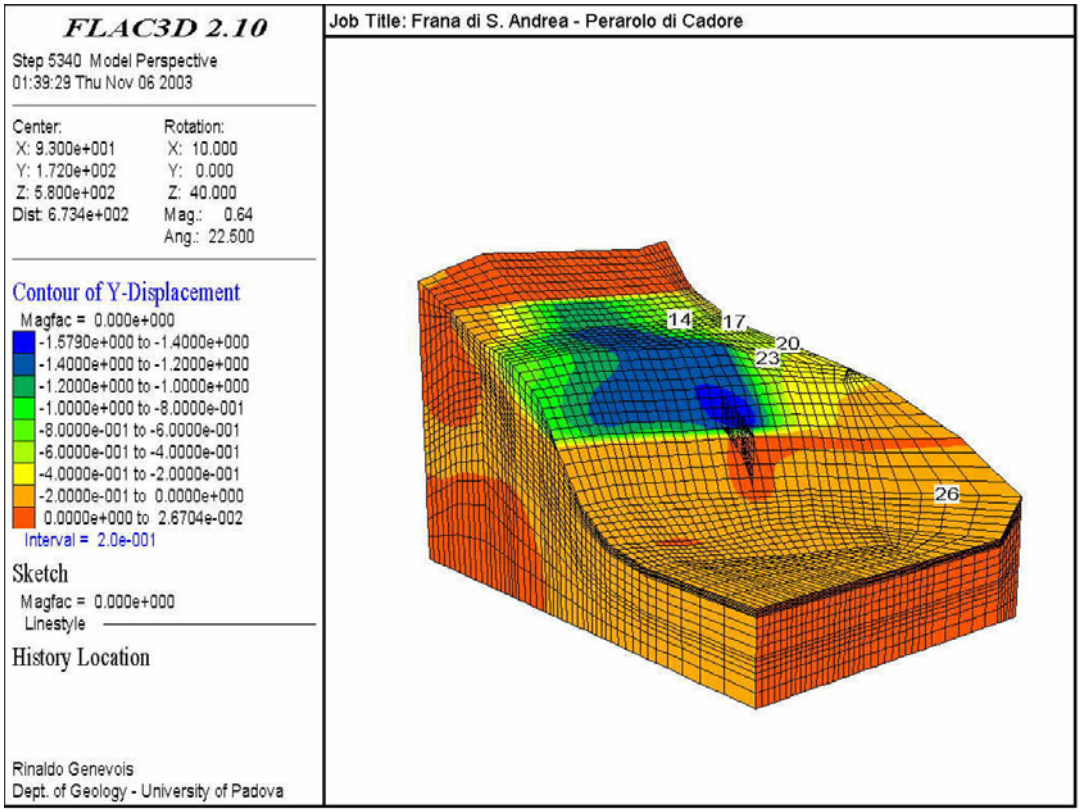
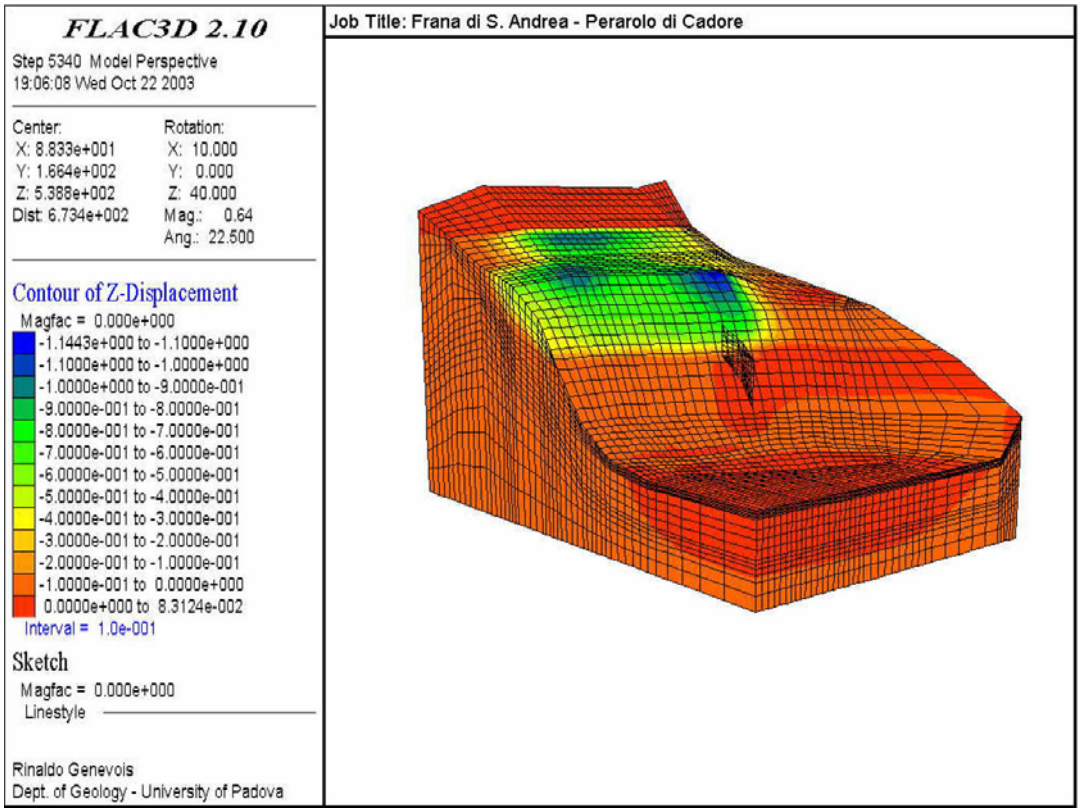


Figure 7. 15. Analyse tridimensionnelle du glissement dans les conditions pré-glissement de novembre 2000 et de nappe phréatique haute. a) courbe du bilan des forces ; b) déplacements des points de contrôle.

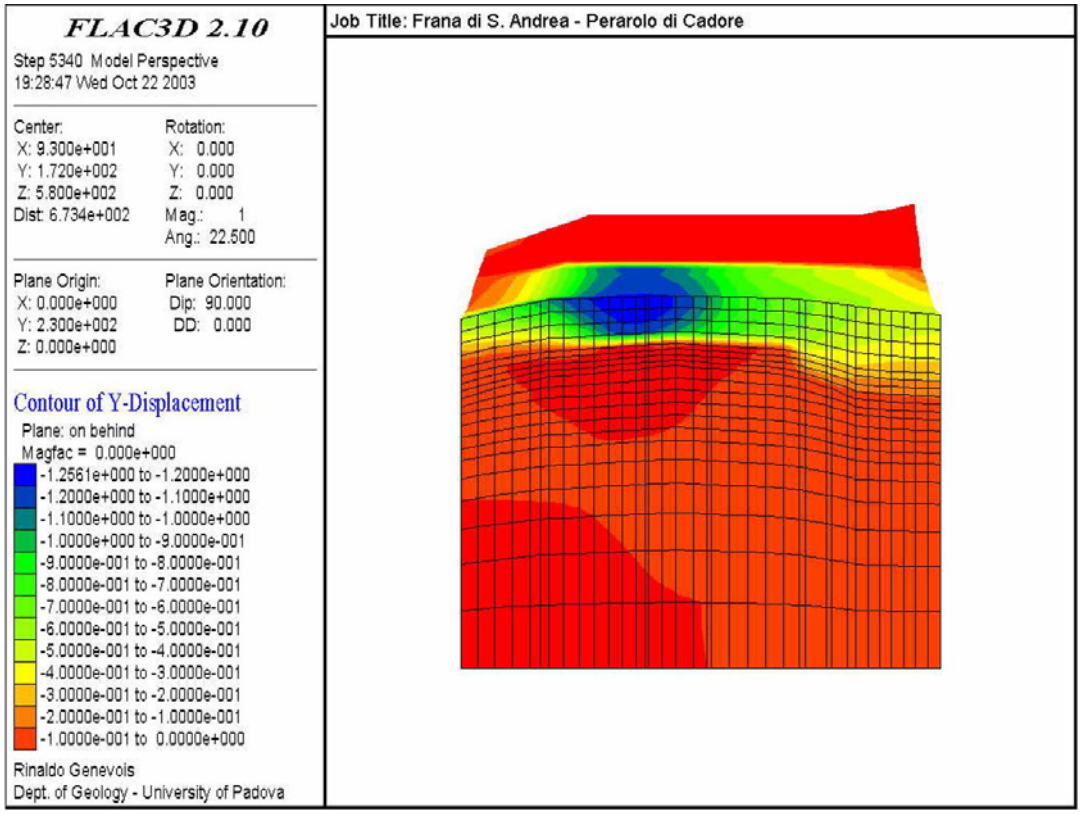


c)

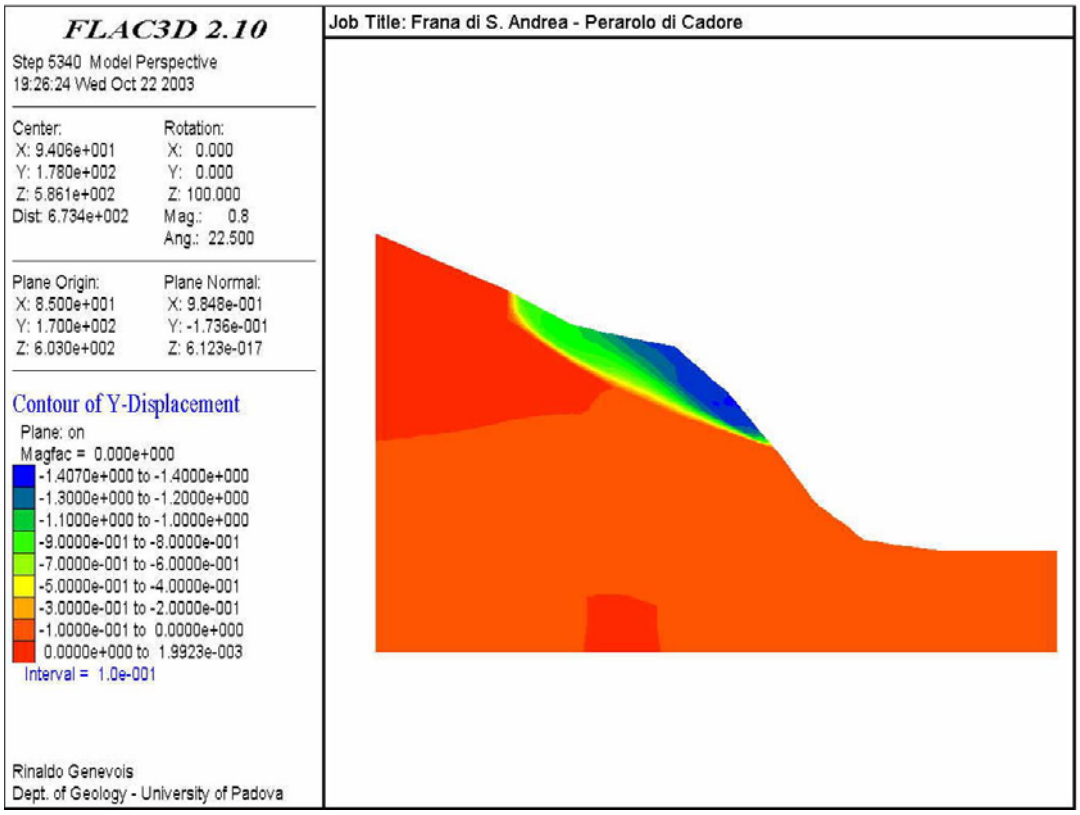


d)

Figure 7.15. (suite) c) déplacements en y ; d) déplacements en z.

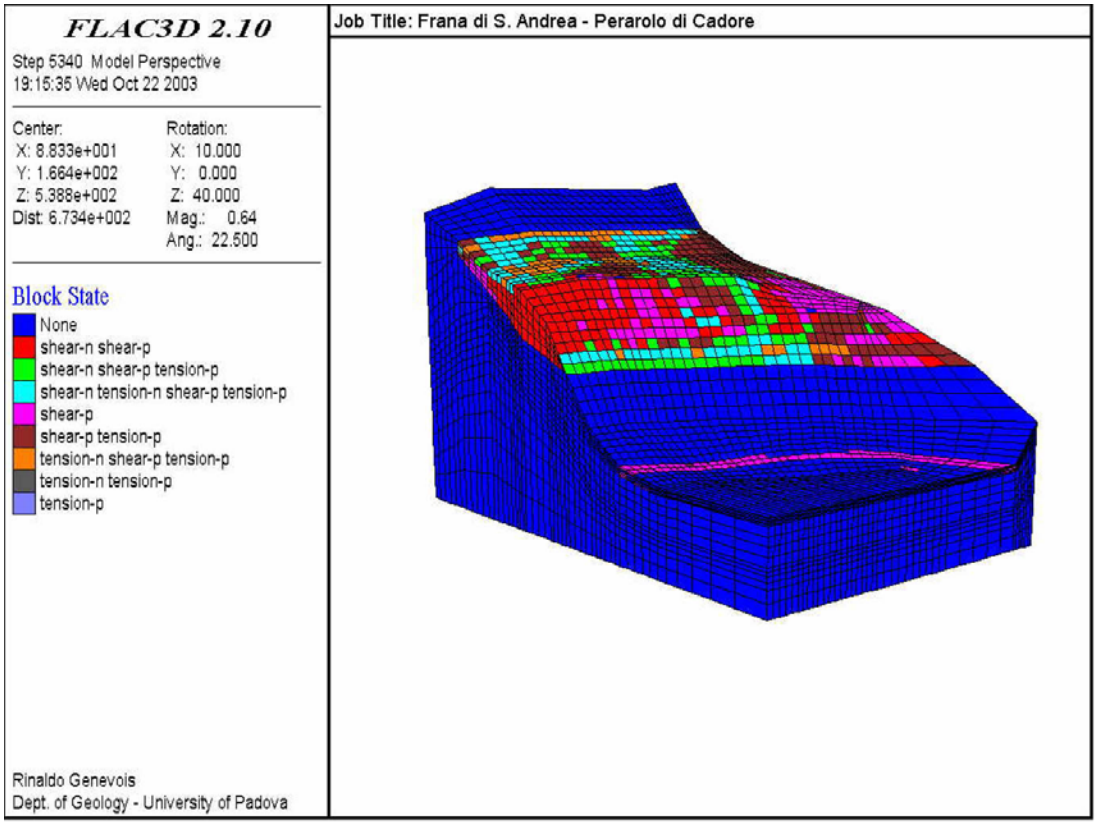


e)

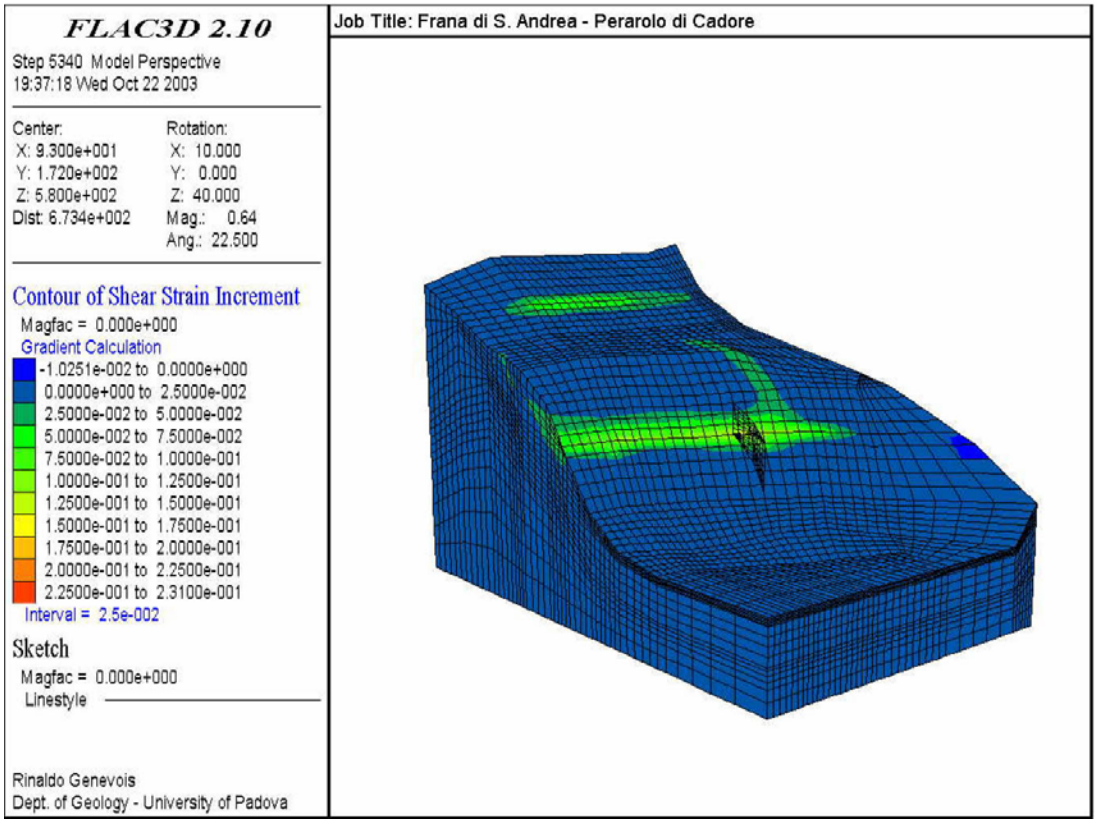


f)

Figure 7.15. (suite) e) déplacement en y le long d'un plan parallèle au versant; f) déplacements en y le long d'un plan perpendiculaire su versant.

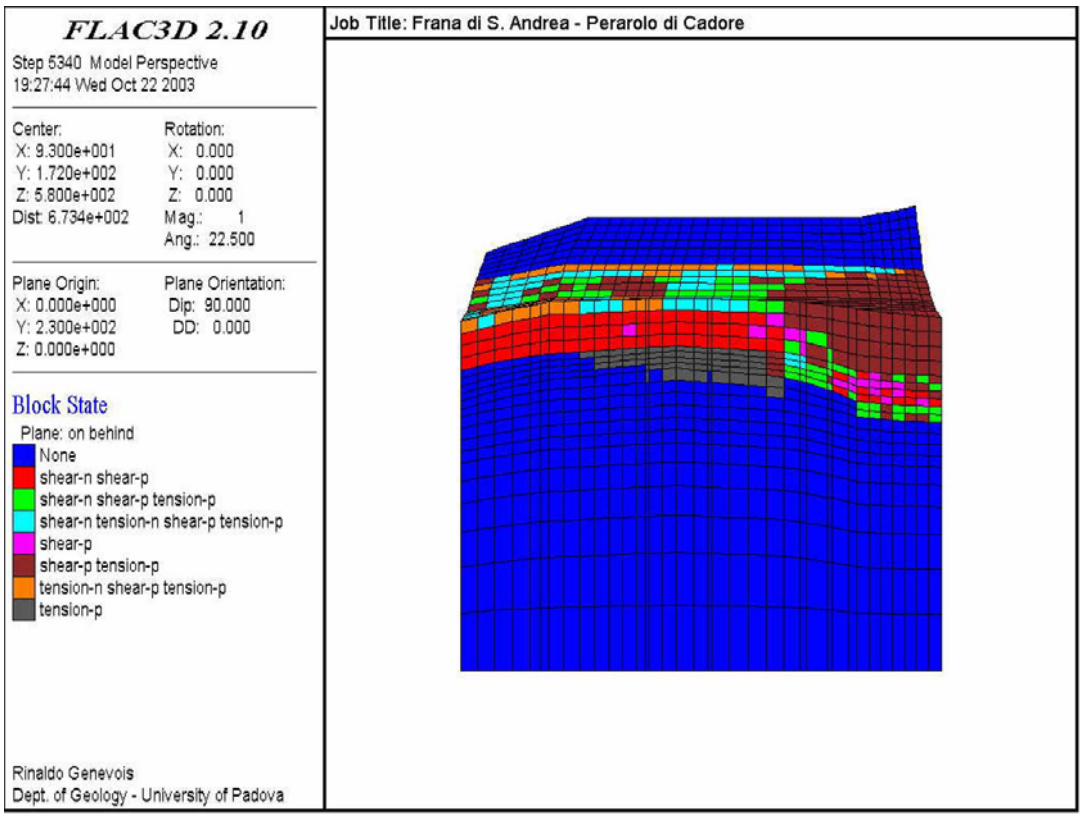


g)

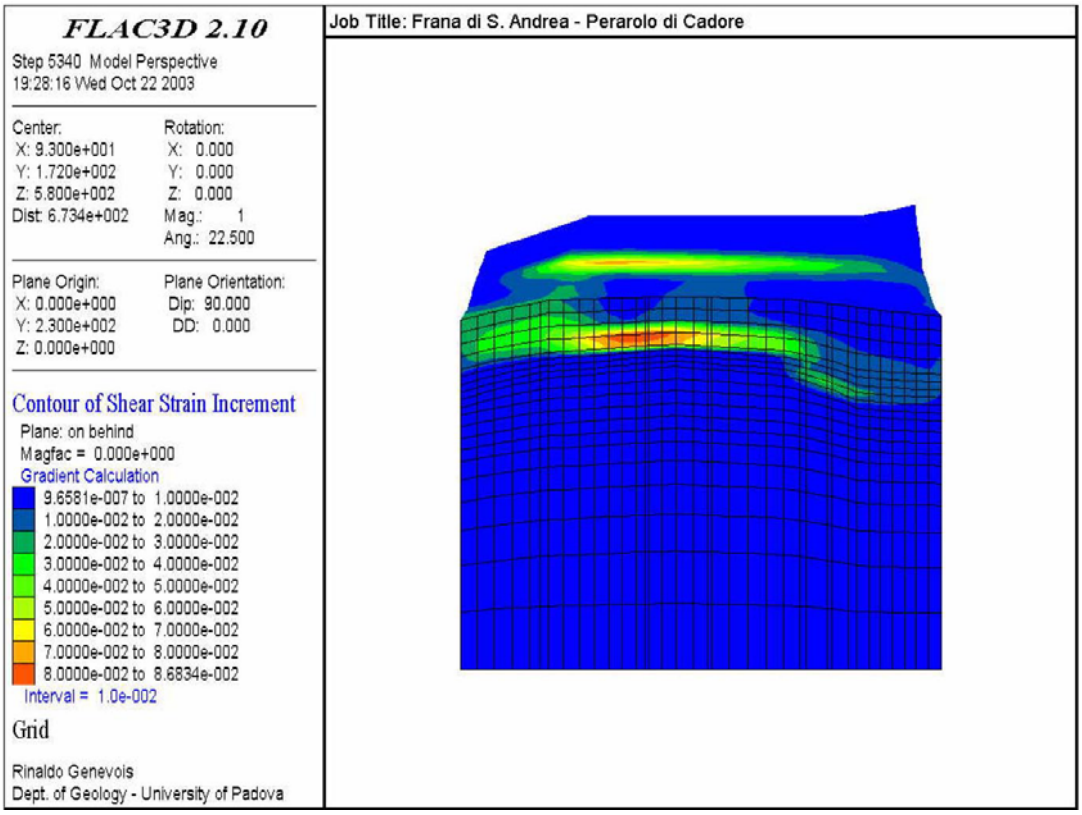


h)

Figure 7.15. (suite) g) zones de plastification ; h) incrément des déformations de cisaillement.

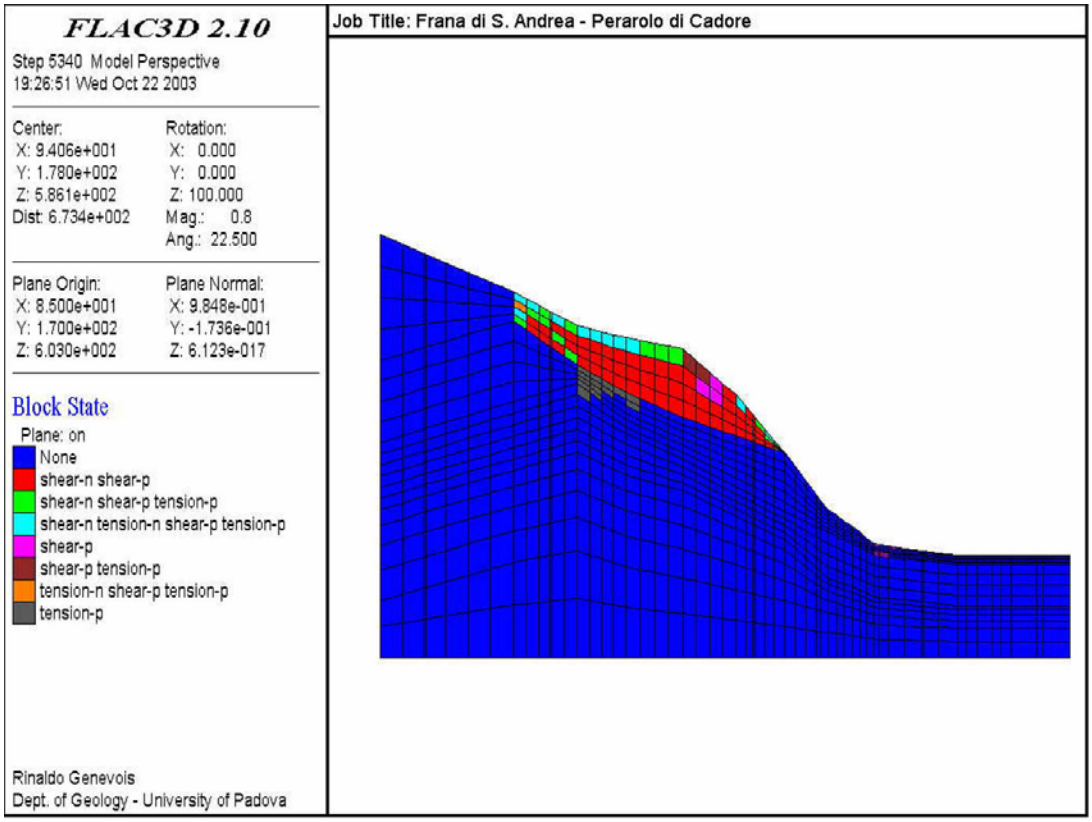


i)

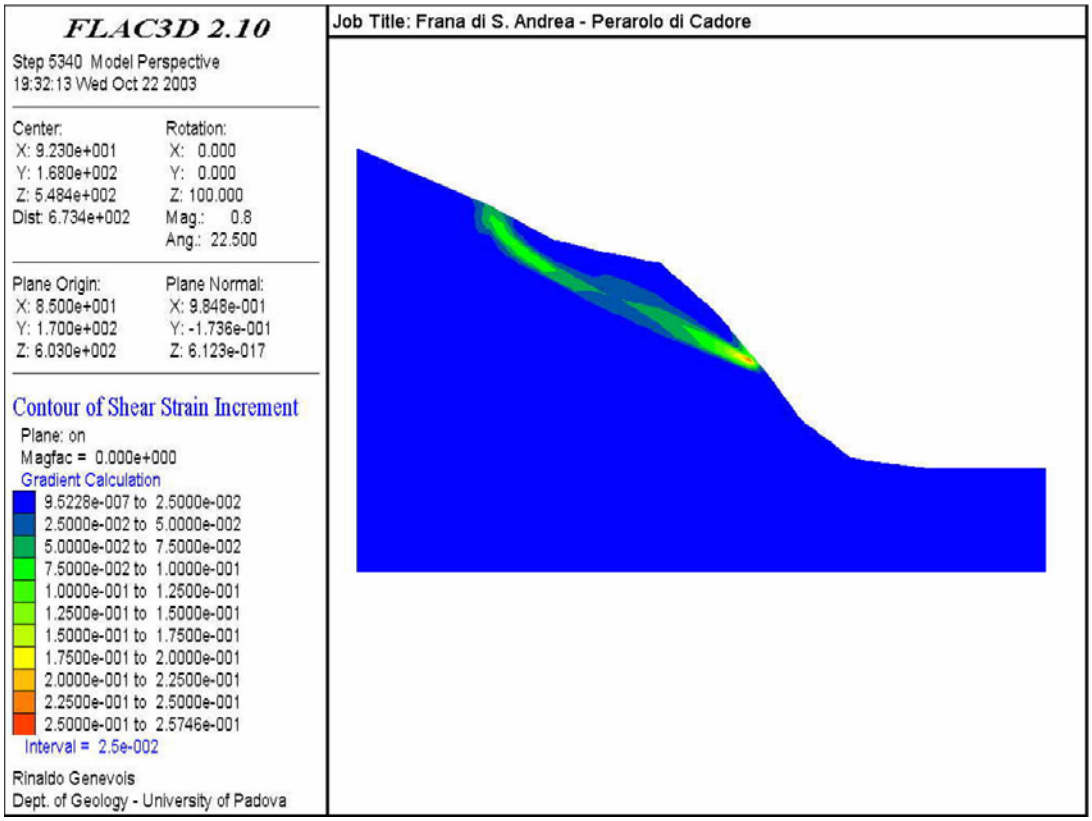


l)

Figure 7.15. (suite) i) zones de plastification ; l) incrément des déformations de cisaillement le long d'un plan parallèle au versant.



m)



n)

Figure 7.15. (suite) m) zones de plastification ; n) incrément des déformations de cisaillement le long d'un plan perpendiculaire au versant.

6.1.3. Comparaison entre les analyses bi- et tridimensionnelles

Les résultats des analyses en deux et trois dimensions du versant de S. Andrea ont été comparés, afin de vérifier la similitude des résultats. En particulier, la coupe analysée ci-dessus en deux dimensions a été comparée avec une coupe transversale générée, à partir du modèle tridimensionnel, approximativement dans la même position que le profil bidimensionnel. La comparaison a été réalisée par rapport à la rupture qui a provoqué le glissement de novembre 2000, i.e. avec une nappe phréatique haute.

L'analyse des diagrammes des déplacements horizontaux et verticaux (Fig. 7.16a-b) montre que la forme de la zone en mouvement est légèrement différente, plus en aval pour l'analyse en 2D et plus étendue vers le contact avec les formations rocheuses supérieures dans l'analyse 3D. Cette différence est probablement due à la légère différence géométrique entre les deux sections. Pour simplification, le contact supérieur entre la couverture détritique et les roches formant la partie supérieure du versant a été tracé verticalement dans la section en 3D. Ceci facilite probablement la rupture en traction dans la partie supérieure du versant et provoque l'extension de la surface de glissement vers l'amont dans le modèle en 3D. Dans les deux cas, les valeurs maximales de déplacements horizontaux et verticaux sont localisées aux mêmes points pour les deux coupes et ils atteignent les mêmes ordres de grandeur. Les courbes des déplacements horizontaux (Fig. 7.16c) montrent clairement la déstabilisation du versant, mais avec des valeurs de déplacements totaux supérieure en conditions tridimensionnelles.

Si, d'un point de vue général, les résultats obtenus en 2D et en 3D sont proches, il faut toutefois remarquer que les mécanismes de rupture sont différents. L'analyse bidimensionnelle montre une homogénéité de la masse déstabilisée en termes de déplacements verticaux et horizontaux dans la direction globale du mouvement. En 3D la masse est pratiquement divisée en deux secteurs distincts. Les déplacements horizontaux sont nettement supérieurs dans la partie la plus externe et la plus pentue et ceux verticaux montrent deux maximums distincts. Ceci indique des cinématiques de type essentiellement circulaires à surfaces de décollement séparées, l'une plus superficielle et l'autre plus profonde.

Pour ces mêmes raisons, les zones de plastification sont différentes. En 3D, la zone plastifiée s'étend plus haut sur le versant (Fig. 7.16d-e). En outre, dans le modèle en 3D toute la masse détritique est en état de rupture, tandis que seulement les points correspondants aux valeurs maximales d'incrément des déformations au cisaillement sont en état de rupture dans l'analyse 2D. Ce fait pourrait être du aux différences des conditions des

contraintes entre les deux analyses. Le modèle 2D, par définition, a une épaisseur unitaire et une déformation nulle sur la direction perpendiculaire à la coupe.

Cependant, les diagrammes des vecteurs de déplacement (Fig. 7.16f) qui permettent d'observer le type de mouvement qui affecte le versant, montrent que la direction des vecteurs est à la fois parallèle au contact entre la couverture détritique et le substratum, c'est-à-dire parallèle à la surface de rupture plus profonde, et parallèle à la surface de glissement plus superficielle (en 3D). La valeur des déplacements est constante pour toute l'épaisseur et diminue seulement à proximité du niveau de décollement profond, pour s'annuler pratiquement tout de suite en dessous. Ceci est montré aussi par les incréments des déformations de cisaillement, concentrées sur une épaisseur réduite à environ 1/4 – 1/5 de l'épaisseur totale du niveau détritique. Ce fait montrerait comment le processus de glissement provoque un mouvement pratiquement rigide de la masse détritique, qui se comporte comme un corps de type Bingham. Cette masse se déplace à vitesse constante au-dessus de la surface de cisaillement. Le modèle 3D produit une distribution des contraintes différente, qui cause la formation d'une surface de glissement plus superficielle.

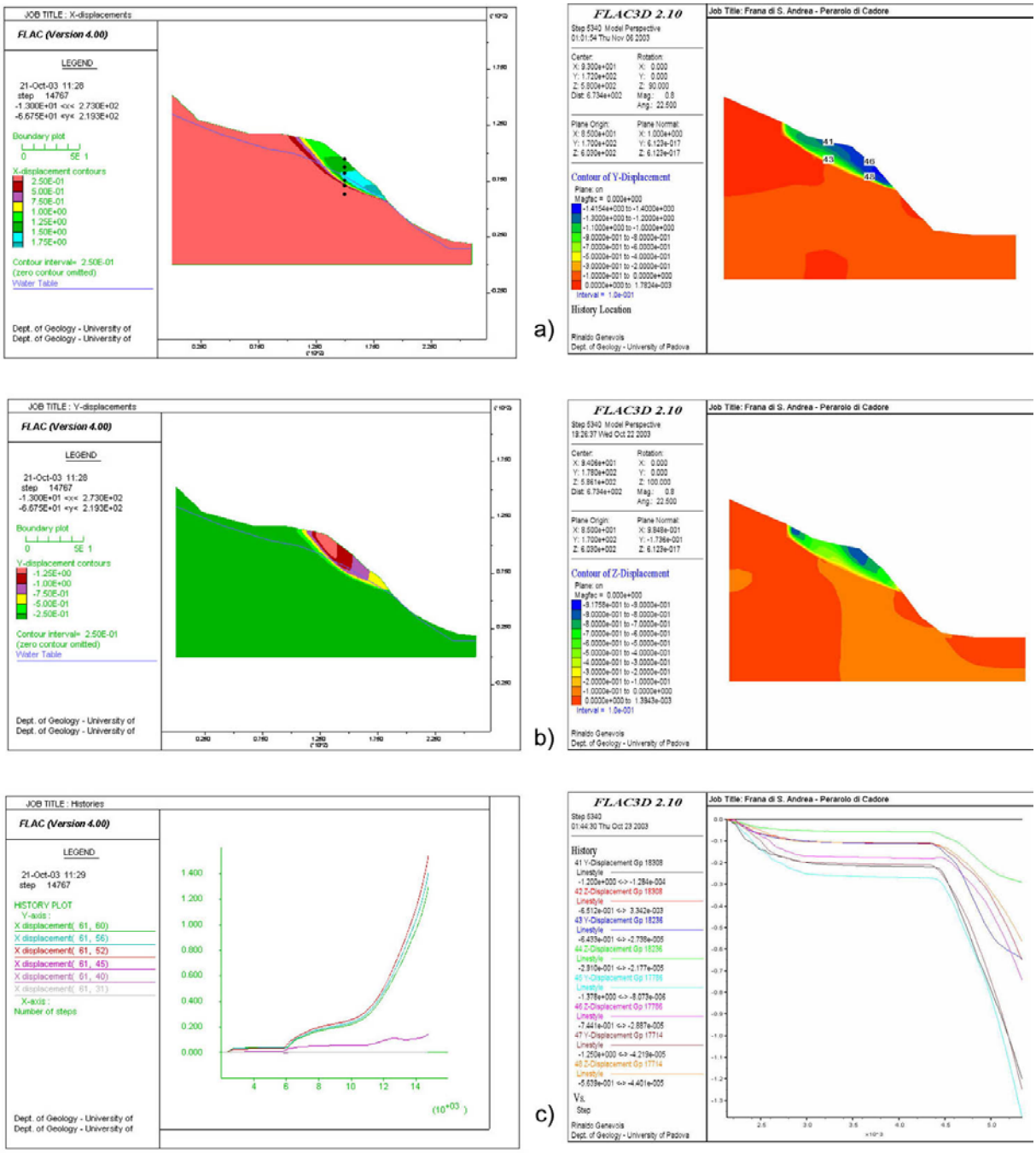


Figure 7. 16. Comparaison entre les analyses bidimensionnelles (à gauche) et tridimensionnelles (à droite). a) déplacements horizontaux ; b) déplacements verticaux ; c) déplacements des points de contrôle.

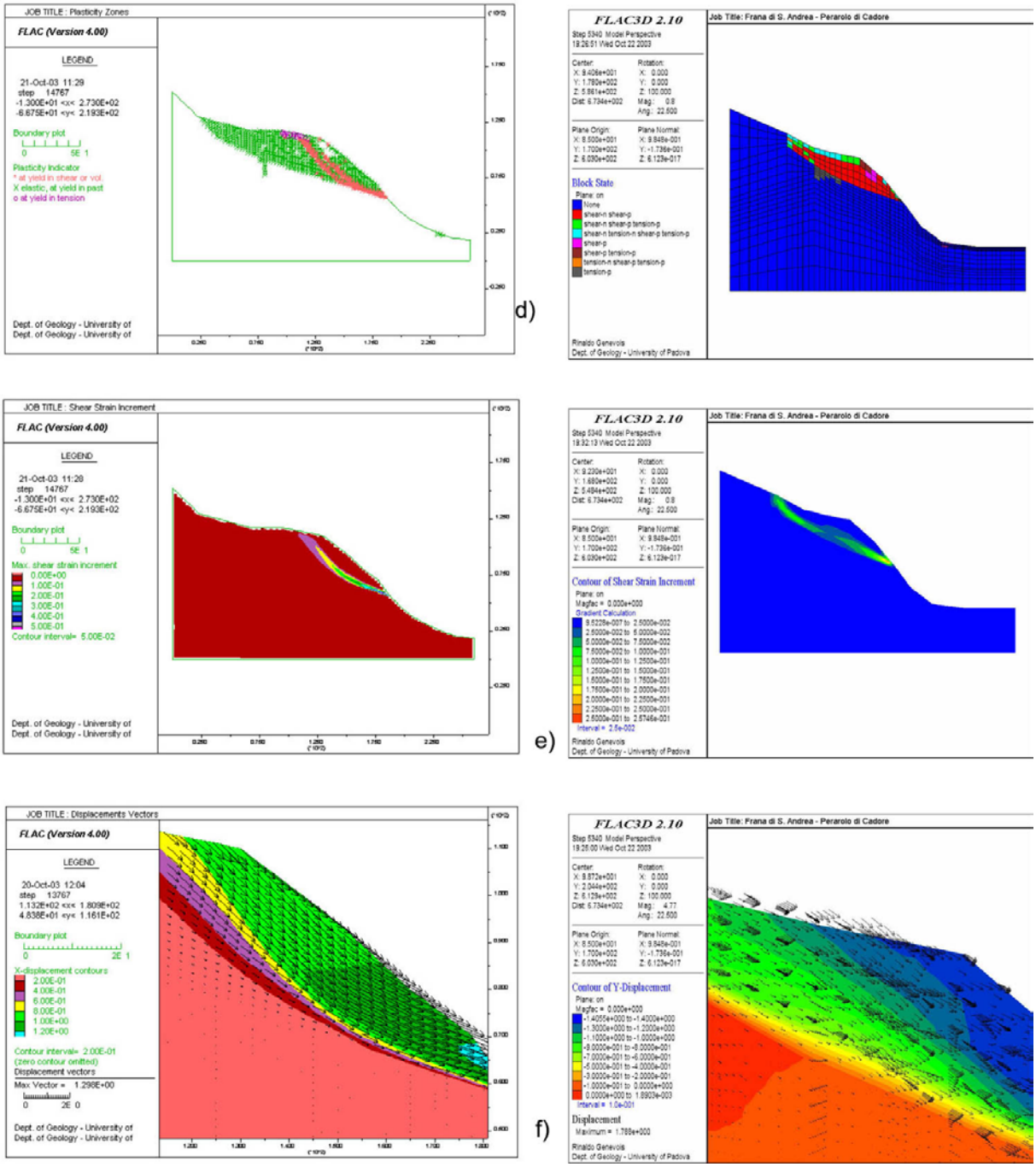


Figure 7.16. (suite) d) zones de plastification ; e) incrément des déformations de cisaillement ; f) vecteurs de déplacement.

6.2. Analyse après le glissement de novembre 2000

La condition du versant après le glissement du novembre 2000, correspondant aux conditions actuelles, a été analysée avec le code bidimensionnel FLAC. Le profil topographique considéré est donc le profil actuel. Pour simplifier, la portion juste à l'aval de la voie ferrée, façonnée en gradins juste après l'épisode de glissement, a été modélisée pour la ligne de plus grande pente joignant les gradins. Comme pour la condition précédente, l'analyse a été effectuée pour deux conditions hydrogéologiques différentes. D'abord, l'effet d'une nappe phréatique basse a été étudié. Puis, l'effet d'une nappe haute a été traité, afin de vérifier les conditions de stabilité actuelles.

Dans l'hypothèse de nappe basse, saturant la base de la couverture détritique, le versant se trouve dans une condition d'équilibre. L'analyse du diagramme des déplacements des points de contrôle montre une stabilisation du système (Fig. 7.17b) et les valeurs maximales des déplacements horizontaux sur le versant sont de moins de 10 cm (Fig. 7.17a). Les diagrammes de l'état de plastification (Fig. 7.17c) et de l'incrément des déformations de cisaillement (Fig. 7.17d) montrent aussi un état de stabilité. Seule la partie superficielle de l'amas détritique est affectée par des conditions de rupture en traction, à cause de la géométrie du contact lithologique. Ceci est confirmé aussi par l'augmentation des déformations de cisaillement. Toutefois, ce dernier paramètre montre aussi que la base du niveau détritique à l'aval du versant est elle-même affectée par des déformations en cisaillement, montrant l'initiation du processus d'instabilité.

Si on élève de quelques mètres le niveau de la nappe, la condition d'équilibre du versant est toujours réalisée, mais les conditions du versant changent. Les valeurs des déplacements horizontaux atteignent des valeurs maximales de quelques dizaines de cm (Fig. 7.18a-b). Les déplacements mesurés aux points de contrôle montrent une stabilisation incomplète et leur distribution sur le plan de la coupe est caractérisée par des valeurs minimales concentrées sur la surface du glissement et par des valeurs progressivement plus élevées de l'amont vers l'aval du versant. L'analyse de l'état de plastification (Fig. 7.18c) montre le début du développement de deux surfaces de glissement potentielles dans la couverture détritique, l'une dans la portion plus à l'aval, l'autre dans le secteur central, au niveau de la route départementale. De plus, la portion plus à l'amont de la couche détritique montre des points de rupture, en cisaillement et en traction, qui proviennent toujours de la géométrie particulière du contact niveau détritique – substratum. L'incrément des déformations de cisaillement (Fig. 7.18d) montre, en tout cas, que la surface de glissement se développe à partir du secteur à l'aval de la masse potentiellement instable. Cette situation montrerait donc que la couverture détritique se trouve dans un état de pré-rupture, non

seulement dans la portion plus à l'aval caractérisée par une pente plus forte, mais aussi dans la portion plus à l'amont, au niveau de la voie ferrée.

Une augmentation du niveau de la nappe, même non affleurante à la surface, provoque la déstabilisation complète du versant. Les déplacements, atteignant des valeurs très élevées, ne sont pas stabilisés (Fig. 7.19a). Les déplacements horizontaux et verticaux sont parallèles à la partie plus pentue du versant. Les valeurs maximales des incréments des déformations de cisaillement montrent le développement d'une surface de rupture impliquant le secteur de la couverture détritique à l'aval (Fig. 7.19f). Toutefois, l'analyse du diagramme de l'état de plastification montre que cette même partie est totalement en condition de rupture, soit par cisaillement à l'intérieur, soit par traction sur toute la surface topographique (Fig. 7.19e).

Cette analyse démontre que le façonnement effectué a été efficace seulement dans le secteur à l'amont du versant, tandis que les conditions critiques peuvent toujours se produire dans la partie à l'aval en occasion de pluies intenses et prolongées.

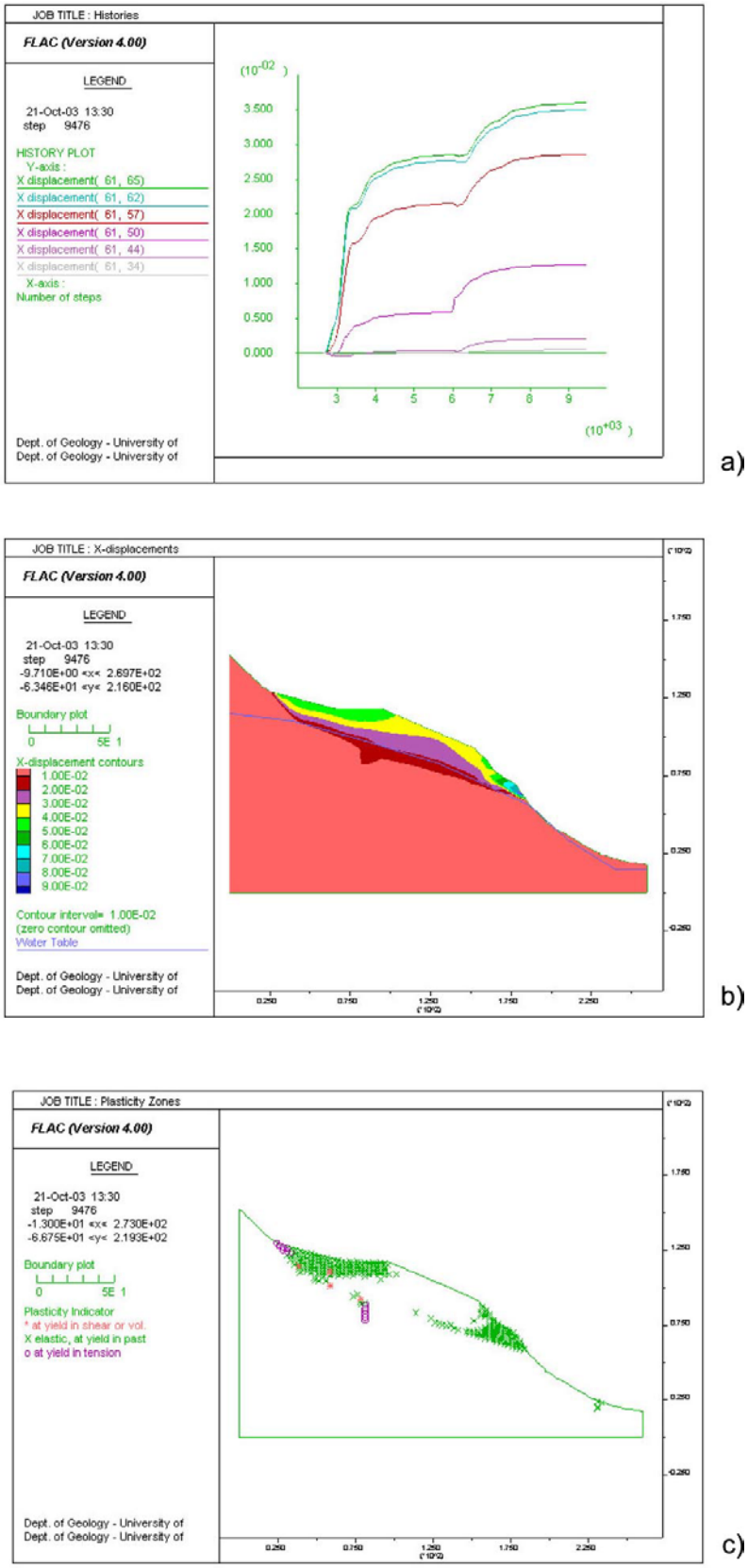


Figure 7. 17. Analyse bidimensionnelle du glissement dans les conditions après-glissement de novembre 2000 et de nappe phréatique basse. a) déplacements des points de contrôle ; b) déplacements horizontaux ; c) zones de plastification.

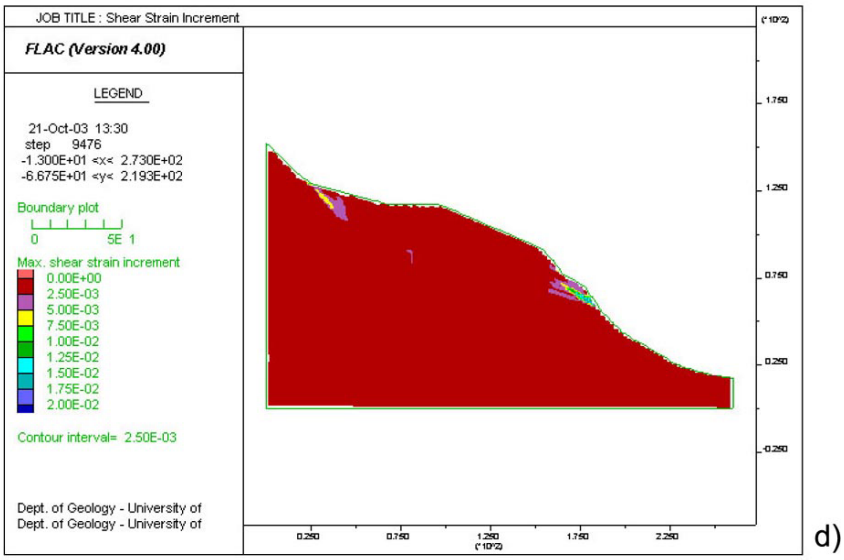


Figure 7.17. (suite) d) incrément des déformations de cisaillement.

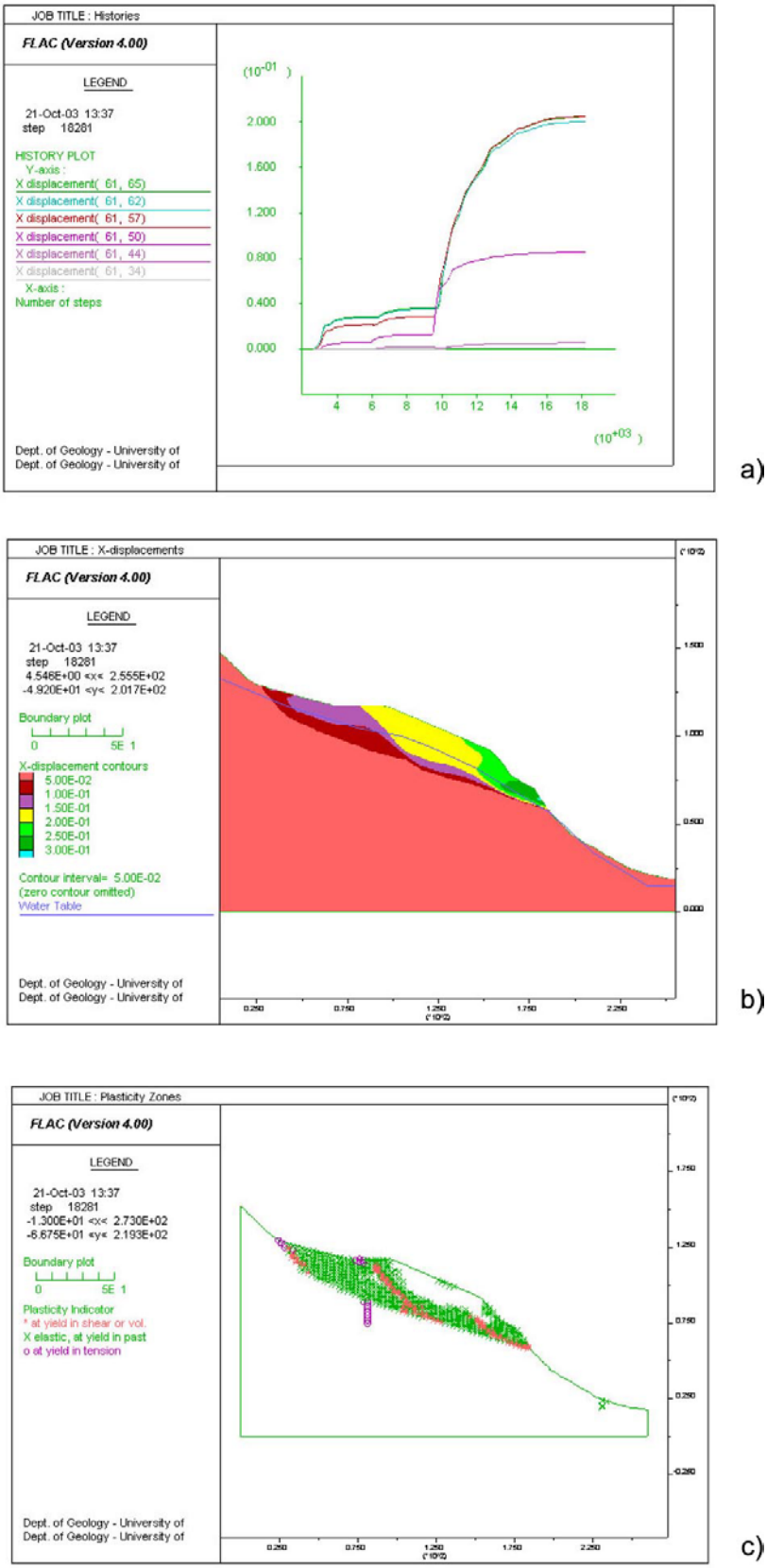
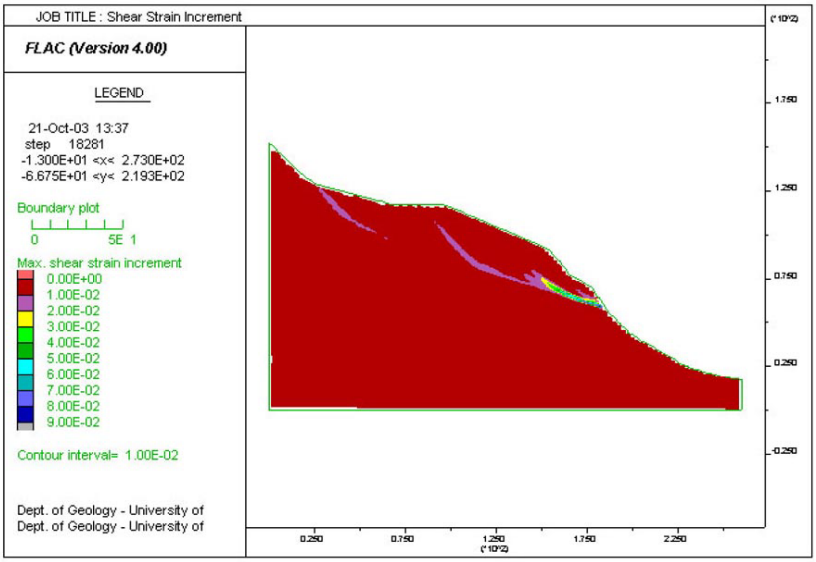


Figure 7. 18. Analyse bidimensionnelle du glissement dans les conditions après-glissement de novembre 2000 et de nappe phréatique haute. a) déplacements des points de contrôle ; b) déplacements horizontaux ; c) zones de plastification.



d)

Figure 7.18. (suite) d) incrément des déformations de cisaillement.

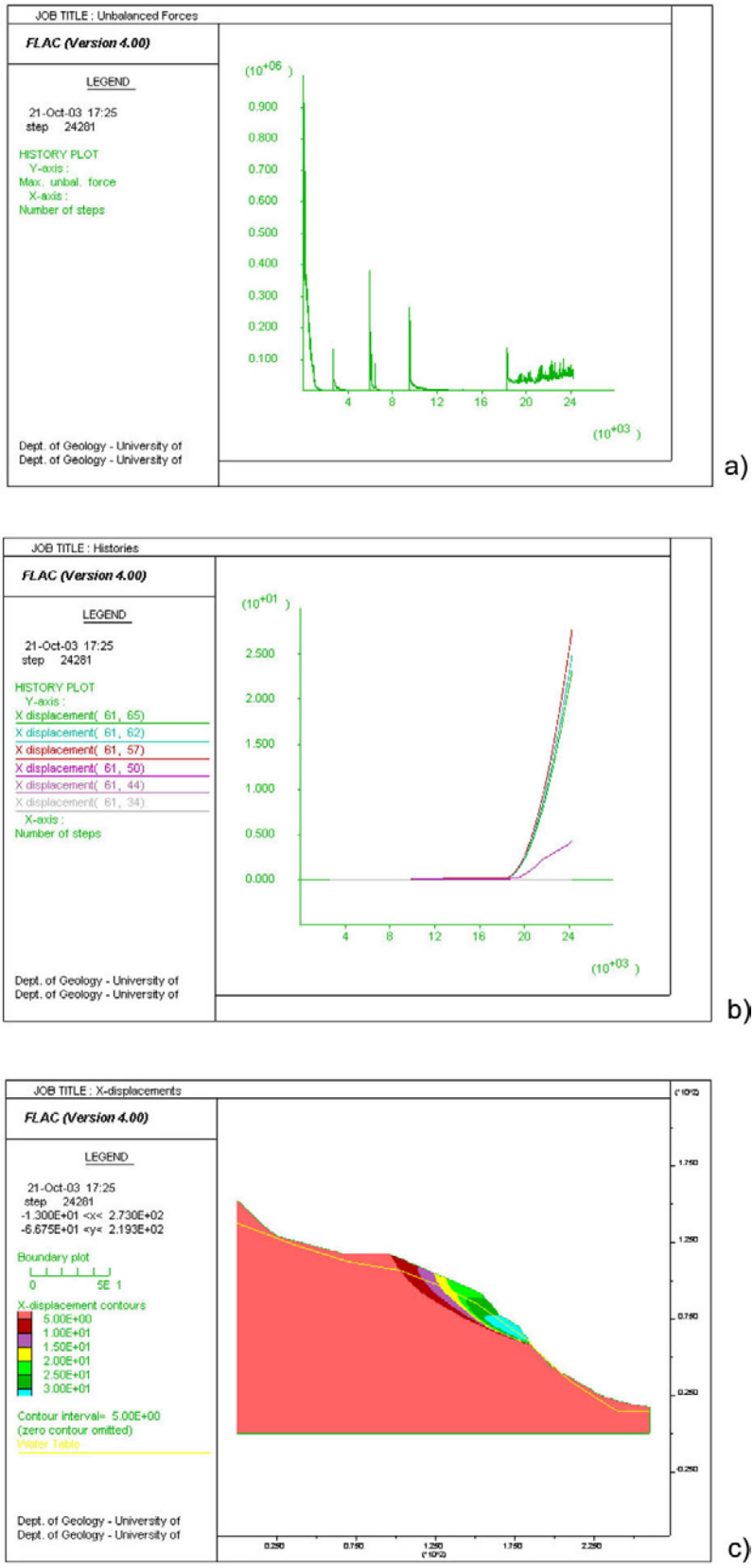
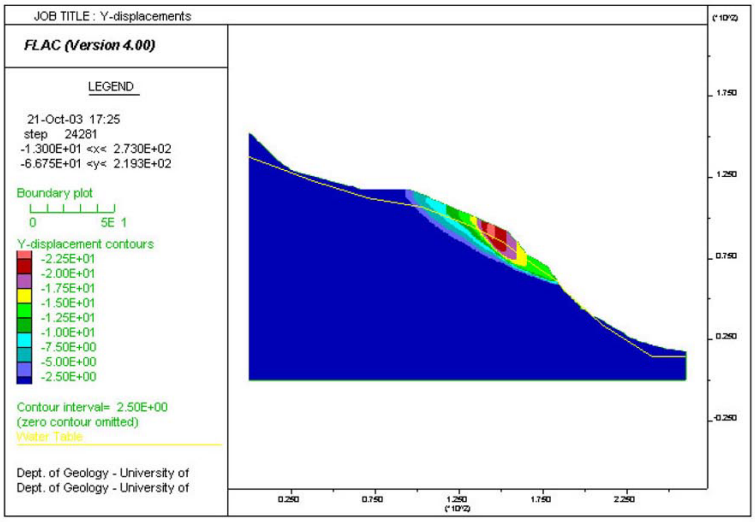
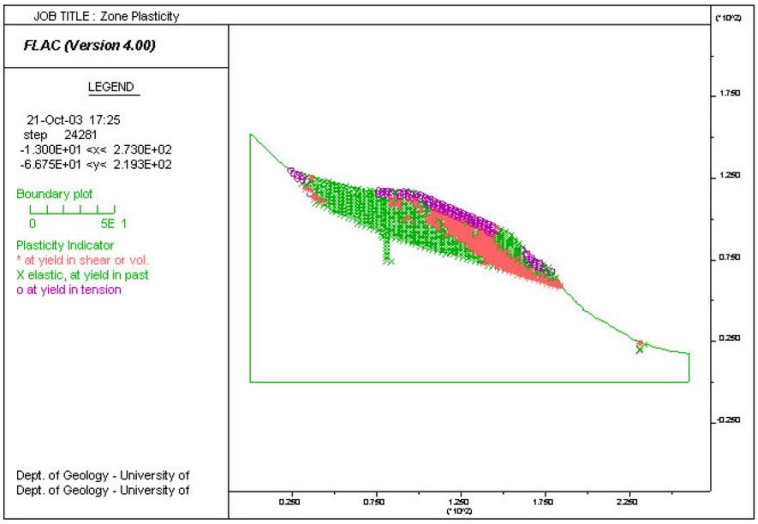


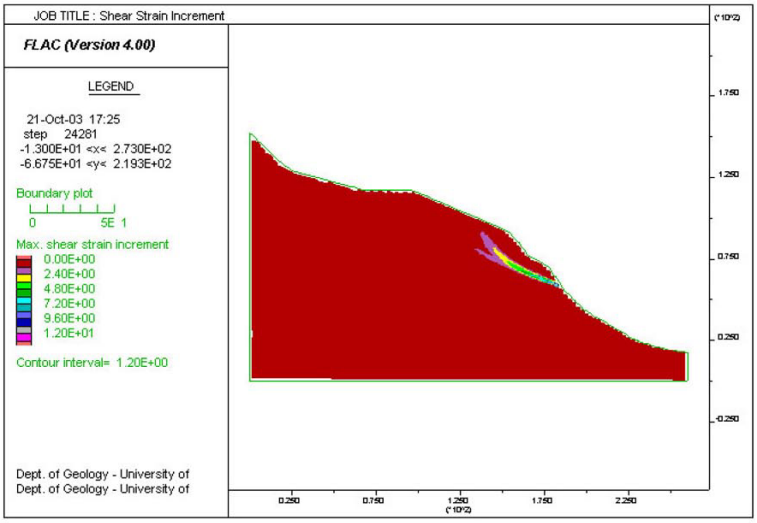
Figure 7. 19. Analyse bidimensionnelle du glissement dans les conditions après-glissement de novembre 2000 et de nappe phréatique superficielle. a) courbe du bilan des forces ; b) déplacements des points de contrôle ; c) déplacements horizontaux.



d)



e)



f)

Figure 7.19. (suite) d) déplacements verticaux ; e) zones de plastification ; f) incrément des déformations de cisaillement.

6.3. Hypothèses d'intervention sur le versant

Du fait de l'instabilité potentielle du versant actuel, des hypothèses d'interventions sur le versant peuvent être faites.

D'abord, l'analyse a été effectuée sur la base d'un profil topographique obtenu en modifiant la situation morphologique actuelle du secteur en aval de la voie ferrée et en conservant l'hypothèse de nappe haute de la condition précédente. Dans cette situation, le versant est complètement déstabilisé (Fig. 7.20a). Les déplacements, de l'ordre de quelques mètres, se produisent sur la partie plus pentue du versant (Fig. 7.20b-c-d). Le diagramme des zones de plastification montre le développement de deux surfaces de rupture très proches entre elles, avec des ruptures en traction distribuées sur toute la surface topographique horizontale (Fig. 7.20e). La surface la plus externe correspond à la surface délimitée par les déplacements maximaux (Fig. 7.20c-d), l'autre représente une surface de glissement non complètement développée, indiquant le caractère rétrograde du phénomène d'instabilité. En effet, les valeurs maximales d'incrément des déformations de cisaillement sont concentrées à la base des dépôts de surface sur une bande très mince (Fig. 7.20f). Ceci montrerait comment le niveau d'anhydrites fracturées est aussi affecté par le processus de déformation du versant. Ce résultat, apparemment surprenant, est dû probablement à la forme de la surface de contact entre les dépôts détritiques et le substratum rocheux. La pente de cette surface diminue de l'amont vers l'aval et, en conséquence, le façonnement produit une amélioration des conditions générales par rapport au cas précédent, sans cependant être à l'état de stabilisation complète.

D'après ces résultats, une nouvelle analyse a été effectuée, à partir d'un profil topographique tenant compte d'un façonnement de la partie supérieure du versant, au niveau de la voie ferrée. Ce type d'intervention est possible seulement actuellement, car il y a quelques mois le trajet des trains a été modifié sur cette portion du versant, par une galerie qui traverse le versant occidental et septentrional du Mont Zuco.

Avec la nouvelle topographie et les conditions précédentes de niveau de la nappe phréatique, les conditions de stabilité s'améliorent de manière significative par rapport au cas précédent. Les déplacements horizontaux, de l'ordre de quelques dizaines de cm, sont complètement stabilisés (Fig. 7.21a). Les déplacements horizontaux et verticaux (Fig. 7.21b-c) se produisent tout le long du versant, depuis le point le plus haut de la masse détritique. Les valeurs maximales sont localisées dans la partie centrale de cette masse. Toutefois, la base de la couverture détritique, ainsi que des points dans le secteur à l'amont de la masse superficielle montrent des ruptures en cisaillement et, à l'amont, des ruptures en traction (Fig. 7.21d). Bien que les valeurs maximales des incréments des résistances de cisaillement

soient concentrées sur une surface continue (Fig. 7.21e), cette surface ne s'étend pas jusqu'à la base des dépôts détritiques dans la portion avale. L'analyse effectuée montre une importante amélioration de la condition statique du versant, qui, ne se trouve probablement pas dans une bonne condition de stabilité, comme le montre la présence de zone de plastification à la base du niveau détritique.

Ce problème pourrait être résolu en abaissent le niveau de la nappe phréatique, à l'aide, par exemple, de forages dispersants. Dans ce cas, la condition de stabilité est atteinte aisément (Fig. 7.22a). Les déplacements maximaux, de l'ordre de quelques cm, se concentrent dans la portion supérieure du versant (Fig. 7.22b-c), ainsi que les zones de plastification (Fig. 7.22d) et les incréments des déformations de cisaillement (Fig. 7.22e). Dans cette portion du versant l'intervention de façonnement supposé a été intentionnellement réduite, pour ne pas provoquer des déstabilisations dans la portion plus à l'amont du versant, intéressée par un ancien corps de glissement potentiellement mobilisable.

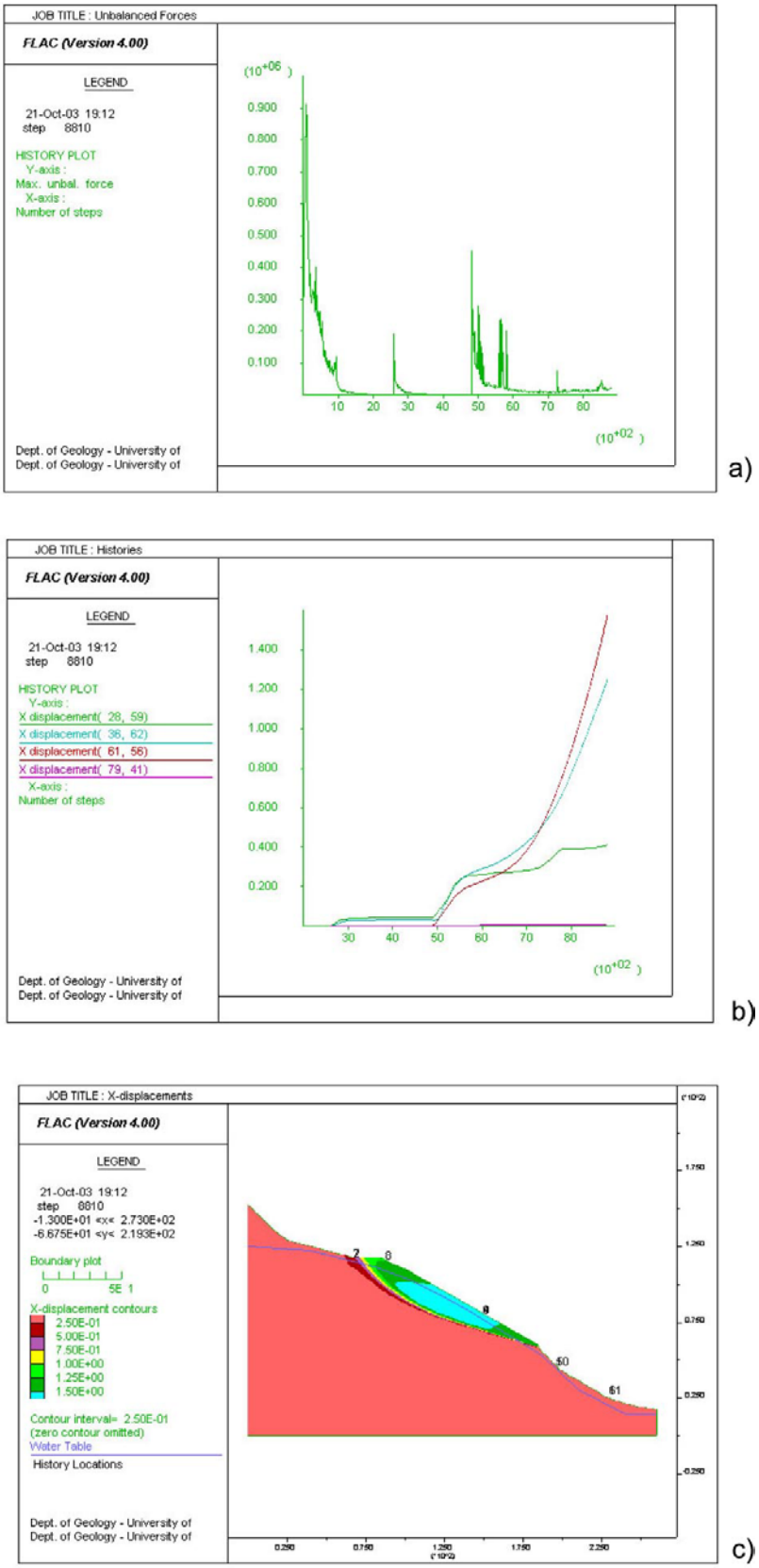
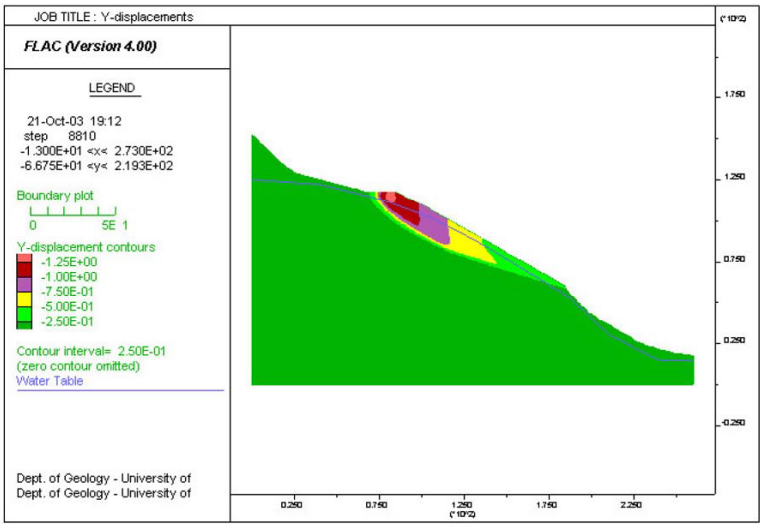
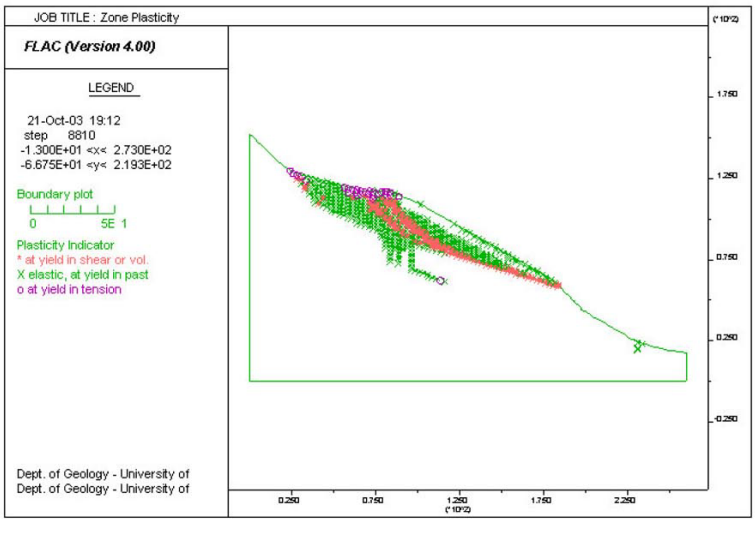


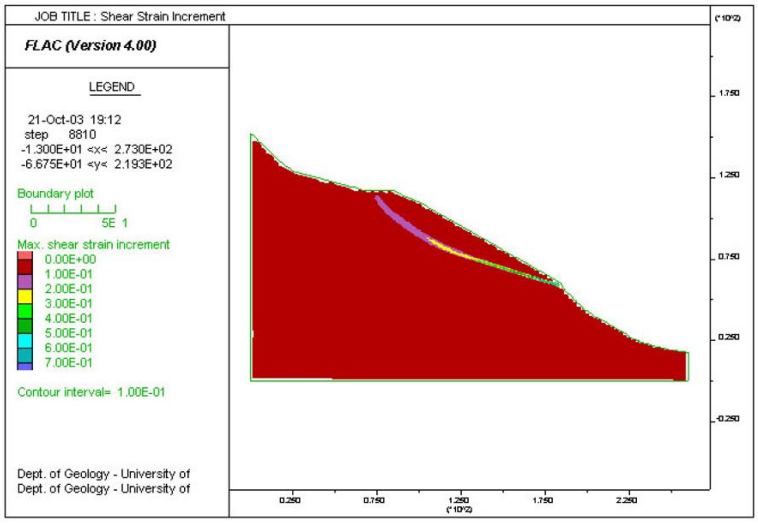
Figure 7. 20. Analyse bidimensionnelle du glissement dans les conditions de façonnement dans la portion inférieure du versant et de nappe phréatique haute. a) courbe du bilan des forces ; b) déplacements des points de contrôle ; c) déplacements horizontaux.



d)



e)



f)

Figure 7.20. (suite) d) déplacements verticaux ; e) zones de plastification ; f) incrément des déformations de cisaillement.

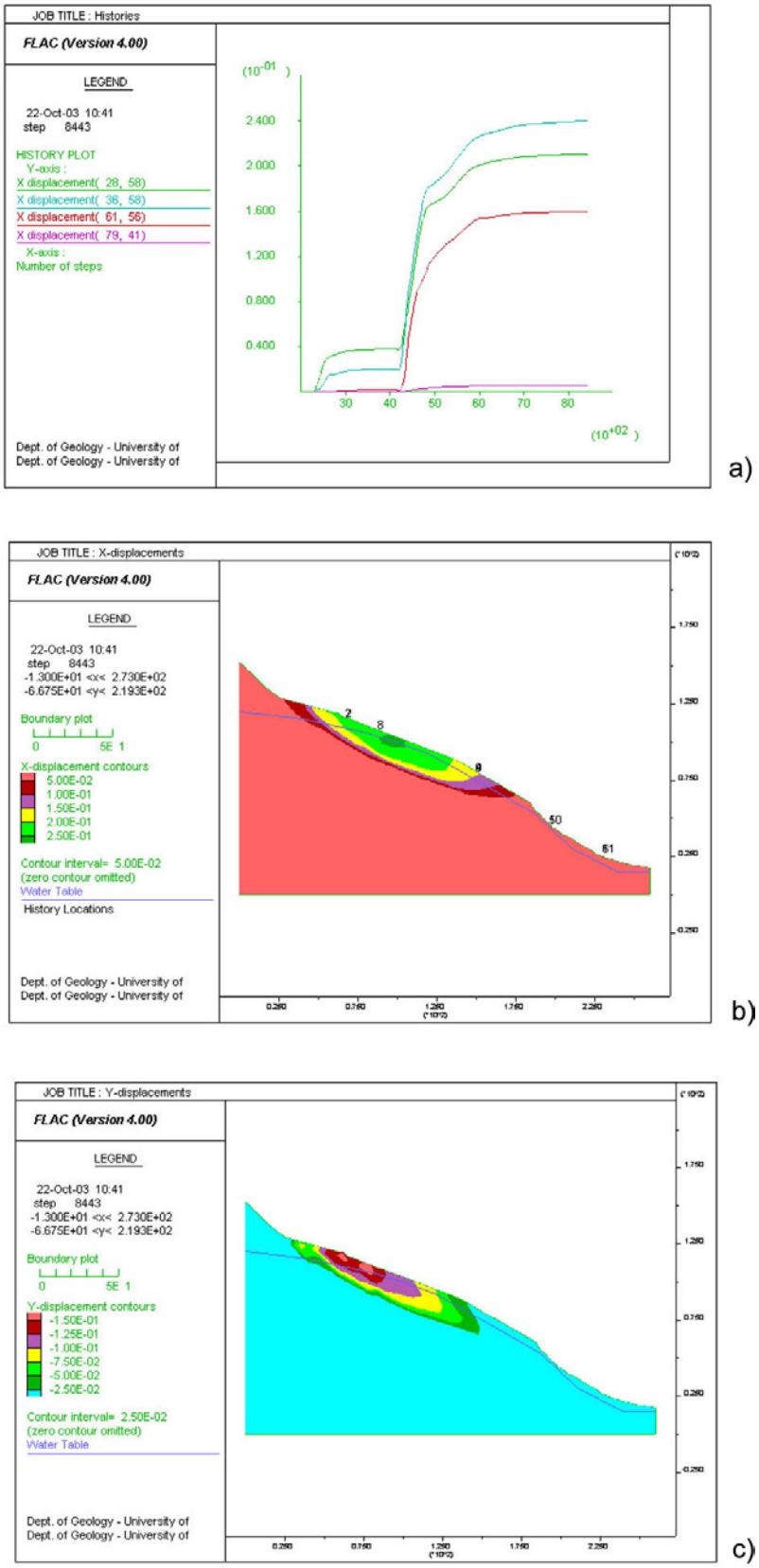
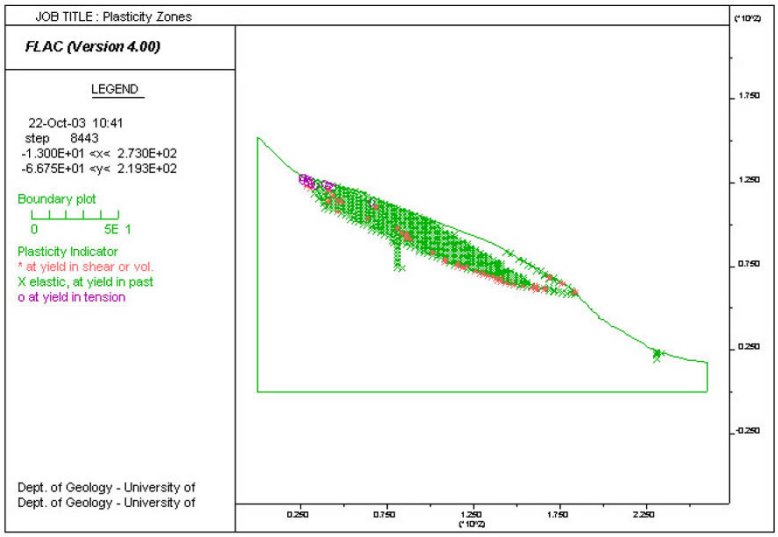
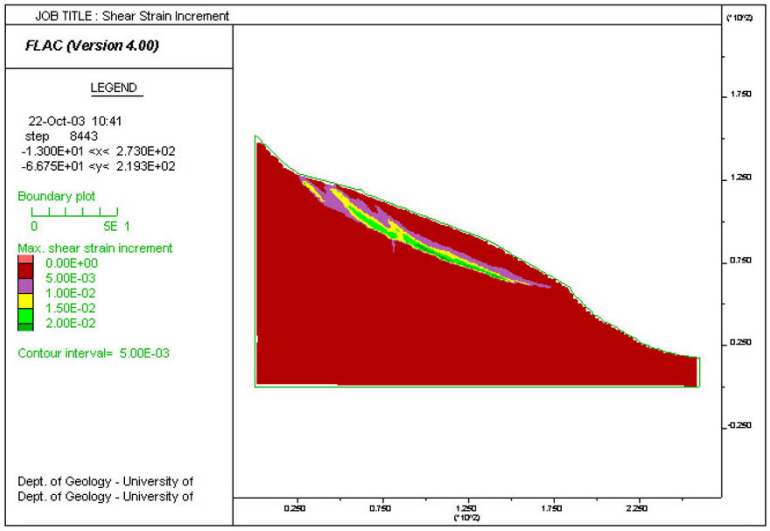


Figure 7. 21. Analyse bidimensionnelle du glissement dans les conditions de façonnement dans les portions inférieure et supérieure du versant et de nappe phréatique haute. a) déplacements des points de contrôle ; b) déplacements horizontaux ; c) déplacements verticaux.



d)



e)

Figure 7.21. (suite) d) zones de plastification ; e) incrément des déformations de cisaillement.

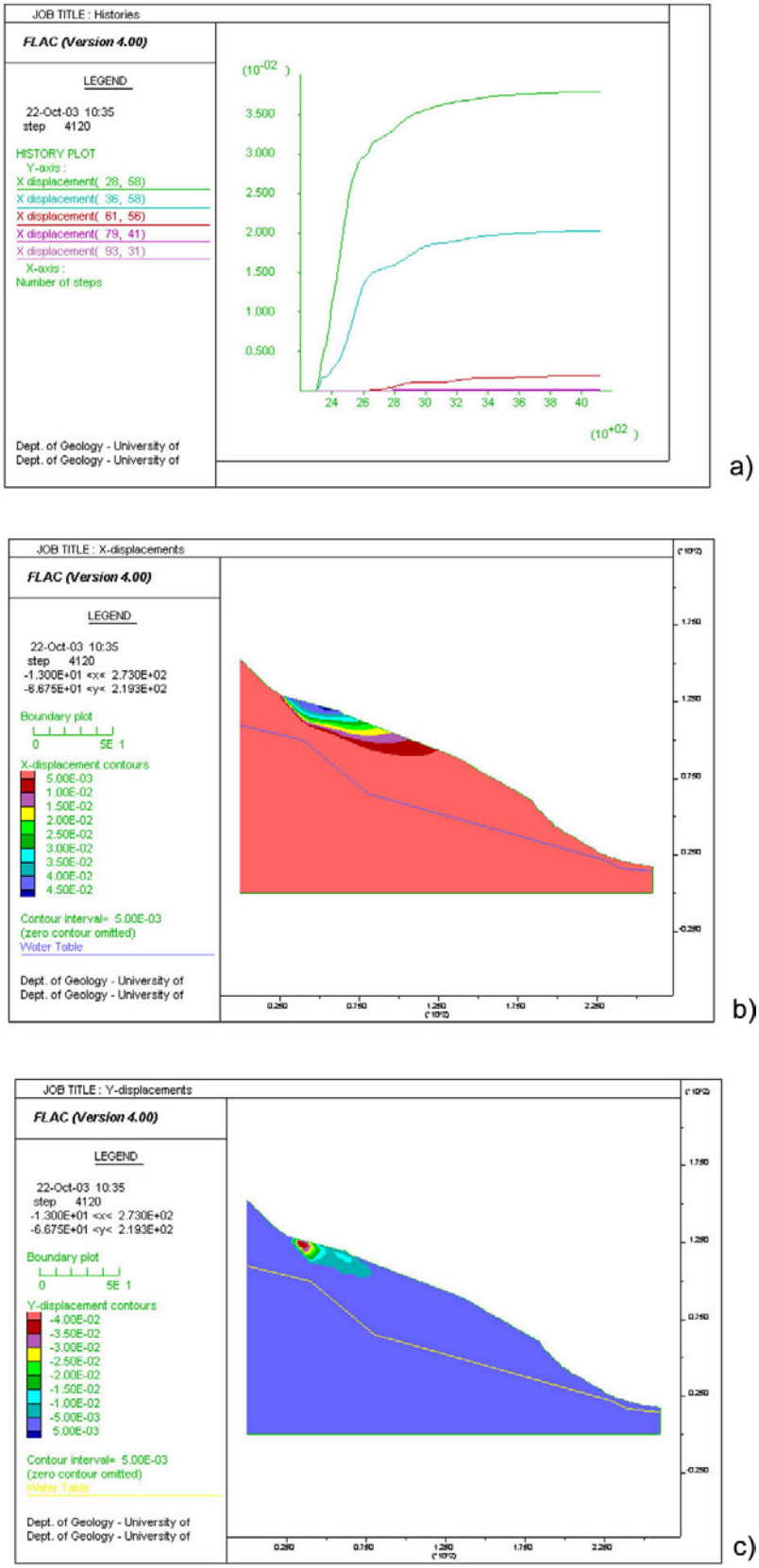
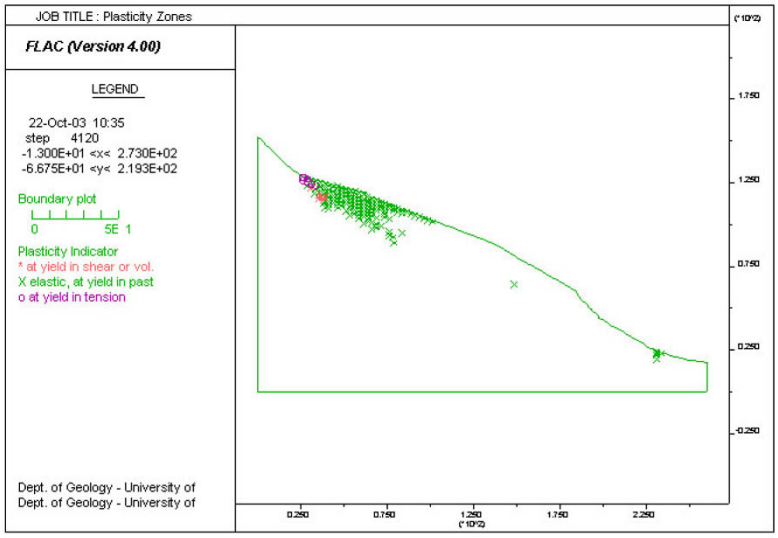
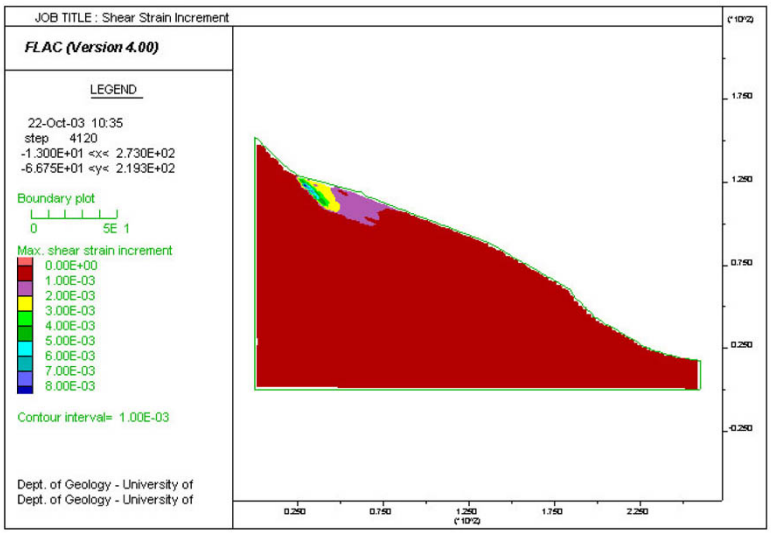


Figure 7. 22. Analyse bidimensionnelle du glissement dans les conditions de façonnement dans les portions inférieure et supérieure du versant et de nappe phréatique basse. a) déplacements des points de contrôle ; b) déplacements horizontaux ; c) déplacements verticaux.



d)



e)

Figure 7.22. (suite) d) zones de plastification ; e) incrément des déformations de cisaillement.

7. Discussion

Les résultats des analyses effectuées montrent un bon accord avec les observations de terrain. L'instabilité de la condition pré-glissement du novembre 2000 a été correctement prédite par les modèles en 2D et en 3D. Le modèle de l'état actuel du versant, c'est-à-dire dans la situation géométrique après le glissement produit en novembre 2000 et après les interventions réalisées, a montré comment le versant se trouve dans une condition d'initiation d'instabilité, qui peut devenir critique dans le cas d'un relèvement important de la nappe phréatique. Enfin, les modèles réalisés à partir d'une modification de la topographie actuelle du versant ont permis d'analyser les conditions de stabilité suite à deux hypothèses différentes d'intervention sur le versant et, donc, de proposer des évolutions possibles pour plusieurs scénarios d'intervention.

Il faut toutefois remarquer que, comme on l'a déjà dit au début du chapitre, la bonne utilisation de ces méthodes dépend de la connaissance de certains paramètres géomécaniques peu habituels dans la pratique géotechnique. De plus, une connaissance des conditions hydrogéologiques du versant est envisagée, afin de pouvoir conduire des analyses des conditions de stabilité de la manière la plus réaliste possible. Une étude des réponses du versant à des conditions météorologiques particulières (par exemple des pluies intenses et prolongées) pourrait indiquer la réalité des hypothèses de niveau de nappe phréatique entrées dans le modèle.

Cependant, les modèles réalisés indiquent l'importance des analyses en tension et déformation surtout dans les cas de superposition de terrains à déformabilité fortement différent. Contrairement aux analyses à l'équilibre limite, qui permettent simplement de reconnaître une surface de rupture circulaire, au-dessus de laquelle la masse se déplace de manière rigide, les analyses aux différences finies permettent de discerner la présence d'éventuelles surfaces de rupture à l'intérieur de la masse déstabilisé.

De plus, les analyses tridimensionnelles et leur comparaison avec celles bidimensionnelles montrent comment la condition même de tridimensionnalité influence de manière significative la géométrie de la masse potentiellement instable.

Enfin, les résultats obtenus montrent la sensibilité des interventions de façonnement sur la stabilisation des masses instables et montrent aussi l'importance des modèles numériques comme préalables à ces interventions.

CONCLUSIONS GENERALES

Le travail de cette thèse a montré l'intérêt de l'application de différentes techniques d'études aux glissements de terrain.

Trois techniques différentes ont été utilisées pour évaluer les déplacements de surface des masses instables. Le travail a montré comment, en certaines conditions, chacune de ces méthodes peut produire de résultats satisfaisants dans le suivi des mouvements de terrain. L'application de l'interférométrie différentielle d'images radar aux sites de La Valette et de La Clapière nous a permis d'obtenir des informations spatialement continues des mouvements de surfaces liées aux deux glissements et de distinguer des secteurs à évolution différente. L'application de la technique GPS au site de La Valette nous a ensuite permis de montrer que l'utilisation d'instrumentation relativement moins précise par rapport aux potentiels de la technique, comme les récepteurs mono-fréquence, est capable de suivre les déplacements de surface avec une précision suffisante dans des conditions de mouvement important. L'étude par théodolite-distancemètre des mouvements de surfaces sur le glissement de S. Andrea nous a enfin permis d'évaluer de manière fiable les déplacements produits. Les trois méthodes utilisées ici possèdent leur propre domaine d'application et sont complémentaires en termes de précision, d'informations sur le mouvement et de couverture de la zone instable. Ces trois méthodes doivent donc être utilisées simultanément pour contraindre les champs de vitesse des phénomènes de versant.

La technique de la modélisation numérique aux différences finies a ensuite été appliquée au versant instable de S. Andrea. Malgré les difficultés de l'application de ces méthodes en termes de fiabilité des paramètres géomécaniques, géotechniques et hydrologiques de terrains, ce travail a montré comment il est possible d'évaluer plus précisément les conditions de stabilité d'une masse instable, ainsi que de contrôler la distribution des déformations à l'intérieur de la masse instable. En outre, à partir des conditions actuelles, il a été possible de proposer des méthodes d'intervention fiables, nécessaires à la stabilisation du versant et, donc, à la diminution du risque sur le village de

Perarolo. De plus, les méthodes 3D appliquées aux problèmes de stabilité de versant se sont démontrées plus fiables par rapport aux méthodes numériques aux différences finies en deux dimensions, ainsi que par rapport aux méthodes conventionnelles à l'équilibre limite.

L'intégration de ces techniques différentes permet d'obtenir une avancée de connaissances dans l'étude des zones instables. De façon générale, les méthodes d'imagerie et télédétection permettent de repérer les zones instables, de les replacer dans leur environnement géologique global et, donc, d'avoir une vue d'ensemble des phénomènes à l'échelle du massif. De manière plus spécifique, les méthodes de mesure permettent de définir des champs de vitesses à plusieurs échelles de temps, donnant accès à une zonation spatiale et temporelle de la structure instable. L'intégration des données de déplacement dans les modèles numériques permet de valider les paramètres de la masse instable, tels que les paramètres mécaniques et l'état des contraintes et des déformations, et d'expliquer l'effet des paramètres forçants.

D'un point de vue appliqué, l'intégration de ces techniques montre aussi de nombreux avantages. L'utilisation des banques de données d'images disponibles permet de remonter à l'histoire des instabilités, de déterminer les zones non encore perçues comme instables depuis le sol, ainsi que de suivre les instabilités déjà manifestées. La modélisation numérique, une fois qu'elle a été validée, permet la prévision de l'évolution des glissements et de proposer des scénarios d'aménagement.

Bibliographie

Antoine, P., Giraud, A., Meunier, M. and van Asch, T.W.J., 1995. Geological and geotechnical properties of the "Terres Noires" in southeastern France: weathering, erosion, solid transport and instability. Engineering Geology, 40: 223-234.

Ashjaee, J., and Ashjaee, N., 1998. Basic of High Precision Global Positioning System. http://www.topconps.com/gpstutorial/

Berardino, P. et al., 2003. Use of differential SAR interferometry in monitoring and modelling large slope instability at Maratea (Basilicata, Italy). Engineering Geology, 68: 31-51.

Bieniawski Z.T. (1989) - *Engineering Rock Mass Classifications*. Wiley, Chichester.

Booker J.R. & Davis E.H. (1972) – A note on a plasticità solution to the stability of slopes in homogeneous clays. Geotechnique, V22, 509-513.

Carnec, C., Massonet, D. and King, C., 1996. Two examples of the use of SAR interferometry on displacement fields of small spatial extent. Geophysical Resaerch Letters, 23 (24): 3579-3582.

Carnec, C., 1996. Interférométrie SAR différentielle. Application à la détection et au suivi de mouvements de terrain, Université Paris 7.

Carnec, C. and Delacourt, C., 2000. Three years of mining subsidence monitored by SAR interferometry, near Gardanne, France. Journal of Applied Geophysics, 43 (1): 43-54.

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

Coe, J.A., Ellis, W.L., Godt, J.W., Savage, W.Z., Savage, J.E., Michael, J.A., Kibler, J.D., Powers, P.S., Lidke, D.J., and Debray, S., 2003. Seasonal movement of the Slumgullion landslide determined from Global Positioning System surveys and field instrumentation, July 1998-March 2002. Engineering Geology, 68: 67-101.

Colas, G. and Locat, J., 1993. Glissement et coulée de La Valette dans les Alpes de Haute-Provence. Présentation générale et modélisation de la coulée. Bullettin liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées, 187: 19-28.

Colesanti, C., Ferretti, A., Prati, C. and Rocca, F., 2003. Monitoring landslides and tectonic motions with the Permanent Scatterers Technique. Engineering Geology, 68: 3-14.

Combes, F., 1990. Le glissement de terrain de La Valette - Alpes d'Haute Povence, France. Presentation générale et modélisation de la coulée. Mémoire hors série. Revue de Géologie Alpine, 15.

Cundall P. (1976) – Explicite finite difference methods in geomechanics. Proc. 2nd Int. Conf. Num. Meth. in Geomech., Blacksburg, VI, 132-150.

Dana, P.H., 2000. Global Positioning System Overview. University of Colorado, Department of Geography, Geographer's Craft Project.

http://www.colorado.edu/geography/gcraft/notes/gps/gps_f.html

Delacourt, C., 1997. Détection et analyse de mouvements de surface par interférométrie diffrérentielle. PhD Thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, 199 p.

Doglioni, C. and Bosellini, A., 1987. Eoalpine and Mesoalpine tectonics in the Southern Alps. Geologische Rundschau, 76 (3): 735-754.

Dowdeswell, J.A., Unwin, B., Nuttall, A.M. and Wingham, D.J., 1999. Velocity structure, flow instability and mass flux on a large Arctic ice cap from satellite radar interferometry. Earth and Planetary Science Letters, 17 (3-4): 131-140.

Dunlop F. & Duncan J.M. (1970) – Development of failure around naturally excavated slopes. J.Soil Mech. Found.Div., ASCE, V96, SM2, 471-193.

Dupont, M. and Taluy, P., 2000. Hydrogéologie du glissement de La Valette (avec carte au 1/5000éme des venues d'eau), Mémoire de Maîtrise, Université de Savoie, Grenoble.

Duranthon, J.p., 2000. Application de la méthode GPS de localisation par satellite à la surveillance de sites naturels instables. Bullettin des Laboratoires des Ponts et Chaussées (228): 47-53.

Evin, M., 1992. Prospection sismique en partie basse, RTM.

Feigl, K., Sergent, A. and Jacq, D., 1995. Estimation of an earthquake focal mechanism from a satellite radar radar interferogramm: application to the December 4, 1992 Landers aftershock. Geophysical Research Letters, 22 (9): 1037-1084.

Ferretti, A., Prati, C. and Rocca, F., 2000. Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 38 (2202-2212).

Flageollet, J.C., Maquaire, O., Marin, B. and Weber, D., 1999. Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). Geomorphology, 30: 65-78.

Follaci, J.-P., 1999. Seize ans de surveillance à La Clapière (Alpes Maritimes). Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées, 220 p.

Fruneau, B., 1995. Interférométrie différentielle d'images SAR. Application au glissement de terrain de La Clapière. PhD Thesis, Université Paris 7, 214 p.

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

Fruneau, B., Rudant, J.P., Obert, D. and Raymond, D., 1999. Small displacements detected by SAR Interferometry in the city of Paris (France), IGARSS 1999, Hamburg, Germany, pp. 1943-1945.

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

Gamma Remote Sensing, 2000. Gamma User Manual, Bern.

Gili, J.A., Corominas, J. and Rius, J., 2000. Using Global Positioning System thechniques in landslide monitoring. Engineering Geology, 55: 167-192.

Goldstein, R.M., Englehardt, H., Kamb, B. and Frolich, R.M., 1993. Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: application to an Antarctic Ice Stream. Science, 262 (1): 525-530.

Guglielmi, Y., Bertrand, C., Compagnon, F., Follaci, J.-P. and Mudry, J., 2000. Acquisition of water chemistry in a mobile fissureb basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière landslide (Mercantour massif, southern Alps, France). Journal of Hydrology, 229: 138-148.

Hanssen, R.F., 2001. Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 328 pp.

Hoek E., Grabinsky M.W. & Diederichs M.S. (1993) – Numerical modelling for underground excavations. Trans. Instit. Min. Metall., sect A, 100; A22-A30.

Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. and Collins, J., 2001. Global Positioning System. Theory and practice. Springer, Wien, New York, 382 pp.

Itasca, Flac User Manual, 2000.

Itasca, Flac^{3D} User Manual, 2001.

Kerckhove, C., 1969. La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais (Alpes Occidentales). Géologie Alpine, 45: 5-204.

Kerckhove, C., Debelmas, J. and Cochonat, P., 1978. Tectonique du soubassement parautochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur leur bordure occidentale, du Drac au Verdon. Géologie Alpine, 54: 67-82.

Kimura, H. and Yamaguchi, Y., 2000. Detection of landslide areas using satellite landslide interferometry. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 66 (3): 337-344.

Kwok, R. and Fahnestock, M., 1998. Ice sheet motion and topography from radar interferometry. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 34 (1): 189-200.

Laumonier, B. and Gunzburger, Y., 2002. Origine tectonique du pli supportant le glissement de terrain de La Clapière (Nord-Ouest du massif de l'Argentera-Mercantour, Alpes du Sud, France) d'après l'analyse de la fracturation. C.R.Geoscience, 34: 415-422.

Le Mignon, G., 1999. Glissements-coulées boueuses. Analyse et modélisation. Application au cas de La Valette, Mémoire de DEA, Ecole de Mines de Paris.

Leick, A., 1995. GPS satellite surveying. Wiley, New York, 352 pp.

Malet, J.P., Maquaire, O. and Calais, E., 2002. The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides. Geomorphology, 43: 33-54.

Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. and Rabaute, T.1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. Nature, 364: 138-142.

Massonnet, D., Briole, P. and Arnaud, A., 1995. Deflation of Mount Etna monitored by spaceborn radar interferometry. Nature, 375: 567-570.

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

Meyer, B. et al., 1998. Results from combining tectonic observations and SAR interferometry for the 1995 Grevena Earthquake: A summary. Journal of Geodynamics, 26: 255-259.

Moss, J.L., 2000. Using the Global Positioning System to monitor dynamic ground deformation networks on potentially active landslides. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 2 (1): 24-32.

G.B.PELLEGRINI & N. SURIAN Late Pleistocene Geomorphological Evolution in the Vallone Bellunese (Southern Alps), Geogr. Fis. Dinam. Quat., 17, 67-72, Torino, 1994.

Potherat, P., 2000. Projet de recherches sur le thème: Risques naturels et prévention.

Q.E.S.T., 1998. The GPS Tutor. http://www.mercat.com/QUEST/gpstutor.htm.

Reece, M.E:, 2000. Global Positioning System. http://www.nmt.edu/~mreece/gps/cover.html.

Rott, H., Scheuchl, B., Siegel, A. and Grasemann, B., 1999. Monitoring very slow slope motion by means of SAR interferometry: a case study from a mass waste above a reservoir in the Ötztal Alps, Austria. Geophysical Resaerch Letters, 26 (11): 1629-1632.

Rutigliano, P., Sdao, F., Vespe, F. and Lorenzo, P., 2002. Analisi di una rete GPS per il monitoraggio di aree in frana nel comune di Lauria (PZ), Atti della 6° Conferenza Nazionale ASITA, Perugia.

Semenaud, J., 2000. Glissement-coulée de La Valette: analyse du contact Terres Noires/nappes de l'Embrunais-Ubaye dans son contexte régional, Mémoire de DEA, Ecole de Mines de Paris.

SNAP, 1999. Principles and Practice of GPS Surveying. School of Geomatic Engineering - The University of New South Wales. www.gmat.unsw.edu.au/snap.

Snitbahn H & Chen W.F. (1976) – Finite element analysis of large deformation in slopes. Proc. 2nd Int. Conf. Num. Meth. in Geomech., Blacksburg, VII.

Snitbahn H & Chen W.F. (1978) – Elastic plastic large deformation analysis of soil slopes. Computers and structures, V9, 567-577.

Squarzoni, C., Delacourt, C. and Allemand, P., 2003. Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry. Engineering Geology, 68: 53-66.

Tarchi, D. et al., 2003. Landslide monitoring by using ground-based SAR interferometry: an example of application to the Tessina landslide in Italy. Engineering Geology, 68: 15-30.

van Beek, L.P.H. and van Asch, T.W.J., 1996. The mobility characteristics of the Valette landslide. In: Senneset (Editor), Landslides. Balkema, Rotterdam, pp. 1417-1421.

Vanderbecq, A., 2000. Potentiel de l'interférométrie en zones montagneuses, Mémoire de DEA, Université de Grenoble.

Vibert, C., 1987. Apport de l'auscultation de versants instables à l'analyse de leur comportement, Les glissements de Lax-le-Roustit (Aveyron) et St. Etienne de Tinée. PhD Thesis, Ecole de Mines de Paris

Vietmeier, J., Wagner, W. and Dikau, R., 1999. Monitoring moderate slope movements (landslides) in the southern French Alps using differential SAR interferometry, Fringe 1999.

Wasowski, J. and Gostelow, P., 1999. Engineering geology landslide investigation and SAR interferometry, Fringe 1999.

Wright S.G., Kulhaway F.H. & Duncan J.M. (1973) – Sccracy of equilibrium slope stability analysis. J.Soil Mech. Found.Div., ASCE, V99, SM10, 783-791.

Zebker, H.A., Rosen, P., Goldstein, R.M., Gabriel, A. and Wemer, C.L., 1994. On the derivation of coseismic feilds using differential radar interferometry: the Landers earthquake. Journal of Geophysical Research, 99 (B10): 19617-19634.

Zienkiewicz O.C., Humpheson C. & Lewis R.W. (1975) – Associated and non-associated viscoplasticity and plasticity in soil mechanics. Geotechnique, V25, 4, 671-689.